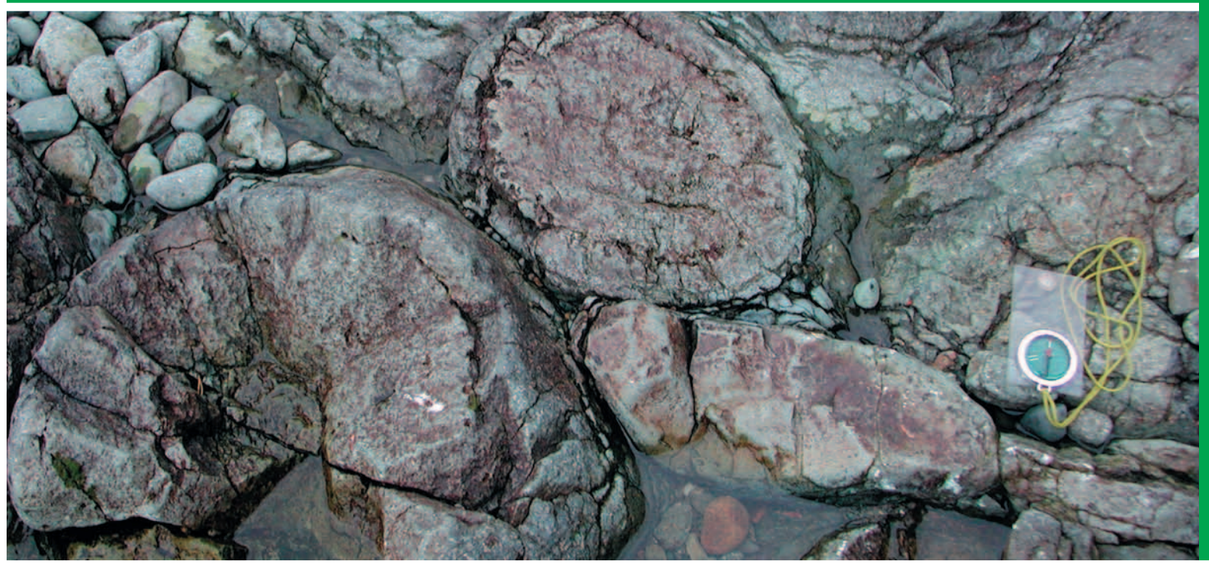
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2011



# Онежская палеопротерозойская структура

(геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)

Онежская палеопротерозойская структура
(геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)

Институт геологии
Карельского научного центра РАН
1961–2011

KARELIAN RESEARCH CENTRE
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOLOGY

FEDERAL AGENCY FOR MINERAL RESOURCES
DIRECTORATE FOR MINERAL RESOURCES IN THE REPUBLIC OF KARELIA

NEDRA SPC JOINT-STOCK COMPANY

FSUE «VSEGEI»

# PALAEOPROTEROZOIC ONEGA STRUCTURE

## (GEOLOGY, TECTONICS, DEEP STRUCTURE AND MINERALOGENY)

Executive editors:

L.V. Glushanin, N.V. Sharov, V.V. Shchiptsov

Petrozavodsk
2011

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО РЕСПУБЛИКЕ КАРЕЛИЯ

ОАО НПЦ «НЕДРА»

ФГУП «ВСЕГЕИ»

# ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

## (ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

Ответственные редакторы:

Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов

Петрозаводск
2011

УДК 551.72: [551.242.5.055+550.347+553.44]
ББК 26.33
О-58

Редакционная коллегия:

Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов (отв. редакторы), В.И. Горбачев, В.А. Крупеник, В.С. Куликов, М.Г. Леонов, П.В. Медведев, М.М. Филиппов

Рецензенты:

В.И. Макаров, Ф.Н. Юдахин

О-58 **Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)** / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011/ 431 с. + 1 вкл., ил. 233, табл. 76. Библиогр. 718 назв.
ISBN 978-5-9274-0456-8

Авторы: З.Л. Афанасьева, А.М. Ахмедов, Е.С. Богомолов, И.В. Викентьев, Л.В. Глушанин, А.И. Голубев, Н.А. Гольцин, А.Я. Докучаев, Л.А. Жданова, Н.Г. Заможняя, Д.С. Зыков, К.М. Ермохин, О.А. Есипко, А.Ф. Еськов, В.И. Иващенко, Э.В. Исанина, И.Н. Капитонов, А.В. Киселев, А.И. Киященко, Б.Н. Клабуков, С.Ю. Колодяжный, В.И. Коросов, В.А. Крупеник, Н.А. Крупнова, В.Б. Крюков, В.С. Куликов, В.В. Куликова, В.К. Кушнеренко, М.М. Лавров, М.Г. Леонов, Е.Н. Лепехина, Н.В. Лещенко, К.И. Лохов, В.В. Макарихин, А.А. Макарьев, Е.М. Макарьева, П.В. Медведев, Т.Н. Назарова, В.В. Наркисова, И.В. Неронова, Ю.С. Полеховский, А.В. Полещук, А.К. Полин, Э.М. Прасолов, С.Л. Пресняков, В.И. Робонен, А.Е. Ромашкин, Д.В. Рычанчик, А.А. Сахаров, А.И. Светова, С.А. Светов, К.Ю. Свешникова, С.А. Сергеев, С.Я. Соколов, В.М. Ступак, А.К. Сулейманов, Г.В. Тарханов, Н.Н. Трофимов, М.М. Филиппов, М.Г. Фрик, Н.В. Шаров, В.А. Швецкий, В.А. Шеков, В.В. Щипцов, О.Н. Щукин, Ю.К. Щукин, С.И. Южанинова.

В коллективной монографии на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся геолого-геофизической информации, накопленной за пятидесятилетний период, и данных бурения Онежской параметрической скважины даются современные представления о глубинном строении земной коры Онежской структуры. Обобщение и комплексная интерпретация накопленных данных по геологии, тектонике, геофизике и минерагении позволили выявить новые детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, возможную геологическую природу и геодинамические условия ее формирования.

Предлагаемая коллективная монография предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся изучением глубинного строения докембрийской литосферы, а также для студентов-геологов и геофизиков старших курсов университетов.

The modern concept of the deep crustal structure of the Onega area is described in this collective monograph, based on analysis of available geological and geophysical data and the drilling record for the Onega parametric borehole obtained in the past fifty years. The deep structure of the Earth's crust was studied in more detail and its composition, possible geological nature and geodynamic setting were assessed more accurately by summing up and interpreting geological, tectonic, geophysical and mineralogenic data.

The monograph is meant for a wide range of specialists, who study the deep structure of the Precambrian lithosphere, and for senior geology and geophysics university students.

УДК 551.72: [551.242.5.055+550.347+553.44]
ББК 26.33

*Монография издана при финансовой поддержке Института геологии КарНЦ РАН, НПЦ «Недра» и ФГУП «ВСЕГЕИ»*

ISBN 978-5-9274-0456-8

© Коллектив авторов, 2011
© Карельский научный центр РАН, 2011
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2011

## СОДЕРЖАНИЕ


СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ ..... 11

ПРЕДИСЛОВИЕ (*В.В. Щипцов*) ..... 13

ВВЕДЕНИЕ (*В.С. Куликов, М.М. Филиппов, Н.В. Шаров*) ..... 15

Глава 1. СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ ..... 19

1.1. Обзорная геологическая карта Онежской структуры (*В.С. Куликов, П.В. Медведев, А.И. Голубев*) ..... 19

1.2. Архей ..... 23

1.2.1. Архейские образования Водлозерского блока (*В.В. Куликова*) ..... 23

1.2.2. Мезо-неоархейский (лопийский) Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (*С.А. Светов*) ..... 28

1.3. Палеопротерозой ..... 32

1.3.1. Сумий (*А.И. Голубев, С.А. Светов, В.И. Коросов, А.И. Светова, М.М. Лавров, Н.Н. Трофимов, Т.Н. Назарова*) ..... 32

1.3.2. Сариолий (*В.И. Коросов, В.И. Робонен, Т.Н. Назарова*) ..... 50

1.3.3. Ятулий (*П.В. Медведев, В.В. Макарихин, А.И. Голубев, Д.В. Рычанчик, Н.Н. Трофимов*) ..... 52

1.3.4. Людиковий (*В.С. Куликов, Д.В. Рычанчик, А.И. Голубев, М.М. Филиппов, Г.В. Тарханов, М.Г. Фрик, С.А. Светов, В.В. Куликова, С.Я. Соколов, А.Е. Ромашкин*) ..... 67

1.3.5. Калевий (*Д.В. Рычанчик, П.В. Медведев, М.М. Филиппов*) ..... 101

1.3.6. Вепсий (*П.В. Медведев, А.И. Голубев, В.С. Куликов*) ..... 119

1.4. Неопротерозой (венд) (*П.В. Медведев*) ..... 124

1.5. Нерешенные вопросы стратиграфии, магматизма, геохронологии и корреляции протерозойских образований (*В.С. Куликов, П.В. Медведев, А.И. Голубев*) ..... 125

Глава 2. ТЕКТОНИКА (*М.Г. Леонов, В.С. Куликов, Д.С. Зыков, С.Ю. Колодяжный, А.В. Полещук*) 127

2.1. Общая характеристика ..... 127

2.2. Тектоническая структура и структурно-кинематические ансамбли ..... 131

2.3. Акватория Онежского озера и новейшая тектоника ..... 150

2.4. Силловый магматизм ..... 153

2.5. Геодинамическая интерпретация формирования и развития ..... 158

2.6. Сравнительная тектоника Мичиганского бассейна и Онежской структуры ..... 162

Глава 3. ОНЕЖСКАЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ СКВАЖИНА ..... 171

3.1. Технология проводки скважины (*В.А. Швецкий*) ..... 171

3.2. Строение разреза Онежской структуры по данным бурения ОПС (*В.А. Крупеник, А.М. Ахмедов, К.Ю. Свешникова*) ..... 172

3.2.1. Архейский фундамент ..... 172

3.2.2. Палеопротерозой ..... 176

3.3. Корреляция разреза ОПС с опорными разрезами Онежской структуры (*В.А. Крупеник, К.Ю. Свешникова*) ..... 190

3.4. Петрология и геохимия магматических пород в разрезе ОПС (*В.В. Наркисова*) ..... 195

3.4.1. Базальтоиды людиковия (палеопротерозой) ..... 195

3.4.2. Породы фундамента (AR-PR) ..... 208
3.5. Геохимическая и рудно-минералогическая характеристики разреза Онежской структуры по данным бурения ОПС (*В.А. Крупеник*, *К.Ю. Свешникова*) ..... 213
3.6. Вариации составов рудной минерализации и минерагенические особенности пород заонежской свиты в разрезе ОПС (*И.В. Викентьев, А.Я. Докучаев*) ..... 228
3.6.1. Методика исследований ..... 228
3.6.2. Рудно-геохимические особенности пород заонежской свиты ..... 231
3.7. Геофизические исследования скважины (*О.А. Есипко, И.В. Неронова*) ..... 237
3.8. Изотопно-геохимическая характеристика разреза ОПС ..... 248
3.8.1. Изотопный состав гелия и аргона в галите (*Э.М. Прасолов, В.А. Крупеник*) ..... 248
3.8.2. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах людиковийского и ятулийского надгоризонтов (*В.А. Крупеник, А.М. Ахмедов, К.Ю. Свешникова*) .. 250
3.9. Полученные результаты и дальнейшие планы (*Л.В. Глушанин, О.Н. Щукин*) ..... 255

Глава 4. ГЛОБАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕСТРОЙКИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ НА РУБЕЖЕ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ, ИЗОТОПНАЯ ХРОНОМЕТРИЯ ..... 257
4.1. События глобального масштаба, проявленные в истории геологического развития Онежской структуры ..... 257
4.1.1. Глобальные процессы и события на рубеже архея и протерозоя (обзор) (*П.В. Медведев*) ..... 257
4.1.2. Ломагунди-ятулийское изотопное событие (*П.В. Медведев, Д.В. Рычанчик*) ..... 261
4.1.3. Окисление верхней мантии и насыщение кислородом экзосферы Земли (*П.В. Медведев, А.Е. Ромашкин, Д.В. Рычанчик*) ..... 265
4.1.4. Феномен «Шуньга» (*М.М. Филиппов, В.К. Кушнеренко, Г.В. Тарханов, М.Г. Фрик*) . 266
4.2. Изотопное датирование пород Онежской структуры ..... 292
4.2.1. Изотопные U-Pb, Lu-Hf системы в цирконах и Sm-Nd система в породах фундамента (по результатам бурения ОПС) (*А.М. Ахмедов, К.И. Лохов, В.А. Крупеник, И.Н. Капитонов, К.Ю. Свешникова, С.Л. Пресняков, Е.С. Богомолов, С.А. Сергеев*) ..... 292
4.2.2. Изотопное датирование полистадийно-преобразованных пород заонежской свиты в Хмельозерской синклинали (*К.И. Лохов, Н.А. Гольцин, И.Н. Капитонов, Э.М. Прасолов, Ю.С. Полеховский, Е.С. Богомолов, А.М. Ахмедов, С.А. Сергеев*) 297
4.2.3. Изотопно-геологическая характеристика кимберлитов оз. Кимозеро (*К.И. Лохов, Ю.С. Полеховский, И.Н. Капитонов, Е.Н. Лепехина, Е.С. Богомолов, С.А. Сергеев*) 314
4.3. Заключение (*П.В. Медведев*) ..... 320

Глава 5. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ 323
5.1. Глубинное строение по геофизическим данным ..... 323
5.1.1. Геоэлектрические исследования (*Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, М.М. Филиппов*) 323
5.1.2. Аэромагнитные исследования (*Л.А. Жданова, К.М. Ермохин, Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, М.М. Филиппов*) ..... 327
5.1.3. Гравиметрические исследования (*Л.А. Жданова, К.М. Ермохин, Б.Н. Клабуков, С.Я. Соколов, М.М. Филиппов*) ..... 330
5.1.4. Геофизические исследования на акватории Онежского озера (*А.А. Макарьев, Е.М. Макарьева, А.В. Киселев, А.И. Киященко, А.Ф. Еськов, А.А. Сахаров*) ..... 339
5.2. Глубинные сейсмические исследования методами ОГТ, ГСЗ, МОВЗ ..... 356
5.2.1. Сейсмологические исследования МОВЗ и ГСЗ (*Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, Н.В. Шаров, С.И. Южанинова*) ..... 356

5.2.2. Сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ (*Н.Г. Заможняя, Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, А.К. Сулейманов, Н.В. Шаров*) ..... 359
5.2.3. Сопоставление разрезов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и томографии (*Н.Г. Заможняя, Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, Н.В. Лещенко, В.М. Ступак, А.К. Сулейманов, Н.В. Шаро*в) ..... 360
5.2.4. Глубинное строение (*Э.В. Исанина, В.Б. Крюков, Н.В. Шаров, С.И. Южанинова*) ..... 367
5.3. Геолого-геофизическая модель западной части Онежской структуры (*О.А. Есипко, Н.В. Шаров*) ..... 374
5.4. Петролого-геодинамическая модель (*С.А. Светов, В.С. Куликов*) ..... 378
5.5. Нерешенные вопросы (*Н.В. Шаров, Ю.К. Щукин*) ..... 383

Глава 6. МИНЕРАГЕНИЯ ОНЕЖСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ..... 385
6.1. Комплексные месторождения металлических полезных ископаемых (*А.И. Голубев, В.И. Иващенко, Н.Н. Трофимов, М.М. Лавров*) ..... 385
6.2. Месторождения неметаллических полезных ископаемых (*В.А. Шеков*) ..... 396

ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (*Н.В. Шаров, Ю.К. Щукин*) ..... 402

ЛИТЕРАТУРА ..... 407

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ ..... 430

## CONTENTS


LIST OF ABBREVIATIONS ..... 11

PREFACE (*V.V. Shchiptsov*) ..... 13

INTRODUCTION (*V.S. Kulikov, M.M. Filippov, N.V. Sharov*) ..... 15

Chapter 1. STRATIGRAPHY AND MAGMATISM ..... 19

1.1. Summary geological map of the Onega Structure. (*V.S. Kulikov, P.V. Medvedev, A.I. Golubev*) 19

1.2. Archaean ..... 23

1.2.1. Archaean units in the Vodlozero block (*V.V. Kulikova*) ..... 23

1.2.2. Meso-Neoarchaean (Lopian) Vedlozero-Segozero greenstone belt (*S.A. Svetov*) ..... 28

1.3. Palaeoproterozoic ..... 32

1.3.1. Sumian (*A.I. Golubev, S.A. Svetov, V.I. Korosov, A.I. Svetova, M.M. Lavrov, N.N. Trofimov, T.N. Nazarova*) ..... 32

1.3.2. Sariolian (*V.I. Korosov, W.I. Robonen, T.N. Nazarova*) ..... 50

1.3.3. Jatulian (*P.V. Medvedev, V.V. Makarikhin, A.I. Golubev, D.V. Rychanchik, N.N. Trofimov*) 52

1.3.4. Ludicovian (*V.S. Kulikov, D.V. Rychanchik, A.I. Golubev, M.M. Filippov, G.V. Tarkhanov, M.G. Frik, S.A. Svetov, V.V. Kulikova, S.Y. Sokolov, A.E. Romashkin*) ..... 67

1.3.5. Kalevian (*D.V. Rychanchik, P.V. Medvedev, M.M. Filippov*) ..... 101

1.3.6. Vepsian (*P.V. Medvedev, A.I. Golubev, V.S. Kulikov*) ..... 119

1.4. Neoproterozoic (Vend) (*P.V. Medvedev*) ..... 124

1.5. Unsolved problems in Proterozoic stratigraphy, magmatism, geochronology and correlation (*V.S. Kulikov, P.V. Medvedev, A.I. Golubev*) ..... 125

Chapter 2. TECTONICS (*M.G. Leonov, V.S. Kulikov, D.S. Zykov, S.Y. Kolodyazhny, A.V. Poleshchuk*) 127

2.1. General description ..... 127

2.2. Tectonic structure and structural-kinematic ensembles ..... 131

2.3. Onega Lake basin and neotectonics ..... 150

2.4. Sill magmatism ..... 153

2.5. Geodynamic interpretation of the formation and evolution ..... 158

2.6. Comparative tectonics of the Michigan basin and the Onega Structure ..... 162

Chapter 3. ONEGA PARAMETRIC BOREHOLE (OPB) ..... 171

3.1. Drilling technology (*V.A. Shvetsky*) ..... 171

3.2. Structure of the section based on OPB drilling (*V.A. Krupenik, A.M. Akhmedov, K.Y. Sveshnikova*) ..... 172

3.2.1. Archaean basement ..... 172

3.2.2. Palaeoproterozoic ..... 176

3.3. Correlation of OPB section with the reference sections of the Onega Structure (*V.A. Krupenik, K.Y. Sveshnikova*) ..... 190

3.4. Petrology and geochemistry of igneous rocks in the OPB section (*V.V. Narkisova*) ..... 195

3.4.1. Ludicovian (Palaeoproterozoic) basaltoids ..... 195

3.4.2. Basement rocks (AR-PR) ..... 208

3.5. Geochemical and ore-mineralogical characteristics of the section based on OPB drilling record (*V.A. Krupenik*, *K.Y. Sveshnikova*) ..... 213

3.6. Variations in the compositions of ore mineralization and the mineralogenic characteristics of the rocks of the Zaonezhskaya suite in the OPB section (*I.V. Vikentyev, A.Y. Dokuchaev*) ..... 228
3.6.1. Methods of research ..... 228
3.6.2. Ore-geochemical characteristics of the rocks ..... 231
3.7. Geophysical studies of the borehole (*O.A. Esipko, I.V. Neronova*) ..... 237
3.8. Isotopic-geochemical characteristics of the OPB section ..... 248
3.8.1. Isotopic composition of helium and argon in halite (*E.M. Prasolov, V.A. Krupenik*) ..... 248
3.8.2. Isotopic composition of carbon, oxygen and sulphur in the Ludicovian and Jatulian rocks (*V.A. Krupenik, A.M. Akhmedov, K.Y. Sveshnikova*) ..... 250
3.9. Results obtained and further plans (*L.V. Glushanin, O.N. Shchukin*) ..... 255

Chapter 4. GLOBAL CHANGE OF THE EARTH SYSTEM DURING THE ARCHAEAN-PROTEROZOIC TRANSITION, ISOTOPIC CHRONOMETRY. ..... 257
4.1. Global events reflected in the geological evolution of the Onega Structure ..... 257
4.1.1. Global processes and events during the Archaean-Proterozoic transition (review) (*P.V. Medvedev*) ..... 257
4.1.2. Lomagundi-Jatulian isotopic event (*P.V. Medvedev, D.V. Rychanchik*) ..... 261
4.1.3. Upper mantle oxidation and oxygenating of the Earth's exosphere (*P.V. Medvedev, A.E. Romashkin, D.V. Rychanchik*) ..... 265
4.1.4. Shunga phenomenon (*M.M. Filippov, V.K. Kushnerenko, G.V. Tarkhanov, M.G. Frik*) ..... 266
4.2. Isotopic dating of rocks in the Onega Structure ..... 292
4.2.1. Isotopic U-Pb and Lu-Hf systems in zircons and a Sm-Nd system in basement rocks (based on the OPB drilling record) (*A.M. Akhmedov, K.I. Lokhov, V.A. Krupenik, I.N. Kapitonov, K.Y. Sveshnikova, S.L. Presnyakov, E.S. Bogomolov, S.A. Sergeyev*) 292
4.2.2. Isotopic dating of Zaonezhskaya suite rocks subjected to stepwise alteration in the Khmelozerskaya syncline (*K.I. Lokhov, N.A. Goltsin, I.N. Kapitonov, E.M. Prasolov, Y.S. Polekhovsky, E.S. Bogomolov, A.M. Akhmedov, S.A. Sergeyev*) ..... 297
4.2.3. Isotopic-geological characteristics of Lake Kimozero kimberlites (*K.I. Lokhov, Y.S. Polekhovsky, I.N. Kapitonov, E.N. Lepekhina, E.S. Bogomolov, S.A. Sergeyev*) 314
4.3. Conclusion (*P.V. Medvedev*) ..... 320

Chapter 5. GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL AND PETROLOGICAL MODELS OF THE ONEGA STRUCTURE ..... 323
5.1. Deep structure based on geophysical data ..... 323
5.1.1. Geoelectrical studies (*B.N. Klabukov, S.Y. Sokolov, M.M. Filippov*) ..... 323
5.1.2. Aeromagnetic studies (*L.A. Zhdanova, K.M. Ermokhin, B.N. Klabukov, S.Y. Sokolov, M.M. Filippov*) ..... 327
5.1.3. Gravimetric studies (*L.A. Zhdanova, K.M. Ermokhin, B.N. Klabukov, S.Y. Sokolov, M.M. Filippov*) ..... 330
5.1.4. Geophysical studies in the Onega Lake (*A.A. Makaryev, E.M. Makaryeva, A.V. Kiselev, A.I. Kiyashchenko, A.F. Eskov, A.A. Sakharov*) ..... 339
5.2. Deep seismic study by the CDP, DSS and ECW methods ..... 356
5.2.1. Seismological ECW and DSS studies (*E.V. Isanina, N.A. Krupnova, N.V. Sharov, S.I. Yuzhaninova*) ..... 356
5.2.2. Seismic CDP and DSS studies (*N.G. Zamozhnyaya, E.V. Isanina, N.A. Krupnova, A.K. Suleimanov, N.V. Sharov*) ..... 359

5.2.3. Correlation of CDP, DSS, ECW and tomography sections (*N.G. Zamozhnyaya, E.V. Isanina, N.A. Krupnova, N.V. Leshchenko, V.M. Stupak, A.K. Suleimanov, N.V. Sharov*) ..... 360
5.2.4. Deep structure (*E.V. Isanina, V.B. Kryukov, N.V. Sharov, S.I. Yuzhaninova*) ..... 367
5.3. Geological-geophysical model of the western Onega Structure (*O.A. Esipko, N.V. Sharov*) 374
5.4. Petrology-geodynamics model (*S.A. Svetov, V.S. Kulikov*) ..... 378
5.5. Unsolved problems (*N.V. Sharov, Y.K. Shchukin*) ..... 383

Chapter 6. MINERALOGENY OF THE ONEGA ORE PROVINCE ..... 385
6.1. Complex metalliferous useful mineral deposits (*A.I. Golubev, V.I. Ivashchenko, N.N. Trofimov, M.M. Lavrov*) ..... 385
6.2. Nonmetal deposits (*V.A. Shekov*) ..... 396

PROSPECTIVES FURTHER STUDIES (*N.V. Sharov, Y.K. Shchukin*)..... 402

REFERENCES ..... 407

BRIEF INFORMATION ABOUT THE AUTHORS ..... 430

# СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АВПД – аномально высокое пластовое давление
АК – акустический каротаж
БМК – микробоковой каротаж
ВСЕГЕИ – Всероссийский геологический институт
ВСП – вертикальное сейсмопрофилирование
ГГК-П – плотностной гамма-гамма-каротаж
ГЖХ – газожидкостная хроматография
ГИС – геофизические исследования скважин
ГК – гамма-каротаж
ГС – горючие сланцы
ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование
ИГ КарНЦ РАН – Институт геологии Карельского научного центра РАН
ИНАА – инструментальный нейтронно-активационный метод
КМ – калиевый модуль
КМВ – каротаж магнитной восприимчивости
КРС – комбинационное рассеяние света
КМА – Курская магнитная аномалия
КС – каротаж сопротивлений
ЛГИ – Ленинградский горный институт
МК – мезокатагенез
МОВ – метод отраженных волн
МОВЗ (МРС) – метод обменных волн (метод разведочной сейсмологии)
МОГТ – метод общей глубинной точки
МЭП – метод электродных потенциалов
ОВ – органическое вещество
ОПС – Онежская параметрическая скважина
ОС – Онежская структура
ПГО – производственное геологическое объединение
ПМ – поверхность Мохоровичича
ппк – потери при кипячении
ПС – каротаж методом естественных электрических потенциалов
РЗЭ – редкоземельные элементы
РФА – рентгенофлуоресцентный анализ
РЭМ – растровая электронная микроскопия
СГК – спектрометрический гамма-каротаж
СЗГТУ – Северо-Западное территориальное геологическое управление
$С_{орг}$ – углерод, входящий в состав ШВ
$С_{карб}$ – углерод, входящий в состав карбонатов
CL – катодолюминесценция
ТК – токовый каротаж
УВ – углеводороды
УЭС – удельное электрическое сопротивление
ЦНИГРИ – Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
ШВ – шунгитовое вещество
ЭПР – электронный парамагнитный резонанс
Cpx – клинопироксен
Pl – плагиоклаз
Ol – оливин

# ПРЕДИСЛОВИЕ

В 2007 г. был проведен конкурс на выполнение работ по объекту «Онежская параметрическая скважина» с проектной глубиной 3500 м. Победителем конкурса стало ОАО НПЦ «Недра» (г. Ярославль). Исполнитель государственного контракта на протяжении всего периода выполнения работ плодотворно сотрудничал с Институтом геологии КарНЦ РАН, уже на первом этапе был обоснован выбор точки заложения скважины. Целевое назначение работ заключалось в повышении эффективности геологической интерпретации данных глубинных геофизических исследований на опорных профилях в северо-западной части Восточно-Европейской платформы (Фенноскандинавский щит) и разработке современных моделей глубинного строения. Большим событием стало вскрытие мощной толщи ангидритов – каменных солей в карельских образованиях. Полученные результаты изучения скважины и ее геопространства изменили прежние модели строения Онежской структуры и требуют, по мере осмысления, проведения новых специальных исследований.

Благодаря участию сотрудников Института геологии на стадии проведения буровых работ были предоставлены необходимые консультации работникам ОАО НПЦ «Недра». Это способствовало становлению и развитию хороших контактов и взаимопонимания между исполнителями проекта.

С учетом завершения работ по контракту летом 2010 г. Институтом геологии инициирована идея организации и проведения рабочей геологической экскурсии по реперным объектам Онежской палеопротерозойской структуры. К участию были приглашены специалисты ОАО НПЦ «Недра», ВСЕГЕИ, ГИН РАН. Именно в таком мероприятии мы видели возможность создать коллектив авторов будущей монографии «Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения)», выход которой в настоящее время актуален. В предлагаемой работе предпринята попытка систематизации результатов исследования Онежской структуры, не рассмотренных в предыдущих публикациях. Коллективная монография является примером кооперации нескольких российских учреждений. Организации, ответственные за выпуск, отмечены на титуле этой книги.

Основные результаты, изложенные в монографии, получены в итоге завершения работ по Государственной программе исследований глубинного строения территории Российской Федерации – создание государственной сети опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Работы выполнялись ФГУП «ВНИИГеофизика», ОАО НПЦ «Недра», ВСЕГЕИ, ИГ КарНЦ РАН и финансировались из федерального бюджета России (Министерство природных ресурсов). Полевые наблюдения учеными Российской академии наук проведены по программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии Земли» и Президиума РАН № 23 «Научные основы инновационных энергоресурсосберегающих экологически безопасных технологий оценки и освоения природных и техногенных ресурсов». Некоторые частные вопросы по магматизму и геологии шунгитоносных образований решались при финансовой поддержке РФФИ.

К немаловажным обстоятельствам, продиктованным самим временем, относятся юбилеи двух организаций, сотрудники которых составляют основную группу авторского коллектива.

**Учреждению Российской академии наук Институту геологии Карельского научного центра РАН исполняется 50 лет.**

18 мая 1961 г. вышел приказ по Карельскому филиалу АН СССР, в котором говорится, что во исполнение Постановления Президиума АН СССР на базе существующих в филиале отдела петрографии и минералогии и отдела региональной геологии с их подразделениями организуется Институт геологии. Так началась история института, которому в 2011 г. исполнилось 50 лет. Первым его директором стал проф. П.А. Борисов. За пятидесятилетний период сделан большой вклад в изучение геологического строения и выяснение фундаментальных закономерностей эволюции геологических процессов и закономерностей размещения и условий образования полезных ископаемых литосферы юго-восточной части Фенноскандинавского щита и прилегающих районов.

В настоящее время институт в качестве самостоятельного структурного подразделения входит в состав Карельского научного центра РАН. Главными направлениями научных исследований являются (Постановление Президиума Российской академии наук № 185 от 25.03.2008 г.):

1) строение, состав, условия формирования, эволюция литосферы Фенноскандинавского щита и глобальные корреляции докембрия;
2) минерагения Карелии. Комплексные технологии: шунгиты, промышленные минералы;
3) неотектоника, сейсмичность и геоэкология Северо-Запада России.

Институт отличает многопрофильность проводимых исследований в области наук о Земле. Это и определило во многом комплексность исследований. Получили развитие междисциплинарные и межрегиональные исследования. Институт является признанным лидером по комплексному изучению геологии Карелии и сопредельных территорий от архея до наших дней.

**Открытому акционерному обществу «Научно-производственный центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли» (ОАО «НПЦ «Недра») исполняется 45 лет.**

Специализированное отраслевое предприятие реализует различные государственные программы. Пробурены глубокие и сверхглубокие скважины в пределах Восточно-Сибирской и Западно-Сибирской платформ; Фенноскандинавского и Украинского кристаллических щитов; Уральской и Кавказской складчатых областей; Прикаспийской впадины; Байкальской рифтовой зоны. Самые глубокие скважины – в кристаллических породах (Кольская СГ-3 с забоем 12262 м) и осадочных бассейнах (Ен-Яхинская СГ-7 с забоем 8250 м).

На основе накопленного уникального опыта в области бурения и исследования глубоких и сверхглубоких скважин в различных горно-геологических условиях предприятием разработаны принципиально новые технологии и технические средства для освоения и изучения глубинных горизонтов недр. Обоснованы наиболее перспективные (приоритетные) направления развития минерально-сырьевой базы, разработаны технологии комплексного использования недр (геотермальная энергия, гидроминеральное сырье, потенциальная возможность захоронения токсичных и радиоактивных отходов и др.) и глубинного мониторинга Земли.

Фундаментальные исследования, проводимые специалистами предприятия совместно с профилирующими академическими институтами в рамках комплексных и детальных исследований разрезов глубоких и сверхглубоких параметрических скважин, направлены на изучение состава и свойств геологической среды, на установление природы геофизических границ и аномалий над геологическими объектами, разработку современных моделей строения и развития типовых геоструктур.

Решение прикладных задач, осуществляемое в тесном взаимодействии с ведущими отраслевыми НИИ, ориентировано на выявление закономерностей образования и локализации месторождений полезных ископаемых, обоснование принципиально новых направлений.

# ВВЕДЕНИЕ

Онежская палеопротерозойская структура (ОС) как сегмент раннедокембрийской земной коры является уникальной не только для Фенноскандинавского щита, но и для других щитов мира, и принадлежит к активно эволюционирующим в течение 2,5–1,7 млрд лет тектоническим образованиям. Она расположена на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте, имеет форму овалоида площадью около 40 тыс. км$^2$. Административно структура занимает юго-восточную часть Республики Карелия, северо-восточную и северо-западную окраины, соответственно, Ленинградской и Вологодской областей, ее общая площадь около 40 тыс. км$^2$.

Благодаря сравнительно слабому метаморфизму на значительной территории сохранились многочисленные признаки ее эволюции, помогающие создавать геолого-геофизические модели развития коры и мантии в докембрии и расшифровывать минерагению Европейского субконтинента. По этой причине структура может рассматриваться в качестве своеобразного эталона для палеопротерозоя в области стратиграфии, палеонтологии, тектоники, вулканизма, петрологии и генезиса ряда металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Первоначально интерес к территории, занимаемой ОС, возник в XVII веке в связи с потребностями России в сырье для развития металлургии. Активный горный промысел в Олонецком крае, который до 1648 г. относился к Обонежской пятине Великого Новгорода, приходится на вторую половину XVII века. До этого времени в районе Сегозера и в других местах существовали лишь кузницы с небольшими сыродутными горнами, в которых выплавляли из болотных руд железо, а из него ковали ножи, ружья, горбуши (косы) [Рожков, 1895].

В 1666 г. Семену Гаврилову была выдана грамота на «сыск» медной руды и строительство медеплавильных заводов [Коваленко, 1979]. В 1672 г. он организует строительство Фоймогубского медеплавильного завода; для его обеспечения открыты рудники в районе д. Городок (западный берег Путкозера), «Немецкие ямы» (к юго-востоку от д. Онежаны) и другие. Вероятно, это событие можно считать началом изучения ОС. В 1674 г. завод был закрыт из-за нерентабельности (медные месторождения Заонежья мелкие, их разработка в то время была сопряжена с большими трудностями).

В 1675 г. Петру Марселису была выдана грамота «для сыску и опыту серебряных и золотых и иных всяких руд». Совместно с Генрихом Бутенантом и его сыном Андреем Бутенантом он в 1681 г. строит доменный завод по выплавке железа на Спировском ручье (Фоймогубская волость), затем Устьрецкий завод, в 1685 г. – завод у Верхозера, а в 1690 г. – Лижемский и Кедрозерский заводы. К 1708 г. в Карелии действовали четыре завода: Петровский (4 домны), Повенецкий, Алексеевский, Кончезерский (медеплавильный). В 1762 г. санкт-петербургским купцом Барминым построен Тивдийский стальной завод [Арсеньев, 1830], на котором до 1777 г. получали сталь; затем, до 1780 г., завод был отдан в аренду англичанину Гиллю, который усовершенствовал производство, установив «плющильную машину» для вытягивания холодного железа.

Активное строительство металлургических заводов сопровождалось поисками месторождений железа, меди, серебра. Так, в 1772 г. в связи со строительством в Петрозаводске пушечного завода были проведены «сыскные работы» (А.С. Ярцев, М.Ф. Соймонов) и открыты 140 рудных месторождений, преимущественно железных руд; а в 1774 г. работы велись уже на 29 рудниках. Плавку руд на всех заводах осуществляли преимущественно на древесном угле, заготовка которого велась на месте. Этим, вероятно, объясняется интерес к шунгитоносным породам, отдельные разновидности которых внешне походят на каменный уголь. Черные породы были известны со времени освоения и присоединения этих земель к Великому Новгороду – с середины XIV века [Мокринский, 1932]. Есть сведения о том, что из Карелии с давних времен активно вывозили «олонецкую чернядь» – продукт выветривания шунгитоносных пород. В XVIII веке каменный уголь для металлургических заводов привозили уже из Санкт-Петербурга. Для плавки руд использовали также карбонатные породы в качестве флюсов.

Другим мощным толчком к освоению и изучению горных пород Карелии и ее геологии явилось начало строительства Санкт-Петербурга. При Екатерине II, в 1762 г., были изданы указы, побуждающие к строительству каменных зданий. Гранит, мрамор, соломенская брекчия, сланец Нигозерского месторождения присутствуют в отделке Мраморного дворца, Казанского, Исаакиевского соборов, Нового Эрмитажа, Этнографического музея, Сената и Синода, многих других общественных и частных зданий.

Массовое применение карельского камня связано со строительством Казанского собора (1801–1811): мозаичные полы – из нигозерского сланца и шокшинского кварцита. В отделке Исааки-

евского собора (годы строительства 1818–1858) также широко использован карельский камень (рускеальский и тивдийский мрамор, шокшинский порфир, соломенская брекчия, нигозерский сланец. Идея использования тивдийских мраморов в качестве строительного материала, вероятнее всего, впервые была высказана С. Алопеусом в 1757 г. во время поездки к «Петрозаводским медным и железным рудникам». С. Алопеус рассказал о тивдийском мраморе, «который равняется с чужестранным, особливо привезенным из Франции», а позже доставил пробы мрамора г. Кожину. Тивдийские мраморные ломки были открыты в 1763 г.

Первая петрографическая карта Олонецкого горного округа, территориально практически совпадающая с ОС, была составлена штабс-капитаном Н.И. Комаровым в 1842 г. На ней были показаны участки распространения пород, в основном прилегающие к берегам Онежского и других наиболее крупных озер. Однако большая часть структуры помечена как «необследованная территория».

На геологической карте академика Г.П. Гельмерсена (1860) уже достаточно ясно просматриваются основные черты строения ОС – преобладание северо-западного простирания выходов сланцев разного состава, распространение «гранитов» и доломитов на участках северо-восточного обрамления исследованной территории. А.А. Иностранцев в 1877 г. составил достаточно подробную карту Повенецкого уезда (берег Повенецкого залива: на западе до широты пос. Шуньга, на востоке – п. Пудожгорское). Глинистые сланцы им отнесены к гуронской формации.

Б.З. Коленко в 1879 г. опубликовал геологическую карту Заонежского п-ва и прилегающих островов: на ней указаны площади распространения «зеленокаменных пород», глинистых сланцев и доломитов, а в самой работе приведено подробное описание пород.

Кроме вышеуказанных исследователей, в XIX веке несомненный вклад в изучение стратиграфии, магматизма и полезных ископаемых внесли Г. Бутенев, Я. Зембицкий, Г. Энгельман, П.А. Пузыревский, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, М.Н. Миклухо-Маклай.

В 1909–1910 гг. по инициативе Олонецкого Губернского земского собрания, вызванной давней потребностью края в проведении железной дороги, которая соединила бы Петрозаводск и Мурман с центром России, было проведено предварительное экономическое исследование губернии вдоль предполагаемой трассы дороги; его геологическую часть подготовил П.А. Борисов. В дореволюционное время опубликованы работы по геологии западной части ОС В. Рамсея, С.А. Яковлева, В. Валя.

В советское время планомерную геологическую съемку начиная с 1929 г. проводит Ленинградский геологоразведочный трест (позднее Северо-Западное геологическое управление). На первом этапе эти работы были обобщены В.М. Тимофеевым (1935) с составлением геологической карты Карелии (м-б 1 : 1 000 000). Существенный вклад в разработку стратиграфии докембрия были внесены М.А. Гиляровой, Л.Я. Харитоновым и Н.Г. Судовиковым.

В послевоенное время в изучение карельских недр активно подключились выпускники созданного в 1940 г. Петрозаводского госуниверситета, а также сотрудники Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР (ныне Карельского научного центра РАН). За 50 лет существования Института геологии КарНЦ РАН его сотрудники опубликовали более 40 монографий и книг, посвященных стратиграфии, тектонике, магматизму, петрологии, геохимии, геофизике и полезным ископаемым ОС. При этом важнейшими вехами явились две обобщающие работы «Геология СССР, том 37, Карельская АССР» под редакцией К.О. Кратца (1960) (авторы: В.А. Соколов, О.А. Рийконен, Л.П. Галдобина, М.А. Гилярова и др.) и «Геология Карелии» (1987) (отв. ред. В.А. Соколов, авторы: А.И. Богачев, Л.П. Галдобина, М.И. Голод, А.И. Голубев, А.С. Гришин, В.С. Куликов, М.М. Лавров, Ю.И. Лазарев, А.Д. Лукашев, В.В. Макарихин, А.П. Светов, В.Д. Слюсарев, Ю.Й. Сыстра, К.И. Хейсканен, И.М. Экман и др.).

В этот период проводили научные исследования в регионе также и другие академические и отраслевые институты и вузы Ленинграда (ВСЕГЕИ, ИГГД, ЛГУ, ЛГИ) и Москвы (ГИН, ИГЕМ, МГУ, ГЕОХИ).

Большой объем геолого-съемочных и разведочных работ во второй половине XX века провела Карельская геологическая экспедиция (С.М. Бреслер, Ю.Б. Голованов, В.И. Горлов, Ю.К. Гуменный, А.Н. Егорушков, А.Н. Кайряк, Ю.В. Кузьмин, С.В. Купряков, Б.С. Лавров, А.А. Мартынов, В.П. Михайлов, Е.М. Михайлюк, В.В. Морозов, В.А. Подкопаев, В.В. Сиваев и др.), ПГО «Севзапгеология», ПГО «Невскгеология».

Отдельные участки ОС в разные годы изучались неоднократно и с высокой детальностью, что было связано с разведочными работами на различные полезные ископаемые: шунгиты, камнелитейное сырье, облицовочные и строительные материалы.

Результаты картировочных работ были обобщены на впервые составленной геологической карте ОС (Карельская часть), м-б 1 : 200 000 [Михайлюк, 1988].

Одно из первых упоминаний о геофизических работах в ОС относится к 1927 г., когда В.М. Дервиз провел детальные исследования методом эквипотенциальных линий в районе Великой

губы. Было зафиксировано пять аномалий проводимости [Игнатьева, Кищенко, 1972]. Начало же систематических региональных геофизических исследований можно отнести к 1948 г., когда стала проводиться сплошная аэромагнитная съемка Западным геофизическим трестом (ЗГТ) с Z-аэромагнитометром под руководством В.В. Сусленникова и Е.А. Каспарова. Характеристика магнитного поля и ее геологическая интерпретация выполнены А.И. Кацковым и Г.А. Поротовой (1960). В 1959 г. с целью составления единой карты магнитного поля $\Delta T$ и использования ее для решения задач геологического картирования была проведена аэросъемка прибором АСГН при высоте полета от 40–70 м до 2500 м. Масштаб съемки 1 : 200 000. Выделены интенсивные аномалии, составлены структурно-тектоническая карта и карта блокового строения.

В 1962–1963 гг. была проведена площадная гравиметрическая съемка Карелии с задачей построения карты аномалий $\Delta g$ м-ба 1 : 1 000 000 с сечением 5 мГл [Миронов и др., 1963], а в 1964–1965 гг. выполнена гравиметрическая съемка м-ба 1 : 200 000 в редукции Буге с сечением 2 мГл.

В Заонежье проведена детализация объектов высокой намагниченности, зон тектонических нарушений, выявленных ранее аэромагнитными съемками. Территория Заонежского п-ва в 1974 г. была изучена также Г.М. Левиным и др. методами аэроэлектроразведки, вращающегося магнитного поля (ВМП) и бесконечно длинного кабеля (БДК) с целью изучения геологического строения участков при геолого-съемочных и поисковых работах м-ба 1 : 50 000 и выделения среди них перспективных на рудное сырье (аппаратура АМФ).

С 1954 г. на территории ОС проводятся поиски урановых месторождений («Невскгеология», ВСЕГЕИ): аэрогамма- аэромагнитная съемка крупных м-бов (1 : 25 000 для Заонежского п-ва, 1 : 10 000 – для основных зон складчато-разрывных дислокаций), сопровождаемые наземными геофизическими исследованиями и бурением скважин. В 1979 г. на всей территории Заонежского п-ва и прилегающих районов была выполнена гравиметрическая съемка м-ба 1 : 50 000 под руководством А.П. Шипоты. В 1978–1982 гг. на большей части ОС проведена комплексная аэросъемка м-ба 1 : 25 000 (партией № 6 НПГО): АГС-съемка, аэромагнитная съемка и электроразведка в модификации МДК, метод сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР) [Останин и др., 1985].

Важным этапом геофизических исследований являются поисковые и разведочные работы на высокоуглеродистые породы (1985, 1988). На отдельных участках проводились магниторазведочные работы, а также съемка методом естественного электрического поля м-ба 1 : 25 000 и более крупных м-бов (1 : 5 000 и 1 : 2 000). Опытные исследования образований кондопожской и заонежской свит комплексом геофизических методов проведены М.И. Голодом, С.Я. Соколовым и М.М. Филипповым в 1970–80-е гг. Институтом геологии КарНЦ РАН.

Сведения о глубинном строении региона получены на основании анализа распределения потенциальных полей: гравиметрического и магнитного. В качестве исходных данных использовалась карта наблюденного поля $\Delta g$ под редакцией А.Н. Коневой и аэромагнитные наблюдения 1 : 200 000. Использовались также материалы более крупных съемок (1 : 500 000 – 1 : 25 000), проведенных на отдельных площадях в 1962–1966 гг. (В.К. Вальков и В.В. Сусленников).

В потенциально рудных районах поставлены детальные наземные магниторазведочные работы м-ба 1 : 10 000. Методика анализа геолого-геофизической информации включала: статистический анализ физических свойств и обобщение петрофизических данных; выбор оптимальных трансформаций полей; прогнозирование глубин залегания границ раздела земной коры; построение геоплотностных и геомагнитных моделей [Гришин, 1990].

На качественном этапе интерпретации проводилось районирование территории по размерам интенсивности и морфологии потенциальных полей. Количественная интерпретация основывалась на методе корреляционно-регрессивного анализа. В 1978–1979 гг. Институтом геофизики НАН Украины изучены естественные поля геомагнитных вариаций при помощи магнитотеллурических и магнитовариационных исследований [Рокитянский и др., 1979].

На территории ОС в разные годы проведены профильные сейсморазведочные исследования МОВ, МОГТ-ГСЗ, МОВЗ. В 1975 г. Западным геофизическим трестом и Ленинградским горным институтом исследования МОВ отработаны под руководством Л.К. Кокориной по профилю оз. Сямозеро – г. Кондопога – Повенецкий залив. Выполнено непрерывное и дискретно-непрерывное профилирование из семи пунктов взрывов. Результаты сейсмических работ МОВЗ на территории Заонежского п-ва и Онежско-Ладожского перешейка ГГП «Невскгеология» в 1981–1987 гг. и наблюдений ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999–2001 гг. по автомагистрали Санкт-Петербург – Мурманск методом ОГТ – ГСЗ вдоль геотраверса 1-ЕВ от г. Кемь до г. Лодейное Поле (от 650 до 1300 км) подробно освещены в работах [Исанина и др., 2004].

ФГУНПП «ПМГРЭ» под руководством А.А. Макарьева в 1996–2002 гг. проводило геолого-геофизические работы на акватории и в прибрежной зоне Онежского озера для создания комплекта карт и оценки перспектив на различные виды полезных ископаемых. В связи с ограничением финансирования работы по объекту «Онежский-озерный» закрыты в 2002 г. информационным отчетом без проведения камеральной обработки полевых материалов.

Под руководством Н.Н. Филатова ИВПС КарНЦ РАН издан атлас [Онежское озеро, 2010], в котором представлены результаты многолетних комплексных исследований Онежского озера и его обрамления, полученные рядом организаций.

В постсоветский период на территории ОС геологические исследования существенно сократились и даже прекратились в некоторых производственных организациях. Это объясняется разрушением ранее существовавшей единой для СССР геологической службы. Наиболее заметным событием последних лет явилось бурение в 2007–2009 гг. Онежской параметрической скважины (ОПС). Она впервые вскрыла непрерывный разрез ОС от архейского фундамента до калевийского надгоризонта палеопротерозоя включительно. Результаты бурения подтвердили существовавшие представления о последовательности, границах и составе главных стратонов палеопротерозоя региона.

Вместе с тем получены новые, неизвестные ранее данные, в частности, впервые для докембрия встречена мощная толща соляных отложений. Очень важным результатом явилось и то, что впервые для этого разреза были проведены геофизические исследования скважины широким комплексом методов. Получены физические параметры пород в условиях естественного залегания, необходимые для однозначной интерпретации сейсмических данных и построения моделей глубинного строения района.

В предлагаемой читателю коллективной монографии предпринята попытка систематизации результатов многолетних исследований в Онежском рудном районе, дополненных новейшими данными. Работа позволила выявить детали глубинного строения земной коры, уточнить ее состав, структуру и скоростной разрез, увязать геофизические поля с особенностями вещественного состава глубоких горизонтов коры, недоступных для наблюдений в других районах и вскрытых только в разрезе ОПС.

Книга не претендует на однозначное толкование всех аспектов многоплановой информации. Естественно, что при подготовке к изданию отдельных глав, составленных различными специалистами, «стоящими» зачастую на разных геологических платформах, не удалось достигнуть единства взглядов на полученные результаты. Редколлегия сочла разумным сохранить авторские трактовки фактических материалов, детально существующие в научной среде альтернативные взгляды. Для более тщательной и непротиворечивой интерпретации результатов геолого-геофизических материалов необходимо: продолжение научных исследований, постановка систематических наблюдений и активная дискуссия по основным вопросам строения и эволюции ОС, затронутым в работе.

Издание монографии стало возможным благодаря конструктивной работе и плодотворному сотрудничеству, зачастую за счет энтузиазма и личного времени, большого коллектива геологов и геофизиков из научных и производственных организаций Петрозаводска, Санкт-Петербурга, Москвы, Ярославля, Перми, длительное время принимавших участие в исследованиях Онежского рудного района. Ответственные за подготовку отдельных глав: В.С. Куликов (гл. 1), М.Г. Леонов (гл. 2), Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров (гл. 3), П.В. Медведев (гл. 4), Н.В. Шаров (гл. 5), А.И. Голубев, В.В. Щипцов (гл. 6).

Некоторые частные вопросы по магматизму, геологии шунгитоносных образований решались при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05-05-97513, 09-05-376а, 10-05-00411а, 11-05-00168а и более ранние).

*Авторы благодарны официальным рецензентам: зав. лабораторией эндогенной геодинамики и новейшей тектоники Института геоэкологии РАН, докт. геол.-мин. наук В.И. Макарову и председателю АНЦ УрО РАН, чл.-кор. РАН Ф.Н. Юдахину, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи. Пожелания рецензентов учтены в ее окончательной редакции.*

# ГЛАВА 1

# СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ

## 1.1. ОБЗОРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Онежская структура приурочена к юго-восточной части докембрийского Карельского массива (кратона) Фенноскандинавского щита (рис. 1.1). Этот массив сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента, на которых с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные отложения палеопротерозоя [Геология Карелии, 1987; Кратц, 1963, 1989; Ранний докембрий..., 2005; Тимофеев, 1935 и др.].

Территория ОС – одна из наиболее изученных на Фенноскандинавском щите благодаря сравнительной доступности и обнаженности, особенно по берегам и окружению Онежского озера. В результате геологического картирования, проведенного производственными геологическими организациями во второй половине XX века, были составлены геологические карты района, в т. ч. м-ба 1 : 200 000 [Михайлюк и др., 1988] за исключением акватории озера, занимающего около 25 % рассматриваемой территории. В процессе подготовки данной монографии был создан новый обзорный вариант геологической карты со снятым неопротерозойско-фанерозойским чехлом, включая и акваторию озера (рис. 1.2). Были учтены новые геологические и геофизические материалы Петербургской геофизической экспедиции (2000) и Полярной морской геолого-разведочной экспедиции (2001) по акватории озера, Института геологии КарНЦ РАН, ВСЕГЕИ и других организаций по состоянию на 2010 г. На этой карте основное внимание уделено палеопротерозойским образованиям как главным объектам настоящей работы. Необходимо отметить неоднородную обеспеченность геологическим фактическим материалом наземной и акваториальной частей ОС. Информация по акваториальной части, за исключением единичных скважин, обеспечена только геофизическими данными: аэромагнитная карта м-ба 1 : 100 000 [Ефимов, 2001] и 19 субширотных профилей через 5 км от Вознесенья до Петрозаводска [Макарьев, 2001]. Учитывая то, что пока они не получили геологической заверки в виде соответствующего объема буровых работ, кондиционность карты акватории, вероятно, соответствует м-бу 1 : 750 000.

Легенда к карте базируется на усовершенствованной стратиграфической схеме ОС (табл. 1.1), которая построена с некоторыми отклонениями от традиционной формы, принятой для Карельского региона. Так, вместо «общих подразделений докембрия России» [Стратиграфический кодекс, 2006] включена Международная стратиграфическая шкала [Ogg et al., 2008] с соответствующими подразделениями в ранге эонов, эр и периодов раннего докембрия и их геохронологических границ. Эта шкала одобрена 33-м Международным геологическим конгрессом (Осло, 2008 г.).

В качестве региональных подразделений палеопротерозоя используются надгоризонты и горизонты [Геология Карелии, 1987; Общая стратиграфическая…, 2002]. При этом надгоризонты полностью соответствуют региональной шкале (ятулийский, людиковийский и вепсийский надгоризонты), а горизонты выделены только в тех подразделениях, для которых типовые разрезы находятся в ОС. Наименование каждого хроностратиграфического подразделения рангом выше горизонта состоит из двух слов, а его геохронологического эквивалента – из одного (например, сумийский надгоризонт – сумий). Описание сумийского, сариолийского и калевийского надгоризонтов, стратотипы которых расположены за пределами ОС, дано по разрезам наиболее представительных свит, входящих в их состав. На карте эти надгоризонты не расчленены. Нерасчлененными показаны также и непалеопротерозойские образования (архей, неопротерозой и фанерозой), развитые на рассматриваемой территории. На карте наряду со стратифицированными образованиями выделены и характерные для ОС интрузивные комплексы сумия, ятулия, людиковия и вепсия. В некоторых случаях они рассматриваются как составные части соответствующих вулкано-плутонических ассоциаций.

Из-за недостатка геохронологических данных, а также предполагаемой однотипности вещественного состава ряда магматических тел, установленной по геофизическим данным на основании сходства их параметров с изученными магматитами, на карте проведено объединение некоторых магматических комплексов. Это касается, главным образом, ятулийского, заонежского, пудожгорского и суйсарского комплексов, сформированных в интервале 2,2–1,98 млрд лет. К этой же группе отнесены и предполагаемые субвулканические основные магматиты, развитые в заливе Большое

Онего (Шардонские о-ва и их окружение), которые характеризуются максимальной для региона магнитной аномалией. Возможно, это реликты крупного вулканического центра людиковия с условным названием «Большое Онего».

В состав сумийского перидотит-габбронорит-габбродиоритового комплекса, петротипом которого является Бураковский плутон, включен и предполагаемый (перекрытый вендскими и ятулийскими осадками) мафит-ультрамафитовый массив в центре Онежского озера к ЮЗ от острова Б. Климецкий, характеризующийся интенсивной гравитационной аномалией. Ему, по географическому положению, целесообразно присвоить имя «Центрально-Онежский».

Вепсийский магматический комплекс, развитый в пределах Южно-Онежской мульды, по мнению одних исследователей, представлен многоэтажным силлом габбро-долеритов, а других – вулкано-плутонической ассоциацией габброидов и базальтов. На карте он показан как интрузивный.

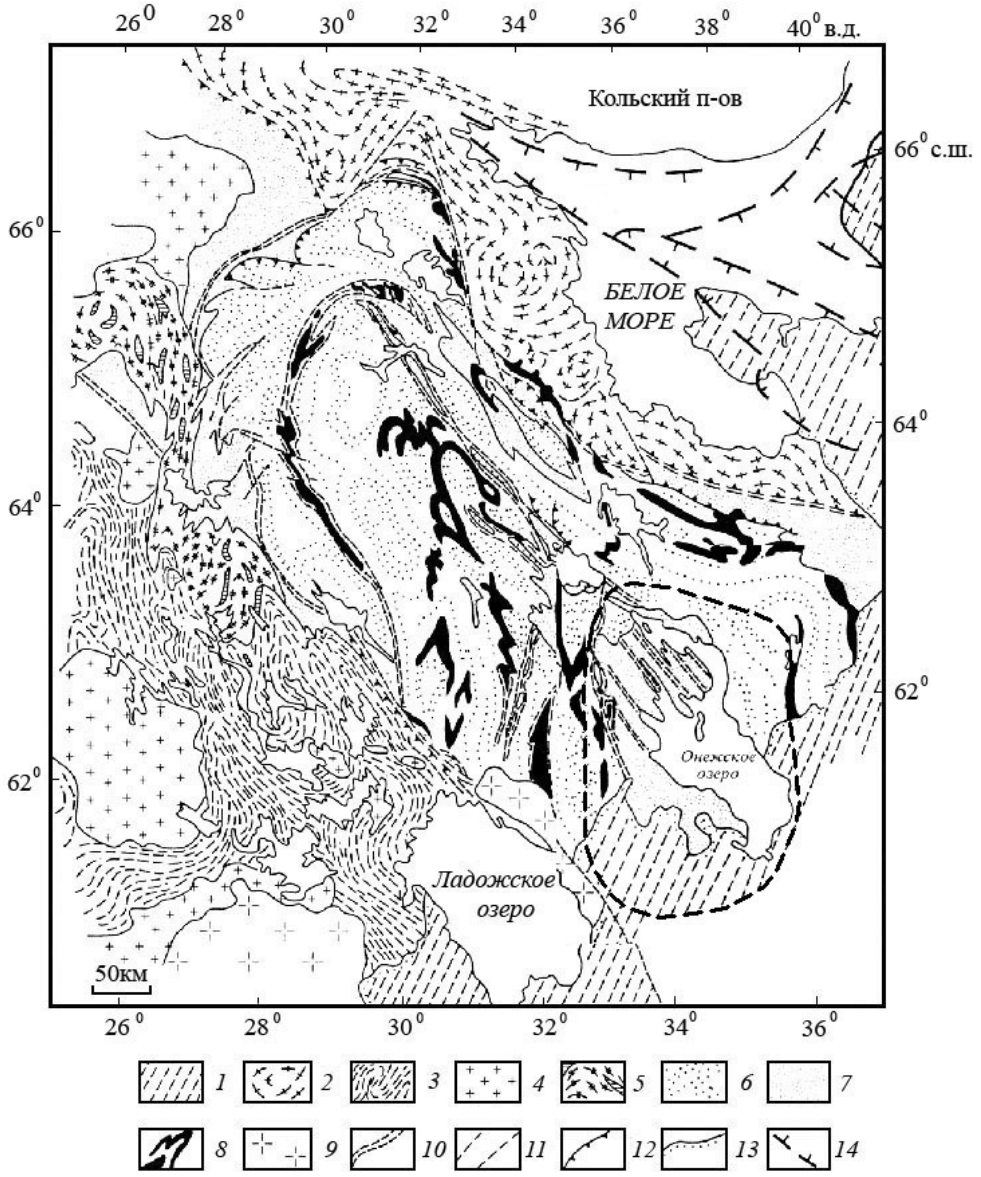



Рис. 1.1. Положение ОС на территории Фенноскандинавского щита [Леонов и др., 2001]:

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – структуры беломорид; 3 – структуры свекофеннид; 4 – гранитные ядра в области свекофеннид; 5 – массив Исалми; Карельский массив: 6 – выходы архейского фундамента; 7 – выходы нижнепротерозойского проточехольного комплекса; 8 – главные выходы лопийских зеленокаменных комплексов; 9 – граниты рапакиви; 10 – зоны сдвигового тектонического течения; 11 – сдвиги; 12 – краевые надвиги; 13 – граница распространения чехла Восточно-Европейской платформы; 14 – некоторые современные грабенообразные структуры. Пунктирный овал – ОС, рассматриваемая в настоящей работе

Таблица 1.1. **Стратиграфическая схема нижнего докембрия ОС и прилегающих районов**

| Подразделения международной хроностратиграфической шкалы [Ogg et al., 2008] | | | | Региональные стратиграфические подразделения [Общая стратиграфическая..., 2002] | | | | Характерные местные подразделения ОС [Геология Карелии, 1987] | | Стратиграфические схемы смежных регионов | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | Кольский полуостров [Ранний докембрий.., 2005] | Центральная Финляндия [Laajoki, 2005] | | |
| Эонотема | Эратема | Система | Возраст границ, млн лет | Надгоризонт | Возраст границ, млн лет | Горизонт (индекс на карте) | Литофиты [Макарихин, Медведев, 2000] | Комплекс | Серии, свиты | Серии, свиты | Тектофации (синтемы, мегасиквенсы) | | Возрастные границы, млн лет |
| ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ | МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ | КАЛИММИЙ | 1600 | Хогландский | 1650 | | *Gymnosolen, Leiosphaeridia holtedahlii* | Рифейский | | Кильдинская серия | | | |
| | ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ | СТАТЕРИЙ | 1800 | Вепсийский | 1800 | Шокшинский ($Vp_2$) | *Osagia jotnica, Stirpsiphyton* | Карельский | Шокшинская свита Петрозаводская свита | | Серия (группа) Кумпу, Финская Лапландия (Lehtonen et al., 1992) | | 1870 |
| | | ОРОЗИРИЙ | 2050 | Калевийский | 1920 | Петрозаводский ($Vp_1$) | | | | | | | |
| | | | | | | (Kl) | *Osagia munoserica, Cyathotes nigoserica, Leiosphaeridia* | | Бесовецкая серия | Ансемйокская серия Пороярвинская серия | КАЛЕВИЙ | ВЕРХНИЙ КАЛЕВИЙ | 1970 |
| | | | | Людиковийский | 2100 | Суйсарский ($Ld_2$) | *Djulmekella shungitica* | | Суйсарская свита Заонежская свита | Пильгуярвинская серия Колосйокская серия | | НИЖНИЙ КАЛЕВИЙ | 2060 |
| | | РЯСИЙ | 2300 | | | Заонежский ($Ld_1$) | | | | | КАРЕЛИЙ | ЯТУЛИЙ | 2200 |
| | | | | Ятулийский | 2300 | Онежский ($Jt_2$) | *Calevia, Butinella, Omachtenia, Sundosia, Nuclephyton, Lukanoa* | | Туломозерская свита (карбонатная часть) | Лучломпольская свита (карбонатная часть) | | | |
| | | | | | | Сегозерский ($Jt_1$) | *Calevia sp.* | | Медвежьегорская свита Янгозерская свита | Куэтсярвинская серия | | КАЙНУ | 2350 |
| | | СИДЕРИЙ | 2500 | Сариолийский | 2400 | (Sr) | *Leiosphaeridia crassa* | | Пальеозерская свита | Ахмалахтинская серия | | САРИОЛИЙ | 2440 |
| | | | | Сумийский | 2500 | (Sm) | *Protoklimetia sumica* | | Кумсинская свита Глубокоозерская свита | Стрельнинская серия | | СУМИЙ | 2500 |
| АРХЕЙСКАЯ | НЕОАРХЕЙСКАЯ | | 2800 | | 2800 | (AR) | | Лопийский | | Поросозерская серия | | | |
| | МЕЗОАРХЕЙСКАЯ | | 3200 | | 3000 | | | | Вожминская, семченская и хаутаваарская серии | Колмозерская серия | | | |
| | | | | | 3200 | | | | ? | Тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс | | | |
| | ПАЛЕОАРХЕЙСКАЯ | | 3600 | | | | | Саамский | Водлозерский комплекс ТТГ / Волоцкая толща | | | | |

Большинство разломов в пределах акватории Онежского озера зафиксировано по ярко выраженным уступам или грабенам, установленным в рельефе дна озера Полярной МГРЭ. Некоторые из них совпадают с линейными магнитными аномалиями. В северной части акватории разломы имеют СЗ, частично СВ и субмеридиональное, а в южной преобладает субмеридиональное простирание. Единичные разломы отличаются субширотной ориентацией. Возраст разломов интерпретируется в основном как поздне- и постсвекофеннский. Несомненно, некоторые из них подновлялись в фанерозое, в т. ч. в антропогене. Природа отдельных разломов рассматривается в гл. 2 монографии.

Новая обзорная геологическая карта ОС со снятым неопротерозойско-фанерозойским чехлом (см. рис. 1.2) по сравнению со сводной геологической картой м-ба 1 : 200 000 [Михайлюк и др., 1988] и Государственной геологической картой листов P-35–37 (Петрозаводск) м-ба 1 : 1 000 000 [Богданов, 2000] содержит следующие отличия:

- впервые дана интерпретация строения акватории Онежского озера в м-бе 1 : 750 000 с учетом комплексных работ Полярной морской геолого-разведочной экспедиции и новой аэромагнитной съемки м-ба 1 : 50 000 Петербургской геофизической экспедиции;
- усовершенствована легенда карты с учетом Международной хроностратиграфической шкалы докембрия [Ogg et al., 2008];
- существенно пересмотрены площади развития венда на дне акватории озера к югу от субширотной линии г. Петрозаводск (западный берег) – мыс Бесов Нос (восточный берег);
- проведена значительная корректировка контуров развития калевийского, ятулийского, людиковийского надгоризонтов, в т. ч. исключение последнего на территории Даниловской площади (севернее Пажской синклинали) как не подтвержденного буровыми работами;
- пересмотрены взаимоотношения вепсийского и калевийского надгоризонтов, а также суйсарского и заонежского горизонтов людиковия и сегозерского и онежского горизонтов ятулия;
- дана новая интерпретация крупной гравитационной аномалии (Центрально-Онежская) в качестве аналога Бураковского плутона, перекрытого ятулийскими и вендскими образованиями;
- пересмотрено положение границы (со смещением ее к северу до широты Петрозаводска) Русской плиты и Фенноскандинавского щита Восточно-Европейской платформы на территории Онежского озера.

Обновленный вариант геологической карты ОС может использоваться в качестве основы для совершенствования геодинамических построений в палеопротерозое Европы, а также для оценки минерагенического потенциала Онежского рудного района. В частности, геологический разрез по линии АБ на карте, построенный через ОПС, свидетельствует о возможности выхода соленосной толщи ятулия в заливе Большое Онего (в 20–25 км к ЮВ от этой скважины).

При изложении авторских материалов приняты следующие положения и понятия, относящиеся к рассматриваемому региону.

***Онежская палеопротерозойская геологическая структура (Онежская структура)*** – это сложно построенный сегмент земной коры, сформированный в течение палеопротерозоя (2,5–1,7 млрд лет) в ЮВ части архейского Карельского массива на территории Онежского озера и прилегающих районов. Она на западе и востоке ограничена архейскими зеленокаменными поясами, соответственно Ведлозерско-Сегозерским и Маткалахтинским, на юго-западе – зоной сочленения Карельского массива и Свекофеннской складчатой области, перекрытой вендско-палеозойскими осадками Русской плиты, и на севере – переходной зоной на Водлозерском блоке Карельского массива, приуроченной к водоразделу Белого и Балтийского морей. В металлогеническом отношении ОС получила название ***Онежский рудный район*** [Голубев и др., 2005, 2007].

В геологическом строении территории выделяются ***четыре структурных этажа***: 1 – архейский фундамент, 2 – сумийско-сариолийский рифтовый пояс, 3 – ятулийско-вепсийский протоплатформенный чехол с двумя подэтажами (ятулийско-калевийский и вепсийский), 4 – вендско-фанерозойский платформенный чехол.

На современном эрозионном срезе ОС разделяется на три самостоятельные структуры II порядка (см. рис. 1.2): ***Северо-Онежский синклинорий***, сложенный вулканогенными и осадочными образованиями ятулия, людиковия и калевия; ***Южно-Онежская мульда***, сформированная существенно терригенными породами вепсия, вмещающими крупный Ропручейский долеритовый силл; и ***Кумсинско-Пальеозерско-Бураковский рифтовый пояс,*** представленный сумийско-сариолийскими магматическими, вулканогенными и терригенными образованиями, которые сохранились на отдельных участках раннепалеопротерозойской рифтовой системы Фенноскандии, включающей крупный Бураковский плутон.

По времени формирования наиболее ранней структурой является Кумсинско-Пальеозерско-Бураковский рифтовый пояс, средней – Северо-Онежский синклинорий и поздней – Южно-Онежская мульда. В период свекофеннской складчатости и деформаций они подверглись существенным тектоническим и вещественным преобразованиям.

Ниже дается описание стратиграфических, магматических и метаморфических образований ОС от древних к молодым.

## 1.2. АРХЕЙ

Онежская структура располагается в СЗ сегменте Водлозерского блока, имеющего сложный рисунок [Куликов, Куликова, 1986а], из-за многократных тектоно-магматических и метаморфических преобразований (рис. 1.3). Водлозерский блок рассматривается как наиболее древнее ядро Карельского массива [Вревский и др., 2010; Кожевников и др., 2006, 2010; Куликов и др., 1985, 1989, 1990; Куликова, 1993; Куликова и др., 1989, 1990, 2005; Левченков и др., 1989; Лобач-Жученко и др., 1989, 2009; Пухтель и др., 1991; Сергеев и др., 1985, 1989, 1990; Чекулаев и др., 2009а, 2009б].

Границы блока условны и определяются по расположению лопийских (мезоархейских) зеленокаменных поясов (ЗП) по его периферии. На востоке, северо-востоке и севере блока предполагается крупное структурное несогласие с мезоархейским [Puchtel et al., 1999] Сумозерско-Кенозерским ЗП, но зона их сочленения значительна (до 5–15 км) и подчеркивается гравитационным минимумом. Она может быть прослежена более чем на 200 км, при этом на поверхности обнажаются в основном поля неоархейских гранитоидов. Южно-Выгозерская структура (ЗП – ?), располагаясь у СЗ «края» блока, является промежуточной (вероятно, связующим звеном) между вышеназванным и Ведлозерско-Сегозерским ЗП, который ограничивает блок с запада. Там в среднем течении р. Выг на северной границе блока возраст тоналитогнейсов составляет 3210 ± 12 млн лет [Левченков и др., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1993 и др.], характеризуя в возрастном плане фундамент лопийских ЗП. Наиболее проблематичен Ковжеский ЗП, ограничивающий блок с юга, поскольку он погружен под платформенный чехол и выделяется исключительно по геофизическим данным.

### 1.2.1. Архейские образования Водлозерского блока

Структура Водлозерского блока диаметром около 150 км вследствие плохой обнаженности слабо изучена, однако многими исследователями доказано ее наиболее раннее возникновение относительно других архейских структур. Основой для общей тектонической позиции территории является характер ансамбля палеоархейских и архейских супракрустальных комплексов, установленный геофизическими и геологическими данными. В геологическом строении непосредственно участвуют: а) амфиболиты, описанные в местах их максимального распространения (волоцкая толща); б) вышележащие (?) полосчатые биотитовые гнейсы дискуссионного генезиса (водлинская толща); в) тоналиты (по мнению автора, метасоматиты по амфиболитам) как автохтонные, так и аллохтонные [Куликова, 1993]. Амфиболиты переменного состава (куммингтонит, бурая роговая обманка, актинолит, гастингсит, редко жедрит, керсутит, паргасит и др.) по базальтам и коматиитам возрастом около 3,4 млрд лет слагают реликты довольно крупных структур в виде или монотонной толщи мощностью более 3 км, выделенной в качестве волоцкой свиты [Куликов, Куликова, 1986; Куликова, 1993 и др.], или повсеместно встречающихся их останцов (многочисленные ксенолиты, скиалиты среди мезо- и неоархейских гранитов), вместе с которыми они неоднократно претерпели метасоматоз, гранитизацию и метаморфизм разной степени. Первые изотопные возрасты амфиболитов по мафит-ультрамафитовым вулканитам свиты в районе оз. Волоцкого были определены Sm-Nd методом как 3391 ± 76–3353 ± 60 млн лет [Puchtel et al., 1991] и отнесены авторами к чудию [Куликова и др., 2005; Куликов и др., 2010].

Однако существуют и более древние определения: 1) в ТТГ среднего течения р. Водлы – около 3500 млн лет [Сергеев и др., 1985, 1989]; 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) – 3822 ± 48 млн лет [Смолькин, Шарков, 2009], которые могли быть захвачены из кварцитопесчаников подстилающей лавы токшинской свиты; 3) в проблематичной по происхождению Маткалахтинской структуре в центре блока в так называемых «аренитах» – 3871,5 ± 38,6–3837 ± 42,1 млн лет [Кожевников и др., 2006, 2010] (саамий или неохадей, здесь и далее по: [Куликов, Куликова, 2009, 2010]), а также более молодые: 3334 ± 11–3289 ± 19 и 3248 ± 3,8–3236,1 ± 3,5 млн лет (сколтий); 3158,8 ± 4,4–3098,3 ± 3,7; 3172 ± 7–3105,9 ± 5,7; 2938 ± 31 млн лет (лопий), что свидетельствует о непрерывной и длительной истории развития фундамента ОС. В совокупности эти возрасты подтверждают ранее

полученные нами геологические и изотопные данные о существовании древнейших зеленокаменных комплексов на ЮВ Фенноскандинавского щита. А.Б. Вревский с коллегами [2010] полагают, что останцы зеленокаменных пород в пределах блока могут рассматриваться или как ранние (палеоархейские – ?) ЗП, или как результат преобразования древнейших литосферных плит, но это остается на уровне дискуссий.

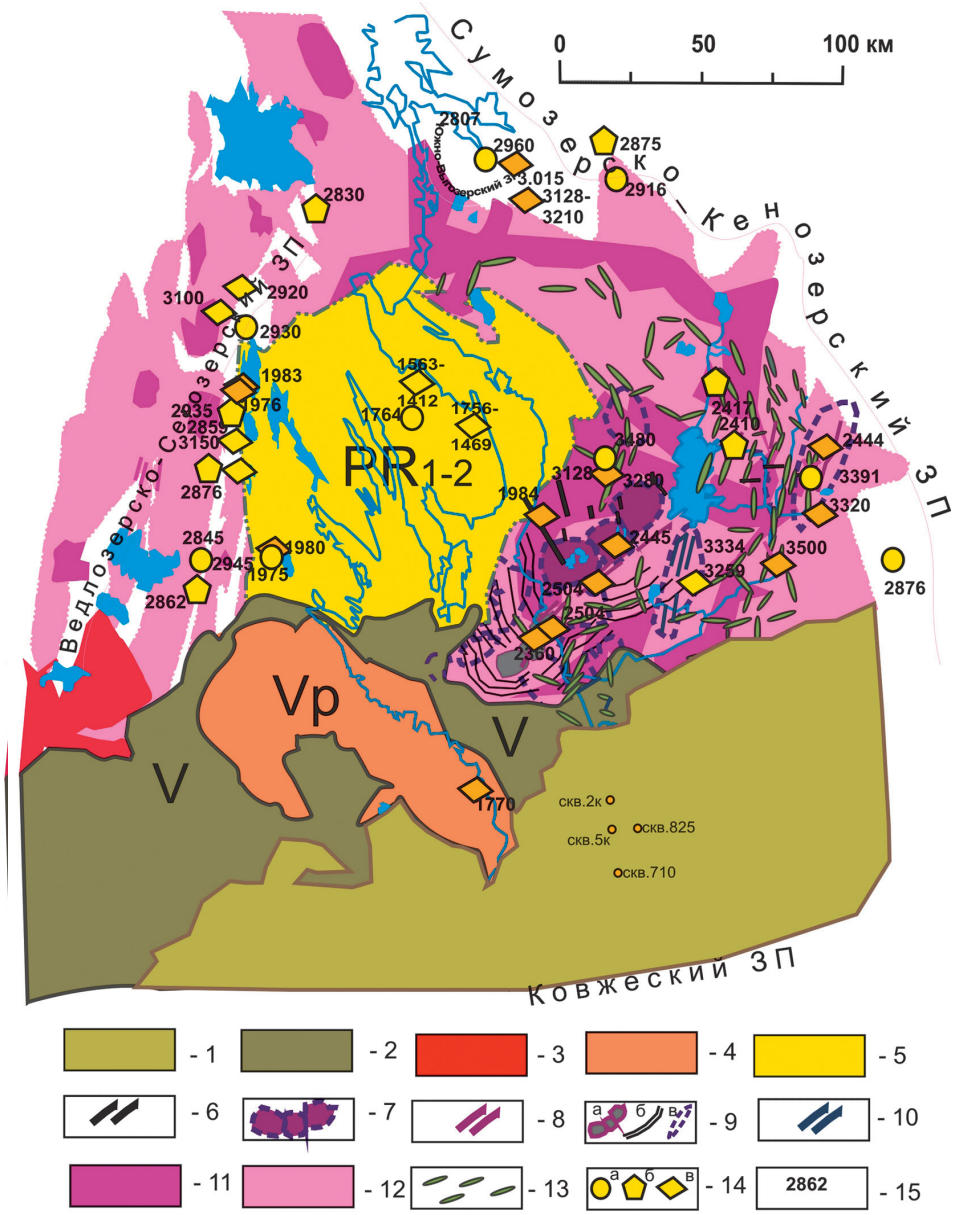



Рис. 1.3. Схема геологического строения Водлозерского блока (сост. В.В. Куликова и В.С. Куликов):

*Фанерозой.* 1 – девонские нерасчлененые образования. *Неопротерозой (венд).* 2 – песчаники, конгломераты. *Мезопротерозой (рифей).* 3 – граниты рапакиви. *Палеопротерозой* (4–9): *вепсий.* 4 – кварцитопесчаники, силлы долеритов; *ятулий – калевий.* 5 – нерасчлененный комплекс осадков (в т. ч. доломитов, шунгитоносных пород и солей), вулканитов, долеритов, метасоматитов. 6 – дайки и силлы долеритов пудожгорского типа; *сумий – сариолий.* 7 – Бураковский расслоенный плутон. 8 – Авдеевская, Шальская и др. дайки габброноритов. 9 – внутрикоровая магнитная аномалия с проявлениями: Бураковского плутона (а), предполагаемых «волн» дислокаций (?) вокруг нее (б), выделенных полей гранулитового метаморфизма по геофизическим и геологическим данным. *Мезоархей* (?). 10 – нерасчлененный комплекс базитовых даек. *Нео- и мезоархей* нерасчлененные. 11 – пегматиты, граниты, трондьемиты. *Палеоархей.* 12 – нерасчлененный комплекс ТТГ (тоналиты, трондьемиты, диоритоиды), в т. ч. и более молодые образования. 13 – останцы и реликты древнейших амфиболитов Фенноскандинавского щита. 14 – изотопные датировки, полученные Sm-Nd (а), Pb-Pb и U-Pb (в т. ч. по цирконам и бадделеитам) (б), K-Ar по биотиту и мусковиту (в) методами. 15 – значение изотопного возраста в млн лет (Ма)

Вышележащие биотитовые гнейсы водлинской толщи вместе с амфиболитами подвергались, как и вся территория Фенноскандинавского щита, метаморфизму от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации (2850 ± 40–2860 ± 60, 2833 ± 70 млн лет). Вероятным доказательством события могут быть изученные в Шилосской структуре [Арестова и др., 2000; Лобач-Жученко и др., 1986, 1989] породы на предмет древнего палеомагнетизма, которые претерпели наиболее интенсивный прогрев 2800 млн лет назад, как и ТТГ и супракрустальные образования Водлозерского блока (2850–2800 млн лет). Однако этот же интервал иногда рассматривается как время формирования непосредственно супракрустальных комплексов волоцкой свиты [Puchtel et al., 2007]. Поздние преобразования ТТГ и супракрустальных комплексов происходили в неоархее при внедрении гранитов, лейкогранитов, пегматитов мусковит – редкометалльной специализации – 2764 ± 150, 2659 ± 29 и 2673 ± 100 млн лет [Куликов и др., 1986б; Куликова и др., 1988а и др.].

В восточной части блока имеются три крупные структуры (с В на З): Черевская, Шальская и Илексинско-Водлозерская. Первые пока рассматриваются в качестве синформных, т. е. имеющих признаки синклиналей, крылья которых сохраняются спорадически, а реконструкция весьма затруднительна. Илексинско-Водлинская антиформа характеризуется развитием преимущественно ТТГ, осложненных поздними гранитоидами, и в общих чертах представляет собой купольную структуру, центральная часть которой «рассечена» (?) субмеридиональной Маткалахтинской структурой неясного возраста.

В большинстве случаев амфиболиты и тоналиты «тонут» в позднекинематических гранитах мезо- и неоархея, особенно широко распространенных по краевой части сегмента вдоль границы с Сумозерско-Кенозерским ЗП, а также вдоль восточной границы ОС. Как правило, это плагиомикроклиновые и лейкограниты, приуроченные к зонам субгоризонтального отслоения различного направления, поэтому при мощности даже около 10 м обнажаются на значительных площадях, ассимилируя и изменяя палеоархейские породы до неузнаваемости.

*Шальская синформная структура* находится в непосредственной близости от палеопротерозойских комплексов, слагающих ОС, и выделена при изучении восточного побережья Онежского озера и прилегающих островов [Костин, 1989; Куликова и др., 1989]. На основании геофизических данных (поля магнитных аномалий, поля силы тяжести, теплового поля Земли), результатов картирования островов у восточного побережья Онежского озера и геоморфологии она рассматривается в качестве крупной 30х15 км открытой к северу структурой с СВ направлением осевой линии (до 45°), но осложнена антиклинальным поднятием за счет последовательного внедрения сначала Авдеевской дайки габброноритов и ее сателлитов, а затем Бураковского плутона, контролирующего мантийный разлом того же направления. Детальное картирование о-вов показало, что породы (ТТГ и ксенолиты амфиболитов), выходящие на Бесовом и Перьем Носах, о-вах Бесиха, Гольцы, Кладовец, Еловцы и западном Лосьем, образуют СЗ крыло структуры, а ЮВ располагается преимущественно на побережье, хотя к нему же, вероятно, следует отнести Михайловец и мыс Черный. О. Михайловец представлен тоналитами, среди которых встречены останцы биотитовых гнейсов СВ простирания. Мыс Черный сложен сравнительно хорошо сохранившимися амфиболитами, смятыми в СЗ складки. ЮВ крыло прослеживается в СВ направлении до Бураковского плутона, срезается им и вновь появляется в междуречье Пяльма – Калья, устойчиво сохраняя субмеридиональное простирание до перехода в Илексинско-Водлозерскую антиформу.

Наиболее южные о-ва Онежского озера (Гурии и п-ов Гажий Нос), вероятно, представляют собой замок синформы и сложены преимущественно тоналитами, гранитизированными в позднеархейское время плагиомикроклиновыми гранитами, насыщенными литофильными дериватами и потому сопровождаемыми обильно развитыми пегматитами. Породы, описанные в ЮВ крыле, здесь практически отсутствуют. Ксенолиты тоналитов представлены в основном биотитовыми гнейсами и мелкозернистыми диоритами, возможно, по меланократовым породам. Ориентировка гнейсовидности вмещающих гранитоидов и длинных осей ксенолитов, а также первичная (?) линейность последних совпадают и имеют субширотное (о-ва Гурии) и СЗ (аз. 300°) простирание. Эти породы В.А. Костиным [1989] рассматриваются в составе так называемого карицкого комплекса.

Различимые супракрустальные образования обнаруживаются начиная с мысов Бесов Нос и Перий Нос. На о. Бесиха среди чарнокитоидов наблюдаются ксенолиты амфиболитов, подверженных гранулитовому метаморфизму, с общим простиранием 310–315°. Амфиболиты мелкозернистые массивные, иногда полосчатые, что обусловлено первичной неоднородностью породы в сочетании с последующей мигматизацией. По генеральной ориентировке ксенолитов и останцов амфиболитов есть основание предполагать, что первоначальное простирание пород соответствовало СВ 60°. Условно продолжение крыла структуры предполагается на архипелаге Малые и Большие Гольцы. Особый интерес представляют небольшие о-ва Малые Гольцы, на одном из которых установлен останец амфи-

болитов по подушечным лавам. Здесь достаточно отчетливо выделяются три потока с хорошо выраженной верхней зоной в виде эпидотизированных подушек. Останец прослеживается в субширотном направлении, примерно на 200 м до ЮВ оконечности о-ва южный Малый Голец. Вышележащие тоналитогнейсы с ксенолитами биотитовых и амфиболовых, имея субширотное направление, смяты в складки СЗ простирания и осложнены более поздними субмеридиональными деформациями. В ядрах складок наблюдаются небольшие тела чарнокитоидов по плагиомикроклиновым гранитам. Аналогичные структуры сохраняются на северном о-ве Малый Голец. Архипелаг Большие Гольцы сложен преимущественно рассланцованными тоналитами, сохраняющими многочисленные ксенолиты амфиболитов в его западной части. Общее простирание гнейсовидности ССЗ.

Самые северные о-ва (Кладовец, Еловцы, западный Лосий) также сохраняют СЗ простирание гнейсовидности и аналогичную ориентировку длинных осей ксенолитов амфиболитов. Далее к СЗ эти породы перекрыты протерозойскими образованиями ОС. Тоналиты занимают до 80 % площади Шальской структуры и весьма затрудняют восстановление положения и первичной структуры супракрустальных пород. На восточном побережье Онежского озера (долина р. Черной, мыс Бесов Нос, архипелаг Шальские Гольцы и др.) они под воздействием поздних процессов преобразованы в эндербиты или чарноэндербиты [Костин, 1989]. В большинстве случаев тоналитовые гнейсы сильно перекристаллизованы и сохраняют свои текстурно-структурные особенности лишь в небольших теневых скиалитах среди разнозернистого лейкократового материала.

Геологами ПГО «Севзапгеология» комплекс пород к северу от Бураковского плутона рассматривается в качестве хизиярвинской свиты мезоархея [Кожевников, 2006]. Но данные изотопного возраста, характер деформаций позволяют выдвинуть в качестве альтернативы гипотезу о принадлежности ее к палеоархею. Породы смяты в мелкие изоклинальные складки субмеридионального или СЗ простирания с крутыми (60–80°) углами падения крыльев. Литолого-стратиграфический разрез в целом представляет собой толщу биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсосланцев и амфиболитов. Далее к СВ амфиболиты и биотитовые гнейсы, слагающие ЮВ крыло структуры, «растворяются» в метасоматитах и позднеархейских гранитоидах. В среднем течении руч. Лайручей наблюдаются небольшие останцы амфиболитов и ультрамафитов среди автохтонных тоналитов, имеющих пятнистый облик. По мнению А.К. Симона [Куликов и др., 1990], это древнейший на блоке перидотит-габбро-анортозитовый интрузив. По своим петрохимическим параметрам и данным абсолютного возраста он сопоставим с древними анортозитами Анабарского щита и требует тщательного изучения. Эти «реликты» прорываются и мигматизируются тоналитами возрастом 3220 ± 70 млн лет [Сергеев, 1989 и др.], а также трондьемитами, лейкогранитами и пегматитами. Наиболее молодые дайки долеритов, обычно маломощные, рассекают все породы.

В междуречье Пяльма – Калья тоналитовые гнейсы сохраняются в виде субмеридионально вытянутых «пластовых» тел среди амфиболитов. Они представлены крупно- и мелкозернистыми разновидностями, причем последние более поздние по времени своего формирования. В верхнем течении р. Водлы амфиболиты и тоналитовые гнейсы залегают в виде разобщенных, в разной степени переработанных блоков среди трондьемитовых гнейсов, при этом формированию последних предшествовали деформации и метаморфизм [Куликов др., 1985; Левченков и др., 1989; Лобач-Жученко и др., 1989; Сергеев и др., 1990]. Как показывают космические снимки, русла рек Сухой Водлы и Водлы в этом месте контролируются мощной (субмеридиональной) тектонической зоной шириной до 5 км и протяженностью более 50 км. Она представляет интерес с точки зрения изучения динамики и длительности этапов метаморфизма, а также характера флюидов, связанных с их деятельностью.

Трондьемиты и риолиты мезоархея встречаются в виде крупных жил с четкими секущими контактами. В среднем течении Лайручья подобная жила дацитов-риодацитов достигает мощности более 30 м. Трондьемиты, как правило, мигматизируют амфиболиты и тоналиты. Неоархейские порфировидные плагиомикроклиновые граниты 1-й фазы семейства умеренно щелочных гранитов нормального ряда и частично умеренно щелочные лейкограниты, возникшие, возможно, за счет наложенного окварцевания при аляскитизации, широко развиты вдоль восточного побережья Онежского озера (от пос. Пудожгорского и Песчаного до пос. Шальского), по западному берегу оз. Водлозеро и образуют обширные массивы (Кубовский, Охтомозерский) в районе оз. Охтомозеро, Конжозеро, в среднем течении р. Сухая Водла, в устье рек Вама и Черева. Они, как правило, приурочены к пологим субгоризонтальным зонам отслоения и характеризуются небольшой мощностью (10–20 м). При значительном эрозионном срезе эти пластовые тела производят впечатление крупных массивов. Они сопровождаются своеобразными полевошпатовыми пегматитами. Чаще всего и здесь позднекинематические граниты образуют сложнопостроенные многофазные комплексы лейкогранитов – аляскитов – пегматитов, замещая и тоналиты, и плагиограниты.

*Черевская синформная структура* выделена в восточной половине блока на основании изучения толщи амфиболитов в долинах рек Сухая Водла, Водла; Нетома и Винела. Хотя она расположена за пределами ОС, но, являясь наиболее сохранившимся фрагментом супракрустальных пород, играет существенную роль для понимания общей структуры и строения всего блока. Синформа прослеживается в СВ направлении на расстояние около 40 км от устья р. Черевы до тектонического контакта с лопийскими образованиями Сумозерско-Кенозерского ЗП. СЗ крыло структуры (долина р. Нетомы), представленное в разной степени измененными останцами амфиболитов, имеет субмеридиональное направление и субвертикальное или крутое падение на ЮВ. В верхнем и среднем течении р. Нетомы (средняя часть структуры) установлены реликты предположительно вулканитов основного состава, полностью амфиболизированных, среди которых выявлены ксенолиты ультрамафитов мощностью до 3 м. Первичные текстуры обычно затушеваны мелкой складчатостью, а также наложенными гнейсовидностями СВ и СЗ направлений. В верхнем течении рек Нетома, Сухая Водла и их притоков амфиболиты встречаются преимущественно в виде останцов среди тоналитогнейсов и поздних гранитоидов. ЮВ крыло, судя по реликтам первичных текстур в амфиболитах по основным породам, характеризуется СЗ углами падения. Метавулканиты многократно изменены, в т. ч. и в гранулитовой фации метаморфизма. В ядерной части структуры (междуречье Нетома – Черева) амфиболиты сменяются биотитовыми гнейсами, которые можно рассматривать как осадки (водлинская толща).

Амфиболиты и тоналиты подвергались складчатым и разрывным деформациям и интрудированы палеопротерозойскими дайками ультраосновных пород (Винельская, Черевская) и габбро-долеритов. Устанавливается определенная зависимость характера деформаций от положения интрузивных тел, что позволяет относительно достоверно реконструировать первичную структуру комплекса. При прослеживании амфиболитов установлены синклинали и антиклинали более высоких порядков. Анализ деформаций показал, что к наиболее поздним из них приурочены лейкограниты и мусковит – редкометалльные пегматиты возрастом 2650 ± 50–2733 млн лет [Куликов и др., 1985; Куликова и др., 1988а]. Подобная же картина наблюдается в нижнем течении руч. Черевского, где выходы ультрамафитов в виде дайкообразного тела смяты в складку с осью СВ 25–30°, рассечены жилами лейкогранитов и мусковит-редкометалльных пегматитов. При детальном анализе деформаций наблюдается не менее двух поздних гнейсовидностей, наложенных на СВ складки.

Тоналиты (и диориты) подразделяются на три группы: а) метасоматические автохтонные, развитые в тесной ассоциации с амфиболитами; б) небольшие по размерам (первые десятки и сотни метров, иногда сантиметры) аллохтонные тела, секущие метаморфический комплекс; в) автономные массивы дискуссионного генезиса. Для автохтонных массивов (?) характерны пятнистые текстуры с неоднородным распределением темноцветных и их концентрацией вблизи лейкосомы в виде полос шириной до 10 см. Аллохтонные диориты близки вышеописанным, но отличаются однородным мелко- и среднезернистым сложением, имеют небольшие размеры и резкие четкие границы с вмещающими амфиболитами и тоналитами. Они, как правило, расположены вблизи краевой (?) зоны блока [Куликова и др., 1988б]. Внутренние части массивов представлены тоналитовыми гнейсами, краевые сложены меланократовыми диоритовыми гнейсами и содержат многочисленные ксенолиты вмещающих супракрустальных пород. Различия по зернистости диорит-тоналитовых гнейсов вблизи и на удалении от контактов с вмещающими амфиболитами не фиксируются. Мелкозернистые тоналиты встречаются в виде тонких (до первых десятков см) полос или пятен среди амфиболитов. Неоархейские трондьемиты оказывают значительное воздействие на тоналит-амфиболитовую ассоциацию. Массивы плагиогранитов (трондьемитов) и сопровождающие их кислые жилы (от дацитов до риолитов) в виде сравнительно небольших, но отчетливо автономных тел встречаются среди амфиболитов и диоритов в пределах отдельных зон. При этом характерной особенностью амфиболитов является агматитовое строение. Условно выделяются два типа плагиогранитов-трондьемитов. Плагиограниты I типа слагают пластовые тела и жилки в зонах агматитов среди диорит-тоналитовых гнейсов и имеют слабо выраженные гнейсовидные текстуры. Трондьемиты II, залегающие среди амфиболитов, характеризуются пегматоидным обликом и крупнозернистым сложением. Относительная распространенность и тех и других ограничена.

Сложность изучения нижнеархейских амфиболитов обусловливается также мощным калиевым метасоматозом, связанным с активной флюидной деятельностью, завершившейся внедрением позднекинематических гранитов и пегматитов. Первые признаки формирования этого комплекса относятся к периоду около 2850 млн лет, когда повсеместно на блоке по тектоническим зонам, особенно вблизи его краевой части, стали проявляться калишпатизация субстрата и амфиболовый порфирокластез по нему, а также метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации. Вероятно, к этому времени относятся зоны пегматоидов по коматиитам с образованием в них кристаллов авгита длиной более 10 см, а в тоналитах появление голубого кварца. Микроклиновый порфирокластез образует ореолы, частично вокруг массивов плагиомикроклиновых гранитов или без видимой связи с ними. Тектоническое положение его достоверно не установлено, однако предполагается, что он приурочен к субгоризонтальным зонам сланцеватости (внутрикоровая декомпрессия) и явился начальным этапом в образовании бесформенных автохтонных масс метасоматических (неэвтектоидных) плагиомикроклиновых гранитов. Их истинные размеры неизвестны, но на современном эрозионном срезе в пределах Водлозерского блока они занимают до 30 % территории. Этот многофазный процесс, судя по геохронологическим данным, продолжался не менее 50 млн лет.

Разрывные деформации в пределах структуры выражены в рельефе, отчетливо просматриваются на космоснимках, фиксируются долинами рек, нарушением рисунка магнитных аномалий, а также 5 группами разновозрастных даек [Куликова и др., 1993; Куликова и др., 1989б]. Отмечается несколько направлений разломов. К СВ (20°) разломам приурочены преимущественно интрузивы ультрамафитов и трондьемитов.

Системы с протиранием СВ 70° контролируют дайки, установленные практически на всех участках и прослеживаемые более чем на 2,5 км. Они имеют четкие резкие контакты, зоны закалки, но также подвержены разрывным деформациям и разбиты на блоки СЗ разломами. Субширотные дайки среднего течения рек Черевы, Сухой Водлы, сопоставимые по составу с Пудожгорским высокотитанистым интрузивом, секутся СЗ (330–350°) маломощными дайками габбро-долеритов, которые осложнены реоморфическими гранитами в виде тонких жилок.

*Илексинско-Водлозерская антиформа,* разделяя две вышеописанные структуры, имеет крайне сложное строение, т. к. в ней палеоархейский субстрат супракрустальных пород практически полностью уничтожен, а на поверхности преобладают нерасчлененные комплексы ТТГ.

*Выводы.* «Водлозерский блок» представляет собой фрагмент древнейшей континентальной коры, начало возникновения и становление которого как самостоятельной структуры в границах, определяемых ЗП, относится к мезоархею (соответственно, лопию и весию), а завершение в близких к современным контурах – к неоархею (емию). От начала процесса, имеющего циклический и пульсирующий характер, площадь блока увеличилась, вероятно, не менее чем в 2 раза. Геологическое строение и изотопные возрасты составляющих его архейских комплексов являются основополагающими для понимания результатов последующих геодинамических событий на всей его территории. В палеопротерозое центральная часть блока стала зоной внедрения сумийского расплава, обусловленного возникновением мантийного плюма «Виндибелт» [Kulikov et al., 2010]. Блок по своей конфигурации, размерам, динамике опускания основания и подъема расплавов мог соответствовать современному вулканическому о-ву Гавайи. Продвижение «головы» коматиитового плюма Виндибелт фиксируется внедрением сначала ряда габброноритовых даек: Авдеевско-Дедовской и Шальской в период 2504–2508 млн лет, а затем Бураковского плутона (2449 млн лет) [Amelin et al., 1995]. В геофизических полях «скрытые» в коре магнитные аномалии повторяют форму плутона в виде волнообразного рисунка вокруг его ЮЗ оконечности, что, вероятно, подчеркивают погружение подводящего канала (см. рис. 1.3). При геологическом картировании здесь и по периферии аномалий отмечены зоны наложенного гранулитового метаморфизма. Более мелкие интрузивы (Выжига, Шардозеро, Мельничный и др.) на севере блока, 20-км субмеридиональная Винельская дайка на крайнем востоке возрастом около 2430 ± 174–2437 ± 3 млн лет [Puchtel et al., 1997] свидетельствуют о завершении активной фазы жизни плюма. Весь процесс при подъеме СВ части блока сопровождался обширной зоной отрыва – палеорифтом Ветреный Пояс. Некоторые авторы [Арестова и др., 2000] выявленные на блоке факторы связывают на основании выделенной ими компоненты намагниченности < 2500 млн лет в мезоархейских базитах Шилосской структуры (Южно-Выгозерский ЗП) со временем формирования гипотетического плюма.

Излияние на поверхность значительного объема мантийного материала стало основой для «быстрого» погружения западной части блока, усугубившегося движением по нему сариолийского ледникового покрова с последующим растяжением коры, возникновением морского бассейна и образованием в людиковии локальных вулканов [Куликова, 2010] в пределах ОС. Обилие акцессорных минералов (монацит, ксенотим и др.) с РЗЭ в осадках и в вулканитах, развитие зон субщелочного метасоматоза и др. свидетельствует о значительном влиянии пород архейского фундамента, а именно Водлозерского блока, как на составы контаминированных архейским субстратом пикритовых расплавов, так и рудоносных метасоматитов.

Активная тектономагматическая деятельность на исследуемой территории подтверждается данными изотопных возрастов на протяжении всей ее геолого-геофизической истории (см. рис. 1.3).

### 1.2.2. Мезо-неоархейский (лопийский) Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс

Ведлозерско-Сегозерский ЗП (рис. 1.4) в Центральной Карелии протягивается более чем на 300 км в субмеридиональном направлении при ширине 50–60 км и с запада ограничивает ОС. В современном эрозионном срезе он состоит из ряда структур [Светов, 2005], таких, как: Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Паласельгинская, Остерская, Бергаульская, Совдозерская, Киндасовская.

В разрезах зеленокаменных структур преобладают два контрастных ансамбля, представленных вулканитами коматиит-базальтовой и известково-щелочной серии, при этом последние формируют вулканические постройки центрального типа. Реликты палеовулканов известны в Хаутаваарской и Койкарской структурах [Вулканические постройки…, 1978; Вулканизм архейских..., 1981; Светова, 1988]. Наиболее представительными являются реконструированные разрезы Хаутаваарской структуры общей мощностью 6 км и Койкарской структуры мощностью 3 км.

В опорном стратиграфическом разрезе ***Хаутаваарской структуры*** выделяются 5 свит [Стратиграфия докембрия…, 1992]. На наш взгляд, их лучше назвать 5 страто-тектоническими ассоциациями (СТА), интерпретируемыми как ансамбли совмещенных, геодинамически контрастных комплексов (снизу вверх по реконструированному разрезу).

Древнейшая «базальт-андезит-дацит-риолитовая СТА» (виетуккалампинская свита) включает БАДР-адакитовую ассоциацию и сопутствующие (байяитовую, толеитовую и высоко-Nb) андезитовые серии [Светов, 2009], вулканогенно-осадочные, вулканогенно-хемогенные парагенезы, сменяемые на заключительном этапе вулканотерригенными породными ансамблями. U-Pb возраст крупнопорфировых дацитов Игнойльского субвулканического некка равен 2995 ± 20 млн лет [Сергеев, 1989], субвулканического штока андезитов Остерской структуры – 3020 ± 10 млн лет, субвулканической дайки андезитов (секущей коматииты Паласельгинской структуры) – 3000 ± 10 млн лет [Лобиков, 1982].

«Коматиит-базальтовая СТА» (лоухиваарская свита) представляет стратифицированную толщу коматиит-базальтовой ассоциации с сопутствующими ей туфами, туффитами и хемогенно-эксгаляционными породами общей мощностью 2,7 км. Граувакки и моноконгломераты появляются в верхней осадочной пачке, ассоциируясь с графитистыми сланцами, серноколчеданными рудами, силицитами, железистыми кварцитами. Датирование терригенных цирконов с магматическим обликом и Th/U отношением 0,42÷1,32 из слоя граувакк между лавовыми потоками коматиитов Хаутаваарской структуры позволило получить изохрону – 2917,2 ± 8,7 млн лет [Светов и др., 2010], которая может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации Хаутаваарской структуры и хорошо коррелирует с имеющимися геологическими данными. При этом Sm-Nd изохронный возраст вулканитов свиты составляет 2921 ± 55 млн лет [Светов, Хухма, 1999]. Следует подчеркнуть, что данные результаты свидетельствуют о дискретном временном характере формирования высокомагнезиальных серий Ведлозерско-Сегозерского ЗП, которое проходило в интервалах 3,05÷2,95 и 2,95÷2,91 млрд лет [Светов и др., 2010].

«Андезидацитовая СТА» (калаярвинская свита) разделяется на три пачки: нижняя – терригенная (полимиктовые конгломераты, арениты, алевролиты, внутриформационные конгломераты, вулканические арениты, аркозы, графитистые алевролиты) мощностью до 320 м, средняя – вулканогенные породы дацитового состава и верхняя – осадочные породы (туффиты – граувакки – арениты – силициты – графитистые алевролиты – серноколчеданные руды) мощностью до 400 м. Общая мощность свиты составляет 900 м. Породы свиты прорываются Хаутаваарским массивом гранодиоритов – 2850 ± 50 млн лет [Тугаринов, Бибикова, 1980], дайкой риолитов – 2854 ± 14 млн лет [Сергеев, 1989] и дайкой дацитов – 2862 ± 45 млн лет [Овчинникова и др., 1994].

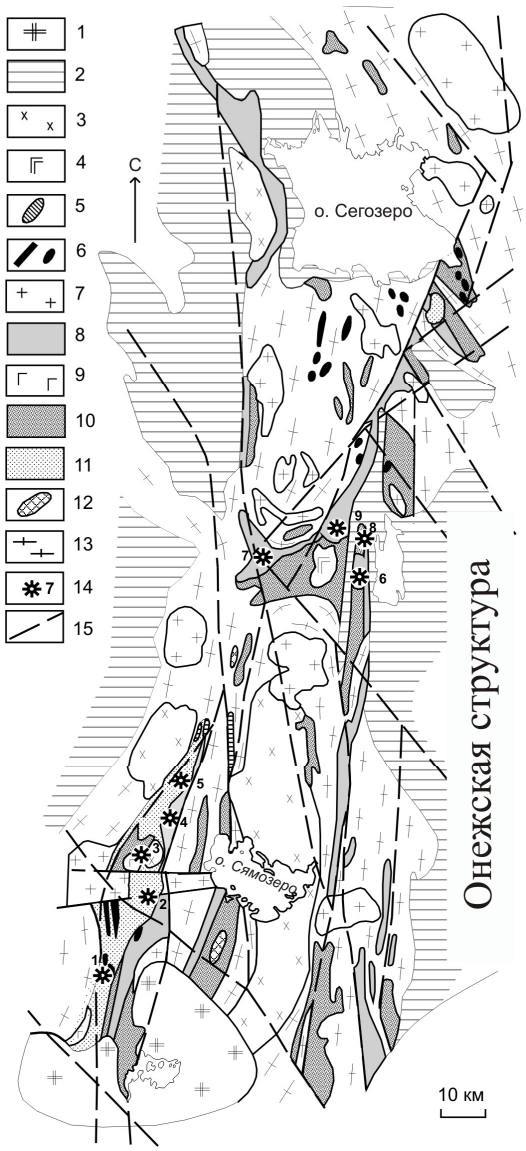



Рис. 1.4. Схема геологического строения Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса:

1–2 – палеопротерозойские образования: 1 – граниты рапакиви (1,65–1,62 млрд лет), 2 – супракрустальные образования (2,50–2,10 млрд лет); 3–4 – неоархейские образования: 3 – плагиомикроклиновые граниты (2,85–2,87 млрд лет), 4 – диориты, гранодиориты, санукитоиды (2,74 млрд лет), 5 – габбродиориты, 6 – габбронориты, 7 – основные и ультраосновные породы, 8–11 – мезоархейские образования: 8 – андезидацитовые вулканиты, адакиты и осадки (2,86–2,85 млрд лет), 9 – высокомагнезиальное габбро, 10 – коматиит-базальтовая ассоциация (лавы, туфы) (3,0–2,95 млрд лет), 11 – вулканиты БАДР-серии, адакиты (3,05–2,94 млрд лет), 12 – амфиболиты, 13 – гнейсо-граниты и мигматит-граниты (3,15–2,95 млрд лет), 14 – палеовулканические постройки: 1 – Няльмозерская, 2 – Игнойльская, 3 – Хаутаваарская, 4 – Маселькгская, 5 – Чалкинская, 6 – Янишская, 7 – Корбозерская, 8 – Эльмусская, 9 – Семченская (1–5 – Хаутаварская структура, 6–9 – Койкарско-Семченская структура); 15 – разломы

«Базальтовая СТА» (кульюнская свита) сложена подушечными и массивными базальтами с единичными линзами гиалокластитов и туфов. Граувакки присутствуют в основании свиты, сменяя конглобрекчии в стратиграфической колонке вверх по разрезу. Общая мощность свиты составляет 600 м.

«Верхняя осадочная СТА» (усмитсанъярвинская свита) завершает разрез Хаутаваарской структуры. Она сложена осадочными (углеродсодержащими сланцами) и пирокласто-осадочными (туфы, туффиты дацитового состава, кремнистые сланцы) породами видимой мощности до 200 м, встреченными в локальных разрезах.

В пределах ***Койкарской структуры*** сохранился фрагмент стратиграфического разреза, представленный двумя стратотектоническими ассоциациями: коматиит-базальтовой возрастом 2944 ± 170 млн лет (Sm-Nd, эрахрона) [Светов, Хухма, 1999] и молодой андезидацитовой ассоциацией с временем формирования – 2860 ± 15 млн лет [Самсонов и др., 2001]. Возраст формирования БАДР-серии Эльмусской структуры составляет – 2866 ± 11 млн лет [Светов и др., 2010]. В прочих структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в современном эрозионном срезе реконструируемые стратиграфические последовательности представлены лишь фрагментарно, что является результатом его сложнодеформированного, слайдерного (пластинчатого) глубинного строения.

В настоящее время ***стратиграфическая схема мезоархея*** (хаутаваарской серии) в пределах центральной части Карельского массива была нами существенно изменена на основании детального геологического, геохимического и изотопного изучения страто-тектонических ассоциаций:

1) коматиит-базальтовая (лоухиваарская, кульюнская свиты) и древняя андезитовая ассоциация (виетуккалампинаская свита) рассматриваются как одновозрастные образования;

2) коматиит-базальтовая серия (лоухиваарская и кульюнская свиты) представляет единый ансамбль, разделенный после формирования на две пластины;

3) мощности хаутаваарской серии искажены (завышены) из-за дублирования в разрезе однотипных ансамблей;

4) разрез хаутаваарской серии – это классический коллажированный породный ансамбль, сформированный слайдерной тектоникой из геодинамически контрастных породных комплексов;

5) коматиит-базальтовая ассоциация представляет собой фрагмент протоокеанического комплекса, в то время как андезитовые серии двух временных срезов маркируют островодужный и окраинно-континентальный режимы.

(6) Ведлозерско-Сегозерский ЗП – это реликт древнейшей на Фенноскандинавском щите зоны перехода океан – континент, существовавшей в мезоархее на западной (в современном плане) оконечности Водлозерского микроконтинента.

Таким образом, изложенные представления о коллажированном характере разреза Ведлозерско-Сегозерского ЗП, сочетающего в своем строении геодинамически контрастные породные серии, значительно меняют интерпретацию всей стратиграфической последовательности. Важно подчеркнуть, что в последние годы в ходе исследований большинства архейских гранит-зеленокаменных областей и поясов в пределах древних кратонов мира (таких, как Супериор, Вайоминг, Илгарн и мн. др.) было также установлено их сходное коллажированное строение. Все они представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулканических поясов [Kerrich et al., 1999; Kusky, Polat et al., 1999].

Для реконструкции условий становления и формирования Фенноскандинавского щита в архее особый интерес вызывает Ведлозерско-Сегозерский фрагмент Водлозерского террейна, запечатлевший в своих породных ансамблях раннюю геологическую историю региона. В его структурах, хотя и в коллажированном виде, сохранился достаточно полный разрез вулканогенно-осадочных комплексов, характеризующих все стадии эволюции транзитной зоны от 3,1 до 2,65 млрд лет. Относительно низкая степень структурно-метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных породных последовательностей позволяет проводить палеовулканические реконструкции динамики литогенеза, петролого-геохимические исследования архейских породных ассоциаций различной сериальной принадлежности и контрастного геодинамического заложения. В результате наших исследований [Светов, 2003; Светов, 2005; Светов и др., 2004, 2006] была предложена геодинамическая модель формирования Ведлозерско-Сегозерского ЗП в рамках многоэтапного развития конвергентной системы «океан – континент», существовавшей на западной границе «Водлозерского микроконтинента» с 3,05 по 2,8 млрд лет [Светов, 2005]. Она включает следующие эпизоды.

***3,1–2,95 млрд лет*** – ранний островодужный этап. Заложение субдукционной системы на западной окраине Водлозерского протоконтинента, вызвавшее формирование энсиалической островной дуги (представленной андезитовыми магматическими системами различной сериальной принадлежности). Синхронно с субдукционными процессами происходит заложение фронтального и тылового седиментационных бассейнов. Таким образом, данный этап стал основополагающим в зарождении активной конвергентной зоны на западной окраине «Водлозерского протоконтинента» и послужил основой для будущего наращивания континентальной литосферы в западном направлении.

***3,05–2,90 млрд лет*** – протоокеанический этап. Синхронно с формированием древнего островодужного комплекса происходит образование окраинно-континентального морского бассейна в обстановке заостроводужного спрединга и «офиолитоподобного» комплекса – мощных лавовых толщ мафитов (массивных и подушечных лав коматиитов и базальтов с прослоями чертов), линз ультраосновных кумулятов и серий комагматичных интрузивных комплексов, представленных серпентинизированными коматиитовыми дунитами и высокомагнезиальными габбро. Коматиит-базальтовые ассоциации маркируются целой серией площадей развития (структур): Хаутаваара – Киндасово – Койкары – Семчь – Совдозеро – Паласельга – Остер – Листья Губа, где они слагают разноранговые (различающиеся по объему сохраненных разрезов) стратотектонические ассоциации единого типа и времени формирования (лоухиваарская и питкилампинская свиты). Реальные размеры возникшего задугового бассейна корректно оценить невозможно, однако его реликтовая спрединговая ось (линейная зона распространения высокомагнезиальных вулканитов) по протяженности превышала 350–400 км.

Таким образом, в интервале 3,05–2,95 млрд лет на западной границе «Водлозерского протоконтинета» была окончательно сформирована биполярная конвергентная асимметричная система «океан – островная дуга – окраинное море – континент».

***2,95–2,90 млрд лет*** – ранний аккреционный этап**.** Продолжающиеся субдукционные процессы в регионе и затухание плюмовой активности приводят к закрытию заостроводужного бассейна. В ходе этого офиолитоподобная ассоциация (коматиит-базальтовая СТА), частично в виде аллохтона, была обдуцирована на окраину древней вулканической дуги (виетуккалампинская свита) с сохранением всей внутренней стратификации и частично субдуцирована под нее. С завершением данного этапа геодинамическая картина в регионе коренным образом трансформируется за счет как активного вулканизма, так и начавшихся аккреционных процессов, происходит замыкание и трансформация системы «океан – островная дуга – окраинное море – континент» в систему «океан – континент». При этом мощность новообразованной континентальной коры западного фланга «Водлозерского протоконтинента» значительно возрастает, что приводит к новому этапу развития конвергентной зоны в режиме активной континентальной окраины.

***2,90–2,80 млрд лет*** – окраинно континентальный этап. Дальнейшая субдукция океанической плиты под мощное континентальное основание происходит в режиме пологого погружения, инициируя формирование молодой андезидацитовой ассоциации известково-щелочного ряда. Вулканическая дуга в пределах ЗП маркируется цепью вулканических палеопостроек «Масельга – Яниш – Корбозеро – Семчь – Эльмус». Активный вулканизм в этот период сопровождался значительным и масштабным осадконакоплением как в мелководных, так и субаэральных условиях.

Возможно также, что в этот период происходит активизация процессов надвига фрагмента мафического аллохтона, отделенного от основания серией листрических надвигов, что позволяет объяснить геохимическое сходство второго уровня базальтов в Хаутаваарской структуре (кульюнская свита) с первым (лоухиваарская свита). К завершению четвертого этапа окончательно сформировались линейная сутурная природа зеленокаменного пояса и его многослойный супракрустальный разрез.

***2,80–2,68 млрд лет*** – этап транспрессионно-транстенсионный. К наступлению его вулканическая активность в зоне перехода снижается. Дальнейшие перестроения проходят в транспрессионно-транстенсионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассейнов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик зоны перехода [Светов и др., 2005]. Осадочные парагенезы (молассоидные комплексы типа тимискаминг) характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – молодым и древним гранитоидам, основным (коматиит-базальтовый аллохтон) и кислым (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциации) вулканитам. По геохимии данные комплексы являются микститами и содержат в себе геохимическую характеристику всех разновозрастных породных ассоциаций, представленных в инфраструктуре ЗП. Вместе с тем данный этап сопровождается слабым

проявлением кислого вулканизма, формированием дифференцированных (андезит-дацит-риолитовых) серий в Масельгской палеовулканической постройке, для которой получена изохрона – 2743 ± 12 млн лет [Светов и др., 2010].

Заключительная часть эволюции ЗП связана с коллизионным режимом развития террейна в ходе которого формируются значительные массивы ТТГ и гранодиоритов санукитоидного типа в Чалкинской зоне в 2745 ± 5 млн лет [Овчинникова и др., 1994], субщелочных гранитоидов в Хаутаварской структуре – 2743 ± 8 млн лет, кварцевых диоритов в пределах Эльмусской структуры – 2741 ± 7 млн лет [Bibikova et al., 2005]. В этот же временной интервал – 2,74–2,70–2,65 млрд лет внедрялся обширный и разнообразный по составу дайковый ансамбль умереннощелочного и известково-щелочного ряда [Светов и др., 2007].

Архейская история в интервале 2,65–2,5 млрд лет из-за отсутствия достоверных геохронологических данных остается неопределенной и в монографии не рассматривается.

## 1.3. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ

Палеопротерозойские осадочные, вулканические и интрузивные образования, занимающие доминирующее положение в ОС, формировались в период от 2,5 до 1,7 млрд лет. Стратиформные породные ассоциации слагают сохранившиеся в разной степени 6 надгоризонтов (от древних к молодым): сумийский, сариолийский, ятулийский, людиковийский, калевийский и вепсийский. Возрастные границы надгоризонтов (см. табл. 1.1) и их геохронологических эквивалентов определяются региональной хроностратиграфической схемой [Общая стратиграфическая…, 2002]. Ниже дается характеристика геологических образований палеопротерозоя ОС в соответствии с принятыми геохронологическими подразделениями.

### 1.3.1. Сумий

К сумийским образованиям отнесены вулканогенные и осадочные породы глубокоозерской и кумсинской свит в краевой западной части ОС (Кумсинская синклиналь и другие более мелкие структуры) и интрузивные породы бураковского перидотит-габбронорит-габбродиоритового комплекса на восточном (Бураковско-Шальском) обрамлении ОС (см. рис. 1.2).

#### *Глубокоозерская свита*[1]

В основании разреза (рис. 1.5) залегают гранитогнейсы и плагиограниты, прорванные дайковыми и штокообразными телами габбро-амфиболитов, которые в восточной части Кумсинской структуры (район оз. Собачьего) непосредственно подстилают вышележащую осадочно-вулканогенную толщу. Примерно в 10 м от контакта с осадками в гранитах отмечается формирование коры химического выветривания. С приближением к контакту этот процесс заметно прогрессирует и вблизи него проявляется в том, что полевой шпат полностью превращается в серицит, а на поверхности обнажений выступают крупные неправильной формы обособления кварца, подчеркивающие «гранитную» структуру породы. Одновременно наблюдаются вынос кремнезема и существенное накопление глинозема и калия. Эти выветрелые породы с «гранитной» структурой постепенно переходят в тонкозернистые кварц-серицитовые сланцы с осадочной структурой (рис. 1.6):

1. Песчаники, состоящие из зерен кварца и выветрелого полевого шпата с серицитом, чередуются с кварц-серицитовыми сланцами. Мощность 3–4 м.

2. Серые и темно-серые кварцитопесчаники с серицитовым цементом. Встречаются прослои песчаников с гравелитовой размерностью зерен выветрелого (сильно серицитизированного) полевого шпата и неокатанных зерен кварца. Мощность 2–3 м.

3. Переслаивание светло-серых среднезернистых кварцитопесчаников с тонкозернистыми серыми аркозовыми песчаниками с серицитом, биотитом, реже карбонатом и эпидотом. Песчаники образуют прекрасно выраженные косослоистые серии, которые указывают на нормальное залегание этих осадков. Мощность до 2 м.

4. В обнажении 936 (см. рис. 1.6) встречен прослой песчаников, обогащенных магнетитом (до 30 %), мощностью 5–10 см. В районе д. Чебино (северо-западный берег оз. Аланолампи) в косослоистых аркозовых песчаниках встречены прослои до 0,7 м, сложенные полимиктовыми конгломератами, имеющими хорошо окатанные гальки до 15 см в диаметре, представленные гранитами, гнейсо-гранитами, зелеными сланцами (метабазальтами).

[1] Авторы: В.И. Коросов, Т.Н. Назарова.

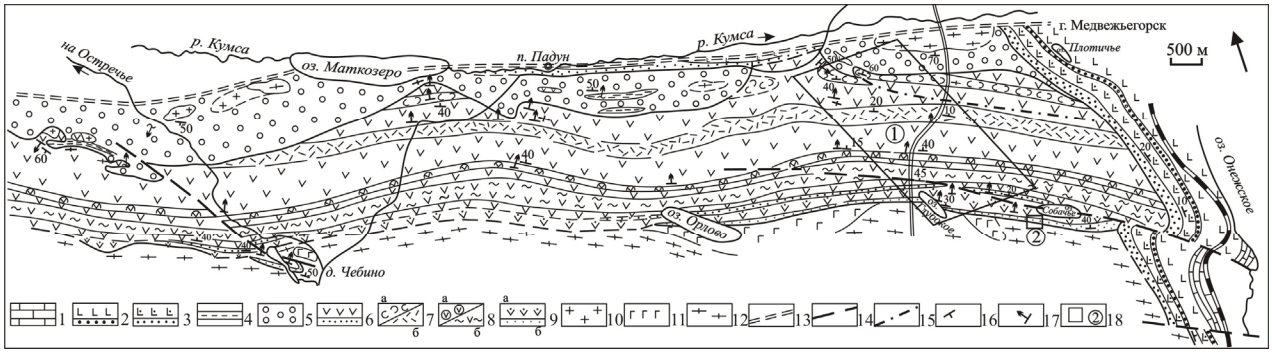



Рис. 1.5. Схема геологического строения южного крыла Кумсинской структуры.
(Сост. В.И. Коросов с участием Т.Н. Назаровой, М.А. Елисеева, Ю.С. Полеховского с использованием материалов К.О. Кратца, Л.Я. Харитонова, А.И. Голубева и др.):

*Палеопротерозой. Ятулий*: 1 – осадки туломозерской свиты, 2 – лавы и осадки медвежьегорской свиты, 3 – лавы и осадки янгозерской свиты. *Сариолий*. Пальеозерская свита: 4 – граувакки, песчаники, сланцы, 5 – полимиктовые конгломераты. *Сумий*. Кумсинская свита: 6а – лавы андезибазальтов, 6б – кварциты и кварцитопесчаники, 7а – вариолитовые лавы четвертого маркирующего горизонта, 7б – плагиофировые андезибазальты третьего маркирующего горизонта, 8а – вариолитовые лавы с альбитовыми миндалинами второго маркирующего горизонта, 8б – полосчатые микро-вариолитовые лавы первого маркирующего горизонта; 9 – глубокоозерская свита (а – лавы андезибазальтов, б – аркозы, кварц-серицитовые сланцы и кварциты). *Архей. Лопий*: 10 – плагиомикроклиновые граниты, 11 – габбро-амфиболиты, 12 – гранито-гнейсы. Разломы: 13 – постлюдиковийский, 14 – постятулийский, 15 – досариолийские, 16 – элементы залегания So, 17 – направление кровли, 18 – детальные участки (2 – рис. 1.6)

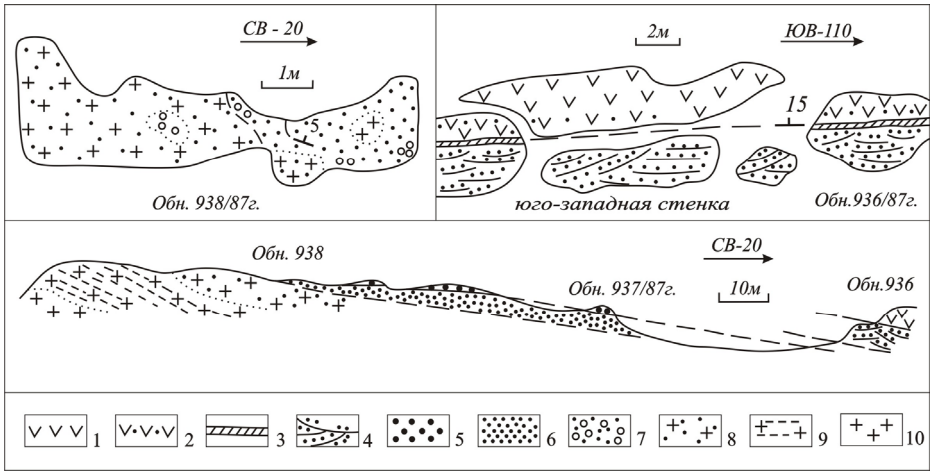



Рис. 1.6. Схема строения глубокоозерской свиты.
(Сост. В.И. Коросов, 1987):

1 – массивные андезибазальты; 2 – их миндалекаменные разности; 3 – песчаники, обогащенные магнетитом; 4 – косослоистые аркозовые песчаники; 5 – песчаники и кварцитопесчаники с прослоями кварцевых гравелитов; 6 – серицитсодержащие аркозовые песчаники; 7 – кварц-серицитовые сланцы с неправильными зернами кварца «гранитной» структуры; 8 – измененный гранит; 9 – слабо измененный гранит; 10 – свежий гранит

На магнетитсодержащих песчаниках согласно залегает вулканогенная толща глубокоозерской свиты, состоящая из шести потоков лав андезибазальтового состава.

*Первый поток.* В непосредственном контакте с осадками развиты тонкополосчатые амфибол-хлоритовые сланцы мощностью 5–10 см. Они сменяются темно-серыми мелкозернистыми плагиофировыми андезибазальтами с редкими порфирокластами амфибола. В средней части потока встречаются вариолитовые и миндалекаменные обособления. Кровля пенистая, брекчированная, сильно эпидотизированная. Мощность потока 15 м.

*Второй поток* в подошвенной части состоит из мелкозернистых андезибазальтов, в центральной части из вариолитов с редкими мелкими миндалинами. Кровля сложена андезибазальтами шарово-подушечной текстуры, обильно насыщенными миндалинами. Межшаровый материал представлен амфибол-хлоритовой массой. Мощность 20 м.

*Третий поток* залегает на шарово-подушечной кровле второго потока с извилистым неровным контактом, повторяющим поверхности подушек. Подошвенная часть мощностью 3–10 см сложена мелкозернистыми андезибазальтами с большим количеством мельчайших хлоритовых миндалинок, центральная – плагиофировыми андезибазальтами от средне- до крупнозернистого строения с большим количеством порфирокласт амфибола. Кровля не вскрыта. Ориентировочная мощность 35 м.

В *четвертом потоке* нижняя, плохо обнаженная часть составляет около 25 м. Верхняя часть потока представлена сильно рассланцованными плагиофировыми андезибазальтами с мелкими и крупными кварце-

выми миндалинами, образующими отчетливо вспененную, сильно эпидотизированную кровельную часть потока. Общая мощность 30 м.

*Пятый поток* начинается тонкозернистыми плагиофировыми андезибазальтами, в которых подошвенная часть, мощностью 5–8 см, насыщена очень мелкими, до 0,3 мм, кварц-хлоритовыми миндалинами. Кровля сложена пенистыми лавами. Мощность 15 м.

Непосредственно на вспененной кровле пятого потока залегают мелкозернистые андезибазальты *шестого потока*, переходящие к центру потока в среднезернистые. Кровля его не обнаружена, поэтому описание этой части разреза дается по скважине 5631 Невской экспедиции. Плагиофировые андезибазальты переходят в миндалекаменные разности и сменяются тонкослоистыми тонкозернистыми туфами (инт. 143,2–148,0), в которых слойки, обогащенные хлоритом, чередуются со слойками эпидот-полевошпатового материала. Мощность потока лав 15 м, туфа 4–5 м.

Мощность глубокоозерской свиты составляет 145–150 м.

### *Кумсинская свита*[2]

Кумсинская свита согласно залегает на глубокоозерской и состоит из двух подсвит: осадочной и вулканогенной. Последняя подробно описана ранее [Коросов,1991; Светов, Голубев, 1972]. Нижняя осадочная подсвита содержит следующие пласты (снизу вверх).

1. Тонкозернистые граувакки с линзовидными слойками мощностью 0,5–1 см серых полимиктовых песчаников. Мощность 3 м.

2. Однородные, серые, среднезернистые полимиктовые песчаники. Мощность 1,5 м.

3. Темносерые тонкозернистые граувакки. Вблизи от подошвы в них появляются прослои полимиктовых среднезернистых аркозов, количество которых вверх постепенно увеличивается и порода переходит в песчаники с отдельными слойками тонкозернистых граувакк. Мощность 6,5 м.

4. Серые, среднезернистые, четко слоистые аркозы. Мощность 9,0 м.

5. Тонкое чередование кремовых слоев тонкозернистых кварцитов и тонкозернистых зеленоватых граувакк. Наблюдаются косослоистые серии (10–15 см) при мощности слойков 0,5–4 см. Мощность 6,5 м.

6. Переслаивание (2–8 см) розовато-серых с гематитом слоев и светло-серых среднезернистых кварцитов. За счет разной зернистости в слоях наблюдается ритмичная слоистость. Мощность 8 м.

7. Светло-серые с кремовым оттенком сливные кварциты. Мощность 5,0 м.

8. Переслаивание (0,5–1,5 см) светлых кварцитов с серыми песчаниками с карбонатным цементом. Мощность 1,5 м.

9. Тонкозернистые темно-серые с зеленоватым оттенком граувакки. Мощность 5,0 м.

Общая мощность осадков нижней подсвиты составляет 40–45 м. Для подсвиты в целом характерно присутствие высокозрелых осадков – кварцитов и кварцевых аренитов, с хорошей сохранностью текстурных признаков – параллельной горизонтальной и реже косослоистой мелкомасштабной слоистостью.

Из слоя серицит-кварцевых сланцев среди кварцитов глубокоозерской свиты Н.Г. Бережной с соавторами [Бережная и др., 2003] были изучены акцессорные цирконы, среди которых выделены два морфологических типа – сильно окатанные возрастом 2831–2883 млн лет и менее окатанные с гиацинтовым габитусом возрастом 2726–2788 млн лет. Присутствие в сланце двух различных детритовых цирконов позволило авторам предположить два источника сноса: первый находился на большом удалении от области сноса, второй – более близкий. Цирконы, отобранные из близлежащих позднеархейских гранитоидов возрастом 2875 ± 4 млн лет, по геохимическим особенностям не могут рассматриваться в качестве источника, последние, по-видимому, были перекрыты осадками и в дальнейших процессах не участвовали. Приведенные данные свидетельствуют в пользу расширения водного бассейна и увеличения площади размыва не только гранитного фундамента и лопийских отложений, но и отдельных гранитоидных массивов.

Верхняя вулканогенная подсвита кумсинской свиты залегает на нижней в целом согласно. В ее составе выделяются тридцать пять потоков-покровов, которые имеют примерно одинаковое строение: мелкозернистые андезибазальты подошвы потока постепенно переходят в более крупнозернистые разности в его центральной части. В мощных потоках-покровах центральная часть иногда представлена габбродолеритами. Кровельная часть потоков сложена, как правило, пенистыми разностями. Отмечаются вариации мощностей разных зон потоков, количество, размер и характер заполнения миндалин, но во всех потоках сохраняется описанная дифференциация. Контакты

[2] Авторы: С.А. Светов, В.И. Коросов, А.И. Светова, Т.Н. Назарова.

между потоками всегда четкие, как правило, извилистые, повторяющие поверхность кровли нижележащего потока. Подсвита разделена на семь пачек.

Первая пачка представлена двумя потоками андезибазальтов мощностью, соответственно, 60 и 30 м.

Вторая пачка состоит из шести потоков-покровов и содержит в своем составе два маркирующих горизонта. Нижний поток-покров является первым маркером подсвиты. Он сложен полосчатыми микровариолитовыми лавами. Эти полосчатые породы предыдущими исследователями [Орогенный вулканизм..., 1977; Проблемы геологии..., 1972] считались габбродиабазами внедрившимися в виде силла в толщу вулканитов. Нам представляется [Коросов, Назарова, 1988; 1989], что это мощный покров микровариолитовых лав. Начинается он мелкозернистыми андезибазальтами, которые постепенно вверх по разрезу укрупняются и где-то на трети мощности от подошвы становятся среднетонкозернистыми габбродолеритами. Такие же породы встречаются в центральных частях и менее мощных потоков. Затем в этих породах зернистость уменьшается и одновременно появляются мелкие, до 2–3 мм в диаметре, недооформившиеся вариоли, состоящие из кремового альбита. Количество вариолей вверх по разрезу покрова постепенно увеличивается, они начинают образовывать линзовидные скопления, которые выше образуют четкую полосчатость. Полосы (1–8 см) с вариолями чередуются с полосами темно-зеленых андезибазальтов. Выше полосы постепенно «размываются», порода приобретает пятнистую окраску, с редкими вариолями и появляются отдельные редкие миндалины. Их количество постепенно увеличивается, в кровле образуется уже настоящая пенистая лава, составляющая не менее 10 % от общей мощности (150 м) покрова. Выше следует поток андезибазальтов мощностью 30 м, который перекрывается вторым маркирующим горизонтом, состоящим из четырех лавовых потоков мощностью, соответственно, 15, 10, 10, 30 м. Первые три потока представлены миндалекаменными лавами с вариолитовой текстурой. Розовые альбитовые миндалины диаметром до 15 см четко выступают на поверхности обнажения. В этих породах много жилоподобных скоплений альбитового материала, выполняющего трещины неправильной формы, а местами межшаровые пространства (южнее оз. Стороннего). Четвертый поток, имеющий дифференцированное строение, сложен обычными вариолитовыми лавами. Мощность горизонта 65 м, а общая мощность пачки 245 м.

В третьей пачке выделяются 8 потоков андезибазальтов мощностью (снизу вверх), соответственно, 110, 10, 40, 25, 18, 12, 20 и 50 м. В центральной части пятого снизу потока данной пачки встречаются миндалины диаметром 15–20 см, выполненные крупнокристаллическим кальцитом, эпидотом и халькопиритом, а в седьмом наблюдается неотчетливая столбчатая отдельность. В кровле восьмого потока развиты флюидальные пенистые лавы. Флюидальность хорошо видна только на выветрелой поверхности. Иногда флюидальные лавы переходят в лавобрекчии. Общая мощность пачки 285 м.

Четвертая пачка представляет собой третий маркирующий горизонт, сложенный 5 потоками плагиофировых андезибазальтов мощностью, соответственно, 40, 25, 15, 10 и 15 м. Эти лавы отличаются наличием большого количества беспорядочно ориентированных кристаллов кремового альбита размером 0,3–0,5 см. Они равномерно распределяются по всей массе потока. Благодаря вкрапленникам альбита эти лавы, как и вариолитовые лавы с альбитовыми миндалинами второго маркирующего горизонта, легко распознаются в полевых условиях. Мощность четвертой пачки 105 м.

Пятая пачка состоит из чередующихся 8 лавовых потоков андезибазальтов мощностью 20, 55, 25, 20, 40, 40, 50 и 35 м. В отличие от лав предыдущих пачек в кровле некоторых потоков этой пачки пенистые лавы часто переходят в лавобрекчии, иногда полностью слагающие верхнюю часть потока. Общая мощность пачки 265 м.

Шестая пачка, состоящая из четырех потоков (30, 18, 22 и 25 м мощности), является четвертым маркирующим горизонтом. Потоки сложены вариолитовыми лавами. Иногда в них встречаются и розовые альбитовые миндалины. Общая мощность пачки 95 м.

Седьмой пачкой в районе трассы Санкт-Петербург – Мурманск заканчивается разрез верхней вулканогенной толщи. Она состоит из двух потоков андезибазальтов мощностью 30 и 35 м. Мощность пачки 65 м.

Общая мощность вулканитов кумсинской свиты составляет 1150 м, а суммарная мощность всего разреза свиты определяется в 1300–1400 м.

Соотношения образований кумсинской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями значительно отличаются. Из-за древнего рельефа глубокоозерская свита к западу постепенно выклинивается (см. рис. 1.5). Видимо, исчезают осадки, а затем и лавы глубокоозерской свиты, и

в районе д. Чебино, на берегу оз. Аланолампи, на гранитах через кору физического выветривания залегают уже кумсинские осадки. По-видимому, также из-за характера древнего рельефа в структурах Пальеозерского куста развития кумсинской свиты (Койкары, Эльмус, Красная речка и др.) отсутствуют осадки нижней подсвиты. Например, на Красной речке разрез этой свиты начинается со второго маркирующего горизонта альбит-вариолитовых лав.

Литогеохимический анализ вулканитов позволяет описывать стратифицированный характер разрезов и выделить стадийность в лавовых излияниях, проявленную в цикличной смене химического состава вулканитов (от базальтов до андезитов в пределах разрезов Кумсинской и Краснореченской структур). Следует особо подчеркнуть, что характер породной ассоциации постоянен во всех рассматриваемых структурах.

Лавовые толщи представлены в Кумсинской структуре 35 лавовыми потоками общей мощностью 1150 м, в Семченской структуре 21 потоком общей мощностью 560 м, в Койкарской структуре 18 потоками общей мощностью 630 м и в районе д. Красная речка 18 потоками, формирующими вулканический разрез мощностью 270 м (скоррелированные разрезы приводятся на рис. 1.7).

В фациальном плане доминируют лавовые потоки (мощностью от 9–12 до 40–45 м): массивные, миндалекаменные, вариолитовые, редко подушечные. Туфы проявлены в виде прослоев незначительной мощности (0,5–4,5 м) между потоками лавобрекчий и характерны лишь для верхних частей разрезов. В Семченской структуре со средней части разреза увеличивается количество пирокластики, здесь выявлена линза агломератовых туфов андезибазальтов мощностью 42–50 м, в которой на участке р. Дейя-Оя наблюдается реликт шлакового вторичного конуса, сложенного глыбовыми спекшимися туфами андезибазальтов различных структур – массивных, миндалекаменных и вариолитовых [Светов и др., 2004, 2009].

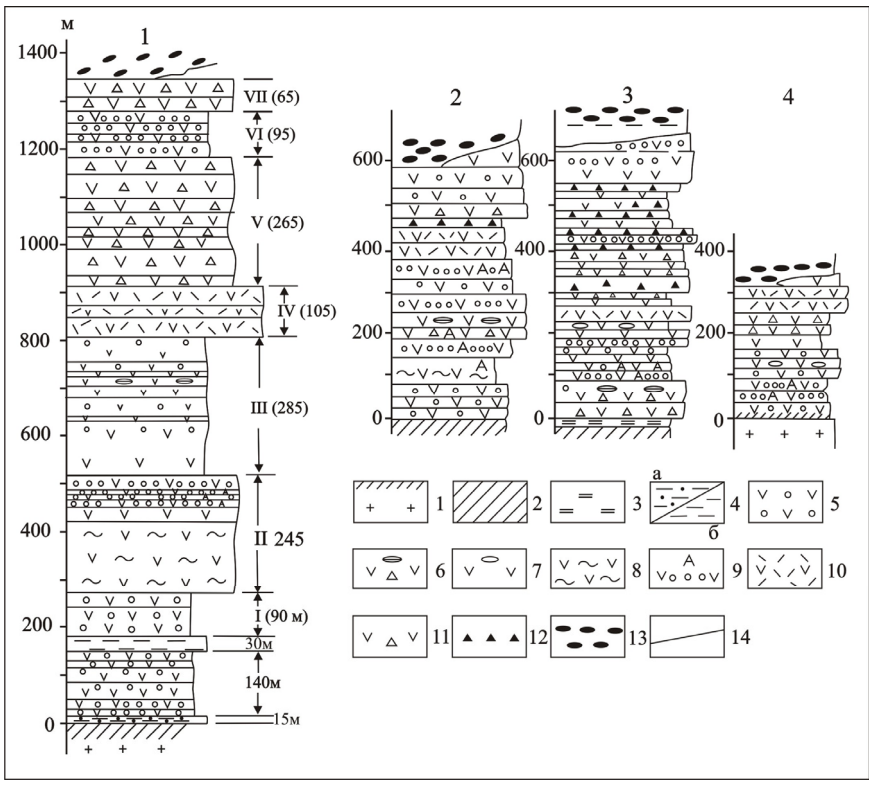



Рис. 1.7. Стратиграфические колонки типовых разрезов сумийских андезибазальтов Онежской структуры. Цифры над колонками:
1 – Кумсинская структура, 2 – Койкарская, 3 – Семченская, 4 – Красная речка:

1 – граниты, кора выветривания, 2 – лопийские отложения, 3 – седиментогенные брекчии, 4а – осадки глубокоозерской свиты, 4б – осадки кумсинской свиты, 5 – массивные андезибазальты с миндалинами в кровле, 6 – массивные, брекчированные андезибазальты со слоистыми миндалинами в кровле потока, 7 – массивные андезибазальты с крупными кварцевыми миндалинами, 8 – андезибазальты с микровариолитовой структурой, 9 – вариолиты с альбитовыми миндалинами, 10 – плагиофировые андезибазальты, 11 – массивные брекчированные лавы, 12 – агломератовые, глыбовые туфы андезибазальтов, 13 – полимиктовые конгломераты сариолия, 14 – границы слоев, потоков

При сравнении наиболее полного разреза Кумсинской структуры следует отметить некоторые отличия от него частных разрезов других структур.

В *Семченской структуре* сумийский разрез начинается с горизонта элювиально-делювиальных брекчий, на которых залегает первый поток брекчированных лав андезибазальтов (см. рис. 1.7) с мелкими кварцевыми и альбитовыми миндалинами. В кровельной части присутствуют многочисленные крупные слоистые миндалины (3–5 см), иногда с жеодами кварца, позволяющие определять первичное залегание пород. Вариолитовые лавы слагают 3 поток, в центральной части которого представлены наиболее крупные вариоли (2–3 см), а в нижней и верхней части потока вариоли более мелкие, в кровле развиты также кварцевые и розовые альбитовые миндалины. Лавы ва-

риолитовых андезибазальтов встречены в нескольких потоках средней и верхней части разреза. Для Семченской структуры маркирующим является 9-й поток, в котором круглые крупные миндалины размером 5–10 см выполнены молочно-белым кварцем и занимают до 20–30 % площади обнажения. 10-й и 11-й потоки представлены плагиофировыми андезибазальтами. Во второй части разреза потоки сложены брекчированными лавами или лавобрекчией с зонами пенистых лав в кровле и разделены горизонтами агломератовых, лапиллиевых, тонких туфов андезибазальтов. Таким образом, именно обилием эксплозивного материала разрез Семченской структуры отличается от остальных структур, где туфовые прослои обычно маломощны или редки.

В *Койкарской структуре* разрез сумийских лав также начинается со слоя седиментогенных брекчий. В первых 3-х потоках массивных андезибазальтов локально чередуются полосы, линзы слои микровариолей и точечные яркорозовые альбитовые миндалины. Для потоков характерна столбчатая отдельность. 4-й поток является маркирующим благодаря крупным слоистым кварцевым миндалинам, по которым возможно определение элементов залегания потока. 5-й, 6-й и 9-й потоки сложены вариолитовыми лавами с розовыми альбитовыми миндалинами. Следующие лавовые потоки представлены брекчированными лавами с пенистыми кровлями. 13-й, 14-й, 15-й потоки относятся к маркирующему горизонту плагиофировых андезибазальтов. Последние 16-й, 17-й, 18-й потоки сложены брекчированными лавами.

В *Эльмусской структуре* разрез представлен пачкой из 20 лавовых потоков (от 20 до 70 м), общей мощностью 800 м [Елисеев, Робонен, 1983]. Среди них присутствуют подушечные, вариолитовые лавы, кластолавы, отмечается столбчатая отдельность.

В разрезе купола Красной речки вариолитовые лавы с розовыми альбитовыми миндалинами слагают 2-й и 3-й потоки. Для 5-го и 6-го – характерны крупные кварцевые миндалины. Затем следуют потоки с лавобрекчиями в кровельных частях, а плагиофировые андезибазальты формируют 11-й и 12-й потоки.

Важно подчеркнуть, что выделяемые в частных разрезах идентичные маркеры (потоки вариолитовых лав, плагиофировых андезибазальтов) лишь на уровне пачек коррелируют разрезы в пределах удаленных структур. Так, плагиофировые андезибазальты появляются в разрезе Кумсинской структуры на уровне 625 м, в Семченской – 220 м, в Койкарской – 470 м от основания разреза и прослеживаются по простиранию от 1,5 до 10 км, что позволяет их использовать в качестве маркирующих горизонтов при изучении локальных объектов.

К сожалению, к настоящему времени не существует датировок сумийской андезибазальтовой ассоциации центральной Карелии, однако для данного стратиграфического уровня восточной Карелии свиты Ветреный Пояс получены значения 2448 ± 42 млн лет в нижней и 2410 ± 34 млн лет в верхней частях разреза [Пухтель и др., 1991; Puchtel et al., 1997]. Примерно такой же возраст имеют комагматичные интрузивы Карельского кратона – 2450–2435 млн лет [Amelin et al., 1995]. На Кольском полуострове сумийские базальты распространены в основании Имандра-Варзугского комплекса. Они проявлены также в разрезах Кеулика и Кинирима, сменяясь к верхам разрезов андезибазальтами. Возраст их составляет 2442 ± 1,7 млн лет [Amelin et al., 1995].

### *Геохимия вулканитов кумсинской свиты и условия петрогенезиса*

Вулканиты кумсинской свиты имеют ряд уникальных геохимических особенностей: повышенное содержание MgO, Cr сочетается с повышенным содержанием $SiO_2$ при низких концентрациях ТРЗЭ. Основываясь на содержании $SiO_2$ (от 48 до 58 мас. %), вулканиты ассоциации принадлежат к ряду базальтов-андезибазальтов-андезитов с нормальной щелочностью ($Na_2O + K_2O$ = 2–5 масс. %). Средние содержания (масс. %) $SiO_2$ составляют: Красная речка 53,56 ± 2,34, Кумсинская структура 55,20 ± 3,18, Койкары 56,26 ± 2,15, Семчь 55,08 ± 1,06, $TiO_2$ Красная речка 0,86 ± 0,19, Кумсинская структура 0,82 ± 0,24, Койкары 0,83 ± 0,21, Семчь 1,01 ± 0,10; MgO Красная речка 5,59 ± 0,99, Кумсинская структура 5,67 ± 1,87, Койкары 6,21 ± 2,42, Семчь 5,90 ± 0,98 при максимальных концентрациях до 9,55–10,33 масс. %. Однако базальты (< 53 масс. % $SiO_2$) присутствуют только в разрезе Красной речки и Кумсинской структуры.

Отношение $CaO/Al_2O_3$ для вулканитов Красной речки < 0,5, Кумсинской структуры < 0,6, Семчи и Койкар < 0,7, $Al_2O_3/TiO_2$ = 12–15 (Красная речка), 12–24 (Семчь и Койкары). Соотношение щелочей для сумийских вулканитов составляет $K_2O/NaO$ < 0,75 (Красная речка 0,35 ± 0,14, Кумсинская структура 0,4 ± 0,29, Койкары 0,22 ± 0,19, Семчь 0,41 ± 0,13) и наиболее близко вулканитам из активных континентальных окраин (АКО) ($K_2O/NaO$ = 0,2–0,4) и окраинно-плитных вулканических дуг ($K_2O/NaO$ = 0,5) [Богатиков, Цветков, 1988].

Ti/Zr отношение в сумийских андезибазальтах равно 52,91 ± 4,21, Zr/Y = 6,34 ± 0,92, Hf/Th = 0,93 ± 0,12, что значительно отличается от бонинитов (Ti/Zr = 70–110, Zr/Y = 0,9–1,9, Hf/Th > 3) и близко вулканитам АКО (Ti/Zr = 49–65, Zr/Y = 5–8, Hf/Th = 0,99 ± 0,26) [Фролова, Бурикова, 1997].

Сочетания стабильно высокой магнезиальности с выдержанной кремнекислотностью в андезибазальтах, отмечаемые во всех сумийских комплексах Центральной Карелии, хорошо коррелируют с магнезиальными андезитами (байяитами) (сумийские андезибазальты – MgO – от 4,5 до 10,3 масс. %, средние значения 5,59 ± 1,53 масс. % при $SiO_2$ от 53,2 до 58,2 масс. % и средних концентрациях 55,08 ± 1,36 масс. %; байяиты – MgO – от 4,9 до 10,0 масс. %, при $SiO_2$ – 50–58 масс. %). При этом важным является параметр Mg#, который в сумийских андезибазальтах варьирует от 47 до 64 (в байяитах 50–67), что вполне сопоставимо.

Типичным для пород байяитовой серии считается отношение FeO*/MgO < 1,5 (FeO* = FeO + $Fe_2O_3$ * 0,89981) [Bourdon et al., 2003], однако при этом расчет индекса по выборкам байяитов (Байя, Мексика) из базы данных «GeoRoc» дает более широкие вариации 0,8–2,1. В сумийских андезибазальтах данное отношение варьирует в близких интервалах от 1,0 до 2,3.

Совместимые транзитные элементы в андезибазальтах, такие, как Ni, Cr, показывают строгую корреляцию с MgO и Mg#. Для них максимальные концентрации составляют: по Cr 894 ppm в Семченской структуре (при интервале концентраций от 33 до 894 ppm), 1005 ppm в Койкарской (при интервале от 73 до 1005 ppm). Для байяитов и фанерозойских магнезиальных андезитов характерными являются более низкие содержания Ni до 268, Cr до 350 ppm. Также современные байяитовые серии характеризуются высокими содержаниями Sr (от 700 до 3000 ppm) и Ba (от 600 до 2000 ppm). В сумийских высокомагнезиальных андезибазальтах концентрации этих элементов находятся чаще всего в нижней части названного интервала (Семчь: Sr – 250–814 ppm, Ba – 93–817 ppm; Койкары: Sr – 130–230 ppm, Ba – 58–1197 ppm), что и отражается на более высоком Rb/Sr отношении, варьирующем от 0,01 до 0,2 (в классических байяитах около 0,01).

Распределение РЗЭ по толще (нижняя часть – средняя – верхняя часть разреза) топологически подобно, вместе с тем содержание РЗЭ варьируют: $(La/Sm)_N$ = 1,6–5,2, $(Ce/Yb)_N$ = 5,1–16,1 – низы разреза, $(La/Sm)_N$ = 1,7–3,5, $(Ce/Yb)_N$ = 4,1–6,8 – середина и $(La/Sm)_N$ = 1,8–3,1, $(Ce/Yb)_N$ = 5,2–6,8 – верх разреза. Уровень содержания ТРЗЭ более однороден: $(ТРЗЭ)_n$ = 0,81 ± 0,08 – низы разреза, $(ТРЗЭ)_N$ = 0,60 ± 0,07 – средняя и $(ТРЗЭ)_N$ = 0,72 ± 0,07 – верхняя части разреза.

На спайдерграмме (рис. 1.8) сохраняется идентичность спектров по разрезу, четко выделяются отрицательные Ta, Hf, Ti аномалии: основание разреза – Hf/Hf* = 0,63 ± 0,32, Ta/Ta* = 0,43 ± 0,23, Ti/Ti* = 0,62 ± 0,15; середина – Hf/Hf* = 0,61 ± 0,32, Ta/Ta* =0,42 ± 0,24, Ti/Ti* = 0,62 ± 0,15; верх разреза – Hf/Hf* = 0,76 ± 0,21, Ta/Ta* = 0,44 ± 0,14, Ti/Ti* = 0,73 ± 0,29, что является важным геохимическим маркером субдукционной компоненты, кроме того, спектры имеют очень низкие содержания РЗЭ (что свойственно байяитовым и адакитовым расплавам).

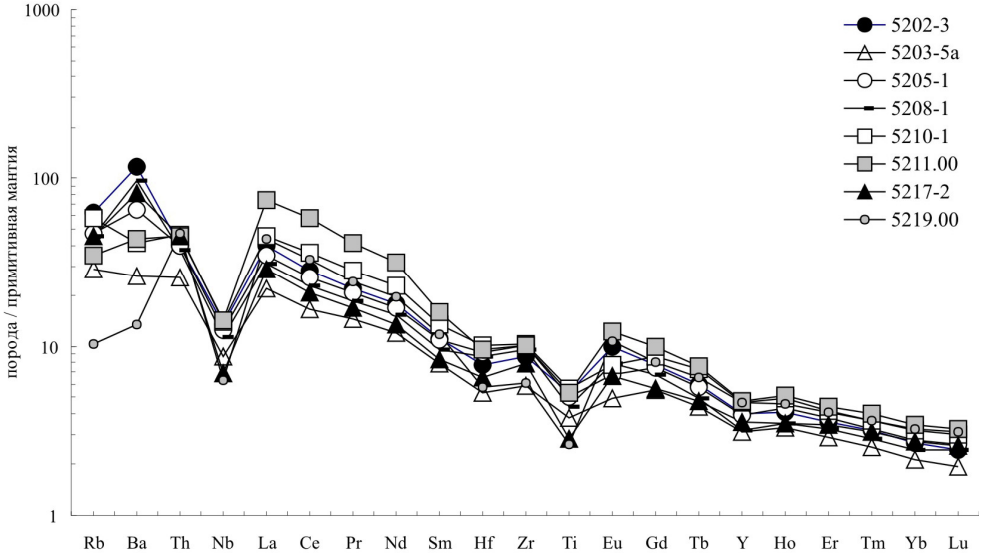



Рис. 1.8. Распределение редких и редкоземельных элементов в сумийских вулканитах Семченской структуры. Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]

Таким образом, полученные геохимические данные показывают, что природа первичных высокомагнезиальных сумийских расплавов не может объясняться исключительно моделями фанерозойского континентального рифтогенеза, поскольку многим геохимическим параметрам четко маркируется субдукционная составляющая.

Объяснением подобной уникальной природы сумийских расплавов может стать модель, по которой при активизации плюмовой активности в регионе на рубеже 2,5–2,4 млрд лет в процессы плавления вовлекались погребенные архейские слэбы, что в итоге позволило получить геохимическую характеристику сумийских вулканических пород, подобную субдукционным магматическим комплексам неоархейского возраста. Подтверждением данной модели может стать химическая систематика пород по флюид-мобильным элементам (FME). Для изучаемых сумийских пород концентрация FME достаточно низка, так, Be (0,5–1,7 ppm), As (< 0,02 ppm), Li (0,8–2,4 ppm), при вариации Be/Nd отношения на уровне 0,02–0,04 (для активных окраин и вулканических дуг стандартными являются значения 0,07–0,15 [Kamber et al., 2002], что, несомненно, свидетельствует о ранней дегидратации погребенного океанического слэба при пологой архейской субдукции.

Обобщая приведенный выше фактический материал, можно отметить следующие особенности сумийских образований. 1. Формирование осадочных последовательностей глубокоозерской свиты проходило в условиях мелководного бассейна и его трансгрессии на пенепленизированный континент, где в это время были развиты коры химического выветривания. 2. Все породные литотипы глубокоозерской и кумсинской свит образовались в условиях прибрежных фаций мелководного бассейна при спокойной водной среде и тектонической стабильности (аркозы), в условиях донных течений, вызывающих неоднократный перемыв и перенос на значительные расстояния от области перемыва (кварцевый аренит, кварцит), где осаждались в условиях спокойной гидродинамики водной среды бассейна. Неглубокий характер бассейна подтверждается и морфологией лавовых потоков, для которых характерными являются пенистые кровли и достаточно редкие подушечные разновидности. 3. Геохимическая характеристика вулканитов кумсинской свиты, представленных андезибазальтовой ассоциацией, имеет ряд уникальных особенностей: высокие содержания MgO 4,5–10,3 масс. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, Sr–250–814 ppm, Ba–93–817 ppm в сочетании с повышенным $SiO_2$ 53,2–58,2 масс. % и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ (Tm – 0,24 ppm; Yb – 1,40 ppm; Lu – 0,20 ppm), что делает их близкими с высокомагнезиальными андезитами (байяитами) и маркирует в породах субдукционную составляющую. Генерация расплавов происходила при вовлечении в процессы плавления погребенных архейских слэбов, что в итоге обусловило геохимическую характеристику сумийских вулканических пород, подобную субдукционным магматическим комплексам неоархейского возраста.

### *Бураковский перидотит-габбронорит-габбродиоритовый комплекс*[3]

Расслоенные перидотит-габброноритовые интрузивы (2,5–2,4 млрд лет) широко распространены в восточной части Фенноскандинавского щита. В форме лополитов, воронкообразных, пластинообразных и другой формы тел и даек они фиксируют зоны разломов раннепалеопротерозойского рифтогенеза. Наиболее крупный из них Бураковский массив приурочен к трансформноподобному (Бураковско-Монастырскому) разлому [Рыбаков и др., 1999, 2000] южного фланга Фенноскандинавской рифтогенной системы или ее части, названной в разд. 1.1 Кумсинско-Пальеозерско-Бураковским рифтовым поясом. Широкую известность интрузив получил благодаря значительному размеру, благоприятной перспективе обнаружения промышленных скоплений платиноидов и золота и наличию стратиморфных месторождений хрома.

В литературе сосуществуют два названия интрузива – Бураковский и Бураковско-Аганозерский. Бураковским интрузив был назван впервые в 1965 г. А.Н. Егорушковым, проводившим буровые работы в его западной части. Второе название введено в 1975 г. Д.И. Гарбаром по аналогии с названием зоны геофизических аномалий. По нашему мнению, предпочтение должно быть отдано первому названию по приоритетности и лаконичности. Интрузив полностью, не считая нескольких десятков разрозненных обнажений, перекрыт четвертичными отложениями, так что основным источником информации являются буровые скважины, количество, размещение и глубина которых определяют степень общей изученности (рис. 1.9). Представляется, что приведенные ниже особенности строения и петрологии интрузива будут способствовать более объективной оценке перспектив рудоносности и решению стратегических задач поисковых работ на благородные металлы, хром и другие полезные ископаемые.

[3] Авторы: А.И. Голубев, М.М. Лавров, Н.Н. Трофимов.

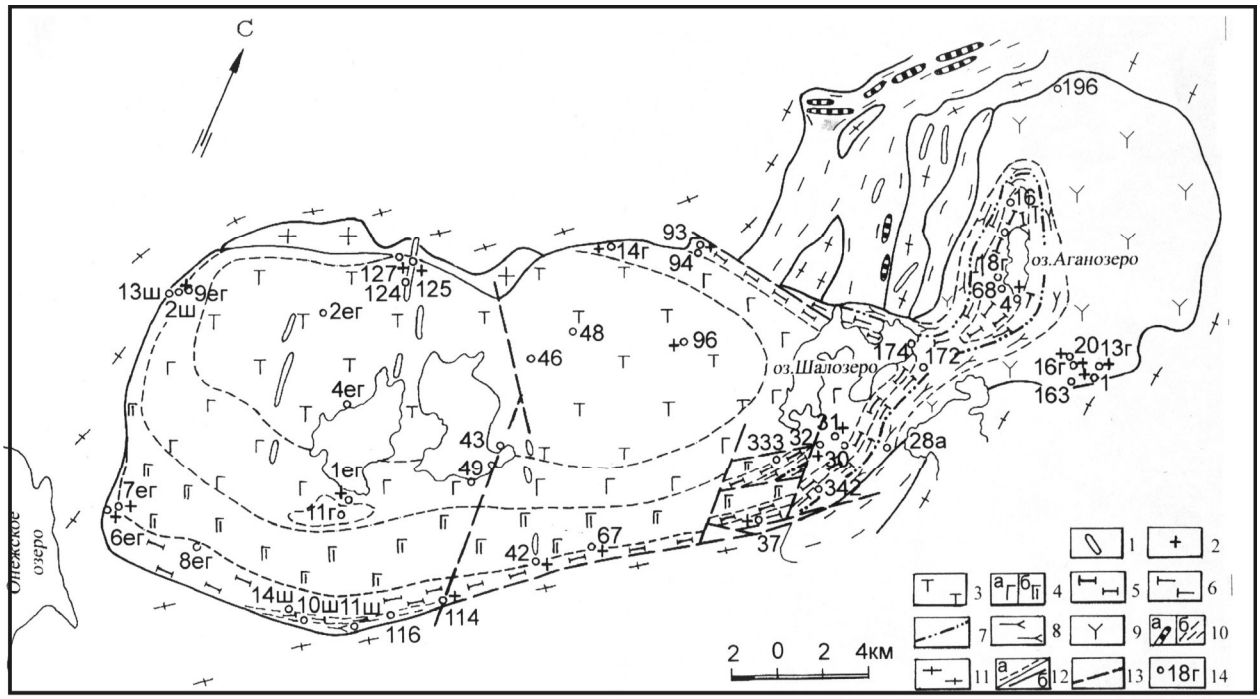



Рис. 1.9. Схематическая геологическая карта Бураковского интрузива [Лавров и др., 2004]. Составлена с использованием материалов ГУП КГЭ:

Ранний протерозой: 1 – габбродолериты; 2 – гранитные жилы (вскрытые скважинами); 3–9 – зоны расслоенной серии Бураковского интрузива: 3 – магнетитовых габбродиоритов; 4 – габбро (а – верхняя, б – нижняя подзоны); 5 – габброноритовая зона; 6 – переходная зона; 7 – главный хромитовый горизонт; 8–9 – ультрабазитовая зона (8 – перидотитовая подзона, 9 – дунитовая подзона). Архей: 10 – останцы зеленокаменного пояса: а – гипербазиты, б – метаморфизованные осадки и вулканиты; 11 – граниты, гнейсограниты, мигматиты; 12 – границы зон расслоенной серии; 13 – тектонические нарушения; 14 – скважины (ссылки в тексте)

По характеру гравитационных и магнитных полей были выделены Бураковский, Шалозерский и Аганозерский блоки. Для первых двух блоков их индивидуальность не столь очевидна, для Аганозерского же выражена резко, в связи с чем предполагалось, что он испытал значительное вертикальное перемещение. За последние 20 лет Карельской геологической экспедицией пробурено большое число скважин, в т. ч. в области сочленения блоков, и получены новые данные, существенно расширившие и углубившие прежний уровень изученности массива. Этими работами был выявлен хромитовый горизонт в Шалозерском блоке, подобный обнаруженному ранее нами впервые хромитовому горизонту в Аганозерском блоке и названному «Главным хромитовым горизонтом» [Лавров и др., 1986]. Оба горизонта характеризуются сходным составом, строением и положением в разрезе и представляют единый Главный хромитовый горизонт интрузива. Между блоками он находится практически на одном гипсометрическом уровне (рис. 1.10). Из этого следует необходимость отказаться от предложений о значительном взбросе Аганозерского блока. А с учетом того, что область сочленения блоков представлена тем же комплексом пород, что и в блоках с однотипной стратификацией разреза (рис. 1.11), следует, по нашему мнению, рассматривать Бураковский интрузив в качестве единого массива [Байи и др., 2009; Трофимов и др., 2009], а не двух самостоятельных интрузивов, как считают сотрудники ИГЕМ и ИГГД РАН, Аганозерского (2374 млн лет) и Бураковско-Шалозерского (2433 млн лет) [Чистяков и др., 2000] или двух разнофазных интрузий: Аганозерской ранней и Бураковско-Шалозерской поздней [Берковский и др., 2000].

Интрузив представляет собой типичный лополит, блоки которого по их форме и внутреннему строению отражают морфологию магматической камеры: воронкообразную с корневой системой Аганозерского и корытообразную Бураковско-Шалозерского. В месте сочленения блоков камера сужена наподобие каньона, что подтвердили новые данные о возрасте пород в Шалозерско-Бураковском блоке 2433 ± 4 млн лет и Аганозерском блоке 2430 ± 3 млн лет [Байи и др., 2009; Трофимов и др., 2009]. Внутренняя структура интрузива корытообразная расслоенная, с пологой прогнутостью в центре и более крутыми краями. Падение трахитоидности габброидов в срединной части Бураковско-Шалозерского блока 5–10° (скв. 46, 48), в его южной краевой зоне 10–25° (скв. 30, 37, 67), а вероятный

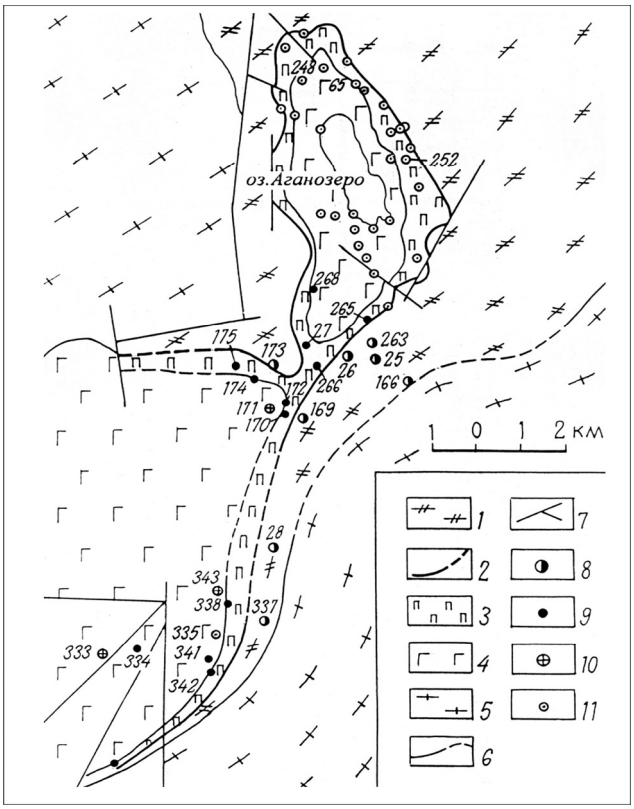



Рис. 1.10. Положение ГХГ в сочленении Аганозерского и Шалозерского блоков [Трофимов и др., 2004]:

Бураковский расслоенный плутон: 1 – ультраосновная зона (УЗ); 2 – Главный хромитовый горизонт (ГХГ); 3 – переходная зона (ПЗ); 4 – габброноритовая зона (ГНЗ). Вмещающие породы: 5 – гранит-зеленокаменный комплекс лопия; 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины участка сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков, вскрывшие УЗ; 9 – ГХГ и ПЗ; 10 – ГНЗ; 11 – прочие скважины в пределах Аганозерского месторождения хромитовых руд

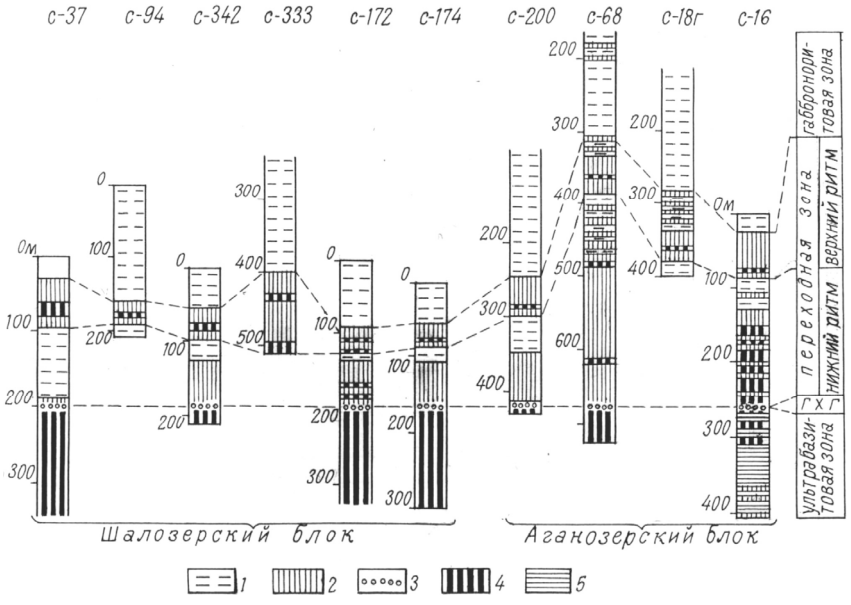



Рис. 1.11. Корреляция разрезов переходной зоны Аганозерского и Шалозерского блоков по скважинам:

1 – габбронорит, анортозит; 2 – пироксенит; 3 – Главный хромитовый горизонт; 4 – перидотит; 5 – дунит

наклон северного и южного контактовых поверхностей интрузива по геофизическим данным – 35–45°. Падение ЮЗ контакта по разрезам скважин (6ЕГ-7ЕГ, 2Ш-9ЕГ) 25–35°. В плане форма интрузива овальная, СВ простирания, его длина 50 км, ширина – 16 км, площадь 610 км$^2$. Глубина залегания подошвы не менее 6 км на юго-западе и 3,5 км на северо-востоке. Воздымание подошвы в СВ направлении и, соответственно, последовательная смена в эрозионном срезе поздних габброидных дифференциатов более глубинными ультрамафитовыми связана с вторичным продольным наклоном интрузива на юго-запад под углом около 4° от первичного горизонтального залегания и последующей эрозией. Этот наклон, как представляется, вызван проседанием земной коры во время формирования ОС. Аналогично с небольшим поперечным наклоном на северо-запад связаны выходы базит-

ультрабазитов срединных уровней разреза вдоль южного края интрузива Бураковского блока и притыкание поздних габброидов к северному борту.

Изотопный U-Pb возраст массива 2449 ± 1,1 млн лет [Amelin et al., 1995] хорошо коррелируется с возрастом северо-карельских расслоенных интрузивов 2445–2435 млн лет [Семенов и др., 1995] и возрастом 2441–2449 млн лет коматиитовых базальтов палеопротерозойской рифтогенной структуры Ветреный Пояс [Puchtel et al., 1996].

Вмещающий комплекс пород представлен архейскими гнейсотоналитами, мигматит-гранитами и гранитами с останцами архейских зеленокаменных поясов, представленных метаморфизованными осадочно-вулканогенными и интрузивными образованиями. Интрузив прорывается дайками габбродолеритов пудожгорского комплекса, жилами гранитов и пегматитов. В пределах Карельской гранит-зеленокаменной области, кроме, вероятно, областей Северной Карелии, отсутствуют достоверные сведения о проявлении сколько-нибудь масштабного раннепротерозойского гранитного магматизма. Поэтому вопрос происхождения бураковских гранитов имеет принципиальное значение. По мнению [Лавров, Ганин, 1988], граниты не являются дифференциатами Бураковского интрузива, как считают отдельные исследователи [Богина и др., 2000], рассматривающие их происхождение в результате отжимания остаточного межзернового расплава из пижонитовых габброноритов Шалозерского блока. Жилы гранитов многочисленны во всех блоках. В Аганозерском они размещаются в ультрабазитах (скв. 16г, 13г, 20, 1) и габброноритах (скв. 4). В Бураковско-Шалозерском блоке, помимо зоны пижонитовых габброноритов (скв. 31, 32 и др.), они присутствуют в перидотитах и габброноритах срединной части разреза ниже зоны пижонитовых габброноритов (скв. 37, 93), а также в завершающих разрез интрузива магнетитовых габбродиоритах (скв. 96, 125). Особенно характерно размещение жил в краевых частях почти по всему периметру интрузива и на разных уровнях вертикального разреза (скв. 9ЕГ, 6ЕГ, 14ЕГ, 127, 93, 1 и др.). Таким образом, гранитные жилы локализованы по всему разрезу и в ранних ультрабазитовых дифференциатах и в завершающих разрез титаномагнетитовых габбродиоритах. Мощность жил от 0,1 до 10 м и редко до первых десятков метров. Контакты резкие, с активной экзоконтактовой амфиболизацией, эпидотизацией и биотитизацией. Граниты мелкозернистые, их пегматоидные разновидности и пегматиты крупно- и грубозернистые. По составу они плагиоклаз-микроклиновые, биотитовые, с темным кварцем. В Аганозерском блоке (скв. 4) жила (2,5 м) в габброноритах представлена флюоритсодержащим гранитом. В этом же блоке в ультрабазитах гранитоиды существенно изменены, часть из них представлена нормальными гранитами, часть кварцевыми сиенито-диоритами и граносиенитами.

Формирование Бураковского интрузива осуществлялось в относительно стабильных тектонических условиях. Он не участвовал в региональных складчатых и метаморфических процессах и в основном сохраняет в первичном состоянии структуры пород и минералы. Вторичные изменения связаны с тектоническими нарушениями, зонами автометасоматической и гидротермальной переработки, с контактовым воздействием гранитных жил и даек габбродолеритов.

В интрузиве выделяются расслоенная и краевая серии пород. Соотношения краевых пород с расслоенной серией неясны, но есть основания предполагать, что внутренние резкие контакты между ними отсутствуют. Мощность краевой зоны не превышает 100 м, состав краевых пород различен на разных по глубинности уровнях. В Аганозерском и Шалозерском блоках (скв. 196, 28 А) в контакте ультрамафитов с вмещающими породами они представлены эндоконтактовыми габброноритами, включая зону закалки (7–30 м), далее вебстеритами (5–7 м), затем перидотитами (50–100 м). Для всего разреза, включая перидотиты, характерно постепенное увеличение магнезиальности, уменьшение железистости и щелочности, обратное тому, что имеет место в расслоенной серии. Фрагмент краевых перидотитов (верлитов, реже лерцолитов) мощностью около 40 м вскрыт (скв. 20) ниже разреза дунитов.

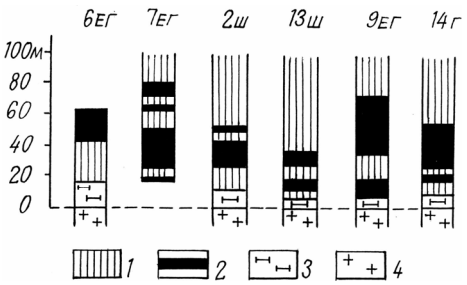



Рис. 1.12. Пироксениты ЮЗ и СЗ краевой зоны Бураковско-Шалозерского блока:

1 – габбронориты; 2 – пироксениты; 3 – микрогаббронориты зоны закалки; 4 – вмещающие гранитоиды

Другой тип разреза боковых пород окаймляет габброидные дифференциаты на юго-западе Бураковского блока (скв. 6ЕГ, 7ЕГ, 2Ш, 13Ш, 9ЕГ) и северо-западе Шалозерского блока (скв. 14 Г). Здесь в разрезе (рис. 1.12) отсутствуют ультрамафиты, а эндоконтактовые габбронориты мощностью 11–46 м, в т. ч. закалочные (4 м), сменяются зоной чередования габброноритов и пироксенитов. Мощность зоны переслаивания 15–45 м, мощность пироксенитовых слоев (возможно частью линзовидного характера) 1–37 м. От контактовой границы интрузива

пироксениты находятся не выше 90 м. Они от средне- до грубозернистого, часто такситового сложения и, в основном, авгитового состава.

В основе механизма образования эволюционного ряда дифференциатов (зон), составляющих расслоенную серию, лежат фракционная кристаллизация и гравитационное осаждение фаз в условиях конвекционных движений. Кристаллизация и нарастание дифференциатов происходило от подошвы к кровле, так что в вертикальном разрезе постепенно сменяются высокотемпературные образования низкотемпературными. При расчленении расслоенной серии на главные стратифицированные единицы (зоны) мы придерживаемся принципа появления (или исчезновения) новых кумулятивных фаз. Однако минералы магматического осадка в генетическом отношении не полностью отражают тип эволюционирующих пород, т. к. в интрузиве большая роль принадлежала адкумулятивному и гетерадкумулятивному [Уэйджер, Браун, 1974] типам кристаллизации. В первом случае происходило гомогенное дорастание кумулятивных кристаллов с заполнением до 90 м и более процентов объема (породы), во втором – кристаллизация некумулятивных интерстиционных минералов и как в первом, так и во-втором случаях, в равных с примокристами температурных условиях и практически при одном составе расплава. Поэтому мы считаем предпочтительным использовать для характеристики дифференциатов петрографическую номенклатуру [Петрографический кодекс, 2009]. Позднюю стадию кристаллизации интрузива представляют продукты раскристаллизации погребенной (поровой) жидкости: кварц, калиевый полевой шпат, флогопит, биотит, роговая обманка, кислый плагиоклаз.

С учетом сказанного сводный разрез расслоенной серии расчленяется на 5 зон (снизу вверх): Ультрабазитовая (УЗ), Переходная (ПЗ), Габброноритовая (ГНЗ), Габбровая (ГЗ), Магнетитовых габбродиоритов (МГЗ) (табл. 1.2).

Таблица 1.2. **Схема расчленения расслоенной серии Бураковского интрузива**

| Зона | | Мощность, м | Подзона | Породы |
|---|---|---|---|---|
| МГЗ | Магнетитовых габброноритов | 600 | МГЗ-2 | Ti-Mt феррогаббродиориты |
| | | | МГЗ-3 | Ti-Mt габбродиориты |
| ГЗ | Габбровая | 1250 | ГЗ-2 | Гиперстеновые (пижонитинвертированные) габбро |
| | | | ГЗ-1 | |
| ГНЗ | Габброноритовая | 650 | | Габбронориты, прослои пироксенитов, анортозитов, лейкогабброноритов |
| ПЗ | Переходная | 400 | ПЗ-4 | Полосчатая верхняя: анортозиты, вебстериты, габбронориты |
| | | | ПЗ-3 | Вебстеритовая: перидотиты, бронзититы, вебстериты |
| | | | ПЗ-2 | Полосчатая нижняя: анортозиты, габбронориты, вебстериты |
| | | | ПЗ-1 | Клинопироксенитовая: перидотиты, вебстериты, клинопироксениты |
| УЗ | Ультрабазитовая | 300 | ПП (0,4км) | Перидотитовая: пойкилитовые перидотиты, серпентиниты, хромититы |
| | | | ДП(~2,6) | Дунитовая: дуниты, серпентиниты |

*Ультрабазитовая зона* наиболее полно представлена и хорошо изучена в Аганозерском блоке. Юго-западнее, в Шалозерском блоке ультрабазиты погружаются под породы вышележащих зон и лишь частично выступают по северному и южному краям блока, а также прослеживаются узкой (8 км) полосой на южной границе Бураковского блока (см. рис. 1.9). Верхняя (0,4 км) часть разреза зоны представлена перидотитами (перидотитовая подзона), нижняя, мощностью около 3 км, – дунитами (дунитовая подзона). Как уже отмечалось, на глубине 900 м от уровня эрозионного среза перидотиты и дуниты превращены в антигорит-хризолитовые серпентиниты. Большей частью они псевдоморфно сохраняют структуры первичных пород.

Дунитовая подзона без границ раздела сменяется перидотитовой путем постепенного и прерывистого обогащения хромит-оливинового кумулуса ойкокристаллами гетерадкумулятивного пироксена (Cpx >> Opx) в количестве 10–50 %. Вместе с этим возрастает содержание интеркумулятивного плагиоклаза (1–5 %), хромита (2–8 %) и появляются хромитовые слои мощностью от нескольких см до 1 м и более, с хорошо выраженными структурами гравитационного осаждения. Наиболее крупный из них Главный хромитовый горизонт (ГХГ) мощностью 2–5 м завершает разрез ультрабазитовой зоны. В Аганозерском блоке ГХГ образует пласт, погружающийся к центру на глубину 675 м. В области перехода к Шалозерскому блоку залежь продолжается и далее, на юго-запад, в Шалозерском блоке погружается под породы вышележащих переходной и габбровой зон.

В перидотитовой подзоне, в ее верхней части, начинают появлятся первые кумулятивные пироксены и ритмично слоистые интервалы чередующихся слоев мощностью 2 см–2,5 м дунитов, лерцолитов, клинопироксенитов (скв. 16, 64). В некоторых слоях по ориентировке зерен оливина и пироксена хорошо выражена линейно-трахитоидная текстура.

Обращает на себя внимание колебание состава пород и минералов по разрезу ультрабазитовой зоны. На примере скважины 20, в разрезе которой верхняя часть представлена аподунитовыми серпентинитами (0–900 м), нижняя – дунитами (900–1595 м) и приконтактовыми перидотитами

в основании (~ 45 м). Железистость и магнезиальность оливина на интервале 700 м от основания вверх снижается и далее повышается с цикличностью ориентировочно 20–40 м и до 100 м. Сопряженно изменяется содержание магния и железа в дуните, что подтверждает субмономинеральный состав породы по разрезу. В серпентинитах верхнего интервала сохраняется та же тенденция. Колебания состава при этом происходят на общем фоне снижения железистости и увеличения магнезиальности. Т. е., имеет место обратное направление дифференциации (скрытой расслоенности), подобное породам краевой серии, температура кристаллизации которых увеличивается от контакта внутрь интрузива. Такие условия перенести на интервал до 1 км от контакта (скв. 20) нереально. По-видимому, на раннем этапе формирования интрузива имели место пульсационные дополнительные инъекции более горячей магмы, в результате чего при смешении повышалась температура расплава и кристаллизовались более магнезиальные минералы.

*Переходная зона.* Срединная часть разреза расслоенной серии между ультрабазитами и габброидными дифференциатами выделяется в качестве самостоятельной переходной зоны. Этот этап формирования интрузива, начавшийся в завершающую стадию кристаллизации ультрабазитов, отличается от предыдущего и последующего наибольшей активностью конвекционных течений, способствовавших сортировке кумулатов, образованию трахитоидной и минеральной линейности и обеспечивших макро- и микрорасслоенность этой части разреза. К этому периоду происходит существенное изменение состава магматического расплава в сторону базитовых компонентов, увеличивается содержание кремнезема, железа и титана, следует приоритетная кристаллизация орто- и клинопироксенов и плагиоклаза, завершается выделение оливина и хромита, происходит обогащение остаточного расплава серой и отделение сульфидной жидкости.

Породы переходной зоны выступают в дочетвертичном эрозионном срезе в Аганозерской синформе и далее в ЮЗ направлении переходят на Шалозерский блок, занимая везде интервал общего разреза между подстилающими их главным хромитовым горизонтом и перекрывающими габброноритами ГНЗ. Мощность переходной зоны наибольшая в Аганозерском блоке, около 400 м, и уменьшается ориентировочно до 200 м в Шалозерском блоке. По петрографо-минералогическим признакам, переходная зона расчленяется на четыре подзоны, составляющие два двучленных ритма, нижние единицы которых однородные ультрамафитовые, верхние – контрастно ритмичнослоистые лейкократовые и меланократовые (снизу вверх):

1. Клинопироксенитовая (ПЗ-1): клинопироксениты, оливинсодержащие вебстериты и клинопироксениты, прослои верлитов, мощность до 196 м.
2. Полосчатая нижняя (ПЗ-2): ритмичнослоистые плагиовебстериты, оливиновые плагиовебстериты, габбронориты, оливиновые габбронориты, лейкократовые габбронориты, анортозиты, мощность до 90 м.
3. Плагиовебстеритовая (ПЗ-3): плагиовебстериты, оливиновые вебстериты, хромитсодержащие плагиобронзититы гарцбургиты, мощность до 56 м.
4. Полосчатая верхняя (ПЗ-4): плагиовебстериты, оливинсодержащие плагиовебстериты, габбронориты, лейкократовые габбронориты, анортозиты, мощность до 55 м, присутствует не повсеместно.

В переходной зоне отчетливо выражена латеральная изменчивость. Проявляется она в изменчивости разрезов, невыдержанности мощностей подзон, пачек, слоев, в увеличении однородности или, напротив, усилении слоистости. Изменчивость проявляется также в изменении минеральных составов, структур и типов кристаллизации. Неустойчивость разрезов ПЗ, характерная для Аганозерской структуры, распространяется и на Шалозерский блок. И особенно в периферийной области.

Выделенные подзоны и переходная зона в целом составляют взаимосвязанное логически единое расслоенное образование в составе двух мегаритмов, каждый из которых перидотит-пироксенитовый в основании и полосчатый пироксенит-габбронорит-анортозитовый вверху. Каждый член этих двух ритмов индивидуален по строению и составу.

Кумулятивными минералами перидотитовых и пироксенитовых слоев являются оливин, клинопироксен и ортопироксен; интерстиционными – плагиоклаз, нередко ортопироксен, редко клинопироксен. В габброидах и анортозитах кумулаты представлены плагиоклазом, ортопироксеном и клинопироксеном, в качестве интерстиционных (гетерадкумулятивных) изредка присутствуют орто- и клинопироксены и оливин. Все они не обнаруживают зональности и не выходят за пределы составов кумулатов. Количество оливина в ПЗ резко снижено, в среднем 5–2 % при колебании от 0 до 40 %. Он присутствует в основном в нижнем ритме в перидотитах и клинопироксенитах ПЗ-1 и в единичных слоях габброноритов и пироксенитов ПЗ-2, а также в нижней части верхнего ритма (ПЗ-3), включая горизонт хромитсодержащих перидотитов и пироксенитов – второй после ГХГ маркирующий горизонт интрузива. Преобладающим минералом ПЗ является клинопироксен, более

подчиненная роль принадлежит ортопироксену (10:1, редко Cpx < Opx). Железистость оливина составляет 18,3–22,3 % Fo, ортопироксена – 18–21 % Fs. Состав клинопироксенов в трехкомпонентной системе изменяется в небольших пределах: $Ca_{41–43,1}Mg_{49–47,8}Fe_{9–10,9}$. Вкрапленные хромиты второго маркирующего ультрабазитового горизонта (ПЗ-3, с-22Г/249,3) представляют последние выделения хромшпинелидов в интрузии. Они редковкрапленные, мелкозернистые, идиоморфные. В виде кайм вокруг части зерен развит магнетит, наблюдаются срастания зерен хромита с идиоморфными кристаллами ильменита. Главное их отличие от хромитов ультраосновной зоны – парагенетическая ассоциация с ильменитом, низкая хромистость, наибольшая железистость, наиболее высокое содержание титана и ванадия. С этапом формирования переходной зоны связано первое «массовое» выделение сульфидов. Они образуют невыдержанные слои тонкой и мелкой убогой вкрапленности мощностью от первых сантиметров до первых метров и содержанием в среднем 0,5–1 %, а в отдельных маломощных интервалах до 3–5 %. Вкрапленность большей частью приурочена к верхним ритмично слоистым пироксенит-габбронорит-анортозитовым частям ритмов. Характерны две дефицитные по сере ассоциации: пентландит-борнит-халькопиритовая и пентландит-пирротин-халькопиритовая. Существенно халькопиритовая пентландит-пирротин содержащая ассоциация связана с анортозитами и лейкогаббронoритами.

*Габброноритовая зона* слагает центральную часть мульдообразной структуры в Аганозерском блоке и дугообразной полосой окаймляет габбровую зону Бураковско-Шалозерского блока. Мощность зоны ориентировочно 650 м. Представлена зона мезократовыми габброноритами и ограниченно норитами. Текстуры пород массивные и трахитоидные. Относительно однородное строение для протяженных интервалов часто нарушается преимущественно в нижней половине разреза присутствием слоев с большей или меньшей зернистостью, большим или меньшим содержанием темноцветных. На некоторых интервалах присутствуют ритмично построенные двухтрехчленные слои из мезократовых и меланократовых габброноритов и (или) меланократовых, мезократовых и лейкократовых габброноритов и анортозитов. Неоднородность усиливается присутствием слоевидных, линзовидных и неправильной формы небольших плагиоклазитовых, а нередко и меланократовых обособлений.

В разрезе зоны (местами), особенно в участках неоднородного строения и состава (шлиры меланогаббронoритов, плагиоклазитов, интервалы различного рода полосчатости), развита устойчивая пирротин-пентландит-халькопиритовая ассоциация. Сульфиды мелковкрапленные и мелкогнездово-вкрапленные со средним содержанием 0,1–0,3 %. Наибольшие концентрации достигают 1–5 %. Мощность обогащенных сульфидами – десятки сантиметров до 1,2 м.

*Габбровая зона* начинает новый заключительный ряд дифференциатов мощностью около 1250 м. От ГНЗ ее отличают существенные особенности. Во-первых, в ней отсутствует ромбический пироксен, кристаллизовавшийся непосредственно из расплава. В его роли выступает гиперстен, возникший в результате инверсии пижонита. Во-вторых, инвертированный пижонит не является кумулятивным. Он кристаллизовался в зоне временного дна магматической камеры в виде интерстиционно-кустовидных групп зерен единой оптической ориентировки. Кумулятивную фазу в породах зоны представляют клинопироксен и плагиоклаз, что, таким образом, с позиции кумулятивной номенклатуры позволяет именовать зону габбровой. В среднем ортопироксен составляет около 20 % породы и несколько преобладает над клинопироксеном. Различные формы выделений клинопироксена в гиперстене, носящие повсеместный характер, дают возможность расчленить зону на две подзоны: нижнюю (ГЗн, скв. 113, 50, 49 и др.) и верхнюю (ГЗв, скв. 1ЕГ, 11Г, 45, 34, 33 и др.), ранее выделявшиеся нами как ГНЗ II и ГНЗ III, соответственно.

*Зона магнетитовых (титаномагнетитовых) габбродиоритов* (мощность 600 м) завершает разрез расслоенной серии. Как и ГЗ, она состоит из кумулятивных авгита и плагиоклаза, и интеркумулятивного (гетерадкумулятивного) инвертированного пижонита. Структурные особенности пород и формы развития минералов, с некоторым преобладанием клинопироксена над ортопироксеном. Главное отличие от пород габбровой зоны – это присутствие в габбродиоритах 5–15 % вкрапленного кумулятивного магнетита, содержащего тонкие пластинки распада ильменита, и сростков (агрегатов зерен) ильменита и титаномагнетита. Самостоятельные зерна ильменита имеют ограниченное распространение. Второстепенные и акцессорные минералы (1–5 %) непостоянны и представлены калишпатом, кварцем, биотитом, апатитом, сульфидами.

Разрез зоны относительно однообразен. Основу составляют средне- крупнозернистые лейкократовые и мезократовые трахитоидные габбродиориты. Редко на отдельных интервалах присутствуют полосчатые и ритмичнополосчатые лейкократовые и меланократовые разновидности или интервалы с различным содержанием титаномагнетита. Предпочтительно в основании зоны присутствуют шлирово-такситовые обособления линз, полос, обогащенных пироксеном. В мела-

нократовых слоях и обособлениях значительно повышено содержание магнетита (до 30 %) и сульфидов (до 2–3 %).

Сульфидные минералы образуют мелкую рассеянную вкрапленность в количестве 0,5–3 %. Наибольшие их концентрации приурочены к обогащенным титаномагнетитом маланократовым слоям и обособлениям. Сульфиды нижней части разреза представлены интерстиционными выделениями борнитсодержащего халькопирита (скв. 45). Выше по разрезу преобладает пирротин с небольшим количеством халькопирита и пентландита в форме пламевидных обособлений (скв. 46, 48). Здесь же, в верхней части разреза, присутствуют округлые каплевидные обособления пирротина (80–90 %) + халькопирита (10–15 %) ± магнетита (0–5 %) (скв. 2 Е).

Помимо главных дифференциатов в интрузиве присутствуют габбропегматиты и жилоподобные образования микрогабброноритов-плагиопироксенитов. Габбропегматиты и ассоциирующие пегматоидные габбронориты и габбропироксениты распространены ограниченно, хотя встречаются во всех зонах, начиная с переходной, в виде обособлений, как правило, без четких границ. Размеры их – от нескольких до десятков см, но в краевой области Бураковского и Шалозерского блоков интервалы их распространения увеличиваются до десятков метров.

Жилоподобные тела микрогабброноритов присутствуют в ГЗ и МГЗ (скв. 1Г, 4Е, 30, 34, 11Г и др.). Мощность тел различная – от 3 см до 20 м. Их контакты резкие, неровные, волнистые, но без явных признаков эруптивных соотношений. Ортопироксен в микрогабброноритах МГЗ (скв. 4Е/230,5; 232) представлен интерстиционно-пойкилитовым гиперстеном без пластин распада или с пластинами (100). Плагиоклаз и клинопироксен кумулятивные. В ГЗ скв. 1Е/130,9 и МГЗ скв. 4Е/230,5 присутствуют ойкокристаллы оливина. Магнезиальность ортопироксена (скв. 4Е) составляет 65,5 % En и значительно превышает магнезиальность вмещающих габброидов. Аналогично более высокой магнезиальностью и низкой железистостью отличается клинопироксен из этой пробы – $Ca_{43,6}Mg_{41,2}Fe_{15,2}$.

Микрогаббронориты сопровождаются шлировидными обособлениями средне- и крупнозернистых плагиопироксенитов. Размеры обособлений 1–10 см, форма их овальная, гнездовидная, чаще вытянутая в виде линз, полосок. Характерны ветвистость и цепочковидное продолжение таких обособлений. Образуют они также четкие жилы мощностью 0,5–4 см различной морфологии и ориентировки. Ортопироксены обособлений представлены претерпевшими инверсию пижонитами и первичным гиперстеном. С микрогабброноритами, а также плагиопироксенитовыми обособлениями связаны повышенные содержания сульфидов. Происхождение микрогабброноритов остается нерасшифрованным. С одной стороны, они несут черты инородных образований, с другой, сохраняют петрографические особенности вмещающих пород соответствующих зон.

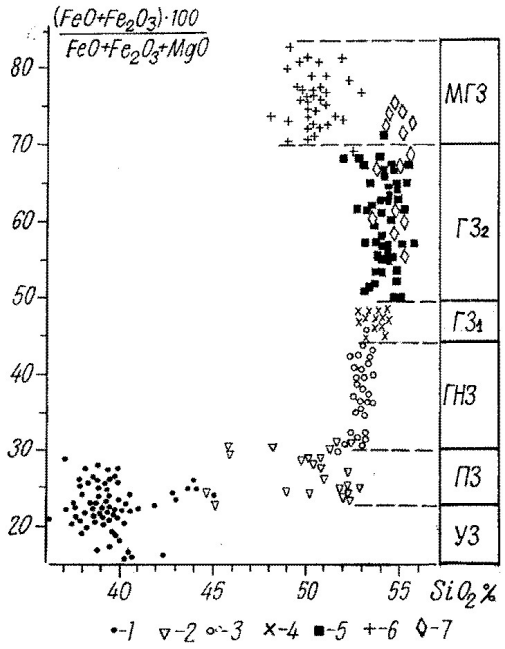



Рис. 1.13. Диаграмма $\frac{(FeO+Fe_2O_3)\cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ – $SiO_2$ для пород расслоенной серии:

1 – дуниты, перидотиты; 2 – перидотиты, пироксениты ПЗ; 3 – габбронориты ГНЗ; 4–5 – гиперстеновое габбро ГЗ (4 – нижняя подзона, 5 – верхняя подзона); 6 – титаномагнетитовые габбродиориты; 7 – габброиды краевых зон

Преимущественно адкумулятивная, гетерадкумулятивная и кумулятивная природа продуктов кристаллизации позволяет считать, что составы главных зон расслоенной серии интрузива отражают главные тенденции эволюции магматического расплава. Показанная на рис. 1.13 зависимость коэффициента фракционирования от содержания $SiO_2$ в породах расслоенной серии в виде роя фигуративных точек анализов соответствует Феннеровской схеме, ведущей к накоплению железа при относительно выдержанном, а на конечном этапе снижающемся количестве кремнезема. Точки анализов различных зон образуют компактные поля, последовательно и непрерывно сменяющие друг друга в направлении увеличения железистости. Эта последовательность полностью соответствует положению зон в разрезе интрузива. Отклонения от общей закономерности связаны в основном с породами субмономинеральных или других аномальных типов (анортозиты, пегматоидные габброиды, обогащенные кварцем и магнетитом габбронориты).

Средневзвешенный состав интрузива (табл. 1.3), по нашим расчетам, относится к высокомагнезиальным коматиитовым базальтам и подобен составам многих расслоенных и слабодифференцированных интрузий Карелии, а также сопоставим со средневзвешенным составом коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс [Kulikov et al., 2010]. В отличие от расчетного, состав закаленных зон (скв. 28а, 9ЕГ) ближе соответствует некоторым базальтам и андезибазальтам Кумсинской свиты [Светов и др., 2004]. Но, вероятно, не может быть принят за исходную магму из-за большой доли ультрабазитовых дифференциатов в интрузиве. Вместе с этим почти полное отсутствие продуктов раскристаллизации остаточной поровой магмы в дунитовой подзоне свидетельствует об образовании ее из высокомагнезиального расплава, что, в свою очередь, позволяет предположить о поступлении в камеру интрузива предварительно расслоенной магмы с фронтальным базитовым составом и более магнезиальным тыловым. В такой модели находят место упоминавшиеся пульсационные поступления дополнительных порций магнезиального расплава, вызывающих скачкообразное повышение магнезиальности оливина в процессе кристаллизации дунитовой подзоны. Таким образом, в настоящее время сколько-нибудь достоверный среднеобъемный состав интрузива рассчитать практически невозможно, т. к. неизвестными остаются состав и мощность глубинных частей Шалозерского и Бураковского блоков.

Таблица 1.3. **Средние составы зон и средневзвешенный состав Бураковского интрузива, масс. %**

| Компоненты | Зона | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | УЗ (99) в целом | УЗ-ДП (74) | УЗ-ПП (25) | ПЗ (56) | ГНЗ (33) | ГЗ-1 (22) | ГЗ-2 (42) | МГЗ (56) | Сред. состав (308) |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| $SiO_2$ | 34,56 | 34,60 | 34,28 | 50,36 | 52,89 | 53,74 | 54,69 | 49,97 | 48,37 |
| $TiO_2$ | 0,07 | 0,06 | 0,12 | 0,22 | 0,23 | 0,27 | 0,46 | 1,65 | 0,49 |
| $Al_2O_3$ | 0,40 | 0,31 | 1,10 | 6,92 | 16,74 | 16,88 | 16,61 | 15,25 | 11,92 |
| $Fe_2O_3$ | 6,72 | 6,55 | 8,07 | 2,06 | 1,12 | 1,34 | 1,65 | 4,85 | 3,29 |
| FeO | 4,42 | 4,53 | 3,56 | 5,69 | 4,62 | 5,87 | 6,88 | 9,68 | 6,17 |
| MnO | 0,144 | 0,143 | 0,156 | 0,181 | 0,134 | 0,137 | 0,137 | 0,155 | 0,145 |
| MgO | 39,03 | 39,58 | 34,73 | 17,38 | 8,70 | 7,22 | 5,34 | 4,65 | 14,87 |
| CaO | 0,41 | 0,30 | 1,24 | 12,14 | 11,34 | 9,77 | 8,55 | 8,16 | 7,52 |
| $Na_2O$ | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 1,19 | 2,76 | 3,27 | 3,71 | 3,68 | 2,43 |
| $K_2O$ | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,13 | 0,30 | 0,42 | 0,70 | 0,55 | 0,36 |
| $H_2O$ | 1,03 | 0,99 | 1,30 | 0,29 | 0,18 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,36 |
| ппп | 12,49 | 12,27 | 14,16 | 3,05 | 0,87 | 0,77 | 0,94 | 1,02 | 3,76 |
| $P_2O_5$ | 0,047 | 0,048 | 0,038 | 0,048 | 0,055 | 0,057 | 0,095 | 0,082 | 0,064 |
| $Cr_2O_3$ | 0,192 | 0,102 | 0,892 | 0,352 | 0,030 | 0,013 | 0,012 | 0,014 | 0,115 |
| $V_2O_5$ | 0,010 | 0,009 | 0,021 | 0,021 | 0,025 | 0,025 | 0,032 | 0,129 | 0,041 |
| CoO | 0,021 | 0,021 | 0,020 | 0,010 | 0,008 | 0,008 | 0,007 | 0,011 | 0,012 |
| NiO | 0,411 | 0,420 | 0,343 | 0,102 | 0,030 | 0,022 | 0,014 | 0,014 | 0,117 |
| CuO | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,038 | 0,008 | 0,029 | 0,034 | 0,044 | 0,024 |
| ZnO | 0,010 | 0,010 | 0,007 | 0,007 | 0,005 | 0,008 | 0,008 | 0,010 | 0,008 |
| $Li_2O$ | 0,0005 | 0,0005 | 0,0006 | 0,0010 | 0,0011 | 0,0021 | 0,0023 | 0,0021 | 0,0015 |
| $Rb_2O$ | 0,0002 | 0,0002 | 0,0002 | 0,0003 | 0,0008 | 0,0032 | 0,0024 | 0,0020 | 0,0016 |
| $Cs_2O$ | 0,0003 | 0,0003 | 0,0003 | 0,0004 | 0,0004 | 0,0006 | 0,0003 | 0,0007 | 0,0005 |
| Сумма | 100,17 | 100,01 | 100,13 | 100,19 | 100,05 | 99,98 | 100,00 | 100,05 | 100,07 |
| S | 0,04 | 0,03 | 0,09 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,05 |
| BaO | 0,009 | 0,009 | 0,010 | 0,005 | 0,013 | 0,03 | 0,036 | 0,027 | 0,021 |
| SrO | 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,016 | 0,042 | 0,043 | 0,046 | 0,045 | 0,033 |
| F | | 21,9 | 25,2 | 30,8 | 39,8 | 50,0 | 61,5 | 75,8 | |

*Примечание*. В скобках – количество анализов. F = 100 $(FeO+Fe_2O_3)/FeO+Fe_2O_3+MgO$. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Все разнообразие петрографических типов пород интрузива определяется различным содержанием и соотношением оливина, клинопироксена, ортопироксена, плагиоклаза, хромита и магнетита, прошедших различную степень разделения в процессе фракционной кристаллизации магмы. Оливин аккумулирован в основном в УЗ. В ней же присутствует основная масса акцессорного хромита, но его небольшая концентрация в виде кумулятивных рудных слоев приурочена к перидотитовой подзоне. Наибольшая контрастность в содержании пироксенов и плагиоклаза наблюдается в переходной зоне чередованием слоев вебстеритов, орто- и клинопироксенитов, анортозитов и лейкогаббронoритов. В габброидных дифференциатах (ГНЗ, ГЗ, МГЗ) их соотношение условно выдержано в рамках среднепородных значений. Основная концентрация титаномагнетита и ильменита (5–25 %) приурочена к венчающей разрез зоне магнетитовых габбродиоритов. По разрезу интрузива снизу вверх устанавливается следующая смена ассоциации кумулятивных и гетерадкумулятив-

ных фаз: УЗ – Хр + Ол, Ол +Хр + РП + МП; ПЗ – РП + МП + Пл ± Хр ± Ол; ГНЗ – РП + МП + Пл; ГЗ – Мп + Пл +РП (Пиж); МГЗ – Мт + МП + Пл + РП (Пиж). Помимо смены (появления, исчезновения, увеличения, уменьшения) минеральных фаз отчетливо проявлена скрытая расслоенность, по последовательному изменению состава минералов.

Важнейшей особенностью Бураковского интрузива, сближающей его с таким типом интрузивов, как Великая дайка, является большая мощность ультрабазитовых дифференциатов в основании расслоенной серии и их относительная однородность (98–90 % хромит-оливинового кумулуса). В Аганозерском блоке мощность ультрабазитов составляет не менее 3 км, из которых ~2,6 км представлено высокомагнезиальными дунитами ($Fo_{85–90}$) и аподунитовыми серпентинитами, а верхняя – серпентинизированными верлитами и лерцолитами (табл. 1.4). В разрезе интрузива ультрабазиты, вероятно, могут составлять от 23 до 33 %, что свидетельствует о высокой магнезиальности исходной магмы. Предполагаемый средневзвешенный состав интрузива, отождествляемый с первичным расплавом, рассчитан с учетом реконструированной формы камеры и допущения единства строения и выдержанной мощности зон. Средний состав такого массива по содержанию главных компонентов близок к раннепротерозойским коматиитовым базальтам палеорифта Ветреный Пояс [Kulikov et al., 2010], по отношению к которым, по-видимому, является комагматом и не имеет принципиальных различий с составом других дифференцированных перидотит-габброноритовых интрузий Карелии [Металлогения…, 1999].

Таблица 1.4. **Химический и нормативный составы габброноритов закаленных зон и средние составы дунитов и серпентинитов Аганозерского блока, масс. %**

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51,72 | 53,42 | 57,52 | 59,02 | 32,88 | 38,68 |
| $TiO_2$ | 0,30 | 0,19 | 0,61 | 0,29 | 0,05 | 0,08 |
| $Al_2O_3$ | 15,77 | 16,11 | 12,95 | 12,72 | 0,16 | 0,55 |
| $Fe_2O_3$ | 1,05 | 0,90 | 1,29 | 1,02 | 7,92 | 2,42 |
| FeO | 8,05 | 7,47 | 6,04 | 6,46 | 2,55 | 9,19 |
| MnO | 0,164 | 0,132 | 0,13 | 0,14 | 0,144 | 0,129 |
| MgO | 7,06 | 8,97 | 7,59 | 6,52 | 38,44 | 43,32 |
| CaO | 11,08 | 7,50 | 9,10 | 8,11 | 0,18 | 0,54 |
| $Na_2O$ | 3,00 | 3,18 | 2,69 | 2,75 | 0,03 | 0,06 |
| $K_2O$ | 0,16 | 0,27 | 1,25 | 1,58 | 0,01 | 0,03 |
| $H_2O$ | 0,11 | 0,26 | 0,27 | 0,24 | 1,23 | 0,34 |
| ппп | 1,06 | 1,45 | 0,71 | 0,94 | 15,77 | 3,97 |
| $P_2O_5$ | 0,25 | 0,11 | 0,03 | – | 0,042 | 0,05 |
| $Cr_2O_3$ | 0,065 | 0,031 | 0,104 | 0,080 | 0,101 | 0,091 |
| $V_2O_5$ | 0,05 | 0,022 | 0,064 | 0,050 | 0,007 | 0,009 |
| CoO | 0,008 | 0,010 | 0,010 | 0,010 | 0,020 | 0,022 |
| NiO | 0,123 | 0,025 | 0,027 | 0,021 | 0,385 | 0,526 |
| CuO | 0,321 | 0,008 | 0,010 | 0 012 | 0,002 | 0,002 |
| ZnO | 0,009 | 0,008 | 0,009 | 0,009 | 0,011 | 0,009 |
| $Li_2O$ | 0,0014 | 0,0018 | 0,0051 | 0,0049 | 0,0003 | 0,0007 |
| $Rb_2O$ | 0,0004 | 0,0009 | 0,0052 | 0,0076 | 0,0002 | 0,0002 |
| $Cs_2O$ | 0,0002 | 0,0004 | 0,0004 | 0,0004 | 0,0004 | 0,0003 |
| Сумма | 100,34 | 100,12 | 100,41 | 99,98 | 99,95 | 100,02 |
| S | 0,65 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| Q | 0,34 | 0,61 | 8,05 | 10,44 | – | – |
| Pl | 77,18 | 52,43 | 39,37 | 38,58 | – | – |
| Di | 9,29 | 7,31 | 23,12 | 20,84 | – | – |
| Hy | 7,97 | 36,78 | 20,52 | 20,13 | – | – |
| Ol | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | – | – |
| Mt | 0,74 | 0,72 | 1,01 | 0,81 | – | – |
| ilm | 0,28 | 0,3 | 0,96 | 0,46 | – | – |

*Примечание*. Габбронориты: 1,2 – скв. 28 а: (1 – глуб. 202 м, 2 – глуб. 205 м), 3,4 – скв. 9 ЕГ: (3 – глуб. 442,4 м, 4 – глуб. 444,3 м). 5 – аподунитовые серпентиниты Аганозерского блока (54 анализа: скв. 2, 3, 13, 13 Г, 16 Г, 20, 72), 6 – дуниты Аганозерского блока (16 анализов: скв. 20, интервал 919–1580 м. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Формирование расслоенной серии на всем пути от образования дунитовых адкумулатов до магнетитовых габбродиоритов сопровождается последовательным изменением химического состава. При этом часть элементов, легко входящих в ранние кумулаты, накапливается на ранней стадии, а элементы, концентрирующиеся в остаточном расплаве, – более поздней. Таким образом, вверх по разрезу расслоенной серии последовательно снижается содержание Mg, Ni, Cr, Co и, напротив, содержание Ti, P, V, Cu, Sr, Rb, Li, Cs возрастает (см. табл. 1.3). Подобное поведение харак-

терно также Si, K и Na, с тем отличием, что в завершающих разрез магнетитовых габбродиоритах их количество уменьшается. Rb/Sr отношение в габброидном ряду (ГЗ1-МГЗ) уменьшается. Сумма железа в ранних дифференциатах высокая и снижается, а в конечных – возрастает. Однако коэффициент железистости вверх по разрезу растет непрерывно.

Распределение РЗЭ в Бураковском интрузиве характеризуется ростом уровня фракционирования элементов от тяжелых к легким и от ранних дунитовых дифференциатов к поздним габброидным (рис. 1.14). Отмечается устойчивое повышение суммарного содержания РЗЭ вверх по разрезу от дунитов к магнетитовым габбродиоритам. Существенно высокой концентрацией РЗЭ отличаются габбронориты зоны закалки. Линии нормированных содержаний РЗЭ ультрабазитов (дунитов, серпентизированных пойкилитовых перидотитов и хромитовых перидотитов кровли УЗ) имеют небольшой пологий наклон (La/Y = 1,5–4,2). Спектр распределения РЗЭ в габброидах (габбронориты, габбро, габбродиориты) характеризуется относительно выдержанным трендом (La/Y = 6,9–7,6) с невысокой европиевой аномалией.

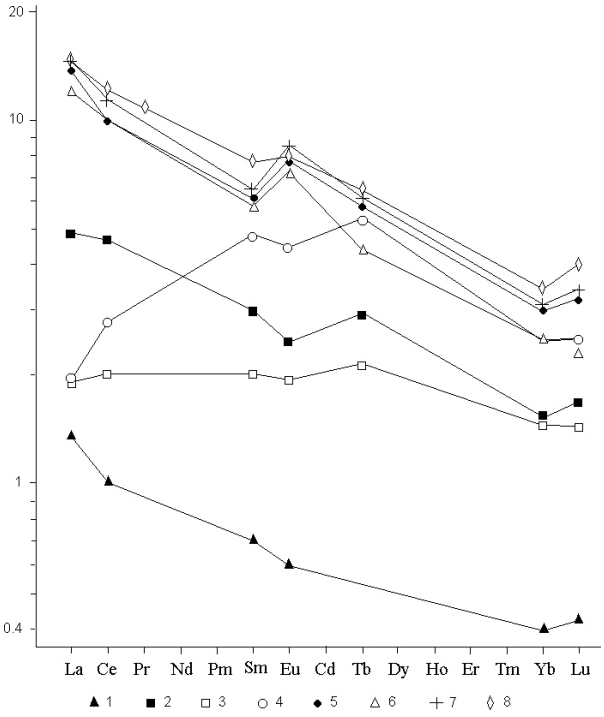



Рис. 1.14. Распределение РЗЭ в породах Бураковского интрузива:

1–4 ультраосновная зона: 1 – дунит (скв. 20/1300), 2 – апоперидотитовый серпентинит (К 1/1-8), 3 – хромитит ГХГ, 4 – клинопироксенит (ПЗ 1), 5 – габбронорит ГНЗ (скв. 18/108), 6 – габбронорит ГЗI (скв. 50/48.9), 7 – габбродиорит МГЗ (скв. 4Е/138,5), 8 – габбронорит зоны закалки (скв. 28а /201.8)

Тенденции рассмотренного распределения элементов от ранних к поздним стадиям эволюции интрузива типичны для всех крупных расслоенных плутонов Карелии (Киваккa, Луккулауйсваара) и прямо согласуются с закономерностями проявления скрытой слоистости, т. е. с последовательным изменением состава минералов в процессе фракционной кристаллизации. В табл. 1.5 приведены средние содержания Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu и Zn в оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах по разрезу расслоенной серии. Наиболее четкая корреляционная зависимость с ростом железистости этих трех минералов обнаруживается для хрома, никеля, кобальта и частично меди (рис. 1.15). Хром концентрируется в основном в ультрабазитовой зоне. Наибольшее количество хрома находится в клинопироксене. Существенно ниже в ортопироксене и оливине. С падением магнезиальности его содержание в пироксенах резко снижается. Никель, как и хром, типоморфный элемент ультрабазитов. Особенности его распределения, учитывая геохимическое сродство с магнием такие же, как у хрома, с тем отличием, что концентрация никеля наибольшая в оливине и наименьшая в клинопироксене. В ходе кристаллизации содержание никеля в оливине и пироксене снижается. Высокое содержание никеля в оливине определяет его высокое содержание в дунитах (до 0,625 %) и серпентинитах (в среднем 0,385 %) (см. табл. 1.3, 1.4). Медь в оливине не превышает 10 г/т, в ортопироксене 24–88 г/т, в клинопироксене – 29–308 г/т. С ростом железистости пироксенов содержание меди в них увеличивается. Кобальт преобладает в оливине. Его содержание в ортопироксене несколько больше, чем в клинопироксене, распределение имеет сходную с медью тенденцию увеличения содержания с ростом железистости (см. табл. 1.5).

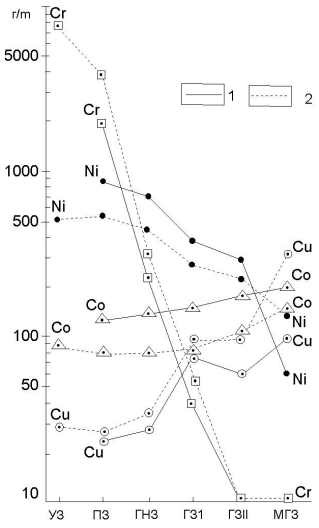



Рис. 1.15. Вариационная диаграмма средних содержаний Cr, Ni, Cu, Co в орто- и клинопироксенах по разрезу расслоенной серии:

1 – ортопироксеновая кривая
2 – клинопироксеновая кривая

Среднее содержание серы в интрузиве 0,05 %. По разрезу ее количество скачкообразно меняется от 0,04 в УЗ до 0,08 % в МГЗ. Максимумы содержания приходятся на переходную зону, с формированием

Таблица 1.5. **Средние содержания малых элементов в оливинах, ортопироксенах и клинопироксенах главных зон Бураковского интрузива, г/т**

| Зоны | Ti | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Железистость |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Оливин | | | | | | | | |
| ГНЗ | 108* | 204* | 0 | | 1948* | | 394* | $Fa_{21,9}$ |
| ПЗ | 300 | 123 | 75 | 220 | 2671 | 8 | 98 | $Fa_{19,7–21,7}$ |
| УЗ ПП | 6 | 341 | 164 | 197 | 4039 | 8 | 32 | $Fa_{11,2–13,9}$ |
| УЗ ДП | 21 | 22 | 123 | 191 | 3796 | 10 | 80 | $Fa_{9,1–13,9}$ |
| Ортопироксен | | | | | | | | |
| МГЗ | 1409 | 115 | 4 | 193 | 59 | 88 | 201 | $Fs_{47,4–64,5}$ |
| ГЗ-2 | 1619 | 140 | 0 | 177 | 287 | 60 | 235 | $Fs_{41,4–45,7}$ |
| ГЗ-1 | 2020 | 196 | 43 | 152 | 374 | 75 | 179 | $Fs_{36,9–38,4}$ |
| ГНЗ | 1634 | 129 | 233 | 139 | 668 | 29 | 131 | $Fs_{21,4–26,0}$ |
| ПЗ | 1070 | 208 | 1976 | 128 | 829 | 24 | 178 | $Fs_{17,3–21,8}$ |
| Клинопироксен | | | | | | | | |
| МГЗ | 2399 | 270 | 0 | 146 | 140 | 308 | 92 | F=35,3–44,4 |
| ГЗ-2 | 2623 | 375 | 0 | 103 | 220 | 100 | 96 | F=33,3–36,4 |
| ГЗ-1 | 2998 | 446 | 53 | 87 | 270 | 96 | 64 | F=28,7–32,6 |
| ГНЗ | 2818 | 175 | 306 | 79 | 453 | 35 | 92 | F=18,7–21,9 |
| ПЗ | 1918 | 459 | 3891 | 79 | 520 | 26 | 56 | F=14,1–19,5 |
| УЗ ПП | 1439 | 351 | 7363 | 88 | 506 | 29 | 73 | F=8,7–14,3 |
| УЗ ДП | 3507* | 279* | 9613* | | 612* | | 243* | F=7,2–9,5 |

*Примечание*. Химический и атомно-абсорбционный анализы ИГ КарНЦ РАН; (*) рентгено-спектральный анализ. F = 100 ($Fe^{2+}$ + $Fe^{3+}$ + Mn)/$Fe^{2+}$ + $Fe^{3+}$ + M.

которой связано первое в расслоенной серии отделение сульфидных капель, и зону магнетитовых габбродиоритов с повышенным количеством халькопирита и пирита.

В Бураковском интрузиве присутствуют все типичные для расслоенных массивов рудные ассоциации: хромовая, железо-титан-ванадиевая, медно-никелевая и золото-платинометалльная. В настоящее время ведущими по состоянию изученности и практическому интересу выступают хромовая и благороднометалльная.

### 1.3.2. Сариолий

Сариолийский надгоризонт в объеме пальеозерской свиты в Северо-Онежском синклинории изучался на нескольких участках (Кумса, Койкары, Эльмус, Салвалампи, Красная речка и др.). Базовый стратиграфический разрез свиты, описанный еще в 60-е гг. прошлого столетия, расположен на западном берегу оз. Пальеозеро (Салвалампи) [Кратц, 1963], включает следующие подразделения:

1. Нижняя толща полимиктовых конгломератов с преобладающими в них гальками гранитогнейсов и гранитов. В верхней ее части преобладают мелкообломочные конгломераты. Мощность толщи достигает 400 м.
2. Пачка неслоистых тонкозернистых туфопесчаников, состоящая из мелких обломков кварца, плагиоклаза в хлоритовом цементе. Для нее характерно наличие линз (отдельные скопления) конгломератов, а также редких обломков базальта и гранита («плавающие» гальки). Мощность около 40 м.
3. Пачка зеленых тонкозернистых филлитовидных хлоритовых сланцев (ленточно-слоистые сланцы). Мощность 5–20 м. Общая мощность свиты 450–460 м.

В последующие годы тесной пространственной связи обломочных пород сариолия и вулканитов сумия был придан генетический смысл [Негруца, 1984; Хейсканен, 1980 и др.]. Часть обломочных пород сариолия описываются как туфогенные образования и находятся в переслаивании с лавами, образуя сумийско-сариолийский комплекс. Работами сотрудников ИГ [Елисеев, Робонен, 1983; Коросов, 1991; Назарова, 1986; Светова, Мельянцев, 1985 и др.] удалось установить, что обломочные породы пальеозерской свиты являются в основном конгломератами, которые несогласно перекрывают образования кумсинской свиты сумия. Отличие терригенных пород от вулканомиктовых приводится в работе В.И. Коросова [1991].

Пальеозерская свита несогласно перекрывает кумсинскую свиту (см. рис. 1.5). От г. Медвежьегорска в западном направлении отмечается последовательное залегание конгломератов пальеозерской свиты не только на отдельные потоки, но и почти на все маркирующие горизонты кумсинской свиты. Наиболее убедительный факт несогласия документируется в районе руч. Кубышкин – правый приток р. Кумсы (рис. 1.16). Там благодаря наличию четвертого маркирующего горизонта удалось закартировать замковую часть синклинали, сложенную лавами кумсинской

свиты, т. е. кровельную часть свиты. В 200 м севернее описываемого контакта в конгломератах картируется линза андезибазальтов шириной 50–70 м, прослеживающаяся по простиранию не менее чем на 0,5 км. Наличие этой линзы позволило некоторым исследователям [Орогенный вулканизм..., 1977] высказать предположение о переслаивании конгломератов и вулканитов. В западном конце линзы расчистками вскрыты кварцитопесчаники, прослеженные по простиранию на 10 м, которые контактируют с лавами. Этот контакт стратиграфически нормальный. В обнажениях полимиктовых конгломератов, окружающих эту линзу вулканитов, встречаются обломки и глыбы кварцитов (25–30 % от общего объема обломочного материала). Таким образом, устанавливается, что на одном гипсометрическом уровне до образования конгломератов оказались и кровля кумсинской свиты, лавы и осадки глубокоозерской, и даже граниты, выходы которых встречаются в 1,5 км восточнее описываемого участка, у самой трассы Санкт-Петербург – Мурманск. Предполагаемые авторами представления об этих взаимоотношениях демонстрируются блок-диаграммой (см. рис. 1.16).

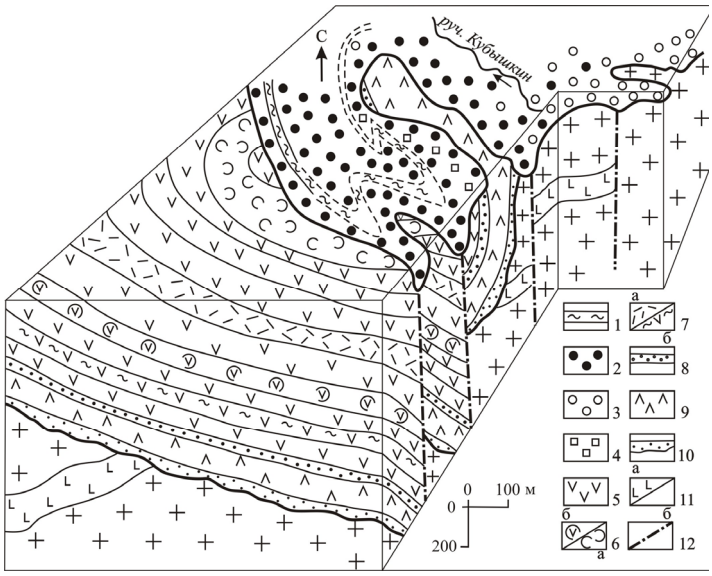



Рис. 1.16. Схематическая блок-диаграмма, характеризующая соотношение сумийских и сариолийских образований в районе ручья Кубышкин Кумсинской структуры (Сост. В.И. Коросов):

*Палеопротерозой. Сариолий*: 1 – тонкослоистые сланцы; полимиктовые конгломераты (2–4): 2 – с обломками существенно зеленокаменных пород, 3 – с обломками существенно гранитных пород, 4 – кварцитов. *Сумий*. Кумсинская свита: 5 – лавы андезибазальтов, 6а – вариолитовые лавы, 6б – вариолитовые с альбитом, 7а – плагиофировые андезибазальты, 7б – полосчатые микровариолитовые лавы, 8 – кварциты и кварцитопесчаники. Глубокоозерская свита: 9 – лавы андезибазальтов, 10 – аркозы, серицитовые сланцы, кварциты, песчаники. *Архей. Лопий*: 11а – габбро-амфиболиты, 11б – граниты, 12 – досариолийские разломы

Кварциты относятся к низам кумсинской свиты, т. е. залегают на лавах, которые в таком случае следует отнести к глубокоозерской свите. Лавы и кварциты перекрыты конгломератами с корой физического выветривания в основании.

Следует отметить, что разрезы пальеозерской свиты характеризуется непостоянством: расположенные в нескольких десятках метров друг от друга, они отличаются составом обломков, их количеством, степенью окатанности и т. д. С учетом вышеизложенного предлагается следующий обобщенный разрез свиты для Северо-Онежского синклинория:

1. На коре физического выветривания, развивающейся на различных подстилающих породах архея и сумия, залегает элювиально-делювиальная брекчия. Она сменяется мономиктовыми конгломератами с угловатыми обломками, состав которых соответствует составу подстилающих пород. Мощность этой базальной зоны 1–2 м.

2. Мономиктовые конгломераты переходят в полимиктовые разности, в которых обломки уже более окатаны. В них преобладают обломки непосредственно подстилающих пород. Мощность 1,5–5 м.

3. На этих конгломератах залегает прослой полимиктовых песчаников. Мощность 0,5–1,5 м.

4. Мощная толща полимиктовых конгломератов, в которой выше по разрезу увеличивается степень окатанности обломков и уменьшается их размер. Иногда наблюдаются некоторая сортировка материала и линзовидные прослои полимиктовых песчаников. Ближе к кровле количество песчаников увеличивается. Мощность 80–300 м.

5. Переходная толща с ритмичным переслаиванием конгломератов, песчаников и алевролитов. В нижней части толщи основание ритмов часто сложено конгломератами. Ближе к кровле ритмы двухчленные: песчаники, алевролиты. Мощности ритмов 0,3–1,5 м. Мощность толщи до 100 м.

6. Разрез завершается тонкозернистыми тонкослоистыми хлоритовыми сланцами (ленточнослоистыми). Мощность до 20 м.

Общая мощность свиты варьирует в широких пределах от нескольких метров до сотен метров. Отсутствие верхних частей разреза в отдельных структурах объясняется глубиной эрозионного среза. В отдельных структурах, где сохранившаяся мощность сланцев более значительна (на Большозере до 120 м), часто встречаются «плавающие» гальки и текстуры типа «дропстоун».

Определения абсолютных возрастов для обломочных пород сариолия не существует. Можно только указать, что конгломераты этого уровня залегают на риодацитах возрастом 2,42 млрд лет [Левченков и др., 1994] и через кору химического выветривания перекрываются ятулийскими породами возрастом около 2,3 млрд лет [Vuollo, Huhma, 2005].

### 1.3.3. Ятулий

Ятулийские образования представлены вулканогенными и осадочными породами одноименного надгоризонта и магматитами габбродолеритового и долерит-габбродиоритового комплексов. Ятулийский надгоризонт занимает доминирующее положение в Северо-Онежском синклинории как на суше, так и в акватории Онежского озера. Существуют разные подходы к расчленению ятулия [Геология Карелии, 1987; Негруца, 1984; Негруца, Негруца, 2007; Соколов, 1972]. В настоящее время преобладают взгляды о двучленном строении надгоризонта с выделением сегозерского и онежского горизонтов [Макарихин и др., 1995; Сацук и др., 1988] в качестве основных единиц региональной стратиграфической шкалы [Стратиграфический кодекс…, 2006]. Эта позиция нашла отражение и на обзорной геологической карте Онежской структуры (см. рис. 1.2).

#### *Схема строения ятулийского надгоризонта, выбор опорных разрезов*[4]

Авторами неоднократно подчеркивались целесообразность и логичность разделения ятулия на две части: нижнюю – существенно терригенную и верхнюю – существенно карбонатную, отвечающие рангу горизонтов региональной стратиграфической шкалы. Это предложение подтверждено многочисленными наблюдениями обнажений и буровыми скважинами, пройденными в Северо-Онежском синклинории. Под сегозерским горизонтом понимается существенно кварцитопесчаниковая толща с пластовыми телами базальтов, а под онежским – толща, сложенная преимущественно карбонатными и эвапоритовыми породами.

*Сегозерский горизонт*. Расчленяется на два подгоризонта. Нижнесегозерский подгоризонт включает в себя янгозерскую свиту и ее коррелятивные аналоги, сложенную главным образом кварцитопесчаниками, содержащими в основании более грубообломочный материал. Верхнюю часть подгоризонта слагают вулканогенные породы. Верхнесегозерский подгоризонт состоит из пакета терригенных осадочных пород, в средней части которого присутствуют лавы основного состава. Подгоризонт включает в себя медвежьегорскую свиту и ее аналоги (северо-сегозерскую, вороновоборскую, койкарскую свиты), сложенные кварцитопесчаниками и лавами основного состава, относимую В.А. Соколовым к среднему ятулию в сегозерском типе разреза и к нижнему ятулию – в онежском. Кроме того, в состав верхнесегозерского подгоризонта в ОС включена терригенная часть самых низов разреза туломозерской свиты или кварцитопесчаники низов разреза терригенно-карбонатной толщи (кварцитопесчаниковая часть известково-брекчиево-глинистой пачки среднего ятулия [Соколов и др., 1970]).

*Онежский горизонт* включает в себя карбонатную часть туломозерской свиты (среднюю и верхнюю подсвиты) или терригенно-карбонатную толщу [Соколов, 1963]. Делится на два подгоризонта: нижне- и верхнеонежский. Для дробного расчленения подгоризонтов используются слои с *Lithophyta*, а в конкретных разрезах к ним добавляются таксоны местной шкалы: толща, пласт. Граница между сегозерским и онежским горизонтами проводится по смене терригенного осадконакопления на карбонатное (рис. 1.17).

Предыдущими работами [Соколов и др., 1970; Стратиграфия докембрия…, 1984] было показано, что среди ятулийских образований выделяются три типа разрезов, отражающих палеогеографическую обстановку с закономерно направленным устойчивым характером осадконакопления: континентальный, прибрежно-бассейновый и бассейновый. Это позволяют определить положение разреза на профиле континент – море и подойти к выделению разрезов: полного в центре бассейна, переходного на его склоне и сокращенного на континенте.

Такой палеогеографический подход определил выбор расположения наиболее полных непрерывных опорных разрезов сегозерского и онежского горизонтов с бассейновой обстановкой осадко-

[4] Авторы: П.В. Медведев, В.В. Макарихин, Д.В. Рычанчик.

накопления. Для сегозерского горизонта таким местом является оз. Сегозеро, СВ его часть, а для онежского – западное крыло Северо-Онежского синклинория (Сундозерско-Пялозерская биостратотипическая местность) [Макарихин, Кононова, 1983; Сацук и др., 1988].

*Нижняя граница надгоризонта.* Ятулийские образования залегают после крупного стратиграфического перерыва с резким угловым и азимутальным несогласием на глубоко эродированной поверхности разновозрастных доятулийских образований. Базальные отложения представлены конгломератами и гравелитами кварцевого, кварцево-гранитного, сланцево-кварцевого состава [Соколов, Хейсканен, 1966]. Когда в основании разреза развиты кварцевые конгломераты, их принадлежность к ятулию и залегание выше коры выветривания ни у кого не вызывает сомнений. Появление же здесь гранитных конгломератов заставляет некоторых исследователей относить их к сариолию. Преобладающие по объему и частоте встречаемости кварцевые конгломераты связаны с гранитными конгломератами постепенными фациальными переходами и залегают на коре выветривания гранитов и других доятулийских пород. Выше по разрезу они постепенно сменяются песчано-кварцитовой толщей нижнесегозерского подгоризонта

*Верхняя граница надгоризонта* знаменует важную биосферную перестройку, выраженную в окончании глобальной положительной аномалии $\delta^{13}C_{карб}$, и переход от преимущественно красноцветных эвапоритовых отложений к широко распространенным черносланцевым комплексам, и крупные геодинамические события, связанные с раскрытием Свекофеннского палеоокеанического бассейна. Стратотипическим разрезом и точкой границы считается основание заонежского горизонта людиковия в разрезе Кузаранда – Типиницы Заонежского п-ва, где этот горизонт согласно залегает на доломитах онежского горизонта ятулия. Изотопный возраст границы принят равным 2100 млн лет на основании датировок, полученных на территории юго-восточной Финляндии: диабазовый силл Вийпус, прорывающий кварциты верхнего ятулия (свиту Рукантури) – 2078 млн лет; верхнеятулийские базальты в структуре Киихтелиесваара – 2015 млн лет: вулканиты из пограничных горизонтов ятулия и людиковия – 2060 млн лет [Общая стратиграфическая…, 2002].

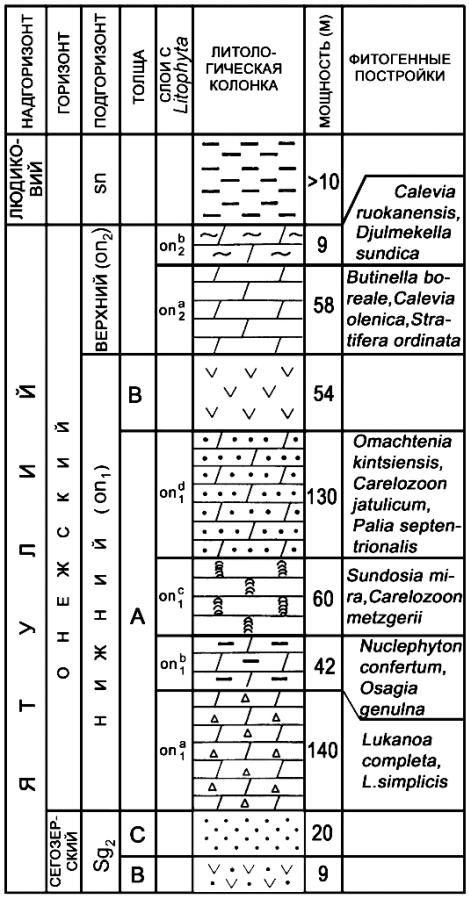



Рис. 1.17. Расчленение ятулийского надгоризонта (онежский горизонт) на слои с *Litophyta* (сверху вниз): верхний подгоризонт – слои с *Calevia ruokanensis* (b), слои с *Butinella* (a); нижний подгоризонт – слои с *Omachtenia kintsiensis* (d), слои с *Sundosia* (c), слои с *Nuclephyton* (b), слои с *Lukanoa* (a)

Вещественно-контрастные людиковийский и ятулийский надгоризонты контактируют друг с другом, как правило, через различного рода несогласия [Геология Карелии, 1987]. Такие границы обычно четко видны в разрезах и очень удобны при картировании. Возможно, это одна из причин, по которой считается, что для докембрия при определении стратотипа границы совершенно необязательно требование о непрерывном разрезе (см. обзоры: [Жамойда, 2004; Семихатов, 1993]). По нашему мнению, выбор эталонной границы внутри бассейновых слоистых образований, где нет более или менее значимых перерывов в осадконакоплении, обеспечивает ее однозначное проведение, а также единообразие в понимании объема смежных стратонов.

В Сундозерско-Пялозерском биостратотипе ятулия верхняя часть разреза представлена буровато-розовыми глинистыми доломитами тонко- или мелкозернистой структуры, массивной или тонкослоистой текстуры, относящимися к слоям с *Calevia ruokanensis* [Геология Карелии, 1987] или красноцветно-доломитовой пачке [Соколов, 1963]. Отчетливой границы с залегающими выше образованиями людиковия здесь нет. Условно она проводится по подошве первых появляющихся тонких прослоев темно-серых кварцевых алевролитов и по исчезновению последних строматолитов *Djulmekella* [Макарихин, Кононова, 1983].

В скважинах 11, 12, 16, 19, пробуренных в 1986 г. ККГРЭ южнее оз. Пялозеро, вскрыт контакт, который имеет характер постепенного перехода от красноцветных глинистых доломитов ятулийского

надгоризонта к зеленовато-серым мергелистым алевролитам людиковийского надгоризонта. Переход осуществляется через зону переслаивания доломитов и алевролитов. Снизу вверх наблюдается следующий обобщенный разрез:

– доломиты глинистые красно-бурого цвета, тонкозернистые, тонкослоистые, участками брекчированные;

– переслаивание красно-бурых доломитовых алевролитов и зеленовато-серых тонко- и ритмичнослоистых мергелистых алевролитов. В алевролитах наблюдается интенсивная пиритизация. К настоящему времени пирит полностью окислен с образованием псевдоморфоз гематита и широкими окисными каемками вокруг отдельных кристаллов и их скоплений. Снизу вверх отмечаются уменьшение мощности прослоев красно-бурых доломитовых алевролитов и возрастание мощности прослоев терригенных алевролитов, а также уменьшение карбонатности пород и увеличение их глинистости;

– алевролиты серые с зеленоватым или красноцветным оттенком, тонкослоистые карбонатсодержащие. Выше алевролиты приобретают темно-серую окраску.

Такой же характер имеет граница и в скважинах, пробуренных восточнее д. Пялозеро. Зону переслаивания красноцветных доломитов и алевролитов можно наблюдать в обнажениях в южной части оз. Сундозеро. Разрез на побережье залива Руокагуба, расположенный в пределах Сундозерско-Пялозерской стратотипической площади, имеет все основания рассматриваться как непрерывный [Макарихин, 1982; Мелинаускене, 1994]. С учетом также материалов по опорному бурению [Магницкая и др., 1996; Мележик и др., 1996], граница людиковий – ятулий на данном участке является, с нашей точки зрения, полноценным кандидатом для утверждения ее в качестве стратотипа. Ниже приводится краткая характеристика разреза (рис. 1.18, А, Б).

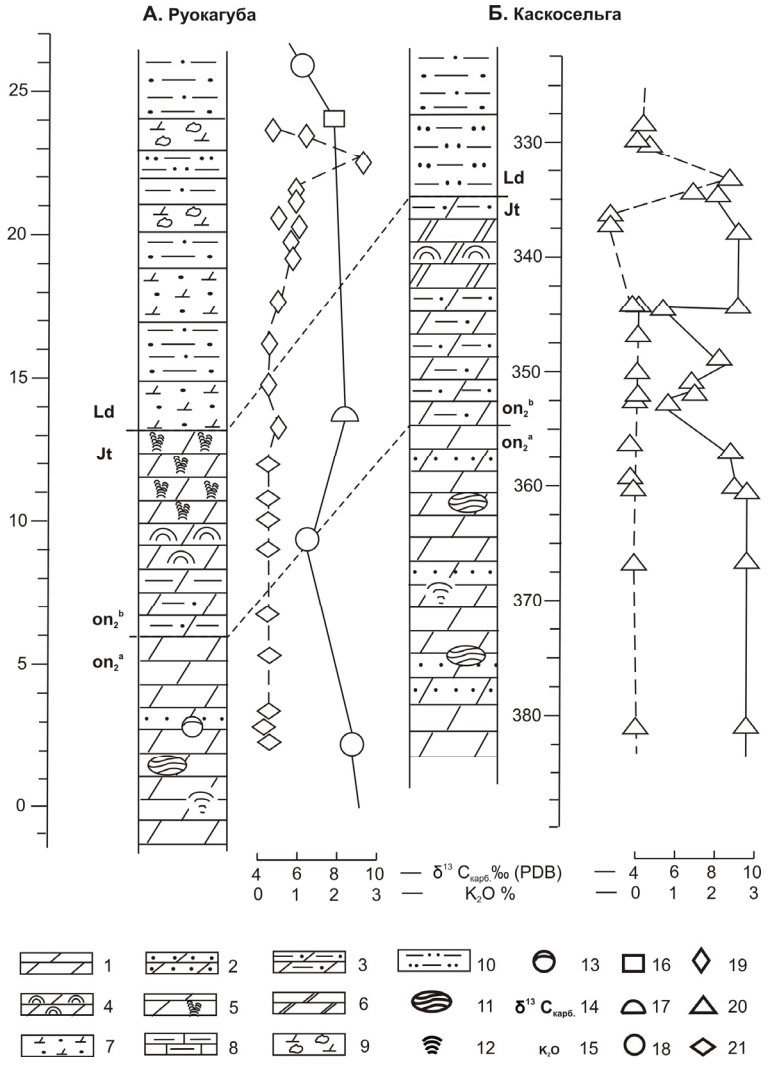



Рис. 1.18 (А, Б). Стратиграфические колонки разрезов, вскрывших границу ятулий – людиковий. А – стратотип границы на побережье залива Руокагуба (оз. Сундозеро). Б – буровая скважина № 5177 (ПГО «Невскгеология») у дер. Каскосельга (Заонежский полуостров):

*ятулийский надгоризонт*, онежский горизонт (Jt). Слои с *Butinella*: 1 – доломит, 2 – доломит с песчаной кварцевой примесью. Слои с *Calevia ruokanensis*: доломит: 3 – бурый, 4 – глинистый с *Calevia ruokanensis*, 5 – красноцветный с *Djulmekella sundica*, 6 – крупнозернистый. *Людиковийский надгоризонт*, заонежский горизонт (Ld). 7 – алевролит с доломитовым цементом, 8 – алевролит кварцевый, 9 – конглобрекчия, 10 – алевролит серицит-кварцевый. Строматолиты: 11 – *Stratifera sp., S. ordinate*, 12 – *Butinella sp., B. digitus* и др., 13 – *Klimetia sp.* Линии распределения 14 – $\delta^{13}C$ карбонатного (‰, PDB), 15 – $K_2O$ в породе (вес. %). Данные по: 16 – Юдович и др., 1990; 17 – Tikhomirova & Makarikhin, 1993; 18 – Ахмедов и др., 1993; 19 – Мелинаускене, 1994; 20 – Мележик и др., 1996; 21 – Мелинаускене, 1996

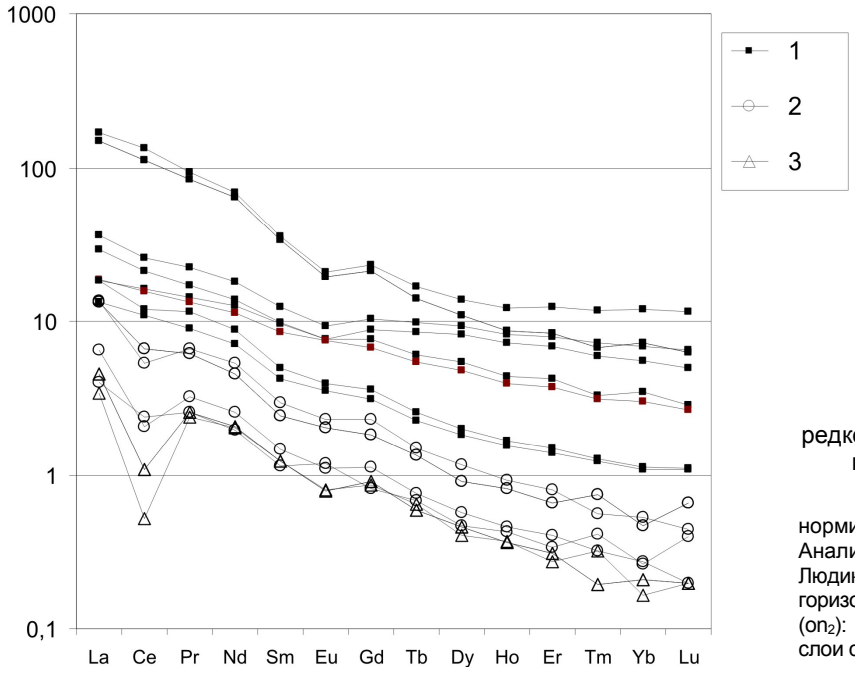



Рис. 1.18 (В). Распределение редкоземельных элементов в осадочных породах зоны контакта ятулий – людиковий:

нормировано по: [Evensen et al., 1978]. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН. Людиковий: 1 – основание заонежского горизонта. Ятулий, верхнеонежский подгоризонт ($on_2$): 2 – слои с *Calevia ruokanensis* ($on_2^b$), 3 – слои с *Butinella* ($on_2^a$)

*Ятулийский надгоризонт, онежский горизонт*.

Слои с *Butinella* ($on_2^a$):

1. Доломит белый или светло-серый, мелко- или среднезернистый, текстура массивная, реже грубослоистая, обусловленная неравномерным послойным распределением терригенной кварцевой примеси. Содержит строматолиты *Butinella sp.*, *Stratifera ordinata, Klimetia sp.* Мощность более 6 м.

Слои с *Calevia ruokanensis* ($on_2^b$):

1. Доломит буроватой окраски, мелкозернистый, массивный или неясно слоистый с незначительным количеством неравномерно распределенной алевритовой или песчаной кварцевой примеси. Мощность 3,0 м.

2. Доломит глинистый розовых или красных тонов, структура тонкозернистая, текстура ритмично слоистая. Содержит сложные желваковые строматолитовые образования – *Calevia ruokanensis*. Мощность 1,0 м.

3. Доломит строматолитовый. Порода розовых или бурых тонов окраски, тонкозернистая, с примесью глинистого вещества, участками кремнистая. Содержит массовые скопления мелких активно ветвящихся строматолитовых столбиков *Djulmekella sundica*. Последние слагают небольшие по мощности, но протяженные биостромы или участками обособляются в нечетко выраженные мелкие биогермы. По направлению к кровле пласта количество строматолитовых столбиков в породе быстро сокращается, одновременно увеличивается содержание глинистой и алевритовой кварцевой примеси. Порода приобретает серую окраску. Мощность 3,0 м.

*Людиковийский надгоризонт, заонежский горизонт:*

1. Алевролит кварцевый, с доломитовым цементом, вишневый, мелкозернистый. Порода пронизана тонкими светлыми карбонатными прожилками. На выветрелой поверхности хорошо видна тонкая слоистость (параллельная, косая). Мощность 2,7 м.

2. Алевролит кварцевый, доломитистый, вишнево-серый, мелкозернистый, участками тонкослоистый. Мощность 1,4 м.

3. Алевролит кварцевый, с доломитовым цементом, розовато-серый, местами с пятнами желтовато-серой окраски. В породе отмечаются многочисленные мелкие прожилки, линзочки белого кварца. Мощность 2,1 м.

4. Алевролит кварцевый, доломитистый, вишнево-серый, светло-серый. Структура мелкозернистая, текстура тонкослоистая (параллельная, косая). Мощность 1,5 м.

5. Конглобрекчия мелкообломочная. Порода состоит из сглаженноугловатых обломков доломито-кварцевого алевролита розовато-серого цвета (до 80–90 %) и глинисто-доломитового цемента. Мощность 0,7 м.

6. Алевролит кварцевый с доломитовым цементом, вишнево-серый, мелкозернистый, характерны мелкие (до 1 мм) кристаллы гематита. Мощность 0,6 м.

7. Алевролит серицит-кварцевый, слабо доломитистый серый, светло-серый, с многочисленными цветными пятнами и прожилками. Порода мелкозернистая, тонкослоистая, отмечаются зерна пирита (1–3 мм). Мощность 1,2 м.

8. Конглобрекчия мелкообломочная. Состоит из различно ориентированных угловато-округлых обломков доломитистого кварцевого алевролита буроватых тонов (около 80 %) и цемента соприкосновения глинисто-доломитового состава. Мощность 1,6 м.

9. Верхняя часть разреза представлена переслаиванием различно окрашенных (серых, зеленовато-серых) алевролитов полевошпат-кварцевого состава. Мощность более 2 м.

Верхние и нижние контакты всех перечисленных пластов имеют характер постепенного, но быстрого перехода, что указывает на отсутствие выпадения из разреза сколько-нибудь существенных его элементов. Сохраняется возможность существования перерыва в осадконакоплении в интервале, где встречены линзы конглобрекчий. Однако размер перерыва здесь, вероятно, не превышает величины диастемы. На существование мелкого перерыва указывают и такие признаки, как красноцветность пород у контакта и смена литологического состава с карбонатного на глинистый. Предложенная граница между людиковием и ятулием проводится по кровле пласта строматолитового доломита с *Djulmekella sundica*, что достаточно четко фиксируется в настоящем разрезе. Учитывая эндемичный характер данных строматолитов, узнать этот пласт в других разрезах, вероятно, не всегда представляется возможным. Значительно более широкий ареал имеют постройки *Calevia ruokanensis.* Присутствие этого строматолита в пласте является важнейшим указанием на близость границы людиковий – ятулий со стороны ятулийских отложений. Ближайшими к границе строматолитами со стороны людиковия являются постройки *Djulmekella shungitica* [Медведев, 1994], обнаруженные в керне скважин, пробуренных на Заонежском п-ве.

В 2007 г. скважиной 11А проекта FAR-DEEP, пробуренной на восточном берегу оз. Шайдомозеро вблизи северного замыкания Северо-Онежского синклинория, вскрыт контакт ятулий – людиковий [Ромашкин, Рычанчик, 2009]. Породы нижней части заонежского горизонта людиковия представлены тонкослоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом. Следов крупного размыва между пестроцветными карбонатно-терригенными породами людиковия и красноцветными строматолитовыми доломитами ятулия не наблюдается, но непосредственный контакт представлен эрозионной поверхностью в кровле слоя красноцветных доломитов со строматолитами *Djulmekella sundica* с мелкообломочной брекчией *in situ*. В алевролитах людиковия контрастно проявлены два процесса: окисление железа по трещинам водными растворами из ятулийских осадков и послойное оглеение – восстановление железа просачивающимися водами, дренирующими вышележащую толщу углеродистых осадков.

Дополнительными критериями для выявления границы надгоризонтов в непрерывном разрезе служат:

1. Литологические признаки: а) преимущественно карбонатная основа в ятулии и преимущественно терригенная (алевролитовая) – в людиковии; б) розовые, вишневые и бурые тона окраски пород в ятулии и серые, зеленоватые, бурые, темно-серые, черные – в людиковии; в) присутствие в зоне границы линз или прослоев обломочных пород.

2. Геохимические признаки: а) важнейший критерий – появление в породах более 1 % ШВ. Правда, этот признак проявляется на удалении от границы; б) аномальное поведение некоторых оксидов и целого ряда химических элементов в приконтактовой зоне [Ахмедов и др., 1993; Геология шунгитоносных…, 1982]. Результаты геохимических исследований показывают, что существует определенная закономерность в распределении и содержании РЗЭ в зоне контакта (рис. 1.18, В). Нижние части разреза ($on_2^a$) отличаются наиболее низкими содержаниями. Здесь отмечается ярко выраженная отрицательная цериевая и слабая отрицательная европиевая аномалии. При приближении к верхней границе ятулия (слои с *Calevia ruokanensis* ($on_2^b$)) увеличивается общее содержание РЗЭ, цериевая аномалия сохраняется, но ее интенсивность уменьшается. В породах людиковия резко увеличивается общее содержание РЗЭ, причем концентрация их возрастает вверх по разрезу, и растет доля тяжелых редких земель по сравнению с ятулийскими образованиями. Характерной особенностью является отсутствие цериевой аномалии и наличие в некоторых образцах отрицательной европиевой аномалии.

3. Признаки содержания характерных изотопов: а) наличие небольшого, но вполне отчетливого роста содержания изотопа $C^{12}$ в доломите средней части слоев *Calevia ruokanensis*; б) общая тенденция изменения изотопного состава углерода в карбонатах по мере продвижения вверх от границы; в) аномально легкий изотопный состав углерода ШВ в отложениях людиковия [Галдобина, 1987; Голубев и др., 2010; Melezhik et al., 1999b]; г) концентрация тяжелого изотопа сульфатной серы в верхах ятулия [Ахмедов, 1990; Ахмедов и др., 1996, 2004].

Отмеченные критерии позволяют при сравнении каждого конкретного разреза с предложенным эталоном находить дополнительные точки, расположенные вблизи уровня рассмотренной границы, и тем самым обеспечить прослеживание ее по простиранию при отсутствии основных корреляционных признаков.

Таким образом, граница между ятулийским и людиковийским надгоризонтами в разных местах имеет разное геологическое выражение, обусловленное выпадением из разреза как верхних частей ятулийского, так и нижних частей людиковийского надгоризонтов, т. е. граница является диахронной, скользящей во времени. Возрастное скольжение объясняется миграцией древней береговой

линии и характером поверхности древнего рельефа, существовавшего на момент отложения пород людиковия. Места, где наблюдается наибольшее возрастное скольжение, контролировались расположением древней береговой линии и конседиментационных поднятий.

### *Краткая характеристика свит, включенных в состав сегозерского и онежского горизонтов ятулия*

На геологических картах среднего масштаба в составе ятулия обычно выделяются три свиты (снизу вверх): янгозерская, медвежьегорская и туломозерская.

*Янгозерская свита* разделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя представлена кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и подчиненно – алевролитами. В основании разреза на гранитах отмечены гранитные брекчии и полимиктовые конгломераты, которые цементируются кварц-серицитовыми сланцами. Мощность подсвиты – 20–90 м. Верхняя подсвита представлена 1–4 покровами базальтов мощностью от 2 до 60 м. Покровы иногда разделены линзовидными горизонтами туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, силицитов. Базальты серые, темно-серые, мелкозернистые до афанитовых, афировые, иногда порфировые. Текстура массивная, миндалекаменная. Мощность подсвиты – от 30 до 70 м. Существует точка зрения и об интрузивной природе данных магматических пород основного состава, сформировавших пластообразные тела (силлы), внедрившиеся в водонасыщенные осадки [Гилярова, 1948, 1974]. Эту точку зрения подтверждает U-Pb возраст цирконов, выделенных из тела магматических пород у плотины в пос. Гирвас, равный 1976 ± 9 млн лет [Puchtel et al., 1998]. Данная датировка близка к возрасту гипабиссальных силлов Онежской структуры [Куликов и др., 1999; Филиппов и др., 2007].

*Медвежьегорская свита* разделена на две подсвиты. Нижняя залегает выше пласта базальтов янгозерской подсвиты. В основании подсвиты непосредственно на базальтах располагаются кварцевые конгломераты с редкой гранитной галькой и цементом основного состава. Породы подсвиты представлены аркозами, кварцитопесчаниками, гравелитами с прослоями алевролитов и силицитов. Мощность подсвиты около 30 м. Верхняя подсвита состоит из миндалекаменных базальтов, иногда с подушечными текстурами. По химическому составу лавы отличаются от янгозерских меньшим содержанием кремнезема и повышенной магнезиальностью. Мощность подсвиты от 2–3 до 120 м. Медвежьегорская свита перекрывается терригенно-карбонатными образованиями туломозерской свиты.

*Туломозерская свита* характеризуется переслаиванием пестроцветных, частично мраморизованных доломитов с пластами известняков, песчаников, филлитов, карбонатных брекчий и прослоями гематитовых руд, местами присутствуют лавы базальтов. Мощность до 800 м. Залегает на породах медвежьегорской свиты, перекрывается заонежской свитой. Изотопный Pb-Pb возраст карбонатных пород свиты составляет 2090 ± 70 млн лет [Овчинникова и др., 2007].

В Северо-Онежском синклинории туломозерская свита по породно-слоевым ассоциациям и наличию эффузивов основного состава подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. В свою очередь, по литолого-стратиграфическим признакам подсвиты делятся на пачки, в пределах которых выделены слои с *Litophyta*. Эти слои описаны в различных районах Карелии и являются маркирующим признаком, позволяющим коррелировать удаленные разрезы между собой [Геология Карелии, 1987; Макарихин, Кононова, 1983; Сацук и др., 1988].

Примером хорошей изученности является Сундозерско-Пялозерская биостратотипическая местность (рис. 1.19). Здесь разрез свиты изучен по материалам бурения (скв. 7 и 9 ККГРЭ) и по естественным обнажениям. Литостратиграфически в составе свиты выделено три подсвиты, каждая из которых расчленена на пачки. Нижняя подсвита представлена кварцевыми конгломератами, гравелитами и песчаниками, хорошо отсортированными, горизонтально и косослоистыми, в верхней части с прослоями алевролитов и примесью карбонатного материала. Мощность подсвиты по скв. 9 в опорном разрезе составляет 19 м.

Границей между нижней и средней подсвитами выбрана подошва слоя красноцветных известковистых туфоалевролитов, которая фиксирует смену характера осадконакопления с терригенного на карбонатный. Этот маркирующий слой характерен как для разрезов ятулия в ОС, так и для территории Карелии в целом. На этом основании он предложен в качестве границы сегозерского и онежского горизонтов региональной стратиграфической шкалы [Сацук и др., 1988]. В составе средней подсвиты выделено 6 пачек.

1. Известняково-брекчиево-глинистая пачка представлена глинистыми доломитами, красноцветными алевролитами, известняками, песчаниками, седиментогенными брекчиями доломитов и алевролитов. Мощность пачки в опорном разрезе по скв. 7 составляет 145 м. Соответствует по объему региональной биостратиграфической единице – слои с *Lukanoa*.

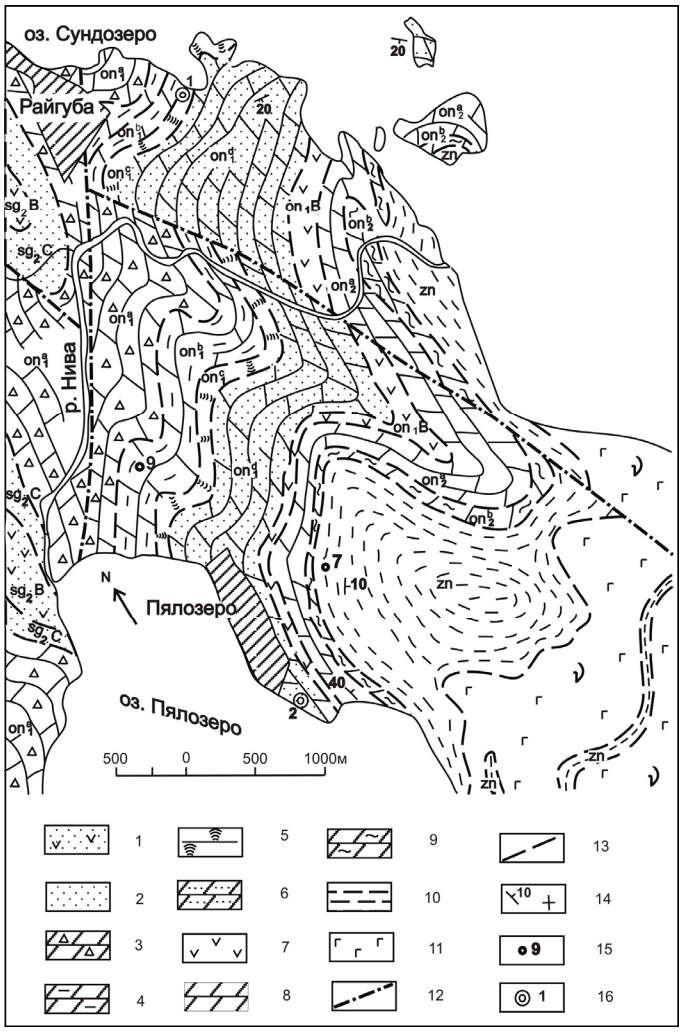



Рис. 1.19. Схема геологического строения Сундозерско-Пялозерской биостратотипической местности:

1–2 – сегозерский горизонт: 1 – вулканогенная толща ($sg_2B$): лавовые покровы миндалекаменных базальтов и их туфов; 2 – осадочная толща ($sg_2C$): песчаник кварцевый, гравелит; 3–9 – онежский горизонт: 3 – слои с *Lukanoa* ($on_1^a$): доломиты, доломитовые известняки и песчаники; 4 – слои с *Nuclephyton* ($on_1^b$): доломиты; 5 – слои с *Sundosia* ($on_1^c$): доломиты, сланцы и алевролиты; 6 – слои с *Omachtenia kintsiensis* ($on_1d$) – доломиты глинистые; 7 – долериты (базальты?) ($on_1^b$); 8 – слои с *Butinella* ($on_2^a$): доломиты; 9 – слои с *Calevia ruokanensis* ($on_2^b$): доломиты глинистые красноцветные; 10–11 – заонежский горизонт: 10 – переслаивание сероцветных доломитов и алевролитов (zn); 11 – габбродолериты (ν); 12 – разрывные нарушения; 13 – стратиграфические границы; 14 – элементы залегания слоистости; 15 – опорные буровые скважины; 16 – точки наблюдения

2. Песчано-доломитовая пачка сложена разнозернистыми доломитами серого, розового и красного цветов с прослоями песчаников с карбонатным цементом. Мощность пачки по скважине 7 составляет 43 м. По объему соответствует региональной биостратиграфической единице – слои с *Nuclephyton*.

3. Доломито-песчано-глинистая пачка представлена серыми, розовато-серыми доломитами с прослоями седиментогенных брекчий и гематитсодержащих алевролитов. Мощность пачки составляет 58 м. Соответствует по объему региональной биостратиграфической единице – слои с *Sundosia*.

4. Кремнисто-доломитовая пачка представлена разнозернистыми доломитами розового и красного цветов с прослоями и желваками светлых кремней. Мощность пачки составляет 115 м. По объему соответствует региональной биостратиграфической единице – слои с *Omachtenia kintsientsis*.

5. Гематито-песчано-глинистая пачка состоит из кварцевых песчаников и алевролитов, обогащенных гематитом, формирующим линзы и прослои железных руд. Мощность пачки 13 м.

6. Вулканогенная пачка включает покров массивных базальтов мощностью 53 м. Базальт зеленовато-темно-серого цвета афанитовый, мелко-тонкозернистый, в средней части пласта имеет заметный вишневый оттенок за счет гематитизации. В кровле базальт пористый и содержит редкие миндалины, выполненные хлоритом, кварцем и кальцитом. Размер миндалин от 2 до 8 мм в диаметре. В верхней части пласта наблюдаются многочисленные субгоризонтальные прожилки кальцита мощностью 0,5÷3 см. В базальте отмечена мелкая рассеянная вкрапленность гематита. Общее содержание гематита 2–3 %. По стенкам трещин в разных направлениях, разбивающих породу, развиваются хлорит и карбонат. Как верхний, так и нижний контакты пласта резкие, отчетливые, неровные. Во вмещающей породе наблюдаются окремнение и хлоритизация.

Общая мощность средней подсвиты 400–470 м.

В составе верхней подсвиты выделяются три пачки:

1. Доломито-песчанистая пачка представлена розовыми и кремовыми доломитами с прослоями седиментогенных доломитовых брекчий, песчаников и алевролитов. Песчаники, алевролиты и брекчии залегают в нижней части пачки, в верхней же преобладают песчанистые доломиты и чистые доломиты розовые и бурые. Мощность пачки 28 м. Соответствует по объему региональной биостратиграфической единице – слои с *Butinella*.

2. Доломитовая пачка сложена розовыми, сиреневыми доломитами, в нижней части пачки – песчанистыми. Мощность пачки 30 м.

3. Красноцветно-доломитовая пачка представлена розовыми, красными, разнозернистыми доломитами с хорошо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Отделяется от нижележащих пород резким контактом. Мощность пачки 5 м.

Две верхние пачки соответствуют по объему региональной биостратиграфической единице – слои с *Calevia ruokanensis*. Мощность подсвиты составляет 63 м.

Мощность туломозерской свиты в Сундозерско-Пялозерском стратотипе составляет 520 м вместе с пластами основных пород.

### *Опорный разрез онежского горизонта*

По данным бурения двух взаимодополняющих скважин, пройденных в Сундозерско-Пялозерском биостратипическом районе (скв. 7, 9), и с учетом всех ранее проведенных на этой территории исследований устанавливается следующий разрез (снизу вверх):

*Сегозерский горизонт:* а) нижний подгоризонт (янгозерская свита): конгломераты и конглобрекчии, кварцевые гравелиты, песчаники, кварцитопесчаники, алевролиты, туфоалевролиты, лавы базальтов. Мощность – 25 м; б) верхний подгоризонт (медвежьегорская свита): в основании – невыдержанные линзы кварцевых или зеленокаменных конгломератов, выше – аркозы, полевошпато-кварцевые песчаники и алевролиты, туфоалевролиты с пластообразным телом магнезиальных миндалекаменных базальтов в центральной части; в верхах – кварцевые гравелиты и песчаники. Мощность – 30 м.

*Онежский горизонт (туломозерская свита):* а) нижний подгоризонт – доломиты, участками известковистые или кремнистые, прослои алевролитов, песчаников, лавы базальтов; по наличию характерных сообществ строматолитов расчленяется снизу вверх на: слои с *Lukanoa*, слои с *Nuclephyton*, слои с *Sundosia*, слои с *Omachtenia kintsiensis*. Мощность – 400–450 м; б) верхний подгоризонт – доломиты, расчленяемые снизу вверх на: слои с *Butinella* и слои с *Calevia ruokanensis*. Мощность – 60 м.

Разрез детально опробован (более 200 проб) на минералогические, палеонтологические, химические, изотопные и другие виды анализов. Благодаря этому каждый из стратонов, выделяемых в составе надгоризонта, впервые получил достаточно развернутую характеристику, позволяющую производить комплексную корреляцию удаленных разрезов. Для сопоставления были выбраны две наиболее представительные скважины из района Заонежья, вскрывшие непрерывный переход от ятулия к людиковию (скв. 4699 и 5177 ПГО «Невскгеология»). Наиболее отчетливо сопоставляются верхние слои ятулийского надгоризонта, содержащие в обоих случаях вполне представительное сообщество *Litophyta*: *Stratifera sp.*, *S. ordinata*, *Butinella sp., B. boreale*, *B. digitus*, *B. ambigua*, *Calevia sp., C. olenica*. Несколько более скромными, но вполне отчетливыми сообществами охарактеризованы нижележащие стратоны. Новым элементом в составе слоев с *Lukanoa* явилось открытие мелких тромболитов *Stipes perparvus gen. et sp. nov*., установленных по керну сразу трех скважин (скв. 7, 9, 5177) в нижней части разреза карбонатного ятулия.

По результатам палеонтологического изучения керна ОПС в разрезе, вскрывшем карбонатную толщу ятулия (онежский горизонт, туломозерская свита), по строматолитам можно выделить 3 подразделения в ранге слоев с *Litophyta* (снизу вверх): слои с *Lukanoa*, слои с *O. kintsiniensis* в нижнеонежском подгоризонте и слои с *Calevia ruokanensis* в верхнеонежском подгоризонте. Кроме того, по литологическим и общегеологическим признакам выделяются слои с *Butinella*: их верхняя граница совпадает с подошвой красноцветных доломитов основания слоев с *Calevia ruokanensis*, а нижняя – с кровлей терригенной пачки с долеритами, пройденной без отбора керна.

В результате палеонтологических определений, сделанных по опорным скважинам, можно сопоставить карбонатную часть разреза ятулия (онежский горизонт), вскрытого ОПС, с разрезами западного крыла и центральной части Северо-Онежского синклинория (рис. 1.20).

Сотрудники ВСЕГЕИ, изучавшие этот же стратотипический разрез верхнего ятулия, в который они включили туломозерскую свиту в полном объеме, выделили в ее составе по литологическим, геохимическим и палеонтологическим признакам одиннадцать пачек [Ахмедов, Крупеник, 1995]. Две из них распространены за пределами ОС [Ахмедов и др., 2004].

В разрезе свиты ОПС вскрыта галитовая толща мощностью около 200 м, перекрытая 300-метровой ангидрит-магнезитовой толщей, на которой залегают доломиты [Морозов и др., 2010]. Проявления гипса и ангидрита в туломозерской свите отмечены и в восточном борту Северо-Онежского синклинория [Трофимов, Логинов, 2005]. В пос. Пудожгорский скважиной 55 ККГРЭ вскрыт слой гипса мощностью 11 м, залегающий в верхнем экзоконтакте Габневского силла ферродолеритов. В нижнем экзоконтакте был выявлен ангидрит. Слой гипса с полосчатой текстурой залегает в 40-метровой доломитовой пачке, снизу и сверху ограниченной внедрившимися долеритовыми силлами.

Карбонатные породы *туломозерской свиты*, обогащенные $^{13}C$ и образованные из осадков, накопившихся в разных фациальных обстановках, имеют различные геохимические характеристики: 1) морское мелководье (Fe/Mn > 0,40, Sr < 130 мкг/г), 2) приморская сабкха (Fe/Mn < 0,40, Sr 60–230 мкг/г), 3) плайевое озеро (Fe/Mn < 0,40, Sr > 230 мкг/г). Наименее измененные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения получены из карбонатов с отношением Mn/Sr < 2,0. Карбонатные породы из этих трех различных фациальных обстановок характеризуются следующими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения: 0,70343–0,70442 (морские условия), 0,70499–0,70518 (условия приморской сабкхи), 0,70607–0,70668

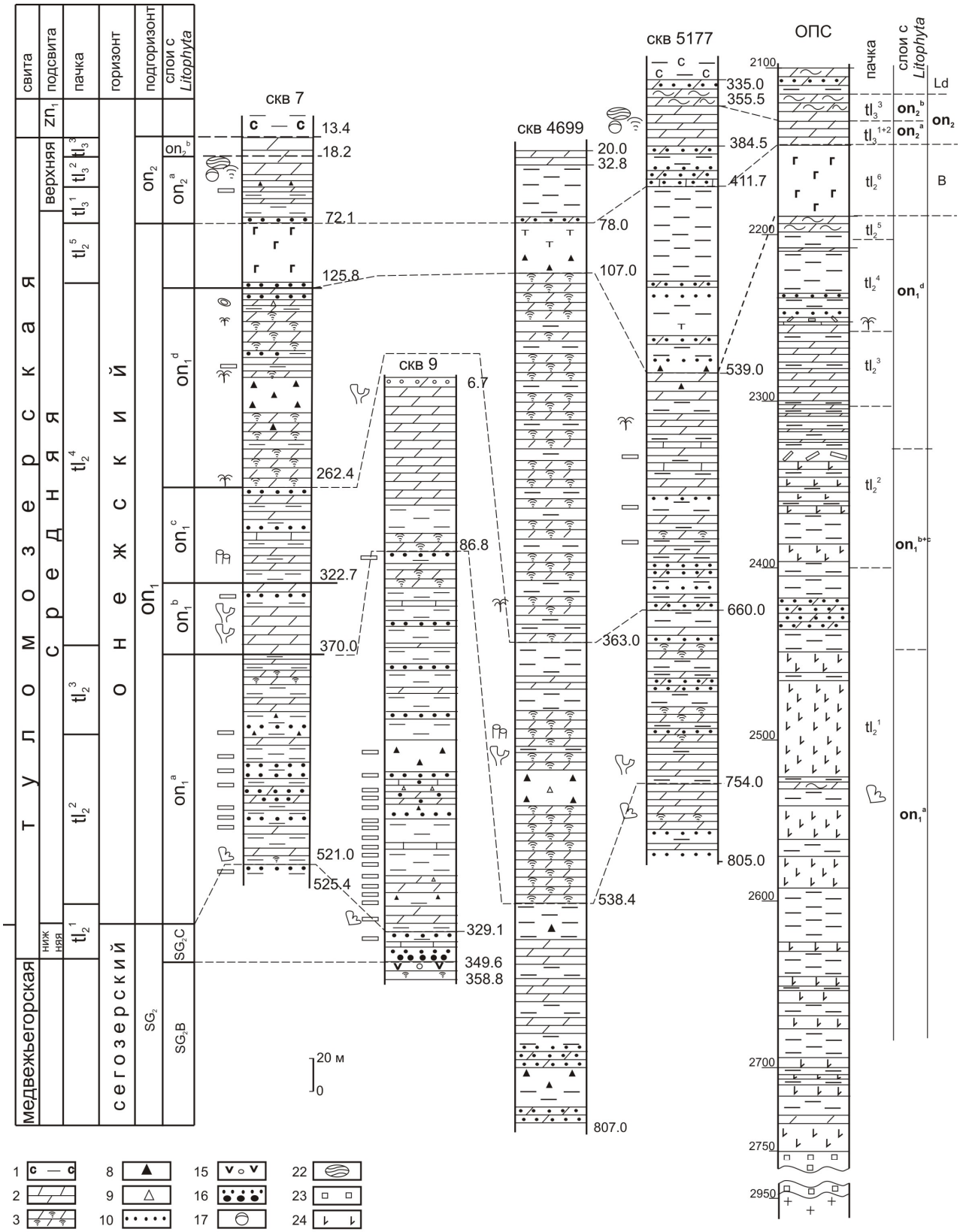

свита
подсвита
пачка
горизонт
подгоризонт
слои с Litophyta
скв 7
скв 9
скв 4699
скв 5177
ОПС
пачка
слои с Litophyta
Ld
B
13.4
18.2
72.1
125.8
262.4
322.7
370.0
521.0
525.4
6.7
86.8
329.1
349.6
358.8
20.0
32.8
78.0
107.0
363.0
538.4
807.0
335.0
355.5
384.5
411.7
539.0
660.0
754.0
805.0
20 м
0
медвежьегорская
туломозерская
средняя
верхняя
нижняя
онежский
сегозерский
on₁
on₂
SG₂
SG₂C
SG₂B
on₁ᵃ
on₁ᵇ
on₁ᶜ
on₁ᵈ
on₂ᵃ
on₂ᵇ
tl₂¹
tl₂²
tl₂³
tl₂⁴
tl₂⁵
tl₂⁶
tl₃¹
tl₃²
tl₃³
tl₃¹⁺²
zn₁
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

Рис. 1.20. Разрезы по опорным скважинам:

Людиковий, заонежский горизонт. 1 – алевролиты глинистые. Ятулий, онежский горизонт. Доломиты: 2 – нормальные, 3 – кремнистые, 4 – песчанистые, 5 – обломочные, 6 – с прослоями алевролитов, 7 – слюдистые. Брекчии: 8 – сланцевые, 9 – карбонатные, 10 – песчаники, 11 – алевролиты, 12 – диабазы, 13 – известняки 14 – калькаренититы. Сегозерский горизонт: 15 – базальты миндалекаменные, 16 – конгломераты кварцевые, гравелиты, песчаники. Строматолиты: 17 – *Klimetia*, 18 – *Butinella*, 19 – *Minicolumellales,* 20 – *Carelozoon*, 21 – *Omachtenia*, 22 – *Stratifera.* Слои с *Litophyta*: $on_1^a$ – слои с *Lukanoa,* $on_1^b$ – слои с *Nuclephyton*, $on_1^c$ – слои с *Sundosia,* $on_1^d$ – слои с *Omachtenia kintsiensis,* $on_2^a$ – слои с *Butinella,* $on_2^b$ – слои с *Calevia ruokanensis.* 23 – соли, 24 – ангидриты, 25 – известковистость (раздоломичивание), 26 – гранитоиды

(условия плайевого озера). Наименее измененные доломиты морского происхождения демонстрируют плавное уменьшение значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения от 0,70418–0,70442 в начале туломозерского времени до 0,70343–0,70409 в его конце. Низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения (0,70302–0,70495), измеренные в обогащенных $^{13}C$ карбонатных породах морского происхождения, свидетельствуют либо об обширном поступлении в океан 2,1 млрд лет назад мантийного Sr, либо об уменьшении сноса с суши. Это может быть связано с возрастанием гидротермального притока Sr в срединно-океанических хребтах вследствие распада суперматерика около 2,1 млрд лет назад [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010].

В результате литофациального анализа стратиграфических разрезов ранее было установлено, что фациальные условия осадконакопления в ятулийское время изменялись от озерно-речной равнины в начале к плайевым озерам и через гиперсоленые условия сабкхи к морскому мелководью в конце ятулия [Соколов, 1963; Соколов и др., 1970]. Эта направленность в эволюции условий осадконакопления пород туломозерской свиты позднее была обоснована детальными литологическими и геохимическими исследованиями типовых разрезов как в районе озер Сундозеро – Пялозеро в западном крыле Северо-Онежского синклинория, так и в центральной его части, вскрытых скважинами опорного бурения (№ 7, 9 и № 4699 и 5177). Туломозерская свита снизу вверх расчленена на 8 пачек от «А» до «Н» [Melezhik et al., 1999a, 2000].

### *Ятулийский долерит-базальтовый комплекс*[5]

Палеовулканологические реконструкции процессов вулканизма ятулия приведены в работах [Голубев, Светов, 1983; Светов, 1972, 1979]. Базальтовый вулканизм в ятулии проявился в течение трех фаз в пределах пространственно разобщенных или сопряженных вулканических зон. По времени проявления вулканические фазы приурочены к моментам возобновления глыбовых движений кристаллического основания и к началу формирования регрессивных членов разреза осадочных пород нижнесегозерского, верхнесегозерского и нижнеонежского подгоризонтов [Сацук и др., 1988].

*Ранняя фаза.* Достаточно широко основные породы нижнесегозерского подгоризонта развиты в пределах Северо-Онежского синклинория на площадях Кумсинской и Пальеозерской синклиналей. В Кумсинской синклинали наиболее полный разрез нижнесегозерских лав установлен на северной окраине г. Медвежьегорска, где наблюдаются четыре потока миндалекаменных базальтов общей мощностью 54 м. Базальтовые лавы здесь на небольших расстояниях быстро выклиниваются из разрезов. В районе р. Вички мощность двух лавовых потоков уменьшается от 50 до 12 м, вдоль р. Кумсы в СЗ направлении также происходит сокращение числа лавовых потоков и их мощности до полного выклинивания в окрестностях д. Кармасельга. В южном направлении к центру синклинория также установлено постепенное их выклинивание.

Два маломощных лавовых потока массивных базальтов в Пальеозерской синклинали имеют мощность до 30 м в районе руч. Луканоя. На остальной площади установлен один покров мощностью до 55 м в районе северного берега оз. Пальеозеро и до 25 м на восточном берегу оз. Сухого к западу от д. Койкары. В южном направлении этот покров базальтов постепенно выклинивается.

*Средняя фаза.* Эффузивно-пирокластические и хемогенные вулканогенно-осадочные породы верхнесегозерского подгоризонта, достаточно широко распространенные в северном обрамлении синклинория (Кумсинская синклиналь) и в его СЗ крыле (Пальеозерская синклиналь). Вдоль бортов долины р. Кумсы и в окрестностях г. Медвежьегорска лавовая толща переменной мощности, состоящая из серии чередующихся потоков и покровов массивных и миндалекаменных базальтов, изучена в целом ряде разрезов. Максимальная мощность вулканогенных пород, равная 250 м, установлена в долине р. Кумсы (оз. Фенькина ламбина) и г. Медвежьегорска. Лавовая толща состоит не менее чем из 7–9 базальтовых потоков и покровов, переслаивающихся с маломощными пачками пепловых туфов, которые содержат линзы хемогенных кремнистых пород. Она прослеживается в разрезе

[5] Автор: А.И. Голубев.

образований верхнесегозерского подгоризонта с постепенным выклиниванием вдоль западного и северного крыльев Северо-Онежского синклинория в южном и юго-восточном направлении на территорию центральной части Заонежского п-ва. В районе урочища Воронов Бор полный разрез лав имеет мощность 107,5 м и состоит из 5 базальтовых потоков. Скважинами, пройденными в южном конце оз. Путкозеро (д. Фоймогуба), лавы вскрыты в виде двух маломощных потоков мелкозернистых миндалекаменных базальтов общей мощностью около 13,0 м, разделенных горизонтом туфоалевролитов. В районе д. Кузаранда скважина вскрыла один лавовый поток сильно измененных хлоритизированных базальтов мощностью 16,0 м. Таким образом, можно считать установленным факт выклинивания лав в районе центральной части Заонежского п-ва.

В Пальеозерской синклинали в районах оз. Пальеозеро, Сундозеро, Пялозеро, д. Койкары, пос. Гирвас вулканические породы в разрезе верхнесегозерского подгоризонта резко преобладают над обломочными осадочными породами. Потоки и покровы пенистых и миндалекаменных лав, имеющие признаки интенсивного краснокаменного изменения, образуют наиболее мощный разрез в районе руч. Луканоя в окрестностях пос. Гирвас. Лавовые потоки общей мощностью до 75 м в правом борту каньона руч. Луканоя в верхах разреза содержат прослои пепловых литокластических туфов и линзы кремнисто-гематитовых рудных сланцев. В 3,5 км к северу от д. Святнаволок на западном берегу оз. Пальеозеро верхнесегозерские лавы общей мощностью около 70 м слагают 7 потоков и покровов, а в северном конце оз. Пальеозеро 70-метровая лавовая толща состоит из 6 потоков сильно окисленных миндалекаменных базальтов.

*Поздняя фаза.* В составе продуктов поздней фазы вулканизма выделяются эффузивно-пирокластические и субвулканические образования.

Излившиеся и связанные с ними субвулканические породы онежского горизонта первоначально были выделены среди поля нерасчлененных изверженных пород в районе оз. Пальеозеро [Соколов, Светов, 1973]. Здесь на ограниченной площади СЗ побережья озера и на островах Бол. и Мал. Буки выше терригенно-карбонатных осадочных пород, пронизанных тремя пластовыми интрузивами (силлами) габбродолеритов, залегает лавовая толща, сложенная многократно чередующимися маломощными массивными и брекчированными потоками хлоритизированных и эпидотизированных микропорфировых базальтов. Наиболее полным является разрез СЗ берега оз. Пальеозеро, где закартировано 17 потоков базальтовых лавобрекчий, имеющих общую мощность 65 м [Проблемы геологии..., 1972]. Небольшие поля их развития, кроме района оз. Пальеозеро, известны также в окрестностях пос. Койкары (оз. Сухое). Тесная пространственная сопряженность разнообразных по составу силлов габбродолеритов и поля базальтовых лавобрекчий района оз. Пальеозеро дают основание предполагать их формирование в связи с активизацией движений вдоль зоны глубинного разлома субмеридионального простирания, проходящего вдоль западного берега оз. Пальеозеро через пос. Гирвас в южном направлении. К данному разлому пространственно приурочены эруптивный центр поздней фазы вулканизма (эффузивы и ряд силлов габбродолеритов), установленный в долине р. Суна в районе Поорпорога, и Гирвасский полигенный вулкан [Светов, Голубев, 1967,1972].

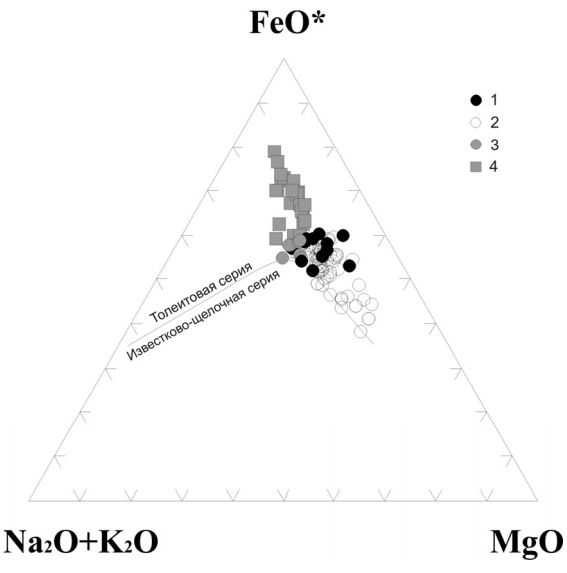



Рис. 1.21. Диаграмма AFM:

вулканические породы Гирвасской вулканической зоны: 1 – ранняя фаза, 2 – средняя фаза, 3 – поздняя фаза, 4 – субвулканические породы Койкарско-Святнаволокского силла

Эффузивные породы ятулийского вулканического комплекса по содержанию и соотношениям главных породообразующих окислов относятся к слабо недосыщенным и насыщенным кремнеземом толеитовым базальтам. Вулканогенные породы каждой из трех последовательно проявленных фаз, обладая достаточно близкими особенностями химизма, различаются, однако, между собой по содержанию ряда компонентов, что проявляется и в вертикальных и в латеральных вариациях их составов (табл. 1.6).

На диаграмме AFM (рис. 1.21) фигуративные точки составов ятулийских и субвулканических пород образуют протяженный тренд в поле толеитовой серии. Уже здесь устанавливаются заметные различия между составами пород разных стратиграфических уровней. Базальты ранней фазы

характеризуются относительно высокими содержаниями FeOt = $Fe_2O_3$ + FeO и $TiO_2$. При умеренных количествах MgO базальты средней фазы более магнезиальны, менее железистые и титанистые.

Таблица 1.6. **Средние химические составы пород ранней, средней и поздней фаз ятулийского вулканического комплекса, масс. %**

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50,48 | 48,99 | 48,51 | 49,40 | 48,14 | 52,46 | 47,33 | 48,56 |
| $TiO_2$ | 1,83 | 1,97 | 1,25 | 1,05 | 2,41 | 1,75 | 1,20 | 3,05 |
| $Al_2O_3$ | 13,31 | 13,25 | 14,48 | 14,72 | 13,32 | 13,24 | 15,13 | 12,13 |
| $Fe_2O_3$ | 6,77 | 7,08 | 6,70 | 9,48 | 9,14 | 8,62 | 7,21 | 6,79 |
| FeO | 6,97 | 7,92 | 5,59 | 2,09 | 6,49 | 5,46 | 8,45 | 9,75 |
| MnO | 0,21 | 0,19 | 0,19 | 0,15 | 0,14 | 0,11 | 0,26 | 0,12 |
| MgO | 6,00 | 5,39 | 7,65 | 8,43 | 6,71 | 5,42 | 6,25 | 5,24 |
| CaO | 6,85 | 6,74 | 8,31 | 5,29 | 6,37 | 4,08 | 7,41 | 6,83 |
| $Na_2O$ | 3,18 | 3,23 | 2,85 | 4,33 | 4,81 | 6,56 | 3,75 | 4,29 |
| $K_2O$ | 0,75 | 0,72 | 0,26 | 1,05 | 0,35 | 0,13 | 0,97 | 1,06 |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,14 | 0,10 | 0,06 | 0,26 | 0,22 | 0,26 | 0,31 |
| CuO | 0,007 | 0,017 | 0,30 | 0,01 | 0,004 | 0,006 | 0,01 | 0,024 |
| CoO | 0,007 | 0,009 | 0,008 | 0,008 | 0,006 | 0,005 | 0,006 | 0,006 |
| NiO | 0,012 | 0,01 | 0,019 | 0,02 | 0,012 | 0,004 | 0,049 | 0,012 |
| $V_2O_5$ | 0,036 | 0,068 | 0,021 | 0,047 | 0,055 | 0,02 | 0,08 | 0,068 |
| $Cr_2O_3$ | 0,007 | 0,008 | 0,014 | 0,031 | 0,01 | 0,008 | 0,003 | 0,009 |
| S | 0,02 | 0,03 | 0,08 | 0,03 | 0,33 | 0,16 | 0,23 | 0,16 |
| $H_2O$ | 0,17 | 0,12 | 0,14 | 0,23 | 0,14 | 0,17 | 0,16 | 0,16 |
| ппп | 3,34 | 3,43 | 3,79 | 3,95 | 1,81 | 1,71 | 1,69 | 1,79 |
| Сумма | 100,12 | 99,31 | 100,26 | 100,38 | 100,51 | 100,13 | 100,45 | 100,36 |
| Кол-во анал. | 25 | 39 | 68 | 34 | 24 | 15 | 8 | 37 |

*Примечание*. Ранняя фаза: 1 – Медвежьегорская вулканическая зона, 2 – Гирвасская вулканическая зона. Средняя фаза: 3 – Медвежьегорская вулканическая зона, 4 – Гирвасская вулканическая зона. Поздняя фаза: Базальтовые лавы: 5 – базальты, Гирвасская вулканическая зона. Габбродолериты (6–8): 6 – Койкарский I надрудный силл Гирвасской вулканической зоны, 7 – Койкарский II надрудный силл Гирвасской вулканической зоны, 8 – силл Медные горы Медвежьегорской вулканической зоны. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Базальты поздней фазы максимально обогащены титаном, характеризуются наиболее высокими содержаниями $Fe_2O_3$ и FeOt, что типично для континентально-толеитового (траппового) магматизма. Как видно из табл. 1.6 ятулийские базальты отличаются широкими вариациями степени окисленности железа от обычных для толеитов значений около 0,2 (в виде $Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3$, вес. %) до преобладания $Fe_2O_3$. Ранее эти данные использовались для палеовулканологических реконструкций, в соответствии с которыми считалось, что более окисленные лавы формировались в субэральных условиях, а менее окисленные были образованы при подводных излияниях.

Общей петрохимической особенностью ятулийских лав всех стратиграфических уровней являются сравнительно низкие содержания алюминия и соответственно низкие значения отношения $Al_2O_3/(FeOt + MgO) < 0,8$, что позволяет отнести их к типу низкоглиноземистых базальтов. Среди щелочей в базальтах и долеритах натрий резко преобладает над калием, что особенно типично для своеобразных крупнозернистых лейкодолеритов, получивших местное название «карьялиты».

### *Пудожгорский долерит-габбродиоритовый комплекс*[6]

Комплекс представлен в палеопротерозойских структурах и их фундаменте Южной и Центральной Карелии рядом субвулканических пластовых тел и даек. Наиболее изученными представителями являются Пудожгорский и Койкарско-Святнаволокский интрузивы, расположенные соответственно в восточной и западной частях Северо-Онежского синклинория. Формирование и внедрение базитовых расплавов специфического состава, характеризующихся прежде всего повышенной железистостью, титанистостью и щелочностью, происходило в режиме растяжения данного участка земной коры. Пудожгорская интрузия выполнила приоткрытые трещины пластовой отдельности в гранитоидах, образовав пологопадающую на запад, а в плане линейно вытянутую на расстояние 13 км пластовую залежь СЗ простирания (рис. 1.22, 1.23). Своим южным флангом она сечет Бураковский расслоенный плутон.

[6] Авторы: А.И. Голубев, Н.Н. Трофимов.

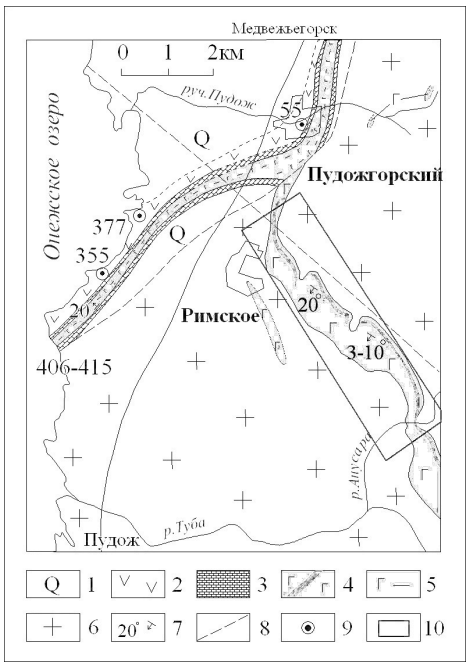



Рис. 1.22. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения:

1 – четвертичные отложения. *Палеопротерозой.* Ятулийский надгоризонт: 2–3 вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – эффузивы основного состава (лавы, покровы), 3 – доломиты; 4–5 – Пудожгорский интрузивный комплекс: 4 – Пудожгорский интрузив долеритов (зеленое) с промышленным титаномагнетитовым оруденением (оранжевое), 5 – Габневский силл долеритов с бедным титаномагнетитовым оруденением. *Архей – палеопротерозой*. Нерасчлененный комплекс: 6 – плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты и гранитогнейсы; 7 – элементы залегания пластовой отдельности и слоистости; 8 – тектонические нарушения; 9 – поисковые буровые скважины; 10 – граница Пудожгорского месторождения

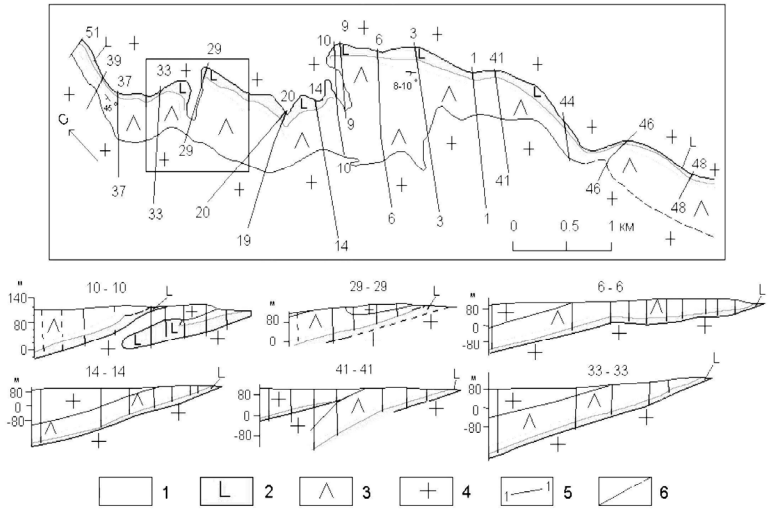



Рис. 1.23. Геологическая карта Пудожгорского месторождения:

1 – рудный титаномагнетитовый (с благородными элементами) горизонт; 2 – подрудный горизонт; 3 – надрудный горизонт; 4 – граниты и гранитогнейсы; 5 – разведочная линия и ее номер; 6 – геологические границы

Койкарско-Святнаволокский интрузив представлен силлом субмеридионального простирания в вулканогенно-осадочной толще ятулия, смятым в пологие складки, контактирующим непосредственно с доломитами и кварцитопесчаниками. При этом Святнаволокский участок силла располагается в пределах западного крыла синклинали, а Койкарский – приурочен к синклинальной структуре более мелкого порядка, заложенной в пределах реликта лопийского зеленокаменного пояса.

По условиям формирования оба тела имеют много общего: пологое (10–30°) близповерхностное залегание; близкую мощность (120–150 м); расположены в пределах одной рудоконтролирующей структуры; характеризуются сходным составом исходной магмы и ее высокой флюидонасыщенностью; а также одинаковый абсолютный возраст: 1983–1984 млн лет [Филиппов и др., 2007].

Расплавы, сформировавшие Пудожгорский и Койкарско-Святнаволокский интрузивы, характеризуются специфическим составом и кристаллизовались с одинаковым набором дифференциатов. Вследствие насыщенности летучими они обладали низкой вязкостью и высокой мобильностью, что обусловило тенденцию к образованию определенных морфологических типов – пластовых залежей.

*Пудожгорский интрузив* детально изучен в одном из пересечений от верхнего контакта до нижнего на Тубозерском участке, где он представлен наиболее полно дифференцированным разрезом. Здесь установлены две зоны: нижняя – габбровая и верхняя – диоритовая. Габбровая зона имеет мощность около 40 м и хорошо выделяется по плагиоклазу (№ 50–67), петрофизическим свойствам и химическому составу пород. Основность плагиоклаза последовательно убывает вверх по разрезу зоны, что указывает на признаки скрытой расслоенности. Слагающие ее породы относятся к нормальному ряду, характеризуются низкой глиноземистостью, высоким коэффициентом фракционирования (85 % и более), высокой фемичностью и значительной долей рудного минерала (15–60 %). Главными первичными типоморфными породообразующими минералами являются плагиоклаз, моноклинный пироксен, титаномагнетит; эпигенетическими – амфибол, эпидот, биотит бурый и зеленый, ильменит, сульфиды (халькопирит, борнит, пирит, сфалерит). Как следствие интенсивного проявления автометасоматоза пироксен повсеместно амфиболизирован и сохранился в виде диопсид-геденбергитового ряда $(Na_{0,06}Ca_{0,65})_{0,71}(Fe^{+2}_{0,37}Mg_{0,77}Mn_{0,01}Fe^{+3}_{0,09}Ti_{0,02}Al_{0,03})_{1,29}(Si_{1,90}Al_{0,10})_{2O6}$. Образующийся за счет пироксена амфибол представлен в подрудном горизонте ферроактинолитом, а в рудном – ферророговой обманкой. Амфибол, будучи неустойчивым, на завершаю-

щих стадиях автометасоматоза частично уралитизируется, иногда с образованием уралитовой каймы и участками биотитизируется.

Габбровая зона подразделяется на два горизонта равной мощности – подрудный и рудный. Рудный горизонт не имеет резких литологических границ, но достаточно четко фиксируется по химическому составу (табл. 1.7) и физическим свойствам пород: плотности (3,5–3,75 г/см$^3$) и высокой магнитной восприимчивости вследствие концентраций титаномагнетита 20–60 %. Характерно появление здесь, наряду с лабрадором, более кислого плагиоклаза – андезина. Стратиформный горизонт окисных титаномагнетитовых руд мощностью около 20 м залегает параллельно лежачему контакту интрузива в среднем на расстоянии 30 м от ее подошвы и завершает габброидную часть разреза.

Таблица 1.7. **Средний химический состав дифференциатов Пудожгорского комплекса**

| Горизонт, слой, (образец) | Кол-во ан | Компоненты, масс.% | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | $Fe_2O_3$ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O$ | п.п.п. | $P_2O_5$ |
| Пудожгорский интрузив | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 7 | 45,0 | 2,21 | 14,5 | 6,05 | 14,2 | 21,86 | 0,17 | 3,54 | 7,62 | 2,22 | 1,23 | 0,25 | 2,18 | 0,24 |
| 2 | 11 | 26,3 | 9,25 | 9,37 | 19,05 | 25,7 | 47,65 | 0,36 | 3,29 | 4,70 | 1,27 | 1,39 | 0,16 | 1,18 | 0,19 |
| 3[а] | 28 | 63,4 | 0,84 | 11,9 | 6,22 | 5,53 | 12,37 | 0,09 | 0,94 | 2,61 | 6,02 | 1,06 | 0,25 | 1,13 | 0,22 |
| 3 | 38 | 59,9 | 1,27 | 11,8 | 5,72 | 8,20 | 14,83 | 0,154 | 1,26 | 3,45 | 5,27 | 1,10 | 0,26 | 1,40 | 0,36 |
| 4 | 8 | 48,3 | 1,74 | 12,8 | 4,27 | 13,0 | 18,8 | 0,224 | 4,94 | 7,77 | 2,59 | 1,33 | 0,17 | 2,38 | 0,26 |
| 5 | 54 | 50,3 | 2,85 | 11,9 | 7,9 | 12,6 | 21,9 | 0,20 | 2,32 | 4,88 | 3,81 | 1,20 | 0,23 | 1,57 | 0,30 |
| Габневский силл (406–415, точка 11) | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 43,75 | 3,60 | 15,42 | 8,15 | 11,66 | 21,13 | 0,20 | 2,90 | 7,86 | 2,80 | 0,80 | 0,18 | 1,82 | 0,26 |
| 2 | 4 | 33,34 | 15,42 | 12,08 | 14,03 | 18,79 | 34,94 | 0,30 | 3,04 | 5,13 | 1,80 | 0,98 | 0,17 | 2,08 | 0,24 |
| Койкарско-Святнаволокский силл (западный борт Северо-Онежскогосинклинория) | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 15 | 46,00 | 2,54 | 15,70 | 6,36 | 11,50 | 19,20 | 0,17 | 3,61 | 8,46 | 3,46 | 0,58 | 0,23 | 2,01 | 0,22 |
| 2 | 20 | 39,80 | 4,89 | 13,80 | 9,23 | 17,00 | 28,10 | 0,18 | 3,61 | 6,90 | 2,75 | 0,64 | 0,19 | 1,33 | 0,25 |
| 3 | 57 | 46,30 | 3,10 | 13,10 | 6,02 | 13,50 | 21,00 | 0,20 | 4,11 | 7,60 | 3,18 | 0,71 | 0,21 | 1,74 | 0,27 |

*Примечание*. Горизонты: 1 – подрудный; 2 – рудный; 3 – надрудный, в т. ч. 3[а] – слой кварцевых диоритов; 4 – эндоконтакты; 5 – средневзвешенное по интрузии; $Fe_2O_3$ – суммарное содержание окислов железа, в пересчете на трехвалентное. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Диоритовая зона, выделяемая по плагиоклазу (№ 36–40 и 5–8) и химическому составу, имеет мощность 65 м и подразделяется на четыре горизонта. Лейкократовый горизонт мощностью 40 м, занимающий центральную часть зоны, сложен биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами натриевой серии умеренной глиноземистости (рис. 1.24). В нем выделяются пять двучленных ритмов, слои в которых обогащены $K_2O$ (до 3,17 %) или $Na_2O$ (до 6,76 %) за счет преимущественного развития анортоклаза (2V = 66–90°) или альбита. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, а также магнетитом и гематитом. Мезократовые горизонты, обрамляющие лейкократовый, сложены биотит-амфиболовыми диоритами калиево-натриевой серии пониженной глиноземистости (0,63) и повышенной фемичности (20,2). Меланократовый горизонт имеет незначительную

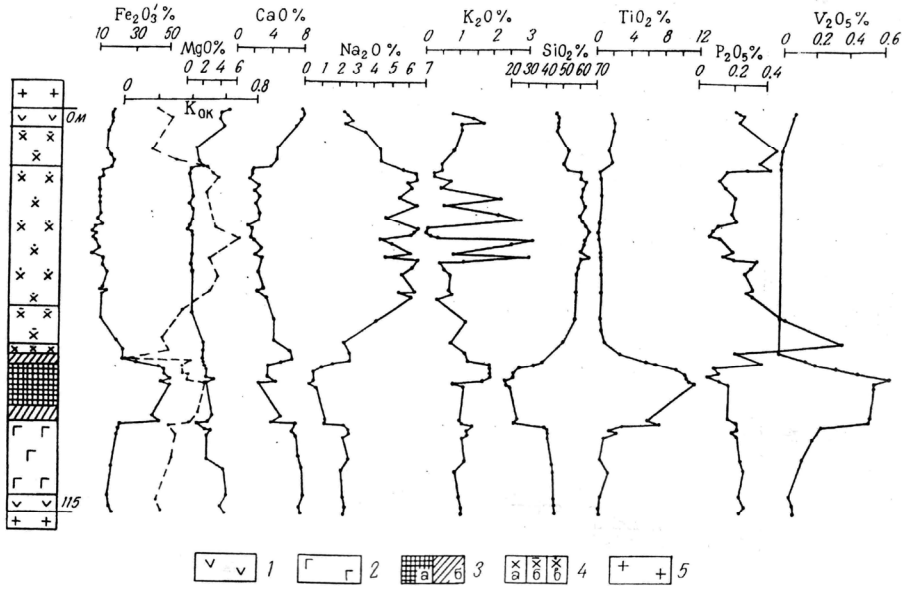



Рис. 1.24. Вариации химического состава пород Пудожгорского интрузива:

1 – афанитовый мелкозернистый габбродолерит; 2 – среднезернистый амфиболизированный габбродолерит с вкрапленностью титаномагнетита 5–20 %; 3 – габбродолерит с титаномагнетитовым оруденением: а – средне-, густовкрапленным (30–60 %), б – убоговкрапленным (20–30 %); 4 – альбит и анортоклазсодержащий биотит-амфиболовый диорит и кварцевый диорит: а – меланократовый; б – мезократовый, в – лейкократовый, насыщенный гранофиром; 5 – кварцитопесчаники, доломиты

мощность (3,1 м) и существенно амфиболовый состав. Пироксена в нем даже в виде реликтов не установлено. По основным характеристикам дифференциаты диоритовой зоны относятся к породам нормального ряда, а по коэффициенту агпаитности (0,7–0,93) – к умереннощелочному ряду, семейству умереннощелочных диорит-монцонитов (мезократовые разности) и умереннощелочных кварцевых диоритов – кварцевых монцонитов (лейкократовые).

В целом средневзвешенный состав Пудожгорского интрузива характеризуется (см. табл. 1.7) низкой глиноземистостью и магнезиальностью, повышенными железистостью (21,9 %) и титанистостью (2,85 %), высоким коэффициентом фракционирования. Содержание двуокиси фосфора составляет 0,30 %. По всему разрезу интрузии широко развиты фтор- и гидроксилсодержащие силикаты – биотит и амфибол, что указывает на высокие концентрации летучих, в т. ч. воды, в исходном расплаве. В отдельных частях разреза установлено повышенное содержание фтора (до 0,15 %). Интенсивное развитие процессов автометасоматоза, как отмечено, привело практически к полному замещению амфиболом пироксена, с сохранением его реликтов в верхней части подрудного горизонта. Все амфиболы относятся к кальциевой группе, а в пределах лейкократового горизонта – к субкальциевой подгруппе. Однозначно нельзя ответить: кристаллизовался ли в лейкократовом горизонте ферроактинолит изначально или он развит по пироксену. Последний мог быть представлен геденбергитом или феррогеденбергитом вследствие низкой концентрации окиси магния в породе (в среднем 0,94 %). Учитывая высокую водонасыщенность кислого расплава, можно допускать в данном случае непосредственную кристаллизацию амфибола. Логично предположить, что на завершающей стадии кристаллизации пород остаточные растворы обладали высокой агрессивностью за счет концентрации щелочей и наличия фтора и фосфора, а в пределах различных горизонтов окислительно-восстановительная обстановка изменялась неадекватно и была различной. В частности, это хорошо отразилось на степени устойчивости магнетита и ильменита в титаномагнетите. Как следствие этого процесса очень характерно появление свободного ильменита, количество которого увеличивается вверх по разрезу. Присутствие псевдоморфоз сфена по титаномагнетиту свидетельствует о повышенных концентрациях фтора в остаточных растворах.

*Койкарско-Святнаволокский интрузив* находится в пределах протерозойской Койкарско-Гирвасской структуры, где он в виде пластообразного тела мощностью 80–150 м прослеживается от пос. Гирвас к северу на 32 км. Он имеет зональное строение, подразделяясь на габбровую и диоритовую зоны, близкий с Пудожгорским минеральный и химический состав и сопоставимые мощности зон (рис. 1.25, см. табл. 1.7). Средневзвешенный химический состав обоих интрузивов довольно близок, но в Койкарском наблюдается более низкое содержание щелочей, железа, кремния и более высокое – магния, кальция, титана и, видимо, несколько иной уровень флюидонасыщенности исходного расплава. Судя по косвенным признакам, состав флюидов также различается. В Койкарско-Святнаволокской интрузии не было достаточно высоких концентраций фтора, на что указывает практическое отсутствие потенциально фторсодержащих минералов – биотита и сфена, но присутствовал $CO_2$ (проявляются карбонат и кальцитовые прожилки) за счет поступления его из вмещающих карбонатсодержащих пород. В связи с этим процесс расщепления на основную и кислую составляющие прошел не столь контрастно и, соответственно, мобилизация основных элементов в Койкарской структуре сопровождается более низкими коэффициентами разделения для рудно-силикатного и силикатного расплавов по сравнению с Пудожгорским, с сохранением общей тенденции перераспределения элементов (см. табл. 1.7; см. рис. 1.24, 1.25). В рудном горизонте Койкарско-Святнаволокского интрузива по сравнению с исходным расплавом содержание $Fe_2O_3$ возросло лишь в 1,33 раза, $TiO_2$ – в 1,58 и V – в 2,36 раза, тогда как в Пудожгорском интрузиве эти цифры составляют, соответственно, 2,18; 3,24; 4,11, что обусловило кристаллизацию гораздо более бедных окисных руд. В верхней части горизонта не столь активно проявились процессы автометасоматоза – сохранился реликтовый пироксен.

Диоритовая зона имеет ряд особенностей. Лейкократовый горизонт ее маломощный, с низким содержанием $SiO_2$ (55,4 %), но высоким – щелочей (6,47 %) (см. табл. 1.7), размещен не в центральной, а краевой части (присутствие вышележащего мезократового горизонта сокращенной мощности не исключается из-за плохой обнаженности этой части разреза). Гранофир развит в лейкократовом горизонте и представлен срастанием альбита и кварца, анортоклаз отсутствует. Породы диоритовой зоны характеризуются очень низким содержанием биотита.

В подрудном горизонте появляются более кислый плагиоклаз – андезин и участки с ритмичными колебаниями $Na_2O$ и $K_2O$. В них в незначительном количестве зафиксирован альбит-кварцевый гранофир в интерстициях между ранним плагиоклазом.

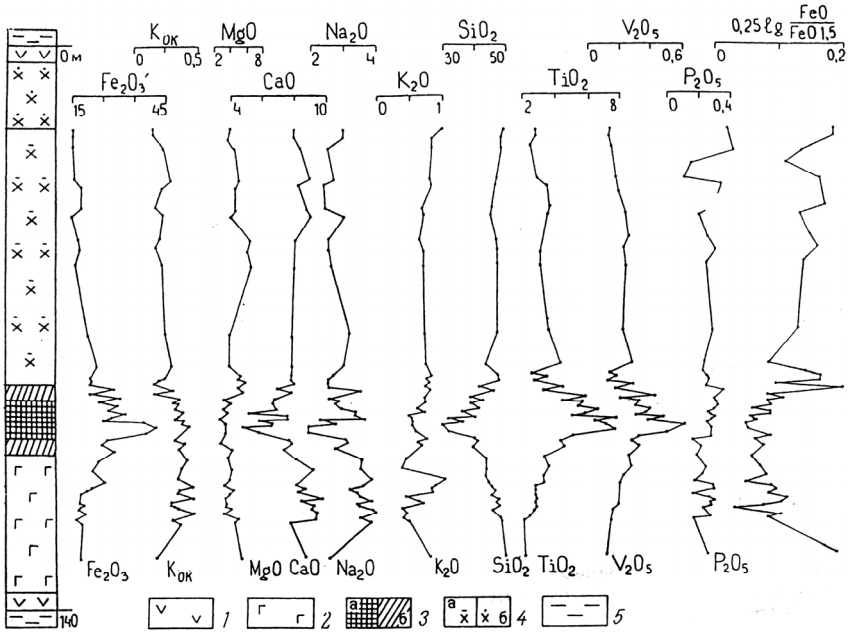



Рис. 1.25. Вариации химического состава пород Койкарско-Святнаволокского интрузива:

1 – афанитовый, мелкозернистый эпидотизированный габбродолерит; 2 – среднезернистый амфиболизированный и эпидотизированный габбродолерит с вкрапленностью титаномагнетита 5–20 %; 3 – габбродолерит с титаномагнетитовым оруденением: а – средневкрапленным (30–45 %), б – убоговкрапленным (20–30 %); 4 – альбитсодержащий биотит-амфиболовый диорит и кварцевый диорит: а – мезократовый, б – лейкократовый; 5 – кварцитопесчаники, доломиты

Койкарско-Святнаволокский и Пудожгорский интрузивы, имея близкий исходный состав расплава, но различную флюидонасыщенность, кристаллизовались по единой схеме. Обогащенные железом и титаном расплавы, сформировавшие эти интрузивы, своеобразны по химическому составу. С позиций содержания элементов-примесей эти расплавы истощены по Cr, Ni, Co и обогащены Cu, V, S, Sr. Тренд дифференциации сопоставим с заключительным этапом дифференциации Скергаардской и Таймырской трапповых интрузий. Средневзвешенные составы интрузивов наиболее близки к дифференциатам зоны магнетитовых габбродиоритов Бураковского расслоенного ультрамафит-мафитового массива, отличаясь повышенным содержанием железа и титана.

### 1.3.4. Людиковий

Людиковийский надгоризонт (по названию людиковийской ветви карельского народа) был выделен [Соколов, Галдобина, 1982; Стратиграфия…, 1984] для обозначения толщи вулканогенно-осадочных пород, перекрывающих существенно доломитовые отложения ятулия. Разрез этого стратона представлен разнообразными терригенными, первично-глинистыми, кремнистыми и карбонатными породами, содержащими в той или иной мере органическое вещество. Здесь же широко развиты и магматические породы. В настоящее время людиковийский надгоризонт объединяет два горизонта: нижний – заонежский и верхний – суйсарский [Геология Карелии, 1987]. Магматические породы заонежского времени рассматриваются в составе заонежского базальтового подкомплекса, а их субвулканические комагматы – заонежского габбродолеритового подкомплекса. Суйсарский горизонт, состоящий практически только из магматических образований разных фаций, включая и субвулканические, описан в составе суйсарского пикрит-базальтового комплекса [Куликов и др., 1999].

#### *Заонежский горизонт*[7]

Стратотип горизонта расположен в Северо-Онежском синклинории (см. рис. 1.2) и представлен породами заонежской свиты. На востоке, северо-востоке свита, возможно, примыкает к гнейсогранитам основания структуры (район рек Пажа, Кочкома).

*Заонежская свита* включает в себя осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. Характерной особенностью свиты является присутствие метаморфизованного ОВ, пластов, линз, прослоев с необычайно высоким содержанием $C_{орг}$ (более 20 % масс.). В основном они приурочены к средней части свиты. Полнота изученности разрезов свиты разных районов ОС значительно отличается друг от друга.

[7] Автор: Д.В. Рычанчик.

В настоящее время существуют два основных представления о строении заонежской свиты. В первом случае [Проблемы стратиграфии…, 1989] она подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита (глинисто-карбонатно-сланцевая, в средней своей части углеродсодержащая) отражает трансгрессивную направленность осадконакопления. Средняя подсвита – вулканогенно-осадочная. Верхняя – осадочно-вулканогенная, в составе которой вулканиты составляют более половины разреза. При этом в нижней подсвите выделяется 3, средней – 10, верхней – 9 пачек.

Во втором случае [Геология шунгитоносных…, 1982] свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя (осадочная) состоит из двух пачек и представлена в основном алевролитами, аргиллитами, карбонатными породами и реже песчаниками. Верхняя (осадочно-вулканогенная) включает три пачки, каждая из которых характеризуется особенностями внутреннего строения и характером лавовых покровов [Светов, 1979]. Учитывая фациальную изменчивость пород, в верхней подсвите выделяются три типа разрезов: вулканогенный, осадочно-вулканогенный и вулканогенно-осадочный. При имеющихся литологических, литолого-геохимических, геофизических и других данных, а также в связи с существованием проблемы корреляции отдельных пачек из-за монотонности разреза на разных уровнях свиты рациональнее использовать ее разделение на две подсвиты: нижнюю (соответствующую нижнему подгоризонту заонежского горизонта) и верхнюю (соответствующую верхнему подгоризонту заонежского горизонта), первая из которых делится на две пачки, а вторая – на три (рис. 1.26).

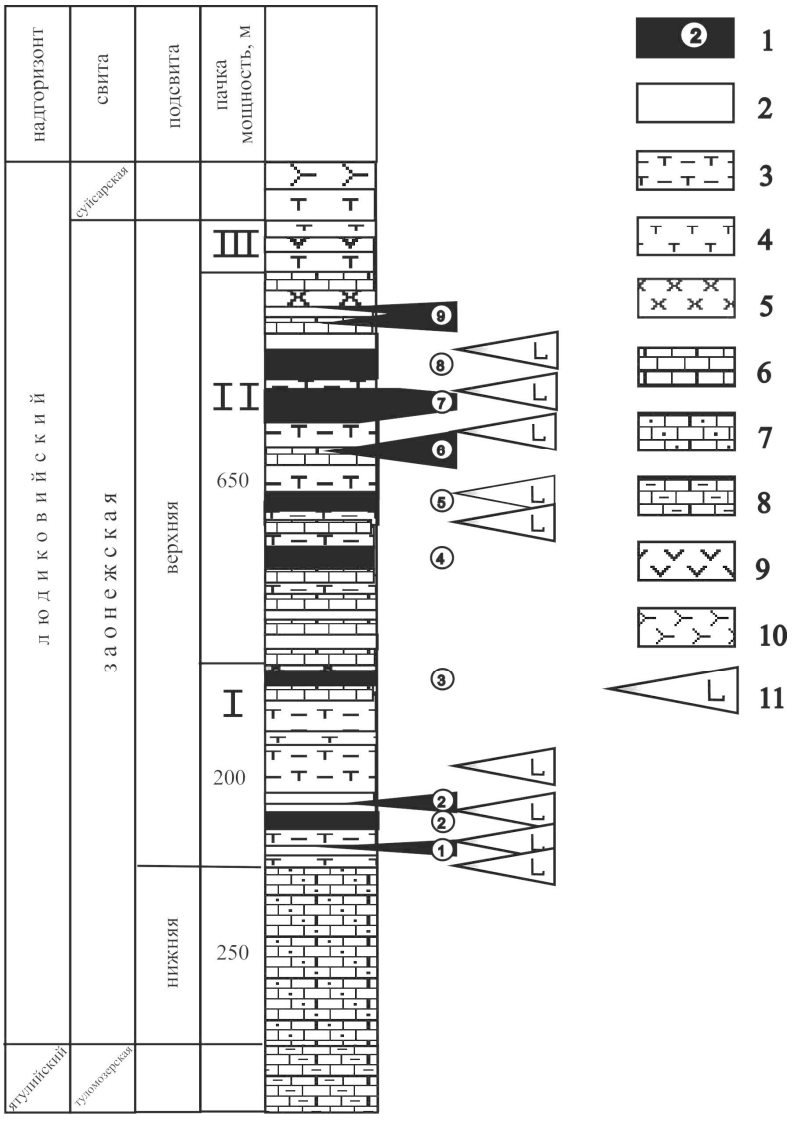



Рис. 1.26. Стратиграфическая колонка заонежской свиты и положение горизонтов шунгитоносных пород:

1 – горизонты шунгитоносных пород и их номера; 2 – алевролиты; 3 – туффиты; 4 – базальтовые туфы; 5 – кремнистые породы; 6 – доломиты; 7 – карбонаты, сланцы; 8 – доломиты, алевролиты; 9 – базальты; 10 – основные и ультраосновные лавы суйсарской свиты; 11 – силлы габбродолеритов

*Нижняя подсвита.* Сложена в основном аргиллитами, алевролитами (реже мелкозернистыми песчаниками) и карбонатными породами, преимущественно доломитом. Для пород подсвиты характерны серые, зеленовато-серые цвета окраски, иногда темно-серые до черных (в случае присутствия ШВ), обильная вкрапленность пирита.

Нижняя пачка подсвиты мощностью 100–130 м представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями песчанистых доломитов и имеет преимущественно груборитмичное строение. Преобладает горизонтальная слоистость. Обломочный материал большей частью представлен кварцем и альбитом, реже встречаются циркон, рутил, биотит. Цемент в основном хлорит-серицит-карбонатный. Часто встречается мелкая вкрапленность кристаллического пирита. В этой пачке, преимущественно в алевролитовых и аргиллитовых прослоях, отмечается присутствие ШВ до 3 % (масс.), которое придает породам темно-

серую окраску. В большинстве районов в нижней части подсвиты широко развиты процессы окисления, которые проявляются в изменении окраски пород до буровато-красного цвета.

Верхняя пачка подсвиты, мощностью от 60 до 90 м, сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и породами кварц-серицит-хлоритового и кварц-серицит-хлорит-карбонатного состава. Характерной особенностью пород этой пачки является присутствие в ее разрезе глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых (мергелистых) пород с характерной микроритмичной слоистостью, которые в литературе часто называют кривозеритами (термин введен в литературу в 19 веке Ф.Б. Шмидтом). Они известны во всех известных разрезах нижней подсвиты заонежской свиты и могут являться хорошим маркирующим горизонтом. Верхняя часть разреза пачки – переслаивание полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников и алевролитов с кварц-серицит-хлоритовыми породами.

*Верхняя подсвита.* Образования нижней подсвиты согласно перекрываются осадочными породами верхней подсвиты, которые от нее отличаются по литологическому составу. Характерными особенностями подсвиты являются: общая обогащенность осадочных пород ШВ, наличие горизонтов с высоким (более 20 % масс.) содержанием ШВ; присутствие лав основного состава и силлов габбро-долеритов.

В связи с фациальной изменчивостью пород верхней подсвиты выделяются три типа разрезов [Геология шунгитоносных…, 1982]: вулканогенный, распространенный преимущественно в ЮЗ части Северо-Онежского синклинория, где вулканогенные породы слагают более половины разреза; осадочно-вулканогенный, характерный для центральной части синклинория; и вулканогенно-осадочный, присущий для СВ части структуры. Помимо этого, можно выделить и четвертый (осадочный тип разреза), который развит в районе рек Пажа и Кочкома (СВ берег Онежского озера). В целом эти типы разрезов имеют сходное строение и в зависимости от удаленности от вулканических центров отличаются лишь объемом вулканогенного материала и степенью его переработки. В каждом типе разрезов выделяются по три литолого-стратиграфические пачки.

Первая пачка сложена темно-серыми, черными шунгитоносными туфогенно-осадочными породами песчанистой, алевритовой и пелитовой размерности с отдельными карбонатными прослоями и линзами (преимущественно доломитового состава), часто с сульфидной вкрапленностью. В вулканогенном и осадочно-вулканогенном типах разрезов выявлены также покровы и отдельные потоки основного состава с миндалекаменной текстурой.

Вторая пачка представлена черными шунгитоносными алевролитами, кварц-серицит-биотитовыми породами, доломитами. В ее верхней части в значительном объеме присутствуют вулканогенно-хемогенные образования: слои, линзы доломитов и лидитов, переслаивающиеся с шунгитоносными породами. В строении пачки принимают участие покровы лав базальтового состава, которые присутствуют только в вулканогенном и осадочно-вулканогенном типах разрезов.

Третья пачка сложена шунгитоносными песчаниками, алевролитами, кварц-биотит-хлоритовыми, биотит-альбит-кварцевыми породами иногда с прослоями шунгитоносных доломитов. Потоки и покровы лав базальтового и андезибазальтового состава встречаются лишь в отдельных небольших структурах, преимущественно с осадочно-вулканогенным типом разреза.

### *Шунгитоносные породы верхней подсвиты*[8]

Как отмечалось выше, все осадочные породы свиты обогащены в той или иной мере ШВ, содержание которого колеблется от долей % до 80 (масс. %). Большая часть их приурочена к верхней подсвите. Среди них можно выделить породы с низким содержанием ШВ (в большинстве случаев менее 20 масс. %) и породы с высоким содержанием ШВ (> 20 масс. %). К шунгитоносным породам с низким содержанием ШВ относятся терригенные породы песчаной, алевритовой и аргиллитовой размерности, карбонатные породы, лидиты (силициты, содержащие первые проценты ШВ). В них почти всегда сохраняются первичные текстуры, чаще всего это тонкая параллельная слоистость. Отмечается также сульфидная вкрапленность, иногда интенсивная сульфидизация отдельных слойков. Среди пород с высоким содержанием ШВ выделяются максовиты и шунгиты, в них и во вмещающих породах довольно часто присутствуют высшие антраксолиты.

*Максовиты* (по названию Максовской залежи, где они наиболее полно изучены) в большинстве случаев, причем во всех типах разрезов, образуют специфические горизонты высокоуглеродистых пород с содержанием $C_{орг}$ > 20 % (масс.). Представляют собой не выдержанные по мощности (от первых метров до 120 м в местах, где они образуют куполовидные антиклинальные складки) пласты, часто выклинивающиеся или раздваивающиеся. Серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные. Содержание углерода в них тоже непостоянно. Приуроче-

[8] Авторы: Д.В. Рычанчик, М.М. Филиппов, А.Е. Ромашкин.

ны они к первой и второй пачкам подсвиты. В разных частях их распространения выделяется до 9 таких горизонтов (рис. 1.26). По текстурным признакам выделяются: слоистые, массивные, трещиноватые, брекчированные максовиты и максовиты с миндалевидными включениями [Рычанчик и др., 2000; Фирсова и др., 1988]. Слоистые максовиты встречаются только на участках выклинивания купольных тел и в их подошве. Слоистость максовитов тонкая и неотчетливая, материал обычно алевритовой размерности. Массивные максовиты – это пелитоморфные породы от темно-серого до черного цвета с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита. Встречаются участки, густо насыщенные изометричными и линзовидными выделениями перекристаллизованного пирита. При небольшом увеличении порода представляет собой смесь объемов вещества, которые отличаются по содержанию ШВ. Трещиноватые максовиты с системой тонких трещин с размерами 1–3, реже до 5 мм. Трещины выполнены шестоватыми агрегатами кварца, направленными перпендикулярно стенкам, часто с серицитом, мелкими линзовидными обломками породы, с отдельными кристаллами пирита. Брекчированные максовиты по количественному соотношению обломков и цемента подразделяются на сильно брекчированные (50–60 % обломков), средне брекчированные (60–70 %) и слабо брекчированные (80–90 %). По составу цемента среди них выделены две разновидности. Скрытая брекчия («псевдобрекчия» [Фирсова и др., 1988]) отличается тем, что обломки цементируются близким по составу веществом, в составе которого присутствует также миграционное органическое вещество. Кварц-шунгитовая брекчия состоит из угловатых обломков величиной до 3–5 см, сцементированных мелкозернистым, реже среднезернистым кварцем и, в подчиненном количестве, слюдами, карбонатом и ШВ. Максовиты с миндалевидными включениями отличаются наличием округлых, иногда вытянутых или неправильных по форме зональных выделений. Они заполнены кварцем и антраксолитом.

*Шунгиты* (по названию Шуньгского месторождения) в основном приурочены к верхней части второй пачки верхней подсвиты. Отличаются параллелепипедальной отдельностью и графитоидным блеском. Относятся к группе экструзивных сапробитумолитовых пород. Внешне напоминают антрацит. Минеральная составляющая представлена в основном кварцем, серицитом, хлоритом. Слагают субпластовые тела или обособленные участки среди максовитов.

*Антраксолиты* – природные битумы, содержащие до 98 масс. % углерода. Черного цвета, со смоляным или алмазным блеском. Часто наблюдаются раковистый излом и параллелепипедальная отдельность. Заполняют секущие и пластовые жилы.

### *Границы и маркирующие горизонты заонежской свиты, проблемы корреляции ее разрезов*[9]

*Нижняя граница* свиты является основанием заонежского горизонта и, соответственно, людиковийского надгоризонта. Существуют различные взгляды на ее характер, которые детально рассмотрены в подразделе 1.3.6. По мнению многих исследователей и автора, нижняя граница заонежской свиты в разных частях синклинория выражена по-разному. В ЮЗ и западной частях Северо-Онежского синклинория разрезы, вскрывающие переход от ятулийских образований к людиковийским, свидетельствуют о преобладающем постепенном переходе между ними. В центре и дальше к СВ (вплоть до Повенецкого залива Онежского озера) большинство данных свидетельствуют о том, что в верхней части ятулийских образований присутствует кора выветривания, а породы заонежской свиты несогласно перекрывают доломитовые толщи ятулия. На СВ синклинория (СВ берег Онежского озера) в районе рек Пажа и Кочкома из-за плохой и неравномерной обнаженности, а также отсутствия скважин установить характер контакта заонежской свиты с нижележащими образованиями не представляется возможным[10].

*Верхняя граница* свиты из-за отсутствия надежной геологической информации остается дискуссионной. В районах, где развиты образования суйсарской свиты (ЮЗ часть Северо-Онежского синклинория), граница свиты детально описана в разделе «Суйсарский горизонт». К востоку и СВ от районов распространения суйсарских образований непосредственных контактов пород заонежской свиты с вышележащими не обнаружено, однако в районах д. Ламбасручей, залива Кордиошгуба существуют сближенные контакты (не исключено, тектонические), где на породах заонежской свиты залегают породы кондопожской свиты калевийского надгоризонта.

В связи с неравномерной обнаженностью и изученностью территории распространения образований заонежской свиты, их фациальной изменчивостью по площади, а также из-за монотонности строения сопоставление разрезов разных частей ОС затруднено. Тем не менее можно указать литологические, геохимические и геофизические признаки, которые позволяют выделить несколько маркирующих горизонтов.

В нижней подсвите, в пределах второй пачки, во всех известных местах ее распространения присутствует горизонт кривозеритов. Это кварц-серицит-карбонатные и карбонатные породы с характерной

[9] Автор: Д.В. Рычанчик.

[10] Наличие на СЗ, СВ и ЮВ от обнажений шунгитоносных пород этого участка на расстоянии 6 км и более выходов гнейсогранитов архея не исключает возможности залегания пород заонежской свиты непосредственно на гнейсогранитах основания.

микроритмичной слоистостью и пестрой окраской. Они хорошо узнаваемы и позволяют с уверенностью относить подобные интервалы разреза ко второй пачке нижней подсвиты заонежской свиты.

В верхней части второй пачки верхнезаонежской подсвиты отчетливо выделяется горизонт, который в литературе назван шунгит-лидит-доломитовым комплексом [Геология шунгитоносных…, 1982]. Он особенно характерен для осадочно-вулканогенного и вулканогенно-осадочного типов разрезов и представляет собой чередование слоев (линз) доломитов, лидитов и шунгитоносных пород. Доломиты, как правило, содержат ШВ в межкристаллическом пространстве и в ядрах ромбоидальных зерен. Лидиты представляют собой темно-серые до черных породы, с содержанием $C_{орг}$ 1÷3 % (масс.) и $SiO_2$ до 96 %. Шунгитоносные породы характеризуются высоким содержанием углерода (часто более 35 % (масс.)). Ассоциация пород выдержана в разных районах ОС, она надежно диагностируется в полевых условиях, ее положение в разрезе свиты не вызывает сомнений, что в совокупности позволяет использовать комплекс в качестве надежного корреляционного горизонта.

В разрезах верхней подсвиты в разных районах ее распространения выделяется до 9 горизонтов шунгитоносных пород с содержанием $C_{орг}$ > 20 % (масс.). Некоторые исследователи использовали их для корреляции разрезов. Однако эти горизонты часто не выдержаны по простиранию, выклиниваются или раздваиваются, поэтому использование их в качестве корреляционных интервалов не всегда обоснованно, но возможно лишь для небольших структур. Тем не менее присутствие таких горизонтов в разрезах позволяет утверждать, что мы имеем дело с породами первой или второй пачек верхней заонежской подсвиты, для которых они типичны. Изучение состава минеральной основы пород этих горизонтов показывает, что часть горизонтов по петрохимическим признакам может использоваться для корреляции отдельных пачек свиты, что и будет рассмотрено ниже.

На СЗ площади развития свиты на участках от оз. Карельского (на западе) до о. Суйсари и п-ва Чаж (на востоке) среди вулканических образований отчетливо выделяются лавовые потоки (1–3) плагиофировых андезибазальтов и трахиандезибазальтов. Они уверенно картируются в поле и служат надежным маркирующим горизонтом верхов заонежской свиты [Куликов и др., 1999].

### *Палеонтологическая характеристика заонежской свиты*[11]

Практически все литотипы осадочных пород свиты содержат какие-либо ископаемые останки организмов: карбонатные породы – *Litophyta* (строматолиты и микрофитолиты); терригенные породы (главным образом пелиты) – акритархи; кремнистые породы – стириолиты и микрофоссилии; шунгитоносные породы – хемофоссилии.

Строматолиты обнаружены в доломитах нижней подсвиты в районе Кузаранды как в выходах, так и в керне скважин. По морфологии это пластовые постройки *Stratifera* [Макарихин, 1982] и столбчатые, описанные как *Djulmekella shungitica* [Медведев, 1994]. Следует отметить, что темно-серый мелкозернистый доломит, содержащий пластовые строматолиты, имеет нехарактерный для людиковия изотопный состав карбонатного углерода. Величина $\delta^{13}C$ + ±7 ‰ (относительно стандарта PDB), при этом $\delta^{18}O$ +25,1 ‰ (относительно стандарта SMOW) [Юдович и др., 1990]. Такой изотопный состав является отличительной чертой ятулийских карбонатных пород (см. гл. 4, разд. 4.2.1). В этом же местонахождении в доломитах обнаружены онколиты субмиллиметрового размера, различимые на выветрелой поверхности пород [Макарихин, 1982]. В этом же стратиграфическом интервале в темных доломитах из керна скважин, пробуренных в районе уроч. Кибитка и дер. Пабережье, Ю.С. Полеховским обнаружены онколиты рода *Osagia* [Медведев, 1994]. В шунгитоносных доломитах верхнезаонежской подсвиты Г.М. Кононовой описаны онколиты *Osagia kuprjakovii, O. ludmilae, Volvatella atra, V. speciosa, Asterosphaeroides valericus* и определены до рода *Osagia sp., Glebosites sp., Girvanella sp.* [Макарихин, Кононова, 1983]. Эти находки сделаны в разных пунктах Заонежского п-ва (пос. Кяппесельга, Шуньга, Зажогино), где вскрыты породы шунгит-лидит-доломитового комплекса.

В препаратах, изготовленных из шунгитоносных метапелитов верхнезаонежской подсвиты, были обнаружены единичные экземпляры акритарх плохой сохранности, определяемые как *Protosphaeridium sp.*, и обрывки углефицированных растительных пленок [Медведев, 2009]. В трех образцах углеродистых пород из керна ОПС (глубины 1100 и 1850 м) М.Ю. Беловой (ВСЕГЕИ) определены акритархи *Leiosphaeridia cf. crassa* Jank.

Образцы лидитов и шунгитоносных пород из различных местонахождений на Заонежском п-ве были изучены под оптическим и сканирующим электронным микроскопами. Получены фотографии ряда объектов, имеющих неоднозначную интерпретацию, не исключающую цианобактериальное происхождение [Биске и др., 2007]. В шунгитоносных породах найдены микрофоссилии,

[11] Автор: П.В. Медведев.

интерпретируемые как остатки бентосных цианобактерий [Жмур и др., 1993]. Последние являются представителями донных сообществ, обитающих в фотической зоне на литорали. Следовательно, и содержащие их остатки шунгитоносных пород образовались в мелководных, а не в глубоководных условиях из оседавших планктонных организмов, как считают некоторые исследователи [Негруца, 1984].

Известны находки молекулярных фоссилий в составе битумоидов, экстрагированных из шунгитоносных пород. Жирные кислоты, обнаруженные в битумоиде, по составу характерны для липидов низших водных организмов – цианофиций [Бондарь и др., 1987*].* Сингенетичный пирит в шунгите месторождения Шуньга содержит биомаркеры, свидетельствующие о том, что источником ОВ могли быть термоацидофильные бактерии, цианобактерии и цианофицеи, обитавшие в восстановительных условиях фации пересыхающих водоемов [Mycke et al., 1987] (см. об этом подр. в гл. 4).

Недавно появились сообщения о находках микрофоссилий в образцах шунгитоносных пород, отобранных на территории заповедника «Кивач» [Куликова, Куликов, 2008] и в Максовском карьере [Куликова, 2011]. Эти объекты нуждаются в дополнительном палеонтологическом изучении.

### *Петрохимическая и геохимическая характеристика углеродсодержащих пород свиты*[12]

Геохимия и петрохимия пород заонежской свиты была детально рассмотрена в более ранних работах [Голубев и др., 1984]. Анализ большого фактического материала показал, что по химическому составу углеродсодержащие породы из различных структур Карелии (в т. ч. ОС) тяготеют к полю глин (высокоглиноземистые и глинистые группы пород), которые являются производными перемытой и переотложенной пирокластики и отвечают классу субграувакк, граувакк и мелановакк.

В разделе геохимическая характеристика шунгитоносных осадочных пород свиты дана на примере первой и второй пачек верхней подсвиты (табл. 1.8), где они представляют большую часть разреза, при этом были исследованы породы, которые не затронуты метасоматическими и приконтактовыми процессами.

Таблица 1.8. **Среднее содержание породообразующих и некоторых малых элементов для пород верхней подсвиты заонежской свиты, масс. %**

| Компоненты | 1-я пачка | | 2-я пачка | | Карбонатные породы |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 39,20 | (65,12) | 52,02 | (78,60) | 17,21 |
| $TiO_2$ | 0,59 | (0,88) | 0,34 | (0,55) | 0,21 |
| $Al_2O_3$ | 7,82 | (12,84) | 5,17 | (8,18) | 2,66 |
| $Fe_2O_3$ | 4,13 | (7,34) | 2,71 | (4,55) | 3,18 |
| FeO | 2,34 | (3,55) | 0,63 | (0,99) | 1,65 |
| MnO | 0,073 | (0,12) | 0,024 | (0,04) | 0,134 |
| MgO | 2,62 | (4,15) | 1,90 | (3,16) | 13,17 |
| CaO | 1,21 | (1,65) | 0,92 | (1,50) | 25,14 |
| $Na_2O$ | 1,73 | (2,78) | 0,41 | (0,56) | 0,09 |
| $K_2O$ | 0,95 | (1,56) | 1,37 | (2,25) | 0,89 |
| $(H_2O)$ | 1,39 | | 1,19 | | 0,32 |
| п.п.п. | 38,50 | | 33,90 | | 34,23 |
| $P_2O_5$ | 0,101 | | 0,133 | | 0,154 |
| $Cr_2O_3$ | 0,0140 | | 0,0143 | | 0,0082 |
| $V_2O_5$ | 0,0419 | | 0,0588 | | 0,0134 |
| CoO | 0,0016 | | 0,0012 | | 0,0009 |
| NiO | 0,0102 | | 0,0136 | | 0,0055 |
| CuO | 0,0086 | | 0,0059 | | 0,0029 |
| ZnO | 0,0128 | | 0,0148 | | 0,0171 |
| $Li_2O$ | 0,00222 | | 0,00486 | | 0,00306 |
| $Rb_2O$ | 0,00060 | | 0,00278 | | 0,00243 |
| $Cs_2O$ | 0,00010 | | 0,00017 | | 0,00029 |
| Сумма | 99,73 | | 99,81 | | 99,68 |
| $CO_2$ | 0,25 | | 0,98 | | 22,78 |
| $S_{общ.}$ | 0,30 | | 1,16 | | 1,80 |
| $C_{орг}$ | 36,56 | | 30,57 | | |
| n | 156 | | 212 | | 68 |

*Примечание*. В скобках даны значения, пересчитанные на безуглеродистое минеральное вещество, n – число анализов. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

[12] Авторы: Д.В. Рычанчик, А.Е. Ромашкин.

Из таблицы видно, что породы второй пачки представлены более кремнистыми разновидностями: среднее значение $SiO_2$ составляет примерно 52 масс. % (78,6 %)[13], тогда как для первой пачки эта величина равна 39,2 % (69,12 %). В первой пачке отчетливо наблюдается преобладание натрия над калием (1,73 % (2,78 %) $Na_2O$, 0,95 % (1,56 %) $K_2O$), а во второй, наоборот, калия над натрием (0,41 % (0,56 %) $Na_2O$, 1,37 % (2,25 %) $K_2O$). Эта закономерность является важным критерием для корреляции разрезов свиты (рис. 1.27). Во второй пачке больше рубидия, который чаще всего связан с калиевыми минералами. Обращает на себя внимание повышенное содержание Mn и P в карбонатах по сравнению с другими породами. Mn часто входит в карбонаты в виде родохрозитовой составляющей, что характерно и для карбонатных пород ятулийского надгоризонта. Фосфор обычно обогащает карбонаты, входя в них в виде франколита (фосфата кальция) и замещая карбонатные минералы. Повышенное содержание цинка в карбонатных породах обычно связано с нахождением его в сульфидной и карбонатной формах, что можно наблюдать в некоторых черных сланцах «доманикового типа» [Юдович и др., 1988].

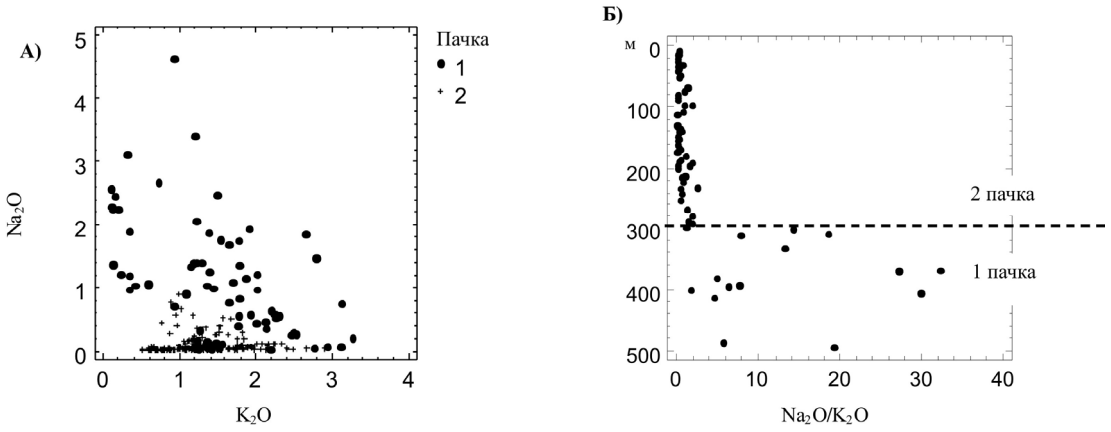



Рис. 1.27. Распределение $Na_2O$ и $K_2O$ в осадочных породах заонежской свиты:

А – в целом по Северо-Онежскому синклинорию, Б – по данным бурения в Толвуйской структуре

Результаты кластерного анализа по породам свиты показывают наиболее тесную связь между следующими парами элементов: $Al_2O_3$-$TiO_2$, FeO-MnO, MgO-CaO, $Na_2O$-$Al_2O_3$. Тесные связи между элементами отражают совместное вхождение их в минералы. Так, Ca и Mg входят в карбонаты, Si преобладает в виде кварца, двухвалентное Fe и Mn – в карбонатных породах в виде сидерита и родохрозита. Тесная связь Al и Ti обычно возникает в результате выветривания. При разрушении кристаллической решетки алюмосиликатов Al и Ti гидролизуются и могут мигрировать в виде коллоидных растворов и взвесей. В этом случае они совместно обогащают глинистую составляющую коры выветривания.

Средний химический состав шунгитоносных пород для выделенных горизонтов представлен в табл. 1.9. Видно, что состав пород при переходе от горизонта к горизонту непостоянен почти по всем элементам. Наиболее высокоуглеродистые породы встречены в девятом горизонте (к нему относится и месторождение Шуньга), наименьшее содержание ШВ – в пятом и седьмом горизонтах (менее 25 %). Обращает на себя внимание относительно повышенное содержание в девятом пласте V, P, Ni, Li, в меньшей мере Co. Только во втором горизонте содержание Na преобладает над K, в пятом их значения почти равны, а во всех остальных горизонтах наблюдается заметное превышение K над Na.

Для геохимической характеристики осадочных пород, слагающих разрез верхней заонежской свиты, по петрографическим и петрохимическим признакам были выделены несколько групп. 1. Карбонатные породы с содержанием в минеральной основе более 50 % карбонатов (в основном кальцита и доломита). 2. Кремнистые породы (в основном лидиты и породы с содержанием $SiO_2$ более 90 %). 3. Туфы с преобладанием пирокластического материала. 4. Алевролиты с обломками алевритовой, реже песчанистой размерности перемытого туфового материала. 5. Сланцы с минеральной основой, представленной первично глинистым веществом. Для сравнения с вышеназванными группами отдельно рассматривается группа жильных антраксолитов.

[13] В скобках приведено содержание оксидов в пересчете на безуглеродистое минеральное вещество.

Таблица 1.9. **Средние содержания породообразующих и некоторых малых элементов для шунгитовых пород разных горизонтов верхней подсвиты заонежской свиты, масс. %**

| Окислы | Горизонты | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| $SiO_2$ | 36,74 | 51,90 | 63,60 | 58,27 | 53,81 | 67,27 | 52,16 | 32,17 |
| $TiO_2$ | 0,60 | 0,51 | 0,21 | 0,43 | 0,35 | 0,21 | 0,24 | 0,38 |
| $Al_2O_3$ | 7,93 | 7,22 | 3,18 | 7,31 | 5,30 | 4,16 | 3,72 | 4,25 |
| $Fe_2O_3$ | 4,41 | 2,71 | 1,03 | 1,17 | 2,83 | 1,27 | 1,23 | 4,00 |
| FeO | 2,71 | 0,43 | 0,54 | 0,86 | 0,63 | 0,43 | 0,49 | 0,84 |
| MnO | 0,085 | 0,010 | 0,015 | 0,020 | 0,024 | 0,014 | 0,013 | 0,028 |
| MgO | 3,00 | 0,62 | 0,31 | 1,40 | 2,18 | 0,52 | 0,70 | 2,71 |
| CaO | 1,41 | 0,16 | 0,11 | 0,29 | 1,25 | 0,02 | 0,09 | 1,82 |
| $Na_2O$ | 1,84 | 1,18 | 0,05 | 1,76 | 0,25 | 0,03 | 0,09 | 0,19 |
| $K_2O$ | 0,69 | 2,31 | 1,67 | 1,72 | 1,39 | 1,36 | 1,06 | 1,66 |
| $(H_2O)$ | 1,52 | 0,97 | 0,78 | 0,65 | 0,99 | 2,12 | 0,99 | 2,09 |
| п.п.п. | 39,70 | 32,30 | 28,77 | 26,01 | 31,46 | 24,32 | 39,54 | 50,46 |
| $P_2O_5$ | 0,108 | 0,063 | 0,044 | 0,073 | 0,140 | 0,068 | 0,096 | 0,239 |
| $Cr_2O_3$ | 0,0133 | 0,0178 | 0,0113 | 0,0222 | 0,0158 | 0,0126 | 0,0106 | 0,0159 |
| $V_2O_5$ | 0,0422 | 0,0405 | 0,0327 | 0,0739 | 0,0453 | 0,0292 | 0,0373 | 0,1687 |
| CoO | 0,0016 | 0,0012 | 0,0017 | 0,0010 | 0,0001 | 0,0003 | 0,0005 | 0,0023 |
| NiO | 0,0103 | 0,0095 | 0,0079 | 0,0174 | 0,0077 | 0,0088 | 0,0090 | 0,0208 |
| CuO | 0,0090 | 0,0063 | 0,0044 | 0,0053 | 0,0031 | 0,0038 | 0,0047 | 0,0071 |
| ZnO | 0,0139 | 0,0067 | 0,0031 | 0,0071 | 0,0195 | 0,0060 | 0,0054 | 0,0142 |
| $Li_2O$ | 0,00222 | | | | 0,00220 | | | 0,01900 |
| $Rb_2O$ | 0,00060 | | | | 0,00193 | | | 0,00110 |
| $Cs_2O$ | 0,00010 | | | | 0,00010 | | | 0,00020 |
| Сумма | 99,73 | 99,76 | 99,63 | 99,74 | 99,86 | 99,69 | 99,79 | 99,77 |
| $CO_2$ | 0,28 | 0,09 | 0,01 | 0,09 | 1,67 | 0,01 | 0,37 | 1,05 |
| $S_{общ}$ | 0,18 | 0,92 | 0,63 | 0,51 | 1,20 | 0,39 | 0,63 | 2,80 |
| $C_{орг}$ | 37,71 | 30,33 | 27,36 | 24,77 | 27,60 | 21,81 | 37,56 | 44,52 |

*Примечание*. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Содержание $C_{орг}$ в выделенных типах пород колеблется в широких пределах (от первых процентов до 70 %). Исключение составляют лишь карбонатные породы, доля ШВ в которых сравнительно невелика, и антраксолиты, которые почти целиком состоят из углерода. Для выявления связей между содержанием элементов и ШВ все породы были разделены на группы: $C_{орг}$ < 10 %, 10–25 %, 25–40 % и 40–80 %. На рис. 1.28 показаны значения средних содержаний некоторых элементов в различных типах пород.

Содержания Mn находятся в пределах фоновых величин для разных типов пород. Больше всего его в карбонатных породах и сланцах, меньше в туфогенных, самые низкие значения отмечаются в кремнистых и алевролитовых породах. Это, с одной стороны, отражает карбонатофильность марганца (изоморфное замещение в рядах кальцит-родохрозит, сидерит-родохрозит, доломит – Mn-доломит), а с другой, роль богатой марганцем базитовой кластики. Если рассмотреть поведение Mn в различных типах пород в зависимости от содержания в них ШВ (рис. 1.29), то можно увидеть, что с увеличением $C_{орг}$ содержание Mn уменьшается. Исключение составляют лишь аргиллиты, в которых наблюдается некоторое повышение содержаний Mn при увеличении углерода от 25 до 40 %.

Содержание P при переходе от одного типа пород к другому также варьирует, хотя аномальных значений и не отмечается. Максимальные значения наблюдаются для туфов, аргиллитов и карбонатных пород, минимальные – для алевролитов и кремнистых пород. Это позволяет предположить, что поступление P в осадки происходило преимущественно из вулканических источников. А повышенное содержание в карбонатных породах объясняется тем, что Ca является очень сильным геохимическим барьером для фосфора. При увеличении доли углерода в породах содержание P падает. И лишь аргиллиты дают повышенные количества $P_2O_5$ в высокоуглеродистых разновидностях ($C_{орг}$ 40–80 %).

Содержание Cr мало меняется в разных типах пород и находится на уровне близком к кларковым концентрациям. Незначительные повышения наблюдаются лишь для туфогенных пород. Аналогичный характер изменений наблюдается для Co и Ni. Можно предположить, что основным поставщиком этих элементов в шунгитоносные породы были туфы и туффиты основного состава. При увеличении содержания ШВ в породах содержание Cr меняется незначительно (рис. 1.30), Co – постепенно понижается, а для Ni характерно некоторое повышение в высокоуглеродистых аргиллитах и алевролитах ($C_{орг}$ 25–40 %).

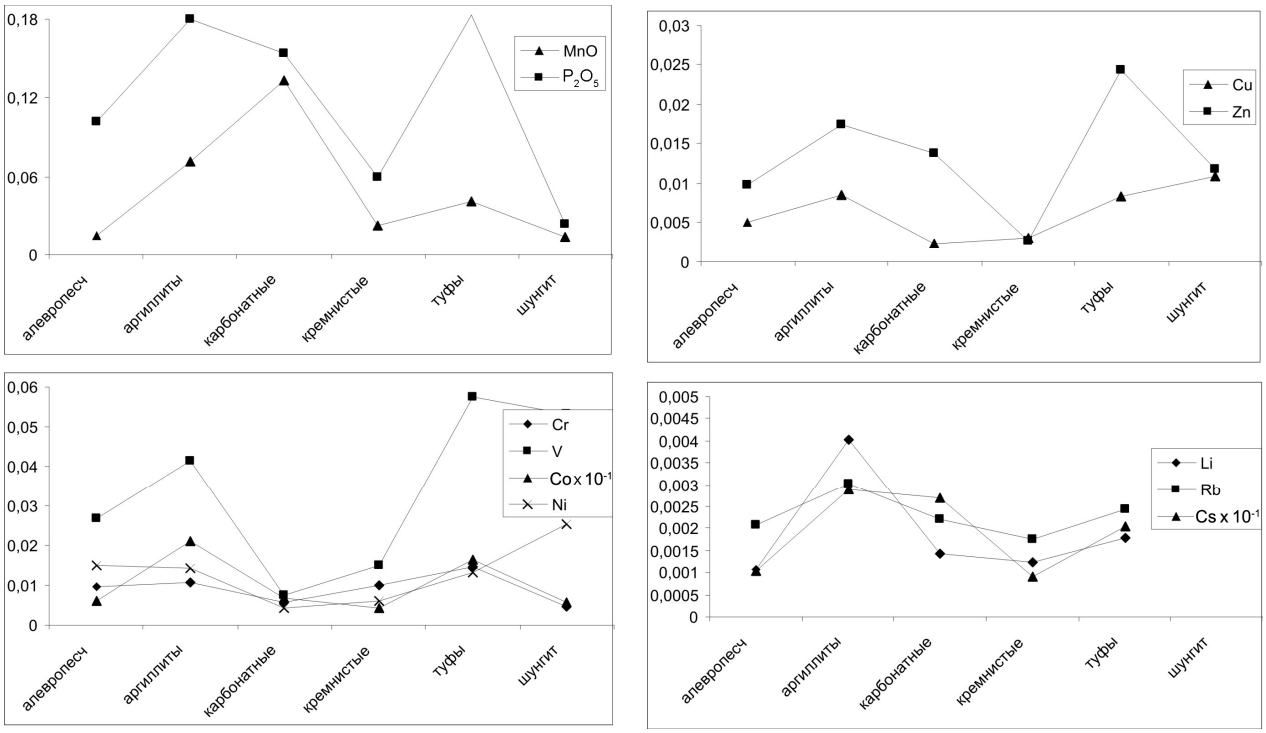



Рис. 1.28. Вариации $P_2O_5$, MnO, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn, Li, Rb и Cs (масс. %) в различных типах пород заонежской свиты

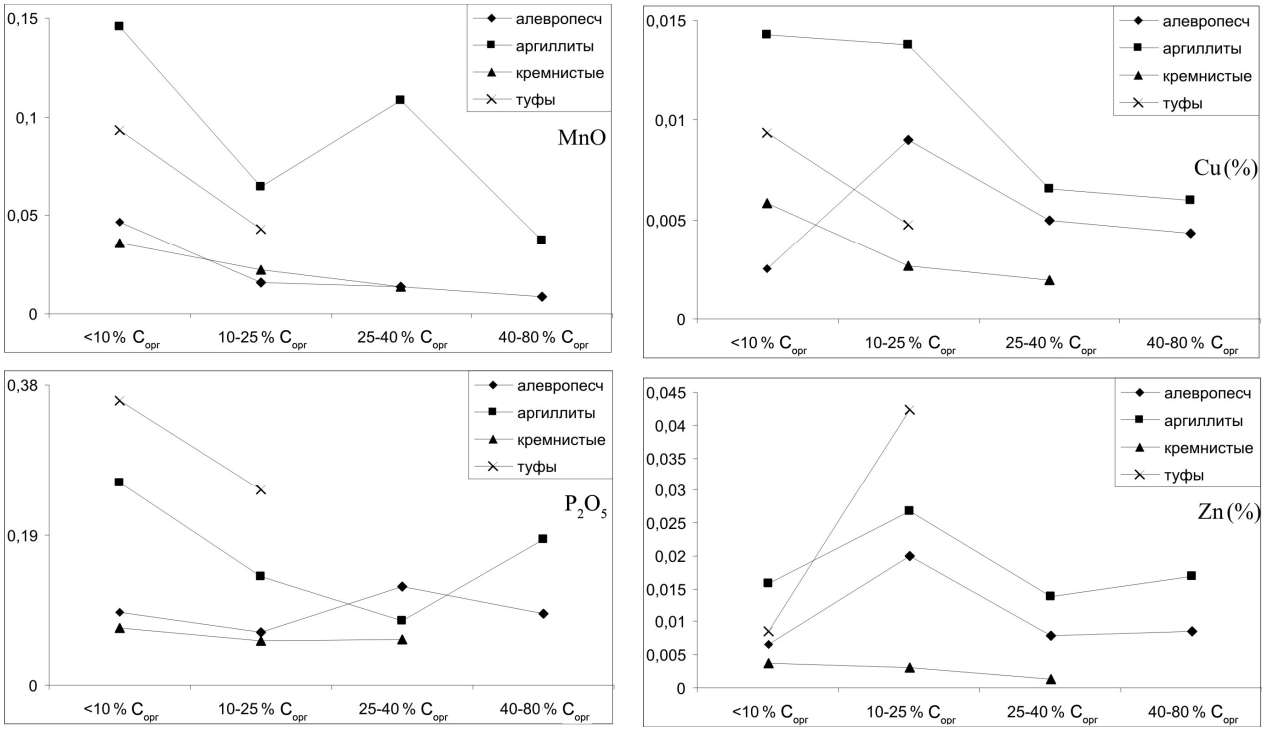



Рис. 1.29. Вариации $P_2O_5$, MnO, Cu, Zn (масс. %) в породах заонежской свиты с различным содержанием $C_{орг}$

Характерной чертой шунгитоносных пород заонежской свиты является повышенное содержание в них ванадия. Кларк V для черных сланцев равняется 180 г/т, при этом аномальными считаются породы, содержащие свыше 400 г/т [Юдович и др., 1994]. Средние содержания V в туфах и аргиллитах заонежской свиты достигают аномальных значений (576 и 415 г/т, соответственно,

см. рис. 1.28, 1.30). Причем концентрация V в этих породах увеличивается с ростом в них доли ШВ. Несомненно, что поступление в бассейн V происходило вместе с вулканогенным материалом основного состава, который значительно богаче V, чем остальные магматические породы. Но для достижения аномально высоких концентраций необходимы были и другие условия. Как правило, аномально высокое содержание V в углеродистых осадках разного возраста связано с их формированием в бескислородных водах, скорее всего, с периодическим сероводородным заражением. В таких условиях происходит поглощение V органическим веществом. Необходимо отметить, что и в антраксолитах (в тектонафтоидах) фиксируется аномально высокое содержание V. В этом случае наследуется состав керогена (порфирины V), а также фиксируется большое влияние состава транспортных (для УВ) флюидов и ОВ как геохимического барьера для соединений V. Очевидно, что высокое содержание V в некоторых генетических типах антраксолитов является следствием аномальной ванадиеносности пластовых шунгитоносных пород.

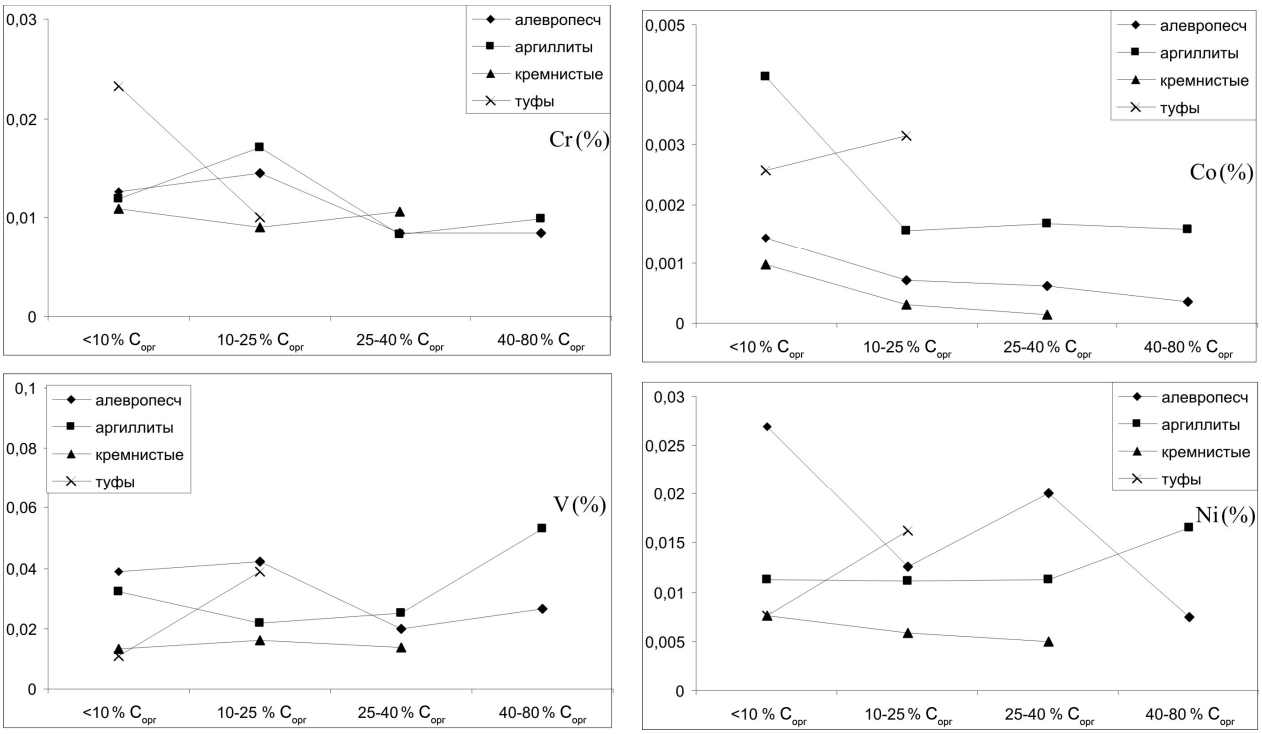



Рис. 1.30. Вариации Cr, V, Co, Ni (масс. %) в породах заонежской свиты с различным содержанием $C_{орг}$

Cu и Zn в шунгитоносных породах имеют околокларковые содержания. Факторами сингенетического их накопления в углеродистых осадках является низкая скорость седиментации и сероводородное заражение наддонных вод, способствующее формированию седиментогенных сульфидных форм Zn и Cu. Важным фактором являлся синхронный базальтовый вулканизм. На рис. 1.28 отчетливо видно, что максимальные содержания Zn и Cu присутствуют в туфогенных и первично глинистых породах.

Таким образом, можно заключить, что образование рассмотренных углеродистых осадков происходило в бассейне с низкой скоростью седиментации и сероводородным заражением наддонных вод. Важную роль при этом играл синхронный базальтовый вулканизм. Сочетание условий (поступление основного вулканогенного материала и наличие ОВ, которое выполняло барьерную и транспортную функции) и явилось благоприятным для накопления аномальных содержаний ряда элементов в осадках.

### *Корреляция разрезов свиты по данным каротажа*[14]

Визуальное выделение реперных слоев или границ в заонежской свите осложнено постоянным присутствием ШВ в породах разного литологического состава. Однако задача литологического расчленения разрезов при наличии каротажных данных решается достаточно уверенно. При интер-

[14] Авторы: М.М. Филиппов, С.Я. Соколов.

претации каротажа использовались следующие петрофизические особенности пород заонежской свиты, полученные в основном лабораторными методами. В процессе статистического анализа учитывались: вещественный состав образцов, конструкция измерительной установки, неоднородности образца (объем и распределение в породе структурных и текстурных составляющих), температурная и частотная зависимость параметров.

*Электрическое сопротивление* пород, слагающих ОС, меняется (табл. 1.10) в пределах восьми порядков (от $10^{-4}$ до $10^{4}$ Ом·м), шунгитов и максовитов – в пределах трех порядков. В таблице приведены также данные для графита и высшего антраксолита, свойства которых позволяют оценить возможные пределы значений для мономинерального ШВ пород. Основным фактором, определяющим величину $\rho$ шунгитоносных пород, является содержание в них ШВ. Для антраксолитов, шунгитов и максовитов эта зависимость носит степенной характер [Калинин, Тяганова, 1974], а для пород с содержанием $C_{орг} < 5$ % – линейный [Голод и др., 1987]. Изменение характера проводимости связывают также с распределением ШВ в породе [Шунгиты…, 1984]. При содержании ШВ более 20 % оно образует матрицу, в которой равномерно распределены кремнезем и силикаты; при меньшей концентрации оно образует лишь проводящие пленки на поверхности минеральных частиц, а значит, сечение проводящих каналов уменьшается. Так как кажущееся электрическое сопротивление ($\rho_к$), получаемое при полевых измерениях, является интегральной характеристикой разреза, то оно наиболее достоверно совпадает с осредненными лабораторными данными.

Таблица 1.10. **Удельное электрическое сопротивление шунгитоносных и вмещающих пород [Голод, 1984; Калинин, Тяганова, 1974]**

| Минерал, порода | $\rho$, Ом·м |
|---|---|
| Графит | $10^{-6}\div10^{-4}$ |
| Антраксолит | $10^{-4}$ |
| Шунгиты | $10^{-1}\div10$ |
| Максовиты | $1\div10$ |
| Кварцитопесчаники, алевролиты, известняки, доломиты | $(1\div3)\cdot10^{3}$ |
| Эффузивы основного состава | $(4\div6)\cdot10^{3}$ |
| Гранитоиды | $n\cdot10^{4}$ |

*Примечание*. Графит по: [Физические свойства …, 1976].

Концентрация ШВ определяет и другие физические свойства пород. По данным Т.С. Игнатьевой (1976), между плотностью шунгитоносных пород и содержанием углерода есть корреляционная связь: шунгиты месторождения Шуньга с содержанием углерода около 80 % имеют наименьшую из всех шунгитоносных пород плотность (1,84–1,88 г/см$^3$), максовиты с содержанием углерода от 25 до 45 % имеют в среднем плотность 2,29 г/см$^3$. Шунгитоносные породы с разной минеральной основой по физическим свойствам между собой также различаются (табл. 1.11). Например, повышение доли железосодержащих минералов (биотита) в шунгитоносных породах натриевого ряда, характерных для первой пачки, приводит к закономерному увеличению плотности и магнитной восприимчивости пород. Шунгиты имеют аномальную поляризуемость, которая определяется прежде всего содержанием ШВ.

В разрезах заонежской свиты большую долю занимают габбродолериты. По *магнитным свойствам* они подразделены на слабо- и сильномагнитные разновидности. К слабомагнитным относятся наиболее измененные, у которых магнитная восприимчивость $30\div90\cdot10^{-5}$ Си; к сильномагнитным – слабоизмененные разности, магнитная восприимчивость которых достигает величины $40\,000\cdot10^{-5}$ Си. Различия в химическом и минеральном составе габбродолеритов связаны с региональным метаморфизмом, под влиянием которого ферромагнитные минералы местами почти полностью замещены парамагнитными.

Таблица 1.11. **Плотность и магнитная восприимчивость шунгитоносных пород разного минерального состава**

| Породы | $\sigma$, г/см$^3$ | | | $\chi$, $10^{-5}$ Си | | | n |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | от | до | X | от | до | X | |
| Максовиты | 2,23 | 2,37 | 2,30 | – | – | Д | 178 |
| Туфопелиты | 2,62 | 2,82 | 2,74 | 16 | 26 | 21,6 | 25 |
| Туфопесчаники | 2,79 | 2,89 | 2,85 | 18 | 80 | 56,8 | 29 |
| Лидиты | 2,57 | 2,61 | 2,60 | – | – | Д | 18 |
| Доломиты | 2,71 | 2,84 | 2,76 | 0 | 32 | 8,5 | 24 |
| Долериты | | | | | | | |

*Примечание*. По материалам С.Я. Соколова [1990]; X – среднее, n – количество анализов.

Данные о содержании *радиоактивных элементов* в шунгитоносных породах важны для оценки условий осадкообразования заонежской, суйсарской и кондопожской свит. В окислительной обстановке уран хорошо мигрирует [Смыслов, 1974] и, наоборот, концентрируется на восстановительных барьерах (сероводородном или глеевом). Сорбентами урана могут служить ОВ и фосфор. По мнению А.И. Перельмана (1979), собственно биогенное накопление урана не играет существенной роли, его доля не превышает 3 % от валового содержания в черных сланцах. Основная функция ОВ при осаждении урана – барьерная. Она обусловлена снижением миграционной способности урана при переходе шестивалентных форм в четырехвалентные. Восстановительный процесс идет на поверхности твердой фазы «внутри уран-органических комплексов с участием спиртовых, карбонильных и карбоксильных групп; ... образующиеся ... окислы и гидроокислы урана-IV находятся в нерастворимой форме в составе твердой фазы» [Андреев и др., 1964]. Таким образом, «извлечение урана из придонных вод возможно только при совокупном действии поверхностно-активных (сорбционных) сил и окислительно-восстановительных реакций». По данным Я.Э. Юдовича и др. [1990], содержание урана 4–25 г/т является геохимическим фоном для черных сланцев разного возраста с первично-осадочным ОВ, 25–40 г/т – аномалиями, 40–55 г/т – сильными аномалиями и более 55 г/т – рудогенными аномалиями. Средние медианные значения (субкларки) урана карбонатных черных сланцев 10 $\pm$ 1,9 г/т, кремнистых 13 $\pm$ 2 г/т, терригенных и туфогенных 14 $\pm$ 3 г/т.

Для пород заонежской свиты с относительно малыми содержаниями ШВ наблюдается корреляционная связь K и Th (коэффициент корреляции 0,74), что объясняется повышением в осадке доли терригенного материала. Резкое различие в содержании урана в пелитоморфных породах с относительно высокими значениями калия и в более грубозернистых породах позволяет считать, что гранулометрический состав минерального вещества (первично-глинистого), вероятно, являлся одним из ведущих факторов накопления урана. Большинство типичных горючих и черных сланцев имеют отношение содержания тория к урану (Th/U) << 1. Аналогичные значения у всех шунгитоносных пород, в которых ШВ является первично-осадочным.

В максовитах концентрация урана 13,4–26,6 г/т, т. е. близка к черным сланцам с терригенной и туфогенной минеральной основой (табл. 1.12). Шунгиты месторождения Шуньга ($C_{орг}$ = 65 %) содержат уран до 87 г/т. Необычно высокие концентрации имеют лидиты и лидитоподобные породы из зоны развития метасоматитов. Значимый коэффициент линейной корреляции (0,56) между U и $C_{орг}$ получен лишь для карбонатсодержащих пород, слабо затронутых процессом брекчирования.

Таблица 1.12. **Содержание урана в шунгитоносных породах Максовского месторождения, г/т**

| Порода | X | $\Delta$ | n |
|---|---|---|---|
| Шунгиты | 30,2 | 7,4 | 10 |
| Максовиты массивные | 9,4 | 5,1 | 117 |
| Максовиты брекчированные | 7,2 | 4,3 | 102 |
| Туфоалевролиты | 5,3 | 2,1 | 30 |
| Лидиты и лидитоподобные породы из зон метасоматоза максовитов | 11,0 | 4,0 | 26 |
| Карбонатсодержащие породы | 4,8 | 2,2 | 91 |
| Кремнистые породы | 10,7 | 8,4 | 185 |

*Примечание*. Таблица сост. по рентгеноспектральным данным СЗГТУ [Михайлов и др., 1985]; X – среднее, $\Delta$ – стандартное отклонение, n – количество анализов.

Первичные закономерности распределения урана в шунгитоносных породах нарушаются также в зонах контактового влияния силлов габбродолеритов (рис. 1.31), а также под влиянием процессов выветривания. При контактовом метаморфизме меняются и другие физические свойства пород: максовиты преобразуются в кокс, содержание ШВ в них существенно уменьшается; увеличивается содержание кварца, серицита, эпигенетичного пирита и кальцита; появляется пирротин; изотопный состав углерода и азота становится более тяжелым; молекулярная и надмолекулярная структура ШВ становится более упорядоченной; подвижные элементы (в т. ч. уран) частично мигрируют из зоны контакта на некоторое расстояние совместно с ОВ; миграционные формы ШВ представлены антраксолитами, в т. ч. их сажистыми разновидностями; плотность долеритов заметно снижается, уменьшаются их электрическое сопротивление, магнитная восприимчивость и прочность, увеличиваются радиоактивность и водопоглощение; непосредственно на контакте, как правило, резко возрастает содержание пирита; структура становится тонкозернистой, текстура миндалекаменной; ШВ появляется в трещинах, миндалинах и между минеральными зернами, причем не только в зонах контактов, но и на значительном удалении от них; в долеритах помимо миграционного ШВ могут присутствовать ксенолиты шунгитоносных пород; мощность измененных максовитов для приведенных выше признаков от 2 до 5, долеритов – до 8 м.

Итак, породы с высоким содержанием ШВ имеют низкое сопротивление, они, как правило, диамагнитны, их плотность почти всегда ниже вмещающих пород, а поляризуемость и электродный потенциал существенно выше, радиоактивность – относительно более высокая, прежде всего, за счет повышенных концентраций урана. При каротажных исследованиях это позволяет уверенно расчленять разрезы по литологическому составу пород. При интерпретации геофизических данных некоторую неопределенность могут создавать насыщенные ШВ эндоконтактовые зоны силлов и покровов основных пород.

Пример использования каротажных данных для литологического расчленения разрезов и получения сведений о содержании в породах ШВ, о глубине и мощности контактовых изменений пород показан на рис. 1.31 и 1.32. Максовиты выделяются общим максимумом на диаграммах МЭП от 500 до 900 мВ. Средние значения электродного потенциала на интервале опробования хорошо коррелируют с содержанием углерода (r = 0,69). На взаимосвязь электродного потенциала породы и $C_{орг}$ влияют степень углефикации ШВ и присутствие сульфидов. Электродные потенциалы в пачках ритмичного переслаивания известковистых туффитов и шунгитоносных пород с повышенным содержанием карбонатов меняется от 0 до 650 мВ. Электродный потенциал известковистых туффитов в

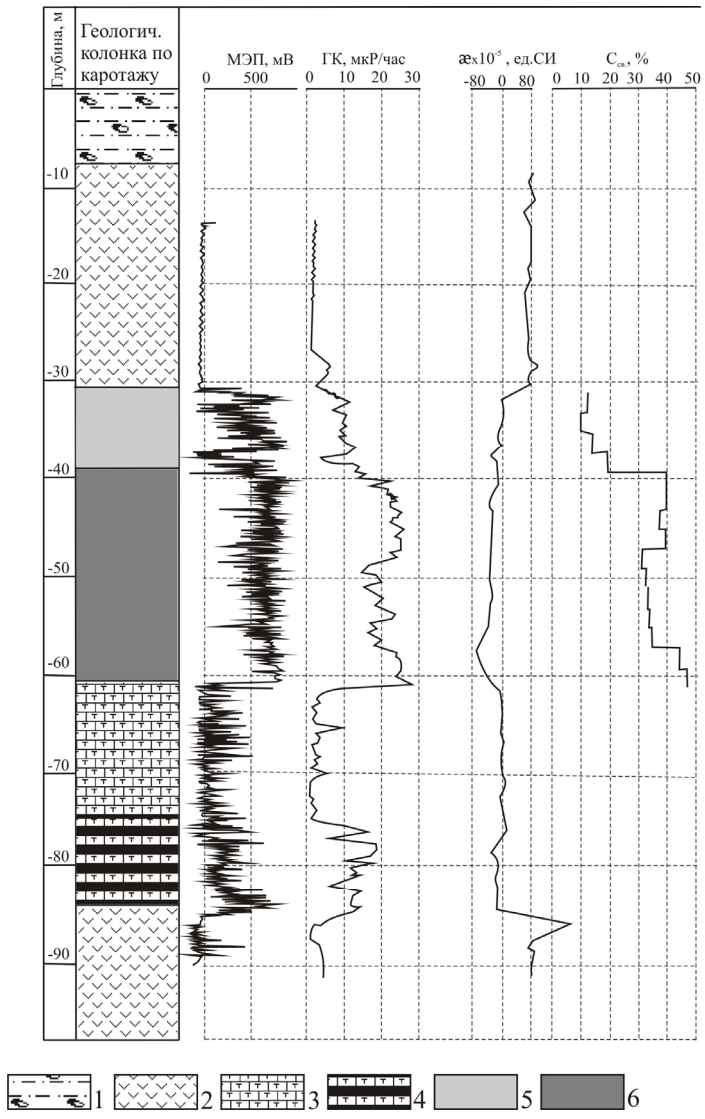



Рис. 1.31. Пример использования методов каротажа для литологического расчленения разрезов второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты [Соколов, 1986]:

1 – четвертичные отложения; 2 – габбродолериты; 3 – шунгитоносные карбонатсодержащие туффиты; 4 – переслаивание туффитов, известняков и максовитов; 5 – шунгитоносные слоистые алевролиты, максовиты; 6 – максовиты

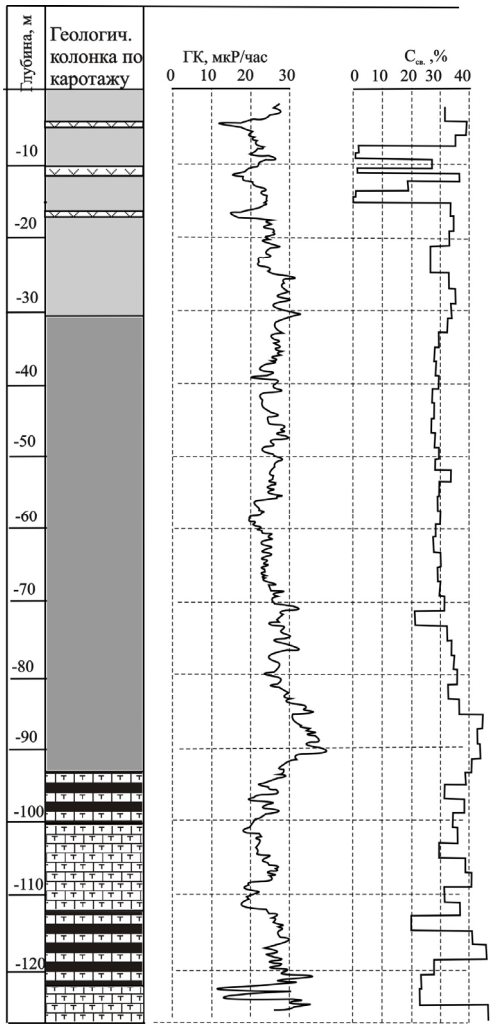



Рис. 1.32. Геолого-геофизический разрез шестого шунгитоносного горизонта:

условные обозначения см. на рис. 1.31 [Соколов, 1986]

среднем составляет 60 мВ, гамма-активность – 1÷4 мкР/час, магнитная восприимчивость $5÷5·10^{-5}$ СИ. Относительные минимумы на кривой МЭП в пределах пачек соответствуют прослоям известковистых туффитов с малым содержанием ШВ, а прослои максовитов отмечаются относительными максимумами. Шунгитоносные алевролиты, содержащие до 15 % ШВ, выделяются на диаграммах МЭП значениями электродного потенциала 160–750 мВ и гамма-активностью 10–17 мкР/час. Габбродолериты на диаграммах МЭП и ГК отмечаются слабыми отрицательными значениями (10÷0 мВ и 2÷3 мкР/час). Долериты в области контакта с шунгитоносными породами изменены, что хорошо видно на кривых ГК повышением фона до 9 мкР/час и слабым повышением магнитной восприимчивости (до $60÷80·10^{-5}$ СИ).

Гамма-активность максовитов колеблется от 18 до 35 мкР/час. Сопоставление содержания $C_{орг}$ по секционным пробам и каротажных кривых ГК показывает, что существует корреляционная связь $C_{орг}$ с содержанием урана (r = 0,68). Над пластом максовитов значения магнитной восприимчивости отрицательные, при этом чем больше содержание ШВ в породе, тем более отрицательные значения магнитной восприимчивости.

Изменение по латерали состава и текстурно-структурных особенностей максовитов ограничивает возможность корреляции разрезов даже в пределах одного горизонта шунгитоносных пород до 50–100 м. Однако сопоставление разрезов возможно на большие расстояния в случаях, когда скважины вскрывают их значительную мощность. В качестве успешного примера использования каротажа для интерпретации строения разреза при бескерновом бурении является ОПС.

*Геофизические исследования свиты при бурении ОПС*[15]

Для нижней подсвиты заонежской свиты (см. рис. 3.50, интервал 2124–1903 м) характерны относительно высокие содержания Th и K при низких – U. Высокое содержание калия объясняется присутствием в слюдистых сланцах серицита. Вариации Th и K обусловлены разной карбонатностью сланцев, а также переслаиванием сланцев с маломощными прослоями доломитов. Доломиты редко образуют отдельные пласты. Наиболее характерный слой доломитов присутствует в интервале 1915–1918 м. Низкое содержание урана в породах подсвиты обусловлено окислительной геохимической обстановкой в осадочном бассейне. В породах свиты практически отсутствует ШВ, поэтому их сопротивление высокое. Плотность пород также высокая.

Верхняя подсвита (1903–657 м). Особенности диаграмм большинства каротажных методов на этом интервале определяет присутствие пород с ШВ, а на отдельных интервалах – с повышенным его содержанием, т. е. максовитов. Вторая особенность – частое присутствие как сингенетичных сульфидов, так и эпигенетичных. Проявления обильной сульфидизации хорошо отмечаются на диаграмме НГК. В породах с высоким содержанием углерода отношение Th/U всегда << 1. Осадочные породы вскрыты практически на всю мощность. По этой причине деление разреза на пачки можно осуществлять как по литологическому составу пород, так и по геофизическим данным. Для корреляции разрезов скважин могут быть использованы несколько реперных интервалов: 1) интервал 1895–1865 м – сланцы и алевролиты с ШВ и сульфидами (пиритом), в конце интервала, 1872–1865 м, с очень обильным оруденением (аномалия НГК) и с повышенным содержанием урана; 2) интервал 1800–1776 м – чередование трех относительно мощных пластов брекчированных пород с высоким содержанием ШВ и шунгитоносных карбонатных и кремнистых пород (в интервале 1792–1795 м, вероятно, с повышенной сульфидизацией); 3) интервал 1137–1068 м – переслаивание высокоуглеродистых пород с обильной сульфидной минерализацией, особенно на участке 1120–1096 м, и с повышенным содержанием урана, (максимум на глубине 1137–1106 м). Именно этот интервал, вероятно, можно отнести к шунгит-лидит-доломитовому комплексу, который прослеживается на разных участках Северо-Онежского синклинория (Толвуя, Шуньга, Кяппесельга) и соответствует стратиграфическому уровню месторождения Шуньга, а в пределах Толвуйской синклинальной структуры – восьмому – девятому шунгитоносным горизонтам.

Ранее полученные каротажные материалы очень близки данным по ОПС. В ее разрезе можно выделить 4 горизонта шунгитоносных пород, т. е. в западной части синклинория, как по данным ККГРЭ, так и по материалам каротажа ОПС количество шунгитоносных горизонтов меньше, чем это известно для центральной части ОС.

Интрузивные породы заонежской свиты имеют повышенную плотность (2,9–3,1 г/см$^3$), высокое сопротивление, относительно низкую радиоактивность, в них преобладает Th над U (Th/U >> 1). Среди интрузивных пород по каротажу можно выделять разновидности. На интервале 657–790 м

[15] Автор: М.М. Филиппов.

долериты имеют относительно низкое содержание Th, U и K; отношение Th/U часто приближается к 1. Правда, вариации отношения скорее всего обусловлены статистическими флуктуациями из-за низких содержаний этих элементов. С глубины 819 м и до 951 м долериты имеют более высокое содержание Th при сохранении низких концентраций U, т. е. Th/U более высокое по сравнению с предыдущим интервалом. Далее с глубины 951 м и до 1034 м среднее содержание Th снова повышается, как и K. С глубины 1224 м содержание Th и K относительно понижается.

### *Шунгитовое вещество пород заонежской свиты*[16]

ШВ – это метаморфизованное до метаантрацитовой стадии углефикации сапропелевое и миграционное ОВ. Оно входит в состав силицитов, доломитов, туфоалевролитов, туффитов, максовитов, шунгитов, играет роль цемента в брекчиях, насыщает эндоконтактовые зоны габбродолеритов; встречается в виде жил и прожилков антраксолитов. Его концентрация в породах может быть от долей процента и до 80 %. Основные характеристики ШВ (состав, структура, остаточные битумоиды) в разных районах ОС несколько отличаются. До бурения ОПС ШВ пород свиты преимущественно изучалось на примере Шуньгского, Максовского и Зажогинского месторождений, в меньшей степени – участков Подсосонье, Карнаволок, Лебещина, Сандальский, Чеболакша, Пажа-Кочкома.

В.М. Тимофеев [1924] описал черные агаты СЗ побережья Онежского озера, наиболее широко представленные на мысе Педра-Кара в Кондопожской губе близ с. Суйсари. Агаты приурочены к пустотам «миндалевидного порфирита» и к участкам между отдельными шарами лавовых потоков. Размеры пустот до десятков см. В агатах светлые зоны чередуются с черными. Светлые участки выполнены халцедоном и кварцем, черные – также халцедоном и кварцем, но в них присутствует ШВ, находящееся в промежутках между зернами кварца либо равномерно рассеянное в халцедоне. Типичные агаты с микроскопическим чередованием зон кварца, халцедона и ШВ встречаются в мелких пустотах. При большом увеличении зоны с ШВ распадаются на тонкие нитевидные выделения ШВ, разделенные более широкими участками кварца и халцедона (на интервале 0,5 мм можно насчитать 90–95 таких обособлений). ШВ при дальнейшем увеличении состоит из сетки глобул.

Крупные газовые пустоты шаровых лав, достигающие в диаметре до 30 см, часто заполнены кварцем (до 1,5–2,0 см), халцедоном и антраксолитом (до 1,5 см), иногда кальцитом (о-в Суйсари, Шардонские о-ва, о-ва Чеболакшской губы, мыс Педра-Кара Кондопожской губы Онежского озера). Антраксолит обычно отлагается на относительно крупных кристаллах кварца, повторяя все их детали вплоть до штриховки. Это скорлуповатые (натечные) скопления с характерной бугристой верхней поверхностью, отложенные из гидротермальных растворов на щетках кварца ранней генерации. Его состав: C – 97,77 %; H – 0,25 %; N – 0,15 %; $H_2O$ – 7,73 %; зольность 0,45 %. Сильная дифференциация исходных УВ проявляется в том, что в суйсарских антраксолитах содержание биофильных элементов, характерных для нефтей, минимальное по сравнению с антраксолитами заонежской свиты. По этому признаку он отнесен к пиронафтоидам. Очевидно, что в миграции УВ преимущественно участвовали их легкие аналоги. В других менее крупных пустотах развиваются желваки и сталактиты халцедона, которые образуют периферическую корку, а в центре существует незаполненное пространство. Халцедон имеет матово-черный цвет за счет ШВ.

Деминерализованное ШВ пород свиты (табл. 1.13, 1.14) по составу близко к антраксолитам. В нем присутствуют V, Ni, Mo, Cl, Si, Na, Fe, они равномерно распределены в объеме, преимущественно в виде микроминеральных включений: роскоэлита, парагонита, пирита, миллерита, виоларита, сфалерита, халькопирита. Размер включений 2–10 мкм. Характер распределения микровключений, размеры и состав указывают на их аутигенность, вероятно, это продукты распада металлоорганических комплексов (порфиринов).

По данным ИК-спектроскопии [Дюккиев, Туполев, 1984], в ШВ идентифицируются -C-O- или C-O-C связи, алифатические $–CH_2$ и $–CH_3$ группы и спиртовые функциональные группы. Слабые полосы поглощения 810–885 $см^{-1}$ отнесены к колебаниям полициклического ароматического скелета или к $C_{ар}$-H – связям, 1540 $см^{-1}$ – к конденсированным ароматическим ядрам, 1670 $см^{-1}$ – к C=O группам хиноидного типа, происхождение которых, возможно, связано с окислением поверхности.

[16] Автор: М.М. Филиппов.

Таблица 1.13. **Химический состав концентратов шунгитового вещества**

| Группа пород, место отбора образцов (количество) | Влажность, % (180 °С) | Зольность, % | Выход летучих, %. $V_{daf}$ | $C_{daf}$, % | $H_{daf}$, % | $N_{daf}$, % | $S_{daf}$, % | $O_{daf}$, % | H/C ат. | N/C ат. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Сапропелитовые породы:** | | | | | | | | | | |
| Сланец, Максово (1) | 4,0 | 4,7 | 3,2 | 98,69 | 0,31 | 0,51 | 0,35 | 0,14 | 0,037 | 0,0044 |
| Кремнистый туф, Максово (1) | 5,4 | 1,1 | 2,1 | 98,42 | 0,34 | 0,58 | 0,32 | 0,44 | 0,041 | 0,0044 |
| **Сапробитумолитовые породы:** | | | | | | | | | | |
| Максовит, Максово (6) | 5,7 | 7,3 | 4,5 | 97,3 | 0,50 | 0,66 | 0,73 | 0,82 | 0,061 | 0,0058 |
| Шунгит, Шуньга (3) | 1,6 | 8,2 | 2,9 | 96,8 | 0,53 | 0,74 | 0,87 | 1,08 | 0,069 | 0,0065 |
| **Битумолитовые породы**: | | | | | | | | | | |
| Антраксолит, Шуньга (3) | 4,5 | 1,2 | 2,0 | 97,53 | 0,64 | 0,79 | 0,33 | 0,70 | 0,078 | 0,0070 |

Таблица 1.14. **Петрографическая, рентгеноструктурная и химическая характеристика концентратов шунгитового вещества пород Максовского месторождения**

| Место отбора | Петрографическая характеристика | Состав (daf) | | Ro, % (основная часть ШВ) | | Рентгеноструктурные характеристики, нм | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | H/C, ат. | N/C, ат. | min | max | $d_{002}$ | La /Lc |
| Периферия залежи | Неоднородная пористая масса, однородные мелкие включения типа витринита | 0,056 | 0,0036 | 4,5 | 5,2 | 0,346 | 6,8/2,9 |
| Средняя часть | Плотная сетчатая масса с обломками типа витринита; однородные включения в неоднородной основной массе | 0,069 | 0,0066 | 4,4 | 5,9 | 0,348 | 6,3/2,2 |
| Центр залежи | Анизотропная сетчатая масса с однородными линзочками ШВ | 0,074 | 0,0075 | 6,2 | 8,5 | 0,350 | 6,1/2,1 |

*Примечание*. В табл. 1.13 и 1.14 петрографическое описание выполнено И.Б. Волковой; деминерализация пород и химический анализ – М.В. Богдановой; рентгеноструктурный анализ – Ю.С. Дьяконовым; термический анализ – Л.Н. Фурмаковой. Ro – коэффициент отражения света в масляной иммерсии.

*Структура ШВ з*ависит от минерального состава пород, от близости к интрузиям габбродолеритов, от условий катагенеза ОВ. Находящееся на поверхности алюмосиликатов ШВ более упорядочено по сравнению с ШВ, встречаемым на поверхности кристаллов кварца, что отражает особенности взаимодействия ОВ с водными алюмосиликатами и с водным кремнеземом на коллоидной стадии их существования. В шунгитоносных породах фиксируются признаки развития аномального давления, повлиявшего на степень структурной упорядоченности ШВ. Так, на Максовском месторождении визуально выделяются матовые и графитоидные породы. Значение $d_{002}$ ШВ для первых обычно около 0,352 нм, для вторых – 0,343–0,347 нм [Ковалевский, 1994]. Графитоидные породы имеют глобулярную, частично – пачечную надмолекулярную структуру ШВ с повышенной анизотропностью, только в этих породах обнаружены полиэдры. Области проявления графитоидных пород удалены от интрузий и преимущественно развиты в нижних частях купольных структур. Их состав, за исключением более высокого содержания ШВ, практически не отличается от состава матовых разновидностей. Предполагается, что повышенная структурная упорядоченность ШВ графитоидных максовитов связана с локальным проявлением аномально высоких пластовых давлений, сопровождающих катагенез ОВ в условиях закрытой системы. Более высокое содержание углерода в графитоидных породах можно объяснить тем, что образованные УВ из-за низкой проницаемости сапропелитов практически не мигрировали за пределы таких участков.

Более сильным фактором, повлиявшим на структурное состояние ШВ, оказалась интрузивная деятельность. Тела габбродолеритов, локализованные в породах с низкой теплопроводностью, представляли собой мощные, длительно функционирующие источники тепла. В экзоконтакте силлов развита зона коксования мощностью до 2,5 м. Непосредственно на контакте зона мощностью 20–50 см сложена рыхлой породой с кавернозной текстурой, являющейся следствием давления газовой фазы. Трещины и поры кокса заполнены антраксолитом, кварцем и слюдами, в подчиненном количестве – хлоритом. Антраксолит в порах имеет мозаичное строение, напоминающее структуру нефтяного кокса. Во второй зоне максовиты имеют столбчатую (карандашную) отдельность и сильно развитую систему микропор. Над областью коксования максовиты брекчированы, с большим количеством миндалин, выполненных кварцем и антраксолитом. Высокая фрагментарность обломков брекчий, изрезанные края, цемент – смешанное органокремнистое вещество либо антраксолит указывают на то, что брекчирование развивалось также под влиянием высокого давления. Вблизи контакта с силлом в метасапропелитах наблюдаются причудливо изгибающиеся струи антраксолита – предполагаемые следы движения УВ под давлением. Свидетельством активных флюидодинамических процессов, стимулированных

внедрением интрузий и затрагивающих большие объемы Максовской залежи, служат многочисленные каналы разгрузки УВ в виде субвертикальных, прихотливо изгибающихся зон повышенной трещиноватости диаметром от 0,05 до 2 м.

Надмолекулярная структура ШВ в центральных районах Северо-Онежского синклинория глобулярная, пачечная или чешуйчатая, сходна с коллоальгинитом или сорбомикстинитом горючих сланцев. Форма глобул сферическая или эллипсоидальная, размеры – около 10 нм. Пачки ШВ имеют размеры до 2 мкм, чешуйчатые частицы – до 1 мкм. Иногда выделяют пленочную форму ШВ, присутствующую на крупных кристаллах минеральной фазы пород – это слои толщиной 20–50 нм и протяженностью до 50 мкм.

*Изотопный состав углерода шунгитоносных пород* с разным типом ШВ различен (табл. 1.15). Относительно тяжелый изотопный состав углерода характерен для сапропелитовых пород, в которых ШВ можно отнести к истощенному керогену; средний и легкий изотопный состав углерода присущ смешанному типу ОВ. Очевидно, что миграционное ОВ разных битумолитовых пород первоначально могло иметь и разный углеводородный состав, частично оно могло быть газообразным. Так, образцы максовитов с сажистым ШВ, отобранные из зоны контакта с силлами габбродолеритов (Декнаволок, Кочкома), имеют очень низкие значения $\delta^{13}C$ (–43,3 ‰). Эти породы похожи на природный кокс с пустотами, заполненными рыхлым ШВ, которое первоначально могло быть газообразным.

Таблица 1.15. **$\delta^{13}C$ шунгитового вещества пород разных генетических групп**

| Порода, месторождение | $\delta^{13}C$, ‰ | n |
|---|---|---|
| Туфоалевролит: Максовское | –25,92 | 4 |
| Максовит, Максовское, 6 горизонт | –26,42 | 7 |
| Максовит, Зажогинское, 6 горизонт | –26,54 | 4 |
| Максовит, Максовское, 7 горизонт | –37,16 | 1 |
| То же, 9 горизонт | –39,50 | 1 |
| Шунгит, Шуньгское | –37,07 | 4 |
| Максовит на контакте с габбродолеритом, Декнаволок | –43,3 | 2 |

Значения $\delta^{15}N$ максовитов находятся в пределах величин, характерных для морского планктона: от +3 до +13 ‰. Величина $\delta^{34}S$ пиритов из шунгитов и максовитов колеблется в диапазоне от +11,9 до +31,5 ‰ [Шатский, 1987].

### *Шунгитовое вещество пород заонежской свиты по данным бурения ОПС*[17]

Алевритистые сланцы, туфопелиты и лидиты заонежской свиты в интервале 863–1225 м характеризуются средним, повышенным и высоким содержанием $C_{орг}$ (от 0,9 до 55 %). Отдельные прослои максовитов встречаются в разрезе скважины вплоть до глубины 1890 м. Ниже углеродистое вещество присутствует в основном в концентрации $C_{орг} < 0,5$ %. Наиболее обогащенные $C_{орг}$ породы приурочены к интервалам: 1080–1215 м (до 55 %), 890–910 м (до 30 %), 1420–1430 м (до 34 %), 1874–1886 м (до 18 %).

По морфологическим признакам и характеру распределения микровключений ШВ можно выделить 5 основных типов (рис. 1.33): I тип – мелкочешуйчатые срастания, заполняющие межзерновое пространство (рис. 1.33, а); II тип – рассеянные чешуйки и мелкочешуйчатые срастания в виде тонких слойков, ветвящихся прослоев, линз и тонкочешуйчатых агрегатов, расположенных согласно сланцеватости (слоистости) породы (рис. 1.33, б); III тип – тонкочешуйчатые графитоподобные агрегаты (рис. 1.33, в); IV тип – комковатые сгустковые включения (рис. 1.33, г); V тип – антраксолиты в прожилках в виде агрегатов сферокристаллов, тонкокристаллических срастаний, глобулярных выделений, изогнутых лент, крустификационных прожилков, дендритовых сферолитов (рис. 1.33, д, е). Первые три типа относятся к первично-осадочному ОВ сапропелевого типа, а IV и V – к миграционному веществу (антраксолиту).

ШВ первого типа, как правило, неравномерно распределено в породе. Оно образует тонкочешуйчатые срастания и отдельные тончайшие чешуйки, которые заполняют пространство между хорошо оформленными кристаллами карбонатных минералов. Такие включения в отраженном свете отличаются сильной анизотропией и полным неоднородным погасанием. Визуально их содержание колеблется от первых процентов до 25 %. Второй тип ШВ встречается в изученных образцах чаще всего в виде отдельных полос, волокон, линз и агрегатов размерами от нескольких до 30 мкм.

[17] Авторы: Г.В. Тарханов, М.Г. Фрик.

Их микрослоистость трассируется цепочками и линзами минеральной фазы. Углеродистые компоненты заполняют основное пространство аншлифа, местами как бы обтекают отдельные зерна и скопления минералов, часто со следами флюидальности. Такие выделения схожи с растительными структурами гумусовых углей. При повороте столика микроскопа у них четко проявляется сильная анизотропия и почти полное прямое погасание. Содержание таких включений в породе варьирует от 20 до 50 %. ШВ третьего типа встречается наиболее редко, обычно среди прослоев включений второго типа. Размеры отдельных включений не превышают 0,01–0,5 мм, а их содержание в породе 1–2 %. Чаще всего они выглядят как сростки плоскопараллельных графитовых чешуй с полным однородным погасанием или как тонкочешуйчатые агрегаты, состоящие из многочисленных разно ориентированных чешуй графита с неоднородным погасанием. Четвертый тип ШВ представлен выделениями в виде неоднородных сгустков с сильной анизотропией и неоднородным погасанием. По морфологии такие включения напоминают альгинит. Обычно они встречаются среди прослоев УВ второго типа.

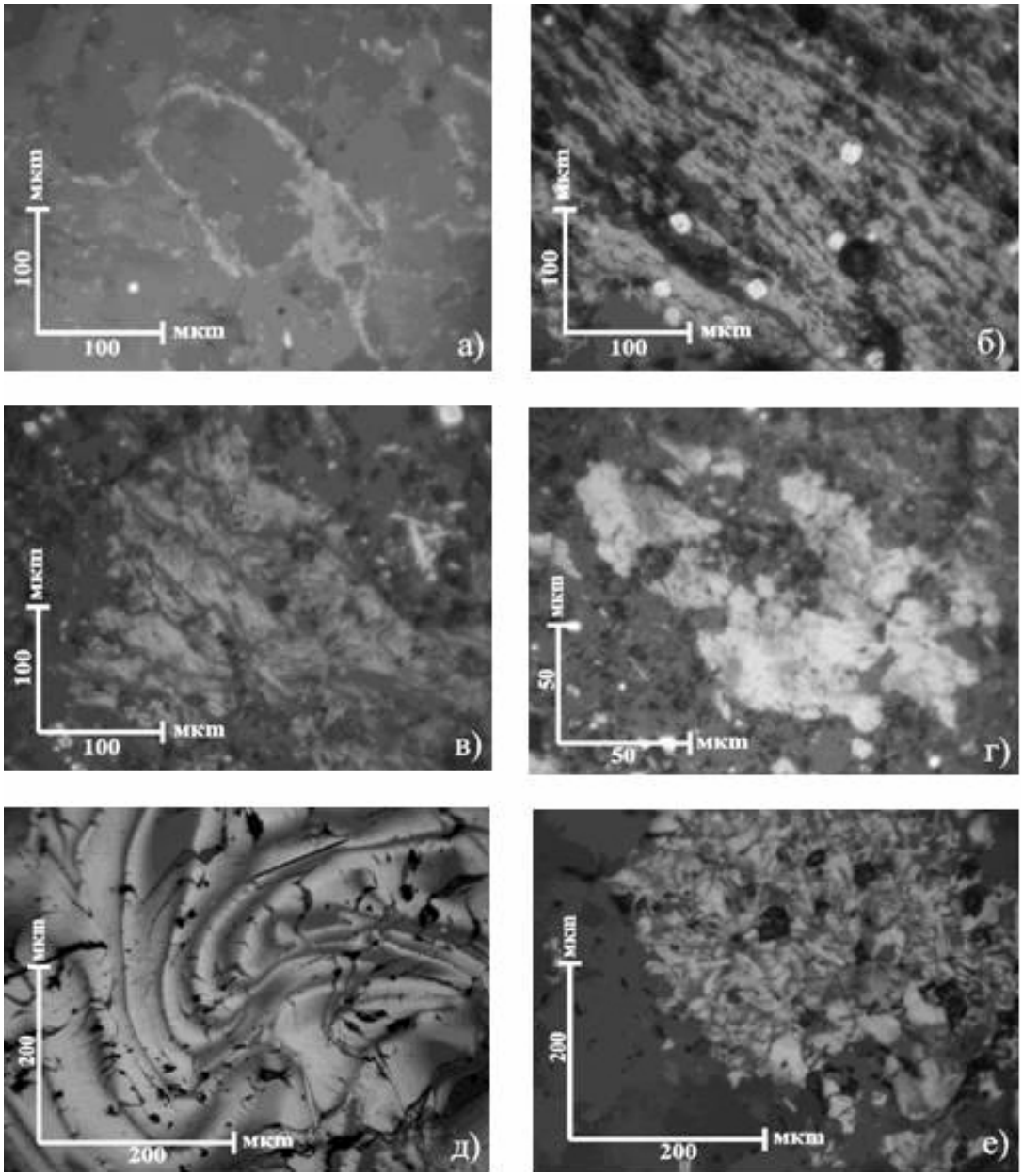



Рис. 1.33. Основные типы микровключений ШВ в шунгитоносных породах заонежской свиты, вскрытых ОПС:

а) обр. № 1182, глубина 944,3 м; б) обр. № 846, глубина 890,4 м; в) обр. № 1658, глубина 1125,5 м; г) обр. № 1658, глубина 1770 м; д) и е) обр. 1369, глубина 1085,0 м

Их размеры составляют от 0,05 до 0,3 мм, а содержание в породе до 5 %. Пятый тип включает разнообразные формы проявления антраксолита, выполняющего трещины и пустоты вмещающих пород. Наличие трещин усыхания указывает на то, что это вещество было образовано из миграционно способной фазы. В отраженном свете антраксолит проявляет сильную анизотропию. Погасание у каждого отдельного его фрагмента неполное, чаще волнистое или радиальное. Размеры прожилков варьируют от 0,05 мм до нескольких десятков см.

Большинство изученных образцов (примерно 72 % от их общего числа), отобранных из разреза ОПС, представлены сапропелитовыми породами с ШВ преимущественно I типа, реже II, IV и III типов. В 10 % образцов присутствует миграционное углеродистое вещество V типа (антраксолиты), характерное для битумолитовых пород. Остальные образцы (18 %) можно отнести к сапробитумолитовым породам, содержащим смешанное углеродистое вещество.

Кристаллическая структура ШВ большинства изученных образцов не упорядочена. Даже самые крупные его агрегаты состоят из отдельных мельчайших чешуек размерами до нескольких мкм, которые неплотно срастаются, между чешуйками иногда располагаются включения других минералов. Кроме того, часто наблюдаются тонкочешуйчатые агрегаты, в которых отдельные чешуйки срастаются в хаотичном порядке. Погасание у таких включений неоднородное, мозаичное. Антраксолит образует более крупные выделения с полным погасанием, однако встречаются и его прожилковые выделения, которые представляют собой тонкокристаллические или глобулярные срастания с неоднородным (мозаично-пятнистым) погасанием.

Электронно-микроскопическими исследованиями концентратов ШВ, выделенных из шунгитоносных пород путем кислотной обработки, установлены различные по своему строению структуры. На сколе некоторых фрагментов ШВ наблюдается извилистый ступенчатый рельеф (рис. 1.34, а), на верхней поверхности которого видна структура, состоящая из сети полигональных участков. В других пробах наблюдаются мельчайшие угловатые включения, рассеянные в общей массе керогена, у которых также наблюдается извилисто-ступенчатый скол, образованный субпараллельными срастаниями чешуек (рис. 1.34, б). Другой тип структуры ШВ связан с явно выраженным глобулярным строением его поверхности (рис. 1.34, в). Размер глобул составляет от 10 до 50 нм, а их форма преимущественно округлая, хотя встречаются и угловатые фрагменты. Присутствуют как отдельные глобулы, так и их срастания, образующие пирамидальные постройки, напоминающие по форме бутоны роз (рис. 1.34, г). Встречаются также переходные разности и смешанные формы структур ШВ. Для антраксолитов характерно блочно-ступенчатое строение в виде субпараллельных рядов пластин с относительно однородной поверхностью длиной 1000–2000 нм и шириной 300–800 нм (рис. 1.34, д).

В целом по разрезу ОПС максимальные значения температур экзотермического эффекта (ТМЭ) большинства изученных образцов шунгитоносных пород не превышают 645–704 °С, что характерно для фации амфиболовых роговиков. Исключение составляет проба антраксолита (обр. № 1396 с глубины 1085,0 м), для которой величина ТМЭ значительно выше (от 740 до 755 °С), что отражает высокую степень упорядоченности его структуры.

Максимальные значения коэффициентов ($R^a_{макс}$) отражения света, измеренные в воздухе ($\lambda$ = 546 нм), для ШВ варьируют от 14,40 до 18,59 %, а минимальные ($R^a_{мин}$) – от 9,88 до 11,83 % (табл. 1.16). По этому показателю степень преобразования ШВ соответствует концу апокатагенеза – началу метагенеза [Волкова, 1990]. Значения $R^a_{макс}$ антраксолитов достигают 18,70–23,12 %, а $R^a_{мин}$ не превышают 6,53–6,92 %, что характеризует высокую степень углефикации битума (высшие антраксолиты) и высокую анизотропию свойств, характерную для мезофазных веществ. Степень метаморфизма ШВ, отличающегося неупорядоченной кристаллической структурой, соответствует уровню конца апокатагенеза – началу метагенеза (зеленосланцевая стадия), а антраксолитов – мезо- и апометагенеза (гранулитовая стадия).

По данным рентгеноспектральных исследований, часть антраксолитов характеризуется широкими диффузионными максимумами с d = 0,343, 0,209, 0,172 нм, что указывает на высокую степень упорядоченности структуры. Рентгенограммы части антраксолитов, полученные по препаратам на стеклянной подложке (рис. 1.35, а), имеют основной максимум в области 20–30º (2$\theta$, $CoK_\alpha$), соответствующий межплоскостному расстоянию $d_{002}$ = 0,35 нм, что указывает на относительно слабую степень графитации вещества. Асимметрия рефлекса (002) вызвана диффузным рассеянием на относительно слабо упорядоченных атомах углерода. Присутствие слабых рефлексов с d = 0,815, 0,717, 0,273, 0,261 и 0,247 нм свидетельствует о возможном присутствии в пробе тремолита и хлорита (рис. 1.35). Другие примеры антраксолитов (рис. 1.35, б) характеризуются интенсивным рефлексом (002) с четко выраженным максимумом в области 30º и слегка смещенным к малым углам. Для них $d_{002}$ = 0,343 нм, полуширина рефлексов 1,97º, La = 9,99 нм, Lc = 5,43 нм.

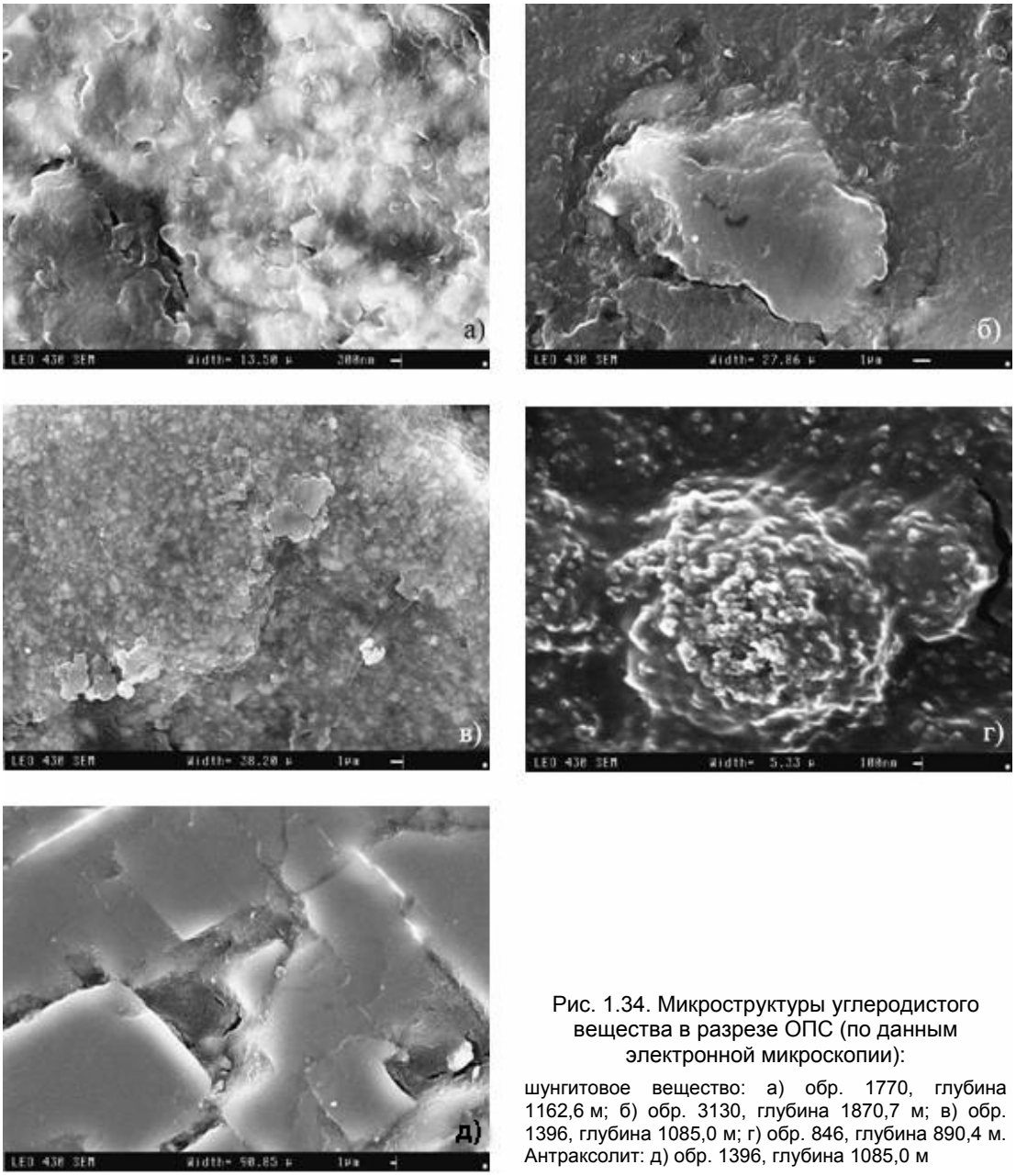



Рис. 1.34. Микроструктуры углеродистого вещества в разрезе ОПС (по данным электронной микроскопии):

шунгитовое вещество: а) обр. 1770, глубина 1162,6 м; б) обр. 3130, глубина 1870,7 м; в) обр. 1396, глубина 1085,0 м; г) обр. 846, глубина 890,4 м. Антраксолит: д) обр. 1396, глубина 1085,0 м

Таблица 1.16. **Значения отражательной способности микровключений углеродистого вещества шунгитоносных пород в разрезе ОПС**

| Тип включений углеродистого вещества | | |
|---|---|---|
| | $R^a_{макс}$, % | $R^a_{мин}$, % |
| I – мелкочешуйчатые срастания, заполняющие межзерновое пространство | 14,99–16,80 | 10,75–10,98 |
| II – рассеянные чешуйки, мелкочешуйчатые срастания в виде тонких слойков, ветвящихся прослоев, линз, тонкочешуйчатые агрегаты, расположенные согласно сланцеватости (слоистости) породы | 15,02–18,59 | 9,84–11,23 |
| III – тонкочешуйчатые графитоподобные агрегаты | 14,40–16,70 | 10,98–11,33 |
| IV – комковатые, сгустковые включения | 18,70–20,62 | 7,03–7,56 |
| V – твердые битумы (антраксолиты) в прожилках в виде агрегатов сферокристаллов, тонкокристаллических срастаний, глобулярных выделений, изогнутых лент, крустификационных прожилков, дендритовых сферолитов | 21,33–23,12 | 6,53–6,92 |

Наиболее легкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ от –43,3 до –33,9 ‰) имеют шунгитоносные породы в интервале 893,3–1161,4 м, представленные максовитами, доломитами (с антраксолитовыми жилами) и углеродистыми метаалевропелитами.

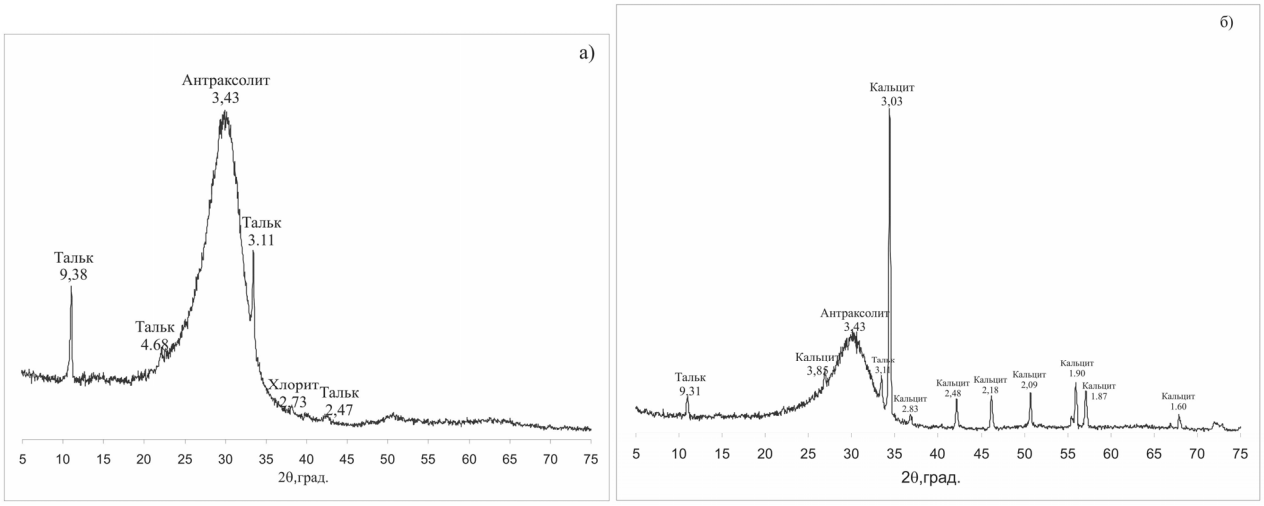



Рис. 1.35. Дифрактограммы проб антраксолита из разреза ОПС (обр. № 1396, глубина 1085,0 м):
а) антраксолит с низкой зольностью, б) антраксолит с высокой зольностью

### *Заонежский долерит-базальтовый комплекс*[18]

Комплекс состоит из двух подкомплексов: базальтового и габбродолеритового.

*Базальтовый подкомплекс.* Учитывая фациальные изменения вулканогенных и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных пород, в пределах Северо-Онежского синклинория выделяются три типа разрезов подкомплекса: собственно вулканогенный, осадочно-вулканогенный и вулканогенно-осадочный, характеризующие области активного проявления вулканической деятельности. Исходя из данных, полученных при геологическом картировании площади распространения вулканогенных образований, составления детальных профилей и разрезов с использованием материалов бурения Северо-Западного территориального управления, лавовые образования подкомплекса рассматриваются по трем зонам: западной, центральной и северо-восточной.

В западном крыле Северо-Онежского синклинория в районе оз. Гомсельгского и Урозеро в основании лавовой толщи залегают два маломощных потока массивных плагиоклазовых базальтов мощностью около 15 м каждый. Подобные потоки массивных мелкозернистых базальтов установлены также в районе восточного берега оз. Карельского, на п-ве Декнаволок оз. Мунозеро. Вверх по разрезу мелкозернистые базальты основания лавовой толщи сменяются потоками и покровами среднезернистых пироксен-плагиоклазовых миндалекаменных базальтов, распространенных в южной части оз. Гомсельгского, на западных склонах выс. Линдаваара и в южном конце оз. Кончезеро. Данную часть разреза слагают, как правило, 5–6 однотипных по строению покровов, состоящих в подошве из закаленных мелкозернистых интенсивно хлоритизированных базальтов, переходящих к середине в отчетливо раскристаллизованные среднезернистые разновидности с рассеянными хлоритовыми и хлорит-кальцитовыми миндалинами. В верхней части разреза залегают преимущественно миндалекаменные базальты, имеющие иногда слоистость течения и ориентировку миндалин.

Верхнюю часть разреза лавовой толщи в данном районе вновь слагают потоки и покровы мелкозернистых плагиоклаз-пироксеновых базальтов. Наибольшее их число установлено на восточном берегу оз. Кончезеро. Не менее четырех потоков массивных, слабо вспененных и шарово-подушечных базальтов образуют здесь пакет лавовых потоков мощностью не менее 50 м. Однородные по строению потоки сложены сильногематизированными окисленными разностями базальтов. Аналогичное строение лавовой части разреза наблюдается и в районе г. Кондопоги.

Таким образом, эффузивно-пирокластическая толща подкомплекса в зоне западного борта Северо-Онежского синклинория состоит не менее чем из 10 базальтовых лавовых потоков и покровов, переслаивающихся с пирокластическими и хемогенными породами, и имеет мощность до 300 м.

[18] Авторы: А.И. Голубев, В.С. Куликов.

В центральной части синклинория вулканогенные образования подкомплекса расположены в районе северных частей Лижемского и Уницкого заливов Онежского озера. В окрестностях озер Кедрозеро, Чапозеро, Викшозеро, поселков Кяппеселька, Ламбасручей, а также в районе д. Чеболакша, о-вов Сокольих и Оленьих эффузивно-пирокластические образования, пронизанные силлами габбродолеритов, картируются в крыльях нескольких пологих антиклинальных и синклинальных складок. В данном районе самая нижняя обнаженная часть разреза лавовой толщи представлена чередующимися покровами полнокристаллических пироксен-плагиоклазовых миндалекаменных базальтов, выходящих на поверхность по восточному и западному берегам губы Черга (Уницкий залив) Онежского озера. По внутреннему строению, морфологии и положению в разрезе эти покровы аналогичны тем, что прослежены в восточном крыле Кондопожской антиклинали в районе оз. Мал. Ровкозеро и архипелага Великих о-вов. Установленные здесь шесть лавовых покровов составляют, вероятно, только часть разреза заонежских миндалекаменных базальтов. Эти покровы, однотипные как в текстурно-структурном, так и вещественном отношении, сложены среднезернистыми базальтами, основная масса которых представлена удлиненными идиоморфными кристаллами плагиоклаза (альбита) и ксеноморфными зернами амфиболизированного пироксена (авгита). Миндалекаменные базальты этого района в прикровельной части покровов характеризуются высокой степенью амфиболизации первичных темноцветных минералов, эпидотизацией и хлоритизацией мелкозернистых и стекловатых участков основной массы и кристаллов плагиоклаза. Повсеместно здесь проявлены пятнистая окисленность и гематизация пород средней и особенно верхней прикровельной части покровов.

В районе д. Чеболакша окисленные, вспененные и миндалекаменные базальты образуют лавовый пакет, состоящий не менее чем из 9 чередующихся потоков и покровов и содержащий пачки брекчированных шунгито-кремнистых (лидиты) пород, туфоалевролитов и псаммитовых туффитов. В разрезе Зимней губы среди маломощных миндалекаменных и шароподобных лавовых покровов отмечаются тонкие линзы и пласты кремнисто-карбонатных и карбонатных пород. Общая мощность пакета лавовых потоков и покровов миндалекаменных базальтов средней части разреза составляет не менее 270 м.

Исходя из геологического положения этих мелкозернистых окисленных и малоизмененных базальтов в разрезе можно предположить их корреляцию с подобными же потоками базальтов западного крыла ОС и окрестностей г. Кондопоги. Верхняя часть разреза лавовой толщи в районе северного конца Уницкого залива Онежского озера пронизана силлами габбродолеритов.

Районом значительного распространения эффузивно-пирокластических образований заонежского комплекса является о-в Бол. Леликовский. В целом разрез (320 м) вулканических пород данного района по последовательности пород, их вещественному составу, текстурно-структурным признакам ничем не отличается от ранее описанных.

Таким образом, приведенные данные по строению разрезов заонежского вулканического комплекса в пределах Онежской вулкано-тектонической депрессии позволяют выделить три участка, характеризующихся максимальным количеством лавовых покровов и потоков с наибольшей мощностью: Кондопожский, Уницкий и Леликовский, которые представляется возможным рассматривать как самостоятельные вулканические зоны.

Изверженные породы комплекса как в эффузивной, так и в субвулканической фациях имеют близкий вещественный состав и характер вторичных изменений, но обладают различной степенью кристаллизации (табл. 1.17).

Среди эффузивных образований, представленных маломощными лавовыми потоками и покровами, наиболее широко распространены однороднозернистые, закаленные афировые базальты с миндалекаменной и шарово-подушечной текстурами, в которых первичная стекловатая основная масса, имеющая микродиабазовую, спилитовую структуры, практически нацело замещена хлорито-актинолитовым агрегатом. Микролиты плагиоклаза и пироксена подвергаются замещению хлоритом, актинолитом и кальцит-эпидотовым агрегатом. Их микропорфировые разновидности содержат вкрапленники таблитчатого плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и зерна клинопироксена (диопсид-авгит). В базальтах отмечается присутствие также в небольших количествах магнетита и сульфидов – пирита, реже халькопирита.

Нередко миндалекаменные афировые базальты имеют среднезернистое строение и характерную в таких случаях диабазовую структуру. Главными породообразующими минералами в них является плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и клинопироксен (диопсид, авгит). В основной массе, замещенной хлорито-актинолитовым агрегатом, присутствуют магнетит, титаномагнетит, пирит, халькопирит, реже отмечаются в качестве акцессорных минералов апатит, циркон и турмалин.

Таблица 1.17. **Средние химические составы групп пород заонежского долерит-базальтового комплекса, масс. %**

| Компоненты | Номера групп пород | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| $SiO_2$ | 48,67 | 47,66 | 49,43 | 48,08 | 48,58 | 50,51 | 51,17 | 48,57 | 48,44 | 52,52 | 51,80 | 54,33 |
| $TiO_2$ | 1,71 | 2,73 | 1,21 | 2,03 | 1,93 | 1,71 | 2,39 | 2,13 | 1,56 | 1,68 | 1,49 | 1,32 |
| $Al_2O_3$ | 13,89 | 13,77 | 13,7 | 13,77 | 13,81 | 13,27 | 12,11 | 13,02 | 14,08 | 13,52 | 14,61 | 16,33 |
| $Fe_2O_3$ | 4,63 | 8,18 | 2,56 | 3,38 | 2,96 | 2,57 | 3,43 | 7,35 | 2,46 | 3,87 | 3,06 | 2,04 |
| FeO | 9,36 | 7,32 | 9,39 | 10,94 | 10,05 | 8,50 | 13,27 | 9,00 | 11,82 | 7,40 | 6,96 | 5,82 |
| MnO | 0,22 | 0,31 | 0,19 | 0,19 | 0,19 | 0,17 | 0,10 | 0,24 | 0,20 | 0,15 | 0,12 | 0,12 |
| MgO | 5,85 | 4,52 | 6,48 | 5,97 | 6,99 | 7,67 | 3,58 | 5,65 | 6,44 | 4,82 | 8,17 | 4,94 |
| CaO | 7,88 | 8,46 | 9,97 | 8,59 | 7,28 | 9,23 | 5,27 | 8,18 | 8,57 | 7,02 | 6,00 | 6,00 |
| $Na_2O$ | 2,82 | 2,89 | 2,67 | 2,05 | 3,19 | 2,44 | 3,58 | 2,12 | 2,05 | 4,87 | 3,35 | 3,99 |
| $K_2O$ | 1,05 | 1,14 | 0,66 | 1,19 | 0,50 | 0,96 | 1,20 | 0,75 | 0,56 | 1,10 | 0,82 | 1,54 |
| $P_2O_5$ | 0,21 | – | 0,11 | – | 0,24 | – | 0,37 | 0,33 | 0,19 | 0,23 | 0,06 | 0,26 |
| CuO | 0,021 | – | – | – | 0,019 | – | 0,028 | 0,105 | 0,04 | 0,008 | 0,009 | 0,005 |
| CoO | 0,011 | – | – | – | 0,007 | – | 0,006 | 0,006 | 0,01 | 0,005 | 0,005 | 0,007 |
| NiO | 0,019 | – | – | – | 0,018 | – | 0,045 | 0,013 | 0,017 | 0,016 | 0,026 | 0,011 |
| $V_2O_5$ | 0,067 | – | – | – | 0,072 | – | – | 0,084 | 0,066 | 0,03 | 0,031 | 0,039 |
| $Cr_2O_3$ | 0,033 | – | – | – | 0,025 | – | – | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,031 | 0,022 |
| S | – | – | 0,02 | – | 0,13 | – | 0,20 | 0,09 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,04 |
| $H_2O$ | 0,41 | 0,67 | – | 0,78 | 0,65 | 0,31 | 0,80 | 0,74 | 0,25 | 0,34 | 0,64 | 0,21 |
| ппп | 3,78 | 3,14 | 3,16 | 3,83 | 3,97 | 2,83 | 3,44 | 2,99 | 2,98 | 2,64 | 3,55 | 3,08 |
| Сумма | 100,63 | 100,79 | 99,55 | 100,80 | 100,61 | 100,17 | 100,99 | 101,38 | 99,83 | 100,26 | 100,75 | 100,10 |
| Кол-во анал. | 34 | 10 | 14 | 24 | 23 | 29 | 12 | 23 | 25 | 5 | 16 | 14 |

*Примечание*. Группы пород: 1 – базальтовые лавы Уницкой вулканической зоны, 2 – базальтовые лавы, окисленные, Уницкой вулканической зоны, 3 – габбродолериты Викшезерского силла Уницкой вулканической зоны, 4 – габбродолериты силлов Уницкой вулканической зоны, 5 – базальтовые лавы Кондопожской вулканической зоны, 6 – базальтовые лавы оз. Хавчозера Кондопожской вулканической зоны (по Г.А. Лебедевой, Ю.К. Калинину), 7 – габбродолериты Кондопожской вулканической зоны, 8 – габбродолериты Кондопожского силла Кондопожской вулканической зоны, 9 – габбродолериты Мунозерских силлов Кондопожской вулканической зоны, 10 – плагиоклазовые порфировые трахибазальты Виданской вулканической зоны, 11 – плагиоклазовые порфировые базальты Суйсарской вулканической зоны, 12 – плагиоклазовые мегапорфировые трахиандезибазальты Суйсарского силла Суйсарской вулканической зоны.
Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Лишь в редких случаях в продуктах начальных излияний вулканических стадий в Кондопожской и Суйсарской зонах устанавливаются плагиоклазовые серийно-порфировые андезибазальты, содержащие большое количество (до 40–50 %) вкрапленников плагиоклаза (олигоклаз-андезина), являющего протокристаллической фазой. В таких случаях плагиоклаз образует крупные таблитчатые монокристаллы или агрегаты оплавленных зерен в виде гломеропорфироровых скоплений. В этих же лавовых потоках, переполненных плагиоклазовыми вкрапленниками, отмечается также повышенное содержание щелочей (до 6 %) и присутствие турмалина и апатита.

*Габбродолеритовый подкомплекс.* В составе заонежского магматического комплекса интрузивные образования представлены большим числом пластовых и пластовосекущих силлов габбродолеритов, являющихся субвулканическими аналогами излившихся лав. Залегая на разных стратиграфических уровнях, они широко распространены в полосе озер Пертозеро – Кончезеро – Мунозеро, а также в Уницком и Лижемском заливах Онежского озера и практически на территории всего Заонежского полуострова и, вероятно, восточного побережья озера [Голубев, Светов, 1983; Светов, 1979].

Наиболее полный пакет силлов габбродолеритов известен в районе оз. Мунозеро (западный борт Северо-Онежского синклинория), в котором устанавливается залегание 9 тел, разделенных слоями шунгитсодержащих туффитов и туфов. Каждый из закартированных силлов обладает рядом текстурно-структурных и минералого-петрографических особенностей, хотя по вещественному составу они достаточно близки между собой. В ряде случаев степень раскристаллизации основной массы габбродолеритов, количественные соотношения пироксенов и плагиоклазов являются устойчивыми, что позволяет распознавать некоторые силлы среди многих других. Например, габбродолериты четвертого снизу силла характеризуются наличием крупных (до 1 $см^2$) таблитчатых зерен амфиболизированного пироксена, содержащего лейсты плагиоклаза, и прослеживаются в разрезах на расстоянии более 25 км, а габбродолериты пятого силла в этом же профиле по наличию крупных резко идиоморфных кристаллов плагиоклаза и высокой степени гематитизации основной массы могут быть прослежены в крыльях структур на расстоянии до 55 км. При этом было замечено, что взаимное расположение в разрезах указанных силлов сохраняется на всей изученной территории, а мощности каждого из них по простиранию убывают. Подобные наблюдения, сделанные и в других районах распространения силлов, свидетельствуют об устойчивом размещении каждого из них в

пределах разреза вмещающих пород и отсутствии признаков взаимного пересечения. В опорном мунозерском разрезе общая мощность 9 силлов оценивается в 500–550 м, что превышает величину мощности лавовой толщи данного района.

Часть из них более детально была закартирована на территории заповедника «Кивач» [Куликов, Куликова, 2008]. Там в пределах Кивачской антиклинали, сложенной базальтами в ассоциации с шунгитоносными осадками заонежской свиты, выделено 7 силлов, которые получили собственные наименования, связанные с озерами и р. Суной, где они обнажаются (рис. 1.36). По химическому составу выделяются три группы силлов: магнезиальная, титано-железистая и глиноземистая (рис. 1.37).

Магнезиальная группа (силлы Лаголампи и Рагуйлампи) относится к суйсарскому комплексу и рассматривается в следующем подразделе. Титано-железистая группа (силлы Габозерский, Шушки, Корболампи и Правобережный) представлена средне- и крупнозернистыми габбродолеритами, в которых содержание суммарного железа составляет 14–18 %. Глиноземистая группа (силлы Улькаевский и Левобережный) приурочена к верхней части вулканогенно-осадочной толщи и отличается повышенным содержанием $Al_2O_3$ и высоким отношением $Al_2O_3/TiO_2$.

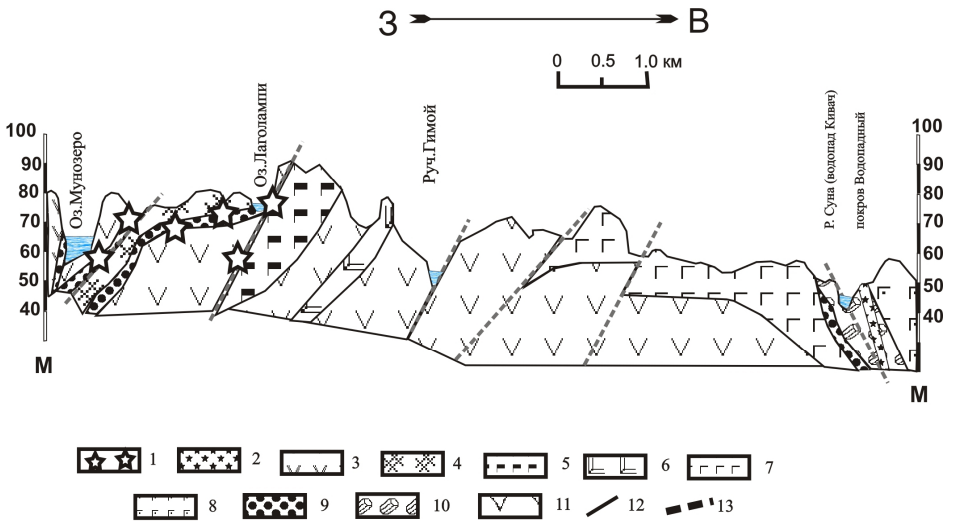



Рис. 1.36. Геологический разрез через центральную часть территории заповедника «Кивач» [Куликов, Куликова, 2008]:

1 – рудопроявления и минерализация медных колчеданов. 2 – Прирченская дайка (трубка взрыва) неясного возраста (1770 млн лет – ?) (вне м-ба). Силлы: 3 – Улькаевский, 4 – Лаголампи, 5 – Рагуйлампи, 6 – Гебозерский, 7 – Правобережный, 8 – Левобережный. 9 – алевролиты, аргиллиты, шунгитовые сланцы, шунгиты. 10 – лавовый покров Водопадный. 11 – нерасчлененные базальты и долериты. 12 – границы пород. 13 – разломы

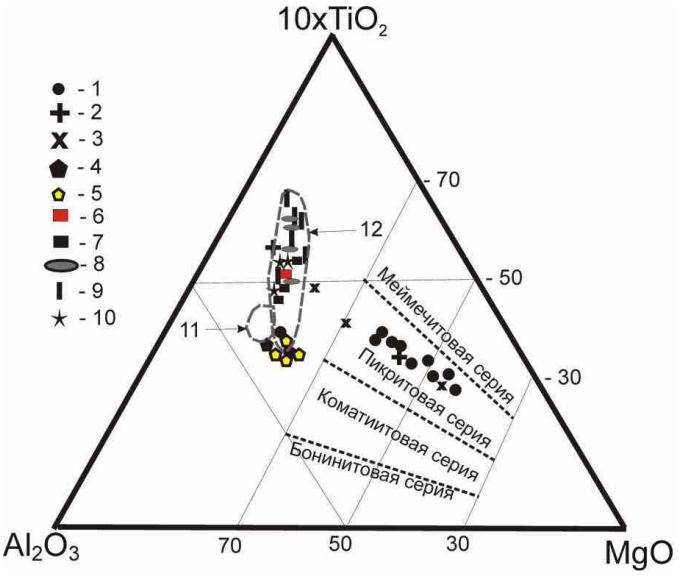



Рис. 1.37. Положение магматических пород заповедника «Кивач» и сопредельных территорий на петрохимической диаграмме $Al_2O_3$ – 10 x $TiO_2$ – MgO [Куликов, Куликова, 2008]:

дифференцированные суйсарские ультрамафит-мафитовые (магнезиальные) интрузивы: 1 – Лаголампи, 2 – Рагуйлампи, 3 – Тернаволок. Заонежские мафитовые силлы: глиноземистые: 4 – Левобережный, 5 – Улькаевский; титано-железистые: 6 – Правобережный, 7 – Шушки, 8 – Карболампи, 9 – покров Водопадный, 10 – Прирченская дайка. Поля составов нерасчлененных базальтов и долеритов: 11 – нижней пачки, 12 – верхней пачки

Достаточно широко силлы габбродолеритов распространены на территории центральной части Заонежского полуострова. В этом районе наибольший интерес заслуживает силл, залегающий среди лавовых покровов верхней части лавовой толщи и прослеженный по отдельным пересечениям от окрестностей оз. Викшозеро вдоль берегов Уницкого и Лижемского заливов Онежского озера на севере (пос. Кедрозеро, ст. Лижма, пос. Ламбасручей, д. Чеболакша) до д. Узкие Салмы на юге. Этот весьма выдержанный по составу и строению силл, характеризующийся своеобразным внешним видом слагающих его пород и названный нами Уницким, имеет наиболее полные разрезы в районе оз. Ловкозеро, Сокольих островов и пос. Ламбасручей. Выдержанный по простиранию Уницкий силл крупнозернистых полнокристаллических и пойкилоофитовых плагиоклаз-пироксеновых габбродолеритов, имеющий мощность около 40 м, распространен на площади, превышающей 1,0–1,2 тыс. км$^2$.

Многочисленные, различающиеся по составу силлы габбродолеритов в пределах Северо-Онежского синклинория имеют очень много общих структурно-текстурных и петрографо-минералогических особенностей с Мунозерскими, а также сходные петрохимические параметры (см. табл. 1.17). Используя эти признаки в целом, представляется возможным производить их корреляцию в разноудаленных разрезах. Однако подобное расчленение пакета габбро-долеритовых пластовых интрузий всей территории Заонежского полуострова и Западного Прионежья затрудняется проявлениями разломной тектоники. Остается еще не выясненным местоположение питающих каналов отдельных силлов или их групп, пространственное размещение магмаконтролирующих разломов, определявших место расположения их пакетов.

Другие тектонические зоны, контролирующие размещение силлов габбродолеритов предполагаются совмещенными с Уницким и Путкозерским разломами, проходящими в центральной части Заонежского полуострова, а также с разломами в Пажской синклинали на восточном берегу Онежского озера.

Габбродолериты силлов являются преимущественно хорошо раскристаллизованными средне- крупнозернистыми породами с пойкилоофитовой, габбродолеритовой и долеритовой структурами и состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и клинопироксена (диопсид-авгит) с присутствием небольшого количества лейкоксенизированного титаномагнетита и магнетита. В миароловых пустотах нередко отмечается гранофировое вещество в количествах до 5–10 %. В шлирово-такситовых разновидностях габбро-долеритов количество гранофира возрастает до 20 %. Вторичными минералами, как и в породах эффузивной фации, являются хлорит (пеннин-клинохлор), актинолит, в меньшей степени эпидот (цоизит), кальцит и кварц. Среди акцессорных минералов отмечены апатит, турмалин, реже флюорит, сфалерит.

Одной из задач последующих палеовулканологических исследований вулканогенных образований заонежского комплекса должно явиться геолого-петрологическое изучение развитых в пределах Заонежья силлов габбродолеритов с целью выяснения их площадного размещения и определения питающих каналов.

### *Суйсарский горизонт (суйсарский пикрит-базальтовый комплекс)*[19]

Суйсарский горизонт с характерным проявлением высокомагнезиальных вулканитов прослеживается в разных районах Фенноскандинавского щита (ОС, Приладожье, Лапландия, Печенга и др.). Стратотипом горизонта является одноименная свита, название которой дано В.М. Тимофеевым [1935, с. 113] по «суйсарскому побережью» Онежского озера. Первоначально оно относилось к вулканическому комплексу, а затем и соответствующей ему свите. Она развита в основном в западной части Северо-Онежского синклинория на площади около 2 тыс. км$^2$ (см. рис. 1.2). От подстилающих туфогенно-осадочных пород и лав заонежской свиты отделяется базальным слоем, представленным на разных участках туфоконгломератами, полимиктовыми конгломератами и гравелитами, иногда туфами. Этот слой отчетливо фиксируется в обнажениях (урочище Чертов Стул, пос. Шуйская Чупа, вдоль автодороги на участке Шуйская Чупа – Кончезеро, Шидгуба, мыс Галковаара, на о. Суйсари, п-ов Тернаволок) и скважинах. Базальный слой залегает на некоторых участках с незначительным угловым несогласием, а в других субсогласно (рис. 1.38). Перекрывающие породы падосской и кондопожской свит с несогласием ложатся на разные пачки суйсарской свиты.

Объем свиты несколько сокращен по сравнению с представлениями исследователей более раннего периода [Геология Карелии, 1987; Тимофеев, 1935] за счет исключения из нее «верхнесуйсарских образований» и выделения последних в кондопожскую свиту. Пачка вулканитов с

[19] Авторы: В.С. Куликов, С.А. Светов, А.И. Голубев.

андезибазальтами плагиофировыми и афировыми на участках Чертов Стул, о. Суйсари, Шардонские о-ва, оз. Сургубское, оз. Кончезеро отнесена теперь к верхней части заонежской свиты [Куликов и др., 1999].

Суйсарская свита сложена существенно вулканогенными породами основного и ультраосновного состава и по наличию в разрезе высокомагнезиальных пород не имеет аналогов среди образований палеопротерозоя в ОС.

*Местонахождение и описание стратотипа*

В качестве стратотипа свиты выбран наиболее полный разрез по опорной скв. 5, расположенной между озерами Укшезеро, Кончезеро и Ангозеро в Кондопожском районе. По прямым и косвенным признакам в нем был выделен каждый лавовый поток в пределах всей свиты. В тех случаях, когда между лавовыми потоками (покровами) наблюдались туфогенно-осадочные породы, идентификация самостоятельных потоков не представляла сложности. В непрерывных пакетах лав потоки выделялись исходя из строения достоверно наблюдаемых в обнажениях тел, у которых нижняя часть имеет, как правило, массивную текстуру, а верхняя – брекчиевую.

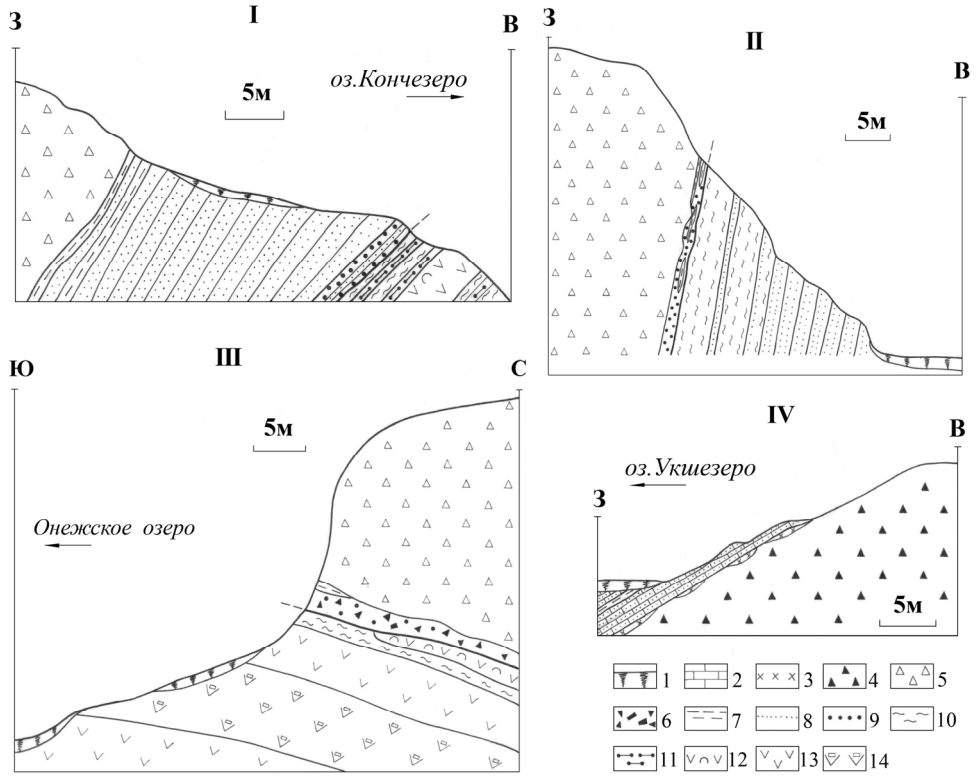



Рис. 1.38. Зарисовки нижней (I–III) и верхней (IV) границ суйсарской свиты [Куликов и др., 1999]:

1 – у северной окраины дер. Шуйская Чупа, в 30 м к западу от автодороги Петрозаводск – Гирвас; II – в 1,2 км к северо-западу от I, непосредственно у той же дороги; III – урочище Чертов Стул, IV – у южной окраины домов отдыха «Шуйская Чупа» – Гельмерсеновский контакт. 1 – четвертичные образования. *Калевий*: 2 – кварцитопесчаники, 3 – кора выветривания. Людиковий. *Суйсарская свита*: 4 – туфы и брекчии мелабазальтов, 5 – туфы и брекчии базальтов, 6 – туфоконгломераты, 7 – туфосланцы, 8 – туфопесчаники, 9 – конгломераты, гравелиты. *Заонежская свита:* 10 туфосланцы, 11 – туфопесчаники, 12 – подушечные андезибазальты, 13 – массивные андезибазальты, 14 – плагиофировые трахиандезибазальты

Номенклатура вулканических пород в основном базируется на классификационной диаграмме TAS ($K_2O + Na_2O$) – $SiO_2$. Классификация высокомагнезиальных (более 9 % MgO) пород дается по В.С. Куликову [Коматииты…, 1988; Kulikov et al., 2010]: пикрит > 18 % MgO, пикробазальт 14–18 % MgO, мелабазальт 9–14 % MgO в пересчете на безводный остаток.

С учетом результатов каротажа скважины 5 в разрезе суйсарской свиты выделены пять пачек, отличающихся по своему вещественному составу, описание которых дается снизу вверх начиная с верхнего слоя подстилающей заонежской свиты.

*Заонежская свита.* Переслаивание граувакковых песчаников и алевролитов. Мощность 5,7 м.

*Суйсарская свита. Пачка 1.* Переслаивание псаммитовых (до пелитовых), литокристаллокластических, базальтовых туффитов. В небольшом количестве отмечаются прослои с обломками базальтов и долеритов псефитовой и гравелитовой размерности, а также гальками этих пород до 3 см. Слоистость в туффитах параллельная, горизонтальная, на участках развития псефитов косая, однонаправленная. Мощность 12,0 м.

*Пачка 2, поток 1*. Пикробазальты массивные, серые, тонкозернистые, в кровле (0,1 м) представлены лавобрекчией, в подошве (0,05 м) – афанитового сложения. Мощность 5,3 м. Переслаивание туффитов, частично туфов базальтовых, псаммитовых и алевролитовых, литокристаллокластических, серых. Слоистость параллельная, горизонтальная, изредка косая, однонаправленная. Мощность 69,7 м. Мощность пачки 75 м.

*Пачка 3, в т. ч. поток 2*. Базальт плагиоавгитовый, серый, тонкозернистый. Мощность 7,9 м. Переслаивание туфов базальтовых, серых, алевритовых и алевропелитовых, литокристаллокластических. Слоистоть параллельная, горизонтальная. Мощность 4,6 м. *Потоки 3–14*. Основная часть потоков – базальт плагиоавгитовый, серый, тонкозернистый; в кровле – лавобрекчия базальта плагиоавгитового, серого, тонкозернистого иногда миндалекаменного. Мощность 87,6 м. Мощность пачки 100 м.

*Пачка 4, в т. ч. потоки 15–18*. Основная часть потоков сложена массивным авгитовым мелабазальтом, серым, тонкозернистым, мелкопорфировидным, в кровле – маломощная зона лавобрекчии авгитового мелабазальта, серого, тонкозернистого. Мощность 28 м. Ритмичное переслаивание туфов мелабазальтов, псаммитовых и алевролитовых, кристаллокластических, серых. Мощность прослоев псаммитовых 1–3 см, алевролитовых 30–60 см. Слоистость четкая, параллельная, горизонтальная. Мощность 3,5 м. *Потоки 19–23* в переслаивании с туфами. Верхняя часть потоков – лавобрекчия пикрита, мелкоминдалекаменного, серого, афанитового, а нижняя – пикрит серый, афанитовый, массивный. Туфы пикробазальтовые, псаммитовые, литокристаллокластические, буровато-серые, среднезернистые и иногда пепельно-серые. Мощность 58,5 м. *Потоки 24–36*. В кровле – лавобрекчия пикрита, серого тонкозернистого, а основная часть – массивный пикрит серый, тонкозернистый и иногда карбонатизированный. Общая мощность 118,9 м. Мощность пачки 198,9 м.

*Пачка 5, в т. ч. потоки 37–43* с одним прослоем туфа. В кровле потоков – лавобрекчия, а в основной части – авгитовый базальт, серый, тонкозернистый, иногда окварцованный. Туф авгитового мелабазальта, алевролитового, литокристаллического, серого цвета. Сохранившаяся мощность пачки 29 м. Перекрывающие породы – четвертичная морена. В описанном опорном разрезе общая мощность пород суйсарской свиты составляет 420 м, в т. ч. туфогенных пород, которые образуют 18 пластов мощностью от 0,3 до 15,46 м, – около 105 м (25 % разреза). Лавовые потоки общим количеством более 43 при толщине от 0,78 до 29,54 м (в среднем 6,66 м) имеют общую мощность 315 м (75 % разреза).

### *Петрофизические особенности пород и интерпретация каротажа*[20]

Измерения физических свойств (плотность и магнитная восприимчивость**)** пород суйсарской свиты выполнены по образцам керна опорной скважины № 5 (табл. 1.18).

Таблица 1.18. **Средние значения плотности и магнитной восприимчивости пород суйсарской свиты**

| Подразделения свиты | Количество измерений | δ, г/см$^3$ | $10^{-6}$ СГС |
|---|---|---|---|
| Пачка 5 | 9 | 2,88 | 53 |
| Пачка 4 | 30 | 2,87 | 43 |
| Пачка 3 | 14 | 2,92 | 55 |
| Пачка 2 | 8 | 2,83 | 44 |
| Пачка 1 | 4 | 2,81 | 46 |
| По свите (в целом) | 65 | 2,85 | 47 |

Среднее значение плотности образований свиты в целом составляет 2,85 г/см$^3$. Отмечается рост средних значений от нижних пачек (1–2) к верхним (3–5). Породы нижних пачек (1–2) характеризуются значениями плотности ниже среднего по свите (2,81–2,83 г/см$^3$), что связано с преобладанием в их составе туфов и туффитов. В верхних пачках (3–5) плотность пород значительно выше по сравнению с нижними (и выше средней по свите – 2,87–2,92 г/см$^3$), что характеризует преобладающий лавовый состав этих пачек. Максимальными средними значениями плотности (2,92 г/см$^3$) выделяется пачка 3, сложенная в основном слабо измененными плагиоавгитовыми базальтами. Породы свиты слабомагнитны (44–55·$10^{-6}$ ед. СГС, среднее 47·$10^{-6}$ ед. СГС). Несколько более высокими значениями магнитной

[20] Авторы: М.М. Филиппов, С.Я. Соколов.

восприимчивости (выше средней) характеризуются породы пачек 3 ($55 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и 5 ($53 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Низкая магнитная восприимчивость ($45 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), отмеченная для пикробазальтов 4 пачки, не характерна для этих пород в других регионах. Это связано, по-видимому, с краснокаменным типом изменения пикробазальтов с развитием гематита, вместо обычно наблюдаемого магнетита.

Комплекс каротажных работ в скважине 5 включал следующие методы: ГК, КС, ПС, МСК, ЭМК. По ГК на глубине 32,0 м проведена граница между пятой и четвертой пачками за счет смены более радиоактивных пород пятой пачки. Для пятой пачки также характерен необычно высокий уровень значений потенциалов естественного поля (ПС).

Граница между суйсарской и заонежской свитами по геофизическим данным (метод ЭМК) установлена уверенно, хотя и имеет небольшую, неотчетливую в кривых каротажа, зону перехода в интервале 418,9–422,1 м, где происходит заметное смешивание терригенного материала пород заонежской и уже собственно пирокластического материала суйсарской свиты, имеющих к тому же определенную близость между собой. С глубины 418,90 до 458,7 м этим методом выделяется характерный интервал, в котором чередуются между собой высоко- и слабомагнитные разновидности пород, представленных базальтовыми и трахиандезибазальтовыми туффитами песчаниковой и алевритовой размерности, граувакковыми вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. Этот интервал, вероятно, может быть выделен как маркирующий горизонт для верхов заонежской свиты. Также весьма хорошо выделяется по данным ГК интервал 548,0–566,0 м, для которого характерны относительно высокий гамма-фон, низкое сопротивление и положительные аномалии ПС. Породы этого интервала представлены туфами и туффитами натровых трахиандезитов, трахиандезибазальтов и трахибазальтов хлоритизированных и карбонатизированных. Своеобразным и хорошо выделяемым по геофизическим данным является интервал 566,0–601,4 м, характеризующийся сильной изрезанностью диаграмм КС, ПС, ТК и появлением на кривой ПС аномально низких значений естественного поля, по-видимому, за счет примеси в породах ШВ, распределенного в них крайне неравномерно. Этот интервал представлен переслаиванием потоков лав базальтов, андезибазальтов и трахиандезибазальтов и, в меньшей мере, пластов туфов андезибазальтов. Этот интервал с большей долей вероятности можно отнести к важному корреляционному горизонту в заонежской свите для западной части Северо-Онежского синклинория.

*Петрогеохимическая характеристика суйсарского комплекса*

Основные вариации химизма по пяти наиболее представительным разрезам вулканитов суйсарской свиты Укшезерской (Ангозеро – скв. 5, Линдаваара – 2Ф) и Кондопожской (Линьгуба, Б. Вара, Ровкозеро – скв. 2) вулканических зон показаны на рис. 1.39. В данных разрезах были опробованы каждый лавовый поток и большинство прослоев туфогенно-осадочных пород. Поэтому имеется возможность проследить изменение химизма магматического расплава, поступавшего на поверхность в разных участках вулканического поля. Специфика составов пород в каждой из выделенных пачек суйсарской свиты отчетливо фиксируется при детальном рассмотрении их химизма (табл. 1.19).

Эффузивы *первой пачки* из самого представительного разреза в районе пос. Соломенное (г. Б. Вара) наименее магнезиальны (6–9 % MgO). Содержание $Al_2O_3$ в них составляет 11–12 % при вариациях $SiO_2$ (40–50 %), $Na_2O$ (0,5–4 %). Характерным для первой пачки в южной части Северо-Онежского синклинория является наличие маркирующего горизонта вариолитовых базальтов, который фиксируется в разрезах Соломенской [Куликов и др., 1999] и Ялгубской гряд [Светов, 2008].

Новые материалы по геохимии и петрологии данных пород получены С.А. Световым на Ялгубской гряде. Там доминирующим развитием пользуются подушечные лавы базальтов, формирующие потоки мощностью от 5–7 до 18–20 м (рис. 1.40). Массивные лавовые потоки имеют мощность от 3–5 до 15–18 м. Для многих из них характерно проявление внутренней дифференциации, выраженной в наличии различных по морфологии зон ликвации или миндалекаменных зон (миндалины до 0,5 см в диаметре), формирующих линзовидные скопления со следами остаточных течений и четко диагностируемых афанитовых зон закалки. Потоки секутся многочисленными жилами кварц-хлоритового состава малой мощности. Между лавовыми потоками выявлены маломощные прослои от 0,4 до 3 м основных туфов различной размерности. Доминируют псаммитовые, неслоистые разности, но при этом в единичных выходах обнажены агломератовые туфы с размером литокласт до 17 см. Субвулканические породы Ялгубского кряжа представлены дайками и силлами. По вещественному составу среди них выделяются пикробазальтовые, базальтовые разности. В единичном случае выявлена маломощная (0,8 м) дайка базальтов, имеющая ликвационную текстуру.

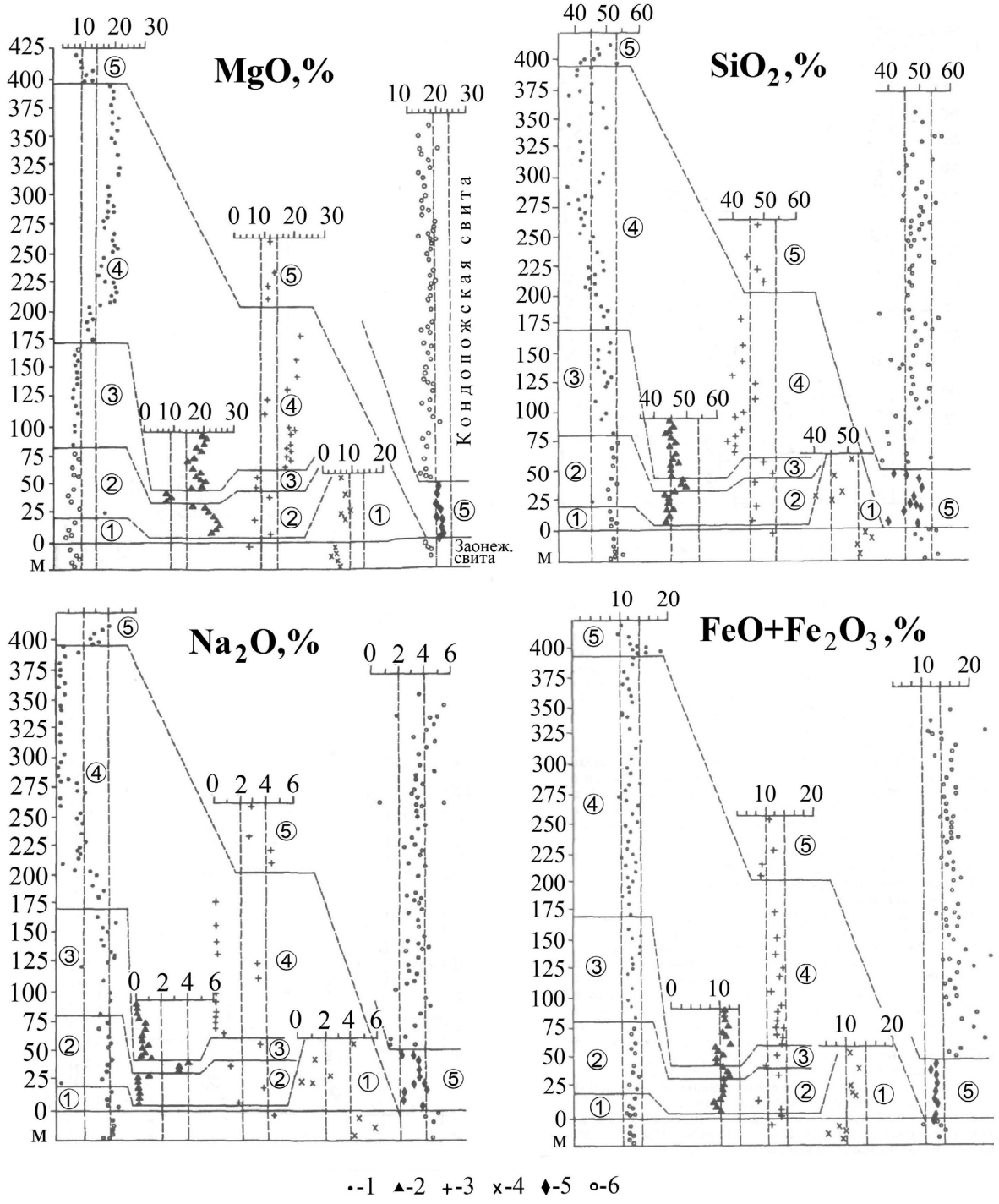



Рис. 1.39. Содержание MgO, $SiO_2$, $Na_2O$ и FeO + $Fe_2O_3$ в породах наиболее представительных разрезов суйсарской свиты, а также в подстилающих (заонежская свита) и перекрывающих (кондопожская свита) образованиях:

1 – Ангозеро, скв. 5; 2 – Линдаваара, скв. 2Ф; 3 – Линьгуба; 4 – пос. Соломенное, Б. Вара; 5 – оз. Ровкозеро, скв. 2; 6 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные и осадочные породы разного возраста. Цифры в кружках – номера пачек суйсарской свиты. Анализы пересчитаны на безводный остаток

Ликвационные текстуры (вариолиты, скопления вариолей, линзы контрастного состава) отмечаются в массивных и подушечных лавовых потоках и покровах независимо от их мощности (рис. 1.41, разрез по профилю 1–1). Максимальные концентрации вариолей отмечаются в верхних частях потоков (до 80 % объема), широко проявлены процессы коалесценции (слияния) вариолей.

Таблица 1.19. **Средние химические составы пород суйсарского комплекса, масс. %**

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 40,82 | 43,34 | 42,63 | 43,54 | 45,25 | 44,45 | 45,58 | 48,05 | 47,87 | 47,97 | 47,60 | 48,39 | 47,49 |
| $TiO_2$ | 1,02 | 1,42 | 1,66 | 1,42 | 1,35 | 1,55 | 1,58 | 2,28 | 1,87 | 2,00 | 1,86 | 1,86 | 1,51 |
| $Al_2O_3$ | 6,57 | 7,62 | 9,10 | 8,97 | 9,43 | 10,16 | 9,39 | 12,09 | 11,53 | 12,89 | 12,77 | 12,69 | 13,21 |
| $Fe_2O_3$ | 3,17 | 2,12 | 2,14 | 1,74 | 1,74 | 2,66 | 2,11 | 2,46 | 1,96 | 2,04 | 2,13 | 2,10 | 2,46 |
| FeO | 8,89 | 9,75 | 10,24 | 10,58 | 10,00 | 9,75 | 9,10 | 9,74 | 9,67 | 8,72 | 9,72 | 9,44 | 12,73 |
| MnO | 0,20 | 0,18 | 0,23 | 0,21 | 0,20 | 0,21 | 0,16 | 0,15 | 0,20 | 0,15 | 0,18 | 0,18 | 0,18 |
| MgO | 24,85 | 20,01 | 19,42 | 18,22 | 16,82 | 16,22 | 14,56 | 10,84 | 10,84 | 10,66 | 9,84 | 9,67 | 7,74 |
| CaO | 6,74 | 8,84 | 7,82 | 8,56 | 9,24 | 8,58 | 9,10 | 6,47 | 9,15 | 7,66 | 7,46 | 8,87 | 5,65 |
| $Na_2O$ | 0,09 | 0,17 | 0,28 | 0,49 | 0,61 | 1,29 | 1,08 | 2,62 | 2,12 | 3,00 | 3,29 | 1,87 | 2,23 |
| $K_2O$ | 0,04 | 0,12 | 0,03 | 0,15 | 0,44 | 0,57 | 0,27 | 0,91 | 0,80 | 0,77 | 0,49 | 0,83 | 0,40 |
| $P_2O_5$ | 0,11 | 0,18 | 0,16 | 0,18 | 0,18 | 0,16 | – | 0,35 | 0,18 | 0,26 | 0,21 | 0,21 | 0,17 |
| CuO | 0,009 | 0,02 | 0,007 | 0,011 | 0,006 | 0,009 | – | 0,027 | 0,10 | 0,014 | 0,017 | 0,02 | 0,153 |
| CoO | 0,012 | 0,011 | 0,013 | 0,011 | 0,01 | 0,009 | – | 0,011 | 0,006 | 0,007 | 0,006 | 0,01 | 0,009 |
| NiO | 0,093 | 0,14 | 0,118 | 0,117 | 0,105 | 0,081 | – | 0,065 | 0,052 | 0,037 | 0,052 | 0,041 | 0,013 |
| $V_2O_5$ | 0,048 | 0,058 | 0,057 | 0,028 | 0,048 | 0,055 | – | 0,07 | 0,044 | 0,063 | 0,041 | 0,056 | 0,072 |
| $Cr_2O_3$ | 0,190 | 0,17 | 0,173 | 0,124 | 0,194 | 0,160 | – | 0,10 | 0,097 | 0,04 | 0,095 | 0,067 | 0,014 |
| S | 0,12 | 0,04 | Сл. | 0,05 | 0,03 | 0,02 | – | 0,03 | – | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,05 |
| $H_2O$ | 0,82 | 0,62 | 0,74 | 0,47 | 0,94 | 0,58 | 1,03 | 0,67 | 0,38 | 0,35 | 0,49 | 0,29 | 0,69 |
| ппп | 6,85 | 5,76 | 5,74 | 5,43 | 4,57 | 4,14 | 7,31 | 4,04 | 3,43 | 3,54 | 4,19 | 3,61 | 5,89 |
| Сумма | 100,64 | 100,57 | 10,56 | 100,30 | 101,63 | 100,65 | 100,27 | 100,97 | 100,30 | 100,19 | 100,47 | 100,24 | 100,66 |
| Кол-во анал. | 45 | 11 | 10 | 11 | 42 | 16 | 8 | 8 | 15 | 21 | 17 | 47 | 7 |

*Примечание*. 1 – перидотит, Кончезерский силл; 2–4 пикрит (2 – Линьгора; 3 – Чертов Стул – Соломенное, дайки; 4 – Ровкозеро); 5–7 – пикробазальт (5 – Линдаваара; 6 – Тернаволокский силл; 7 – о. Суйсари); 8–12 – авгитовый мелабазальт (8 – южный некк, Шидгуба; 9 – Линдаваара; 10 – Линьгуба; 11 – Ровкозеро; 12 – дайки, Чертов Стул – Соломенное; 13 – ферробазальт, Радколье. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

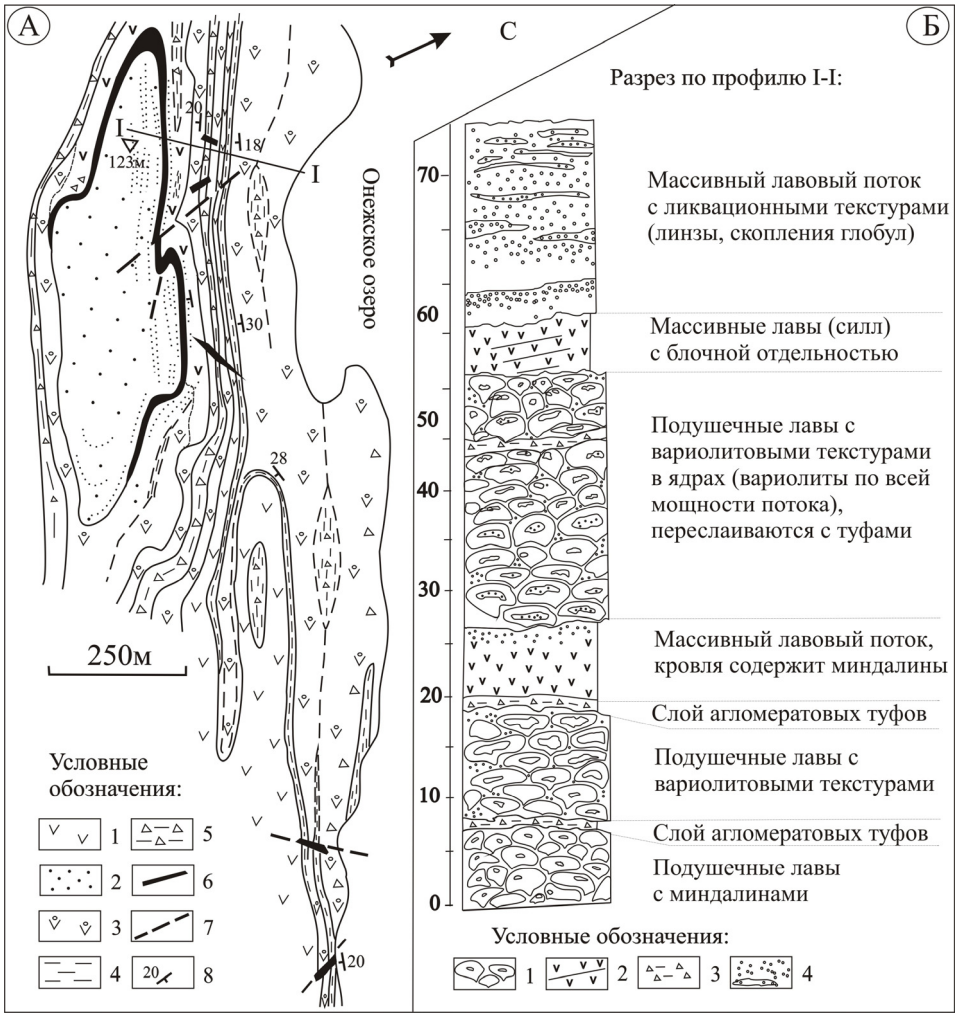



Рис. 1.40. Схема геологического строения (фрагмент А) и разрез по профилю I–I (фрагмент Б). Залив Ялгуба Онежского озера [Светов, 2008]:

условные обозначения на фрагменте А: 1 – массивные миндалекаменные лавы базальтов, 2 – массивные вариолитовые лавы с ликвационными линзами и единичными глобулами, 3 – лавобрекчии, подушечные лавы, 4 – пелитовые туфы с вкрапленностью гематита, 5 – агломератовые туфы, 6 – пластовые тела и секущие дайки базальтов, 7 – тектонические нарушения, 8 – элементы залегания. Условные обозначения на фрагменте Б: 1 – подушечные лавы базальтов с миндалинами; 2 – массивные лавы базальтов, иногда с блочной отдельностью; 3 – слои агломератовых туфов базальтов; 4 – зоны вариолитов, ликвационных линз в массивных, подушечных лавовых потоках

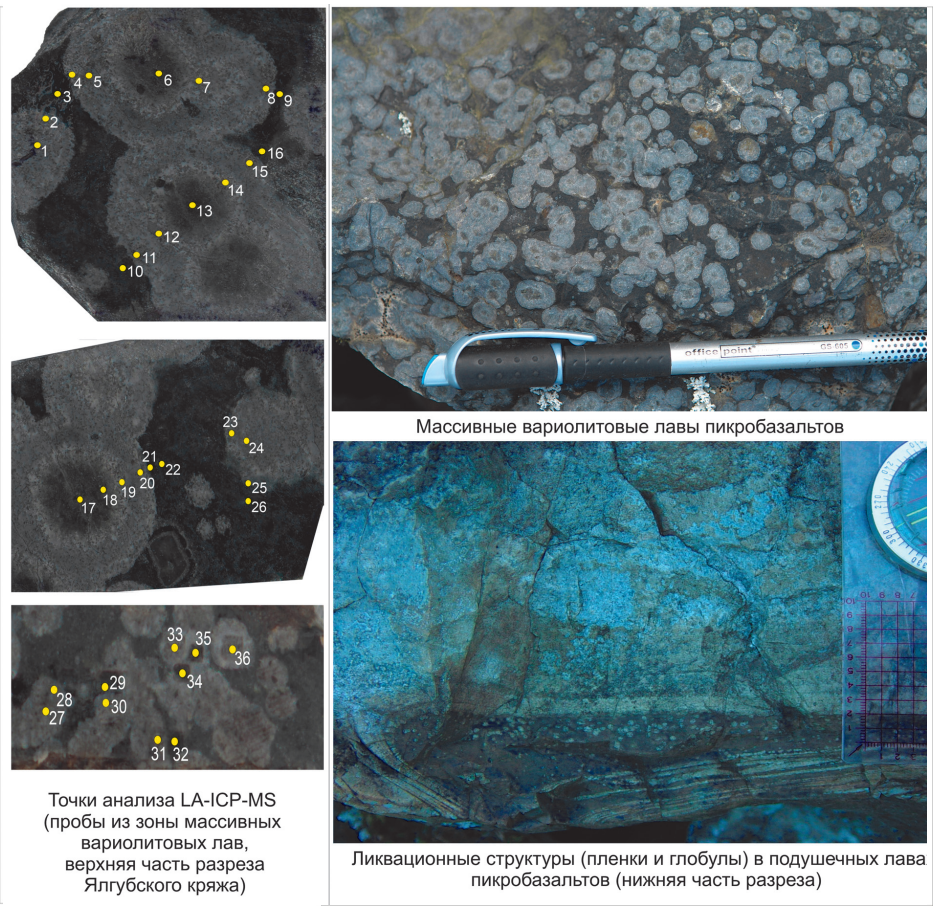



Рис. 1.41. Морфология вариолитов Ялгубского кряжа и положение точек геохимического изучения методом LA-ICP-MS

По размеру, морфологии и строению выделяются: 1) крупные вариоли размером 0,5–3 см с четко проявленной зональностью: краевая стекловатая зона мощностью до 1 мм; далее более крупнозернистая зона 1–1,5 мм, сложенная сноповидными игольчатыми кристаллами плагиоклаза в диопсид-авгит-актинолитовом агрегате; центральное ядро 1–5 мм контрастного темного цвета, представленного кварц-полевошпат-хлоритовой тонкозернистой массой; 2) мелкие вариоли до 0,5 см с внутренним однородным строением, часто формирующие линзы и аморфные скопления; 3) микровариоли (0,1–0,3 см) с однородным внутренним строением; 4) пленочные обособления с четкими фазовыми границами в зонах закалки лавовых тел мощностью 0,01–0,2 мм [Светов, 2008].

Все выделенные разновидности вариолей по общему составу отвечают андезибазальту (масс. %): $SiO_2$ 53,12 ± 8,39, MgO 5,17 ± 0,37, $Na_2O$ 3,77 ± 0,11, $K_2O$ 1,53 ± 0,18; матрикс – пикриту: $SiO_2$ 42,07 ± 3,45, MgO 8,50 ± 063, $TiO_2$ 1,45 ± 0,09. Вариации отношений $CaO/Al_2O_3 < 1$ (матрикс 0,63 ± 0,03, вариоль 0,59 ± 0,01), $Al_2O_3/TiO_2 \approx 3$ (матрикс 9,34 ± 0,61, вариоль 9,75 ± 0,64).

По данным геохимического анализа матрикс может быть разделен на 2 типа (рис. 1.42). Для первого типа характерно пологое (подобно N-MORB) распределение РЗЭ, положительные аномалии по Nb, Th, повышенные содержания Hf, Zr, Ba и Rb, нефракционированное распределение тяжелых РЗЭ. Типичен для участков лавовых потоков с единичными крупными (до 3 см в диаметре) вариолями или скоплениями мелких (< 1 см) вариолей в виде пятен и линз.

Второй тип сильно обогащен легкими РЗЭ, имеет отрицательные аномалии по Nb, Ti, низкие содержания Ba и Rb, слабо фракционированное распределение тяжелых РЗЭ элементов. Выявлен в областях пленочной расслоенности и зонах скоплений микровариолей (при размере глобул < 0,3 мм);

По химическому составу мениски вариолей, представляющие собой тонкие границы фазового раздела вариоль-матрикс толщиной от 70 до 300 микрон, отвечают матриксу 1 типа, но имеют более высокий уровень содержания всех элементов. Значимые отличия в системе фазового раздела «матрикс-мениск» наблюдаются по содержанию Th, Rb и Ba (в мениске их концентрация возрастает в 5 раз).

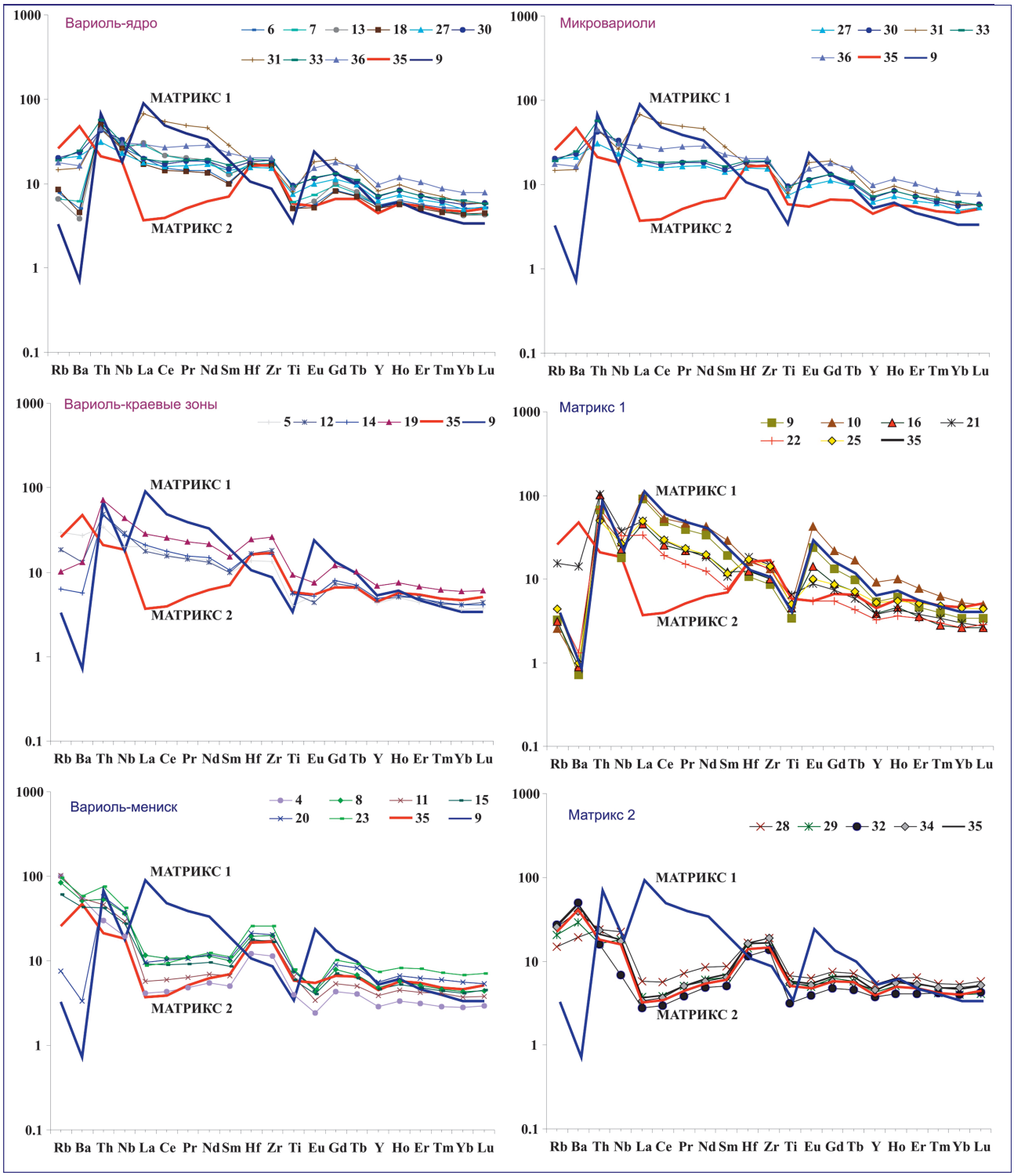



Рис. 1.42. Распределение редких и редкоземельных элементов для различных зон ликвационных обособлений (нормировано по примитивной мантии)

По данным распределения трасс-элементов во внутренних частях вариолей установлены следующие тенденции: от мениска к краевой зоне вариолей повышается содержание La, Ce, Pr, что меняет характер наклона легких РЗЭ части спектра, сохраняется повышенный уровень Hf и Zr, в ядре резко увеличивается концентрация Eu при сохранении низких концентраций Rb, Ba и Th.

Детальное прецизионное изучение химического состава продуктов ликвационной дифференциации позволило установить, что первичный расплав, подвергнутый впоследствии ликвационному разде-

лению, отвечал пикробазальтовому составу, что геохимически близко «1 типу матрикса». Инициальным фактором ликвационного процесса в данном случае стала коровая контаминация, сделавшая силикатную систему нестабильной (контаминированный расплав в системе сохранился в виде 2-го типа матрикса). Формирование внутренней геохимической зональности в глобулах связано с процессами постликвационного, кристаллизационного фракционирования, а сам процесс ликвационной дифференциации был многоступенчатым, причем начало его происходит еще до извержения расплава на поверхность (в пределах промежуточных камер). При этом важно подчеркнуть, что конечный продукт ликвационной дифференциации имеет близкие геохимические характеристики независимо от объема несмешивающихся фаз, что фиксирует своеобразный предел развития системы, а скорость ликвационной дифференциации была значительная, о чем свидетельствует геохимическое сходство ликвационных пленок в зонах закалки подушечных лав и крупных глобул в кровлях мощных лавовых потоков.

Породы *второй пачки* характеризуются высокой магнезиальностью в Укшезерской (15–25 %) и в Кондопожских зонах (8–13 %) (разрезы Ангозера, Линдаваары, Линьгубы). Содержание $Al_2O_3$ не превышает 9 % в Укшезерской зоне и составляет 10–11 % в Кондопожской. $SiO_2$ в обеих зонах составляет 44–46 %, $Na_2O$ – доли процента в Укшезерской и от 1 до 4 % в Кондопожской зонах.

Вулканиты *третьей пачки* имеют низкую магнезиальность (MgO 5–8 %), устойчивую, но повышенную по сравнению с остальными пачками глиноземистость ($Al_2O_3$ 14–16 %), аномально высокое содержание $Si_2O$ (в единичных пробах до 53 %) и сумму щелочей (до 6 %). Химизм этой пачки резко отличается от составов второй и четвертой.

Вулканиты *четвертой пачки* являются типовыми для свиты, а их вещественный состав наиболее значимо представляет особенности магматизма суйсарского времени. Им свойственны высокая магнезиальность (MgO 10–24 % в Укшезерской зоне и 10–23 % – в Кондопожской), значительные колебания в содержании $SiO_2$ (36–51 %), $Al_2O_3$ (5–14 %) и $Na_2O$ (0–3 %). Они сопоставимы с эффузивами пильгуярвинской серии Печенгской структуры [Смолькин, 1992], за исключением содержания общего железа ($FeO + Fe_2O_3 > 14$ %) в некоторых печенгских пикробазальтах, которые называются ферропикробазальтами и ферропикритами.

В породах *пятой пачки* в Кондопожской и Укшезерской зонах по сравнению с четвертой ниже магнезиальность (MgO 9–14 %), относительно повышены глиноземистость ($Al_2O_3$ 10–14 %), щелочность ($Na_2O$ 2–4 %), иногда железистость (FeO 15 % и больше в вулканитах Радкольской зоны) [Голубев, Светов, 1983]. Содержание кремнезема колеблется от 40 до 52 %.

Отмеченные главные петрохимические черты каждой из пачек свиты дают основание говорить о применимости принципов хемостратиграфии к расчленению суйсарской свиты и обоснованию ее границ. В районе пос. Соломенное (Петрозаводская губа Онежского озера) наблюдается резкое изменение химизма пород на границе между заонежской и суйсарской свитами по таким параметрам, как MgO, $SiO_2$, $Na_2O$, $FeO + Fe_2O_3$ (см. рис. 1.39), что позволяет относить их к разным вулканическим циклам. Менее отчетливо подобная граница фиксируется по степени окисленности железа в слоистой туфогенно-осадочной пачке в районе Кончезера – Укшезера. Более окисленными являются отложения заонежской свиты. На других участках эта граница недостаточно изучена и требует более детальных исследований.

Верхняя граница суйсарской свиты с перекрывающей кондопожской (Ровкозеро, скв. 2) также подчеркивается сменой вещественного и химического состава пород. Вулканогенно-осадочные образования последней отличаются более низким содержанием MgO (меньше 9 %) и высоким общего железа: в среднем – около 16 % при колебаниях от 12 до 22. В суйсарских и заонежских породах не превышает 14 % (см. рис. 1.39), что не позволяет коррелировать кондопожскую свиту с какими-либо пачками суйсарской, как это представлялось ранее [Геология Карелии, 1987]. Проведенная корреляция суйсарских вулканитов в Северо-Онежском синклинории дана на рис. 1.43. Сопоставление разрезов отчетливо фиксирует наличие не менее двух вулканических зон на рассматриваемой территории, где каждая имеет свою специфику, которая заключается в более мощном проявлении ранних фаз вулканизма в Укшезерской зоне, а поздних – в Кондопожской.

### *Субвулканические образования суйсарского комплекса*

Субвулканические породы комплекса по формам залегания разделяются на три группы: некки, дайки и силлы.

*Некки* описаны А.П. Световым [1979] и В.С. Куликовым в 1985 г. на основании морфологии закартированных субвулканических тел, овальных или округлых в плане. Поскольку они не прослежены бурением на глубину, их выделение дискуссионно. Наиболее достоверными некками являются

два: Соломенский трахибазальтовый на восточной окраине пос. Соломенное [Куликов и др., 1999] и Шидгубский пироксеновых мелабазальтов («Северный», по: [А.П. Светов, 1979]) в районе одноименной губы на суйсарском побережье Кондопожской губы Онежского озера.

*Дайки* широко развиты на Соломенском участке, а в других местах встречаются в единичных случаях (о. Суйсари и суйсарское побережье, Укшезеро, Урозеро, ст. Шуйская и др.). На Соломенском участке насчитывается более 30 даек варьирующего состава (андезибазальты, базальты, мелабазальты, пикробазальты), отражающего дифференциацию пикробазальтовой магмы в подвулканной камере. Они обычно имеют субмеридиональное или СВ (5–20°) простирание, выявлены также три дайки субширотного простирания [Куликов и др., 1999]. Наиболее крупные тела прослежены на 150–200 м при максимальной ширине до 3–5 м, а самые распространенные имеют мощность до 1–2 м и длину в десятки или первые сотни метров.

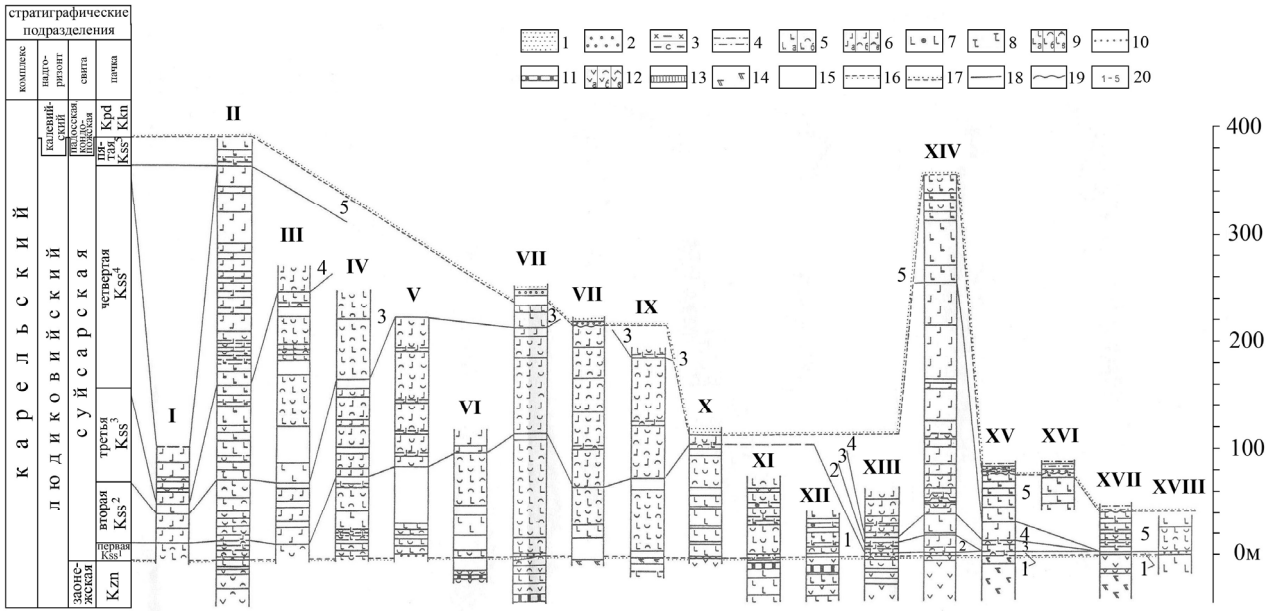



Рис. 1.43. Корреляция разрезов суйсарской свиты Северо-Онежского синклинория
(Сост. В.С. Куликов с использованием материалов Н.И. Фадеевой (разрезы I, XIV), Б.С. Лаврова (II, XVII), В.В. Куликовой (XI, XVIII), А.П. Светова (XIV), А.И. Голубева (XIV), А.И. Кайряка (XV, XVI)):

I – оз. Гомсельгское, г. Линдаваара, скв. 2Ф; II – сев. побережье оз. Укшезеро, скв. 5; III – оз. Кончезеро, СЗ окраина дер. Косалма; IV – оз. Кончезеро, в 1 км к ЮВ от дер. Косалма; V – оз. Укшезеро, дер. Царевичи; VI – оз. Укшезеро, в 1,7 км ЮВ дер. Царевичи; VII – дер. Шуйская Чупа, западнее дороги на оз. Укшезеро; VIII – дома отдыха «Шуйская Чупа» – восточнее дороги на оз. Укшезеро; IX – ЮВ берег оз. Кончезеро; X – СВ окраина г. Петрозаводска, пос. Томицы; XI – Петрозаводская губа, Онежское озеро, урочище Чертов Стул; XII – в 2 км к востоку от урочища Чертов Стул; XIII – СВ мыс о. Суйсари, оз. Онежское; XIV – ЮЗ берег Кондопожского залива Онежского озера, г. Линьгора; XV – СВ южного конца оз. Кончезеро, скв. 1К; XVI – СВ южного конца оз. Кончезеро, скв. 2К; XVII – оз. Б. Ровкозеро, Кондопожский п-ов, скв. 2; XVIII – мыс Радколье, п-ов. Б. Леликовский, Онежское озеро.

Литологический состав: 1 – песчаники, алевролиты; 2 – конгломераты, кварцитопесчаники, 3 – кремнистые углеродсодержащие сланцы, 4 – аргиллиты, алевролиты, 5 – мелабазальты: лавы (а), туфы и брекчии (б); 6 – пикриты и пикробазальты: лавы (а), туфы и брекчии (б), туффиты (в); 7 – вариолитовые базальты; 8 – трахибазальты; 9 – базальты: лавы (а), туфы и брекчии (б), туффиты (в); 10 – конгломераты, туфоконгломераты, гравелиты; 11 – серийно-порфировые плагиоклазовые андезибазальты; 12 – андезибазальты: лавы (а), туфы (б), туффиты (в); 13 – шунгитовые породы; 14 – долериты, меладолериты; 15 – необнаженные интервалы разрезов; 16 – подошва суйсарской свиты; 17 – подошва надсуйсарских образований (кондопожская и падосская свиты); 18 – границы слоев, потоков; 19 – несогласное залегание пород; 20 – номера пачек суйсарской свиты

*Силлы* – пластовые интрузивные тела мафит-ультрамафитового и мафитового состава, развиты в основном в Северо-Онежском синклинории. Наиболее достоверно установлена принадлежность к суйсарскому комплексу силлов перидотит-долеритов, т. к. они характеризуются многими чертами комагматичности с лавами второй и четвертой пачек – маркеров суйсарской свиты, в т. ч. по петрохимическим данным (см. табл. 1.19). В ОС их не менее 10, но наиболее крупных три: Кончезерский, Тернаволокский и Лаголампинской (Орловский). Особенности строения, состава и генезиса перидотит-долеритовых тел рассмотрены в ряде публикаций [Куликов и др., 1976; Пухтель и др., 1995].

Кончезерский силл предполагаемой площадью не менее 30 км$^2$, собранный в пологие складки, обнажается по берегам оз. Кончезеро и Гомсельга. Он имеет сложное строение («многоэтажный»), один из его горизонтов подсечен опорной скважиной 5 (Укшезеро). В наиболее полных разрезах силла выделяются зоны (снизу вверх): нижняя краевая закалочная (до 6 см), нижняя пикритовая (до 10–15 м), перидотитовая – кумулятивная (до 60 м), габбродолеритовая (до 25 м), верхняя пикритовая (до 5 м).

Тернаволокский силл мощностью до 65 м и предполагаемой площадью до 15 км$^2$ также имеет дифференцированное строение [Куликов и др., 1976].

Лаголампинский дифференцированный пикрит-долеритовый силл имеет мощность до 50 м и собран в складки вместе с вмещающими вулканитами заонежской свиты на площади более 10 км$^2$ [Куликов, Куликова, 2008] (см. рис. 1.36, 1.37).

Первые два силла рассматриваются в качестве подвулканных интрузий, учитывая близость петрографического и петрохимического состава и пространственную совмещенность лав и субвулканических тел. Sm-Nd и Pb-Pb изохронные возрасты 1975 ± 24 и 1980 ± 57 млн лет, соответственно, отвечают времени внедрения Кончезерского силла и излияний людиковийских лав [Puchtel et al., 1998]. Таким образом, доказывается региональное в пределах Фенноскандинавского щита развитие людиковийского надгоризонта. Близкие датировки получены в последнее время во ВСЕГЕИ и детально рассматриваются в гл. 4 настоящей книги. Изотопные возрасты этих пород совпадают также с Sm-Nd, Pb-Pb и U-Pb цирконовыми возрастами ферропикритов из пояса Печенга – Имандра (Кольский п-ов) и коматиитов и базальтов из пояса Кителя – Карасйок (Норвегия, Финляндия) [Смолькин…, 1992].

### 1.3.5. Калевий

Термин «калевий» для названия надгоризонта принят на расширенном заседании региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России, проходившем в г. Петрозаводске в апреле 1987 г. Этим актом согласовано единое понимание термина для палеопротерозоя Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Ранее данный надгоризонт на территории Карелии носил название ладожский [Негруца, 1984], ливвийский [Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987].

Стратотипом калевийского надгоризонта является разрез ладожской серии в Северном Приладожье. Нижняя граница стратиграфического подразделения 1920 млн лет, верхняя – 1800 млн лет [Общая стратиграфическая…, 2002]. В данный надгоризонт объединены пялкъярвинский и леппялампинский горизонты региональной шкалы (как предложение, требующее дополнительного обоснования). К пялкъярвинскому горизонту отнесены контиосарская и пялкъярвинская свиты ладожской серии, а также кондопожская свита и ее аналоги в бесовецкой серии ОС. В леппялампинский горизонт включены наатсельская и леппялампинская свиты ладожской серии, вашозерская свита и ее аналоги в бесовецкой серии ОС.

#### *Парастратотип калевийского надгоризонта в Онежской структуре*[21]

Парастратотипом надгоризонта в ОС является бесовецкая серия, которую выделил А.И. Кайряк [1973]. Эта серия, развитая севернее г. Петрозаводска, состоит из двух свит (снизу вверх): падосской и шуйской. *Падосская свита* образована чередованием алевролитов, глинистых сланцев, микалитов, аркозовых и кварцевых песчаников. В весьма ограниченном количестве встречаются гравелиты, силициты, известняки, кислые туффиты и туфогенные аргиллиты кислого состава. В основании ее на вулканических породах суйсарского горизонта установлена кора выветривания. В строении *шуйской свиты* участвуют аналогичные главные типы пород: песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, в резко подчиненном количестве встречаются известняки, туфогенные аргиллиты и туффиты кислого состава. Свиты разделены маркирующим горизонтом кварцевых песчаников, залегающих в основании шуйской свиты. Мощность отложений падосской свиты не более 680–700 м, шуйской – не более 450–500 м.

Северо-восточнее Кондопожской губы в районе г. Кондопога – п. Илемсельга в составе бесовецкой серии также выделяются две свиты – кондопожская и вашозерская [Кайряк, 1973]. Ранее [Яковлева, Гилярова, 1960] протерозойские образования этого района делились на суйсарскую свиту, состоящую из двух подсвит – нижней туфолавовой и верхней туфогенно-осадочной и пере-

[21] Автор: П.В. Медведев.

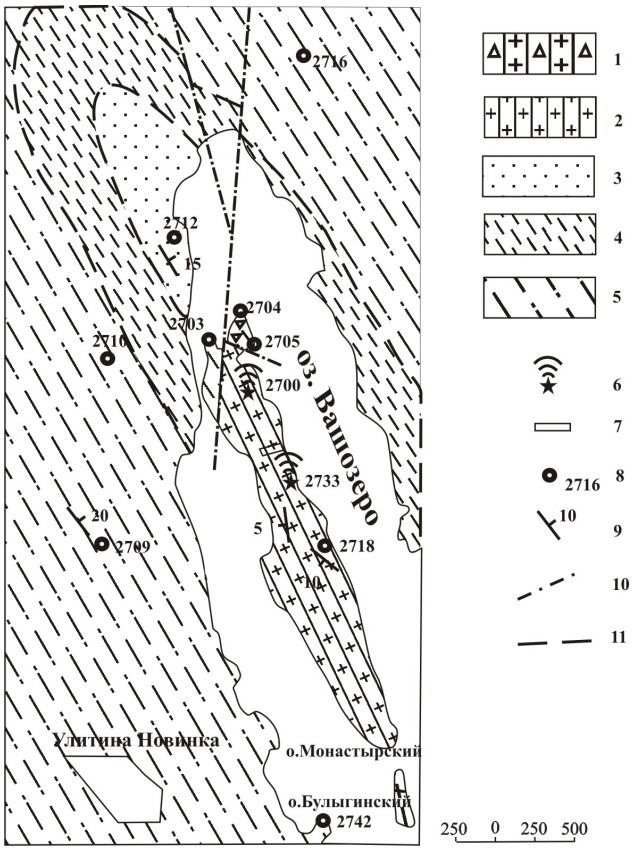



Рис. 1.44. Геологический план участка «Вашозеро»:

*вепсий:* 1 – брекчии кремнекластические. *Калевий:* 2 – кремнистые тонкослоистые породы, 3 – песчаники кварц-полевошпатовые, 4 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, 5 – алевролиты слюдисто-кварцевые, 6 – места находок кремнистых микробиальных построек (стириолитов), 7 – канава, 8 – образец и его номер, 9 – элементы залегания слоистости, 10 – разрывные нарушения, 11 – литологические границы

крывающие их с угловым несогласием песчаники, считавшиеся иотнийскими, а теперь относящиеся к вепсийскому надгоризонту. А.И. Кайряк, опираясь на результаты геологического картирования территории в м-бе 1 : 50 000 и данные бурения, выделил туфогенно-осадочные образования верхнесуйсарской подсвиты в качестве самостоятельной кондопожской свиты, а залегающие на них терригенные отложения были отнесены к вашозерской свите.

*Кондопожская свита* представлена ритмичным чередованием вулканомиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в т. ч. шунгитсодержащих, залегающих на размытой поверхности образований суйсарского горизонта людиковия. Мощность свиты около 600 м. По характеру ритмичности и цикличности осадков, роли главных типов горных пород и геологическому положению она аналогична падосской свите бесовецкой серии, развитой юго-западнее.

*Вашозерская свита* делится на две подсвиты. Нижневашозерская подсвита представлена обломочными породами преимущественно граувакового состава с редкими прослоями известняков. Она залегает на размытой поверхности тонкоритмичнослоистых пород кондопожской свиты. Предыдущие исследователи породы нижневашозерской подсвиты рассматривали в составе верхнесуйсарской подсвиты. Верхневашозерская подсвита представлена существенно аркозовыми ритмичнослоистыми песчаниками и алевролитами, согласно залегающими на существенно грауваковых ритмичнослоистых песчаниках и алевролитах нижневашозерской подсвиты. Ранее аркозы верхневашозерской подсвиты сопоставлялись с песчаниками, развитыми южнее г. Петрозаводска [Яковлева, Гилярова, 1960] и относящимися сейчас к вепсию. Между грауваковыми и аркозовыми толщами отмечалось угловое несогласие. А.И. Кайряк исходя из имеющегося фактического материала не подтверждает несогласное залегание аркозов на граувакках [Кайряк, 1973]. В верхней части разреза вашозерской свиты появляются кремнистые породы: кремнекластические брекчии с угловатыми обломками черных лидитов, белых и светло-серых халцедонолитов, сцементированных кремнистой породой; массивные и микрослоистые силициты и хлорито-кремнистые породы. Кремнистые породы (до 20 м) венчают разрез вашозерской свиты. Нижневашозерская подсвита сопоставляется с верхней частью падосской свиты, а верхневашозерская подсвита с шуйской свитой, развитой севернее г. Петрозаводска. По нашим данным, в изученном разрезе у оз. Вашозеро (рис. 1.44) алевролиты слюдисто-кварцевые, и песчаники кварц-полевошпатовые относятся к нижней подсвите, а вышележащие кремнистые тонкослоистые породы – к верхней подсвите вашозерской свиты. Кремнекластические брекчии и перекрывающие их розоватые кварцитопесчаники целесообразно относить к вепсию.

На территории Заонежского п-ва в ядре Мунозерской синклинали описана *мунозерская свита* [Бондарь, 1972], которая сопоставляется с нижневашозерской подсвитой (рис. 1.45). Впоследствии при проведении поисковых работ на карбонатное сырье геологами ККГРЭ в составе мунозерской свиты были выделены нижняя («известковистая») и верхняя («доломитистая») подсвиты. Совместно с сотрудниками ИГ КарНЦ РАН были изучены литологический состав свиты, ее строение и положение в геологической структуре района [Медведев, Мутыгуллин, 1990]. Породы мунозерской свиты согласно залегают на ритмично-слоистых отложениях кондопожской свиты –

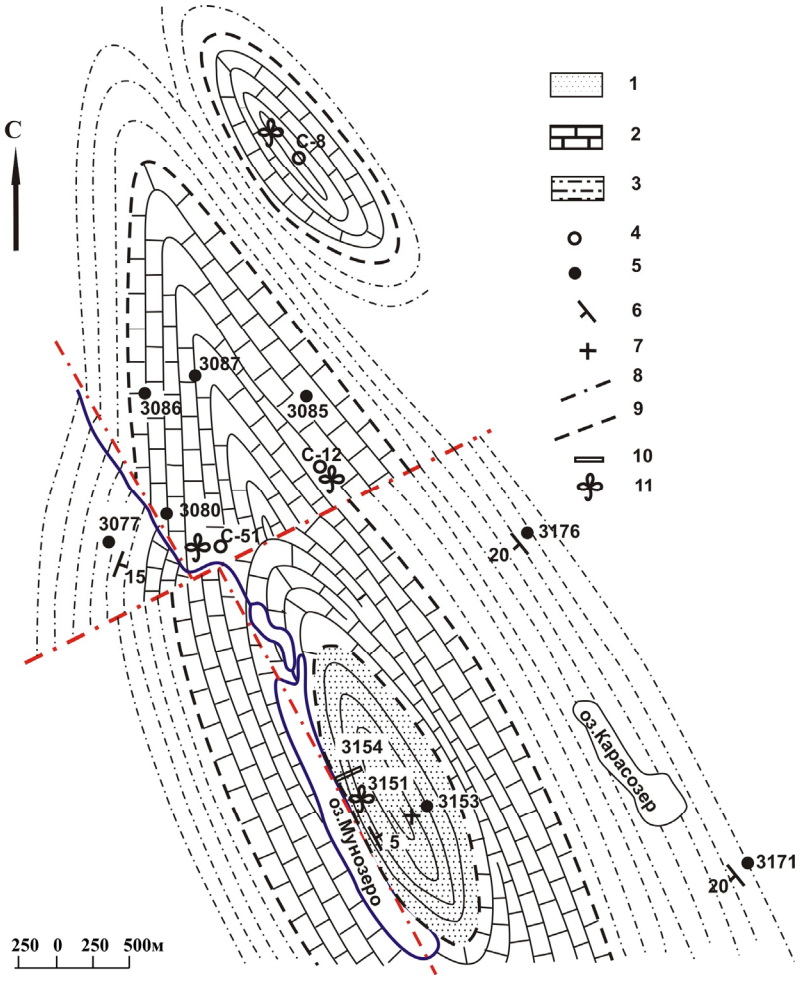



Рис. 1.45. Геологический план участка «Мунозеро» (с использованием материалов Р.Х. Мутыгуллина):

1 – доломиты песчанистые, алевролиты, песчаники аркозовые, 2 – известняки песчанистые, аргиллиты, алевролиты, песчаники известковистые, 3 – тонкоритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, 4 – скважина и ее номер, 5 – образец и его номер, 6 – элементы залегания слоистости, 7 – горизонтальное залегание пород, 8 – разрывные нарушения, 9 – литологические границы, 10 – канава, 11 – места находок онколитов и катаграфий

серо цветной бесшунгитовой пачке верхней подсвиты. Контакт с подстилающими породами плавный, с постепенным исчезновением известняковых прослоев. Нижняя подсвита представлена темно-серыми обломочными известняками с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов, иногда брекчированных. Известняки состоят из слабоокатанных обломков кальцита, угловатых обломков кварца и таблитчатых зерен плагиоклаза, замещающегося кальцитом. Обломки сцементированы хлоритом и кальцитом. Содержание кальцита в породе колеблется от 30 до 80 %. В известняках обнаружены микрофитолиты рода *Glebosites* Reitl. Максимальная мощность подсвиты составляет 63 м. Верхняя подсвита представлена серыми песчанистыми доломитами, алевролитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками с карбонатным цементом и аркозами. Для доломитов характерны тонкая волнистая и косая слоистость, обломочные текстуры и кремнистые прослои. В доломитах и доломитовом цементе песчаников найдены онколиты рода *Osagia* Twenh. Породы верхней подсвиты слагают ядро Мунозерской синклинали и образуют уступы высотой до 3 м вдоль СВ берега оз. Мунозеро. Контакт с нижней подсвитой не вскрыт. Наблюдаемая мощность пород верхней подсвиты около 10 м. Ранее мунозерская свита (нижняя подсвита) сопоставлялась с нижневашозерской подсвитой [Кайряк, 1973]. Таким образом мунозерская свита в полном объеме коррелируется с вашозерской.

Другой точки зрения на объем калевия в Северо-Онежском синклинории придерживаются Л.П. Галдобина и Е.И. Михайлюк [Стратиграфия..., 1984; Геология Карелии, 1987]. К ливвийскому (ныне калевийскому) надгоризонту они относят верхнюю (аркозовую) пачку выделенной ими в 1965 г. падосской свиты, развитой севернее г. Петрозаводска. Тогда как нижнюю (туфогенную) пачку падосской свиты считают принадлежащей суйсарскому горизонту людиковия и фациально замещающей суйсарские лавы. Кондопожскую свиту (выделенную А.И. Кайряком) они относят также к суйсарскому горизонту, считая ее туфогенной, а в состав ливвия включают только нижневашозерскую подсвиту. Верхневашозерскую подсвиту, опираясь на аркозовый характер составляющих ее пород, Л.П. Галдобина и Е.И. Михайлюк считают вепсийской. Аналог нижневашозерской подсвиты на территории Заонежья – мунозерская свита, также относится ими к калевию. Таким образом, Л.П. Галдобина и Е.И. Михайлюк присоединяются к ранее высказанной М.А. Гиляровой точке зрения о принадлежности туфогенных осадков, частично шунгитсодержащих (кондопожская свита, нижняя пачка падосской свиты), к суйсарию [Гилярова, 1941]. Причем Л.П. Галдобина и Е.И. Михайлюк указывают значительно меньшую мощность падосской и шуйской свит, чем это делал А.И. Кайряк. Мощность падосской свиты 300–350 м, а мощность шуйской свиты 100 м [Стратиграфический словарь…, 1989].

Кроме того, Л.П. Галдобина и Е.И. Михайлюк [Проблемы…, 1989] отнесли к калевийскому надгоризонту наряду с падосской свитой и образования петрозаводской свиты, считавшиеся вепсийскими [Геология Карелии, 1987]. Свое утверждение они обосновывали постепенным характером перехода между отложениями петрозаводской и падосской свит, залеганием (по их мнению) в кровле петрозаводской свиты базальтовых лав с корой выветривания на них, а также наличием гидротермального метасоматического изменения осадков петрозаводской и падосской свит, отсутствующего в вышележащих отложениях шокшинской свиты (вепсий).

В дискуссии об объемах и взаимоотношениях калевийского и вепсийского надгоризонтов необходимо договориться о стратотипической точке контакта этих подразделений. Представляется, что она может быть выбрана в Кондопожской синклинали на участках Вашозеро и Гангозеро.

На южном берегу оз. Гангозеро А.М. Ахмедовым (ВСЕГЕИ) были обнаружены кремнистые фитогенные постройки (стириолиты), сходные с ранее найденными стириолитами на о. Монастырском (оз. Вашозеро) [Макарихин, 1987]. Стратиграфически эти находки приурочены к кровле верхней подсвиты вашозерской свиты [Кайряк, 1973] – верхам калевийского надгоризонта. Авторами были подтверждены находки стириолитов на южном берегу Гангозера и отобран палеонтологический материал из элювиальных развалов кремнистых пород. Коренных выходов стириолитовых кремней в отличие от Вашозера здесь обнаружено не было. Нижележащие доломиты и алевролиты вскрыты мелиоративной канавой на южном берегу оз. Гангозеро, а также обнаружены в естественных выходах на южной оконечности острова с отметкой 78,5 (о. Доломитовый).

Доломиты серого цвета с коричневой корочкой выветривания, мелко- и среднезернистой структуры, тонкослоистые. Слоистость разнообразная: горизонтальная, косая, перекрестная, образующая причудливые складки, свидетельствует о высокой динамике среды осадконакопления. На острове пласты полого падают на ЮЗ под углом 10°. В доломитах обнаружены онколиты рода *Osagia* Twenh., сходные с ранее найденными в таких же породах на оз. Мунозеро (Заонежский п-ов) [Медведев, Мутыгуллин, 1990]. В районе Вашозера доломиты к настоящему времени неизвестны.

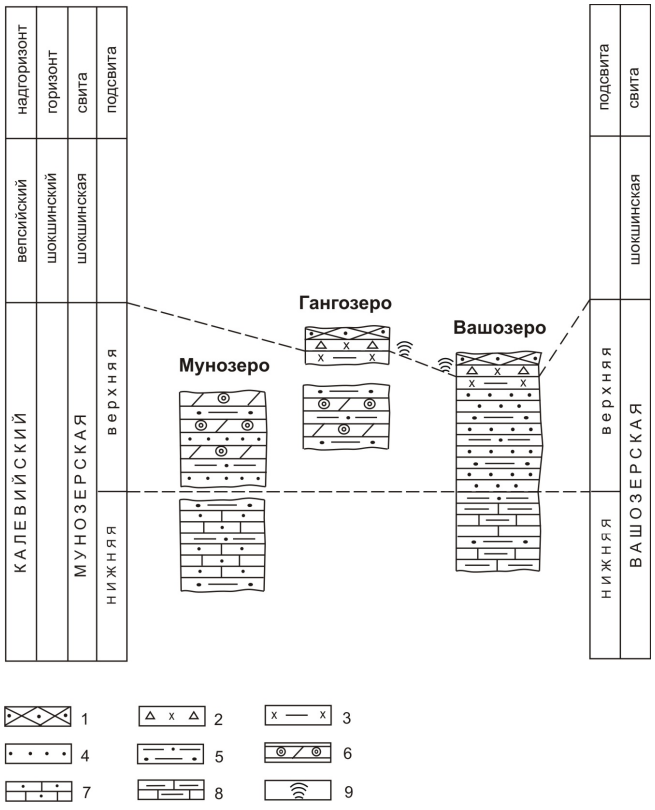



Рис. 1.46. Корреляция разрезов калевия в ядре Северо-Онежского синклинория:

1 – кварцитопесчаники красноцветные, 2 – брекчии кремнекластические, 3 – силициты, халцедонолиты, 4 – песчаники кварц-полевошпатовые, 5 – алевролиты сероцветные, 6 – доломиты с онколитами, 7 – песчаники известковистые, 8 – алевролиты известковистые, 9 – стириолиты

Вышележащие кремнистые слои и перекрывающие их красноцветные кварцитопесчаники встречены в элювиальных развалах на о-вах оз. Гангозеро (южнее о-ва Доломитовый).

Таким образом, разрез верхов калевийского и нижней части вепсийского надгоризонтов на п-ве Чаж представляется следующим (снизу вверх) (рис. 1.46):

*Калевий:*

1 – алевролиты темно-серые ритмичнослоистые с прослоями доломитов;

2 – доломиты серые с прослоями (1–2 см) алевролитов, содержат онколиты рода *Osagia* Twenh.;

3 – кремнистые породы – яшмовидные силициты, халцедонолиты серого, белого, зеленого, красного цветов. Черные разности кремней содержат стириолиты.

*Вепсий:*

4 – кремнекластические брекчии, в которых кремнистые обломки и обрывки слоев сцементированы красноцветным кварцитопесчаником. Характер обломков свидетельствует об отсутствии какого-либо переноса (брекчирование на месте);

5 – красноцветные кварцитопесчаники, нередко содержащие кремнистые обломки.

Очевидно, с кремнекластических брекчий (4) начинается вепсийский надгоризонт палеопротерозоя региональной схемы.

### ***Кондопожская свита***[22]

Терригенные образования кондопожской свиты развиты в центральной части Северо-Онежского синклинория, где они слагают ядерные части или крылья брахисинклиналей СЗ ориентировки (Кондопожская, Илемсельгская, Викшозерская, Мунозерская).

Развитие различных представлений о составе, границах, объеме, внутреннем расчленении, корреляции с другими аналогами и положении кондопожской свиты в разрезе детально рассмотрены М.М. Филипповым [2007].

#### *Границы свиты*

Взаимоотношения кондопожской свиты с подстилающими и перекрывающими их образованиями установлены в Кондопожской синклинали. Наиболее полная информация о внутреннем строении и объеме кондопожской свиты была получена в результате бурения опорных скважин в 1991 г. [Лавров и др., 1999]: № 1 (Западновашозерская) глубиной 525 м, расположенной на ЮЗ берегу оз. Вашозеро, и № 2 (Североровкозерская) глубиной 467,8 м, расположенной в 650 м по аз.110° от ЮВ конца оз. Ровкозеро.

*Нижняя граница.* Значение нижней границы свиты для стратиграфических построений является очень важным, т. к. на основании ее устанавливается характер взаимоотношения между образованиями суйсарской свиты, относимой к людиковийскому надгоризонту, и отложениями, фиксирующими начало нового калевийского этапа развития на территории ОС.

В скважине № 2 породы кондопожской свиты залегают непосредственно на суйсарских вулканитах, имея в основании элювиальную брекчию и/или маломощные базальные конгломераты, содержащие псефитовые обломки суйсарских лав, цементирующиеся крупнозернистыми до гравелитистых вулканомиктовыми песчаниками.

Севернее Кондопожского п-ва, в районах, где не встречаются суйсарские лавы, в результате буровых работ было установлено, что породы кондопожской свиты залегают непосредственно на лавах заонежской свиты [Лавров и др., 1999].

Непосредственный контакт свиты с подстилающими суйсарскими вулканитами выявлен и в естественных обнажениях в 500 м к СВ от ЮВ конца оз. Бол. Ровкозеро [Кайряк, 1973]. Здесь четко устанавливается небольшое, но заметное угловое несогласие: углы падения пластовой отдельности в потоках суйсарских лав составляют 45–65°, а углы падения слоистости перекрывающих вулканомиктовых песчаников, алевролитов кондопожской свиты 25–30°.

Контакт суйсарских образований с вышележащими терригенными породами падосской свиты бесовецкой серии (аналогом кондопожской свиты) наблюдается на ЮВ берегу оз. Укшезеро. Он известен в литературе как «Гельмерсеновский» [Гилярова, 1941; Тимофеев, 1935]. После проведения дополнительных исследований [Куликов и др., 1999], было показано, что на высокомагнезиальных вулканитах второй пачки суйсарской свиты залегает маломощный (0,1–0,3 м) прослой выветрелых туфов высокомагнезиальных пород, несколько обогащенных кварцевым материалом. Выше следует пачка грубослоистых серых кварцитопесчаников, которая вверх по разрезу сменяется тонкослоистой пачкой терригенных пород, обнажающихся у уреза воды к северу от причала дома отдыха «Шуйская Чупа». Наличие коры выветривания в кровле суйсарских образований свидетельствует о значительном перерыве между вулканитами и перекрывающими их терригенными породами. На некоторых участках «Гельмерсеновского» контакта в районе оз. Укшезеро, вблизи д. Логмручей, в естественных обнажениях и канаве [Кайряк, 1960] кора выветривания отсутствует и вместо нее наблюдаются маломощные линзы кварцевых конгломератов и гравелитов [Гилярова, 1941; Куликов и др., 1999; Тимофеев, 1935].

В юго-западном Прионежье (в районе п. Матросы – Кашканы) возрастные аналоги кондопожской свиты, представленные образованиями падосской свиты, ложатся непосредственно на породы туломозерской свиты (ятулийский надгоризонт) [Ахмедов и др., 1990]. Таким образом, имеет место несомненное стратиграфическое несогласие между отложениями кондопожской свиты и подстилающими их образованиями.

Необходимо также отметить, что в нижней части кондопожской свиты на разных участках ее развития отмечаются довольно многочисленные прослои конгломератов. Эти конгломераты впервые были обнаружены В.В. Яковлевой в естественных обнажениях вблизи восточного берега оз. Нигозеро [Яковлева, Гилярова, 1960]. Гальки в них представлены в основном углеродсодержащими сланцами и черными доломитизированными известняками заонежской свиты. Размеры галек

[22] Автор: Д.В. Рычанчик.

колеблются от 1 до 10–15 см в поперечнике, окатанность галек от средней до хорошей. Цемент конгломератов представлен граувакковыми песчаниками. Подобные же конгломераты были описаны В.В. Яковлевой, а в дальнейшем А.И. Кайряком и В.И. Горловым вблизи середины южного берега оз. Нурмозеро. Псефитовые обломки конгломератов представлены сажистыми шунгито-глинистыми сланцами, серыми и темно-серыми алевролитами и светло- и темно-серыми карбонатными породами. Цемент конгломератов представлен серыми, до темно-серых слоистыми алевролитами и аргиллитами. Конгломераты района оз. Нурмозеро большинством исследователей признаются внутриформационными образованиями кондопожской свиты. Псефитовые обломки в них являются аутигенными и представлены породами, слагающими кондопожскую свиту. Содержание их от 1 до 50 и очень редко 80 % от объема пород. Мощность ритмов в конгломератах колеблется от 3 до 8 см. Более грубые прослои приурочены к нижней части ритмов, более тонкие составляют их верхние части.

Конгломераты, подобные нурмозерским и нигозерским, в образованиях кондопожской свиты были встречены также в Заонежье, у д. Ламбасручей, в западном борту Котручейской синклинали, на ЮЗ берегу п-ва Лиж, в районе Южного Оленьего о-ва в Онежском озере и у ж/д станции Илемсельга, где в стенках железнодорожных выемок можно наблюдать всю последовательность процессов образования аутигенных конгломератов. В указанных случаях эти конгломераты, по-видимому, хотя и относятся к нижней части кондопожской свиты, но занимают в ее разрезе разные стратиграфические уровни и по своей природе являются внутриформационными образованиями.

*Верхняя граница.* Верхняя часть разреза кондопожской свиты вскрыта скважиной № 1 [Лавров и др., 1999], где в сравнительно узком интервале (несколько метров) наблюдается смена серых, слоистых полимиктовых песчаников и алевролитов светлыми крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками нижневашозерской подсвиты. Эта граница также отчетливо проявляется в геофизических и геохимических характеристиках разреза.

Таким образом, характер соотношений кондопожской свиты и ее аналогов с выше- и нижезалегающими образованиями говорит о том, что она занимает фиксированное место в стратиграфическом разрезе нижнепротерозойских образований ОС. Это положение определяется ее несогласным залеганием не только на породах суйсарской свиты, но и на более древних образованиях, и тем, что она повсеместно перекрывается более молодыми породами вашозерской свиты, имеющими в основании базальные конгломераты. Кондопожская свита совместно с синхронной падосской свитой может быть отнесена к основанию калевия.

### *Краткая характеристика пород свиты*

В строении кондопожской свиты принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, которые, переслаиваясь, образуют ритмы различной мощности от нескольких см до 25 м и более.

*Конгломераты* приурочены к основаниям элементарных ритмов, наибольшее распространение имеют в нижней подсвите. Они преимущественно средне- и мелкогалечниковые. Обломки в большинстве своем хорошо окатаны, но иногда среди них встречается значительное количество угловатых фрагментов, и в этом случае конгломераты переходят в конглобрекчии. По составу крупной фракции выделяются полимиктовые и мономиктовые разновидности. Первые сложены породами суйсарской, заонежской, туломозерской свит и гранитоидами, имеют более крупный (до десятков см) размер псефитовой фракции, по составу отвечающей шунгитоносным сланцам, известнякам, базальтам, пикробазальтам и гранитоидам. Эти конгломераты являются типичными базальными образованиями.

В более высоких частях разреза свиты нередко встречаются мелкогалечниковые конгломераты с обломочным материалом, представленным породами уже кондопожской свиты. Крупные фрагменты в этих конгломератах имеют различную степень окатанности: даже в пределах одного обнажения встречаются обломки как совершенной окатанности, так и слабо окатанные и почти угловатые. В этом случае наблюдается переход в конгломерато-брекчию, которая сменяется мелкообломочной брекчией. Механизм образования подобных конгломератов можно наблюдать в обнажениях вдоль полотна железной дороги у ст. Илемсельга. Здесь видно, как от появления незначительных трещин в прослоях алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с песчаниками, происходит расчленение слоев на отдельные, вначале несмещенные и остроугольные обломки, а в дальнейшем, по мере их растаскивания, они все более и более хорошо окатываются, постепенно приобретая форму хорошо окатанных плоских галек различного размера. При этом их состав полностью отвечает составу встречаемых здесь алевролитов и аргиллитов. Эти конгломераты по своей природе являются аутигенными, внутриформационными образованиями, сходными с конгломератами-катунами. Цемент во всех конгломератах представлен песчаниками серыми, реже слегка зеленовато-серыми, от средне- до крупнозернистых, в нижней подсвите преимущественно граувакковыми, а в верхней – полимиктовыми.

*Песчаники* по составу подразделяются на граувакковые и полимиктовые, между которыми существуют переходные разности. *Граувакковые* песчаники имеют серый, до темно-серого, зеленовато-серого, буровато-зеленовато-серого, почти черного цвет, параллельную, горизонтальную, реже волнистую или косую слоистость, которая заметна то более, то менее отчетливо. Зернистость песчаников преимущественно средняя, реже крупная до грубой, или мелкая до тонкой. Сортировка обломочного материала хорошая и средняя. Окатанность зерен в песчаниках средняя, реже они полуокатаны и даже угловатые. Лучше окатаны зерна более крупного размера. Обломочный материал представлен в основном различными породами основного состава, преимущественно эффузивными и пирокластическими (базальтами, андезибазальтами, пикробазальтами), туфами и туффитами Характерно также присутствие обломков (зерен) вулканогенных пород суйсарской свиты и, в меньшей мере, заонежской свиты и пород архейского кристаллического фундамента. В более мелких зернах отмечен плагиоклаз с заметными полисинтетическими двойниками, часто сильно замутненный непрозрачными пылевидными частицами. Иногда часть зерен плагиоклаза замещается кальцитом. Реже встречаются зерна кварца и мелкие обломки его тонкозернистых агрегатных скоплений. Обломки вулканических стекол, как правило, изменены и имеют буровато-зеленый цвет за счет развития гидроокислов железа. Значительная часть (до 30 %) обломков вулканитов полностью хлоритизирована и содержит мелкие зерна магнетита, а в редких обломках мандельштейнов встречены миндалины, выполненные радиально-лучистым агрегатом хлорита. Тип цемента – базальный, реже полубазальный; по составу цемент хлоритовый, кварц-хлоритовый, полевошпат-хлоритовый, иногда с тонкой примесью сфена, магнетита и ШВ, реже цемент существенно карбонатный. ШВ в цементе рассеянное, иногда образует мелкие линзочки и скопления, а в породах нижней части нижней подсвиты часто концентрируется на поверхности обломков, обволакивая их. Отмеченные признаки не характерны для туфогенных пород и указывают на их осадочное происхождение песчаников. Их накопление происходило, по-видимому, в результате переотложения и перемыва рыхлых, разрушения и сноса твердых, главным образом, вулканических продуктов суйсарской свиты и, в меньшей мере, более древних образований прилегающих районов.

*Полимиктовые песчаники* в большей степени распространены в верхней подсвите. Они имеют серый, до светло-серого цвет, а иногда пеструю желтовато-бурую, пятнистую окраску. Зернистость их преимущественно средняя, но может меняться до мелкой или крупной. Сортировка зерен средняя до хорошей. Сами зерна полуокатанные, иногда угловатые, но нередко встречаются и хорошо окатанные. В сравнении с граувакковыми песчаниками в них заметно меньше зерен вулканогенных пород и существенно больше полевых шпатов и кварца. Вулканогенные породы представлены преимущественно базальтами и реже андезибазальтами, в значительной степени хлоритизированными. Полевые шпаты сильно пелитизированы и соссюритизированы. Цемент преимущественно базальный, по составу серицит-хлоритовый, кварц-хлоритовый, хлоритовый. Иногда в нем присутствуют в виде мелких зерен или агрегатных скоплений карбонат, ШВ, лейкоксен, магнетит и пирит. ШВ в цементе, как правило, находится в тонкорассеянном виде, но иногда обволакивает более крупные фрагменты, слагающие породу.

*Алевролиты* имеют серый, темно-серый до черного цвет. В основном имеют среднюю и плохую сортировку зерен. Зерна, как правило, плохо окатанные, нередко угловатые, реже среднеокатанные. Обломочный материал: кварц, полевой шпат, тонкозернистые хлоритовые агрегаты, реже карбонаты. Цемент в основном базального типа, по составу серицит-хлоритовый, серицит-кварц-хлоритовый. В цементе встречаются магнетит, турмалин, лейкоксен, рассеянное ШВ, распределение которого часто подчеркивает слоистость.

*Аргиллиты* серые, темно-серые до черных, иногда с буроватым оттенком. В нижней подсвите аргиллиты сложены преимущественно хлоритом или серицит-хлоритовыми агрегатами, а в верхней подсвите серицит-хлоритовым и кварц-серицит-хлоритовыми агрегатами. В качестве примеси в них встречаются зерна магнетита, которые иногда окислены, что придает породе буроватый оттенок, а также зерна кварца, плагиоклаза, полевых шпатов, кристаллы циркона, турмалина, скопления лейкоксена и тонкое рассеянное ШВ, которое придает породе темно-серый до почти черного цвет. Иногда в аргиллитах встречаются небольшие стяжения, зерна и тонкие прожилки карбонатов. Аргиллиты с алевролитами постоянно переслаиваются. Как и алевролиты, они характеризуются хорошо проявленной горизонтальной и параллельной слоистостью, иногда в них отмечены диастемы, водноползневые складки и внутрислоевые микросбросы.

Характерной особенностью пород свиты является присутствие в них ШВ (первые проценты), которое входит в состав терригенного осадочного материала, т. е. является переотложенным. Помимо этого, во второй и третьей пачках нижней подсвиты отмечены линзовидные включения антраксолитов диаметром до 20 см и толщиной не более 5 см, в большинстве случаев разбитые сетью концентрических и радиальных трещин синерезиса, заполненных кальцитом, хлоритом, окислами железа.

### *Опорный разрез свиты*

В целом разрез свиты представляет собой флишоидную толщу с довольно монотонным переслаиванием терригенных пород, отличающихся по гранулометрическому и минеральному составу. Они образуют ритмы различной мощности, в которых преобладают те или иные гранулометрические разновидности осадочных пород. По этим признакам свита разделена на две подсвиты; каждая из них, в свою очередь, по этим же признакам делится на три пачки (рис. 1.47). Целесообразность выделения этих подразделений подтверждается геохимическими и геофизическими данными.

*Нижняя подсвита ($kn_1$).* Пачка I ($kn_1^1$) мощностью около 60 м. Иногда ее разбивают на две подпачки (Ia и Iб). Ритмичное чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов.

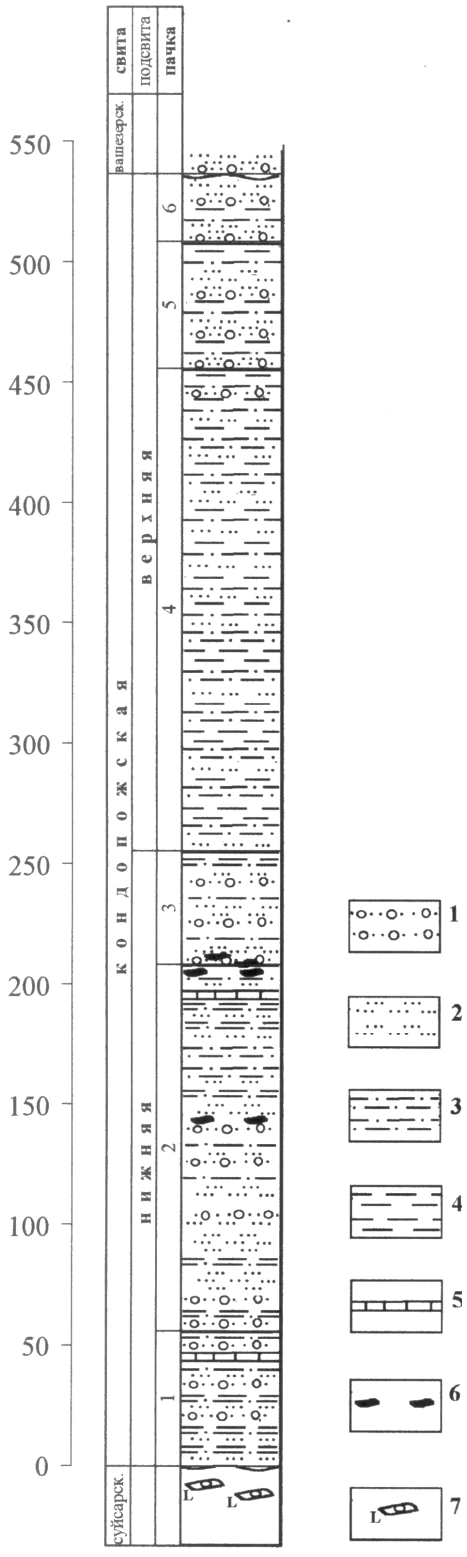



Рис. 1.47. Литолого-стратиграфическая колонка кондопожской свиты:

1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – карбонатные породы, 6 – антраксолитовые стяжения («лепешки»), 7 – лавы суйсарской свиты

Мощность ритмов неравномерная и колеблется от 1,5 до 20 м. Характерной особенностью этой пачки является присутствие в основании большинства ритмов конгломератов, которые выше сменяются граувакковыми песчаниками. Алевролиты и аргиллиты имеют подчиненное значение. В этой пачке преобладает параллельная горизонтальная слоистость.

Пачка II ($kn_1^2$), мощность около 150 м. В строении ритмов этой пачки преобладают граувакковые песчаники, которые слагают более 60–70 % (по мощности) каждого ритма. Ритмы имеют мощность от 1,5 до 25 м. Редко в их основании отмечаются гравийные и мелкогалечниковые конгломераты. В верхней части ритмов присутствуют маломощные прослои алевролитов и аргиллитов.

Пачка III ($kn_1^3$), мощность около 50 м. Основная часть ритмов представлена песчаниками с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. В нижней части пачки песчаники преимущественно грауваккового состава. Выше в них все чаще появляются прослои полевошпатовых песчаников. В основании ритмов нередко отмечаются конгломераты, которые с размывом залегают на алевролитах и аргиллитах нижележащих ритмов.

*Верхняя подсвита ($kn_2$).* Пачка IV ($kn_2^4$), мощность около 200 м. Для нее характерно преобладание алевролитов над песчаниками и аргиллитами. В большинстве ритмов они занимают 70 % и более (по мощности). Песчаники преимущественно полевошпатовые, реже полимиктовые и граувакковые.

Пачка V ($kn_2^5$), мощность более 50 м. От нижележащей пачки она отличается преобладанием песчаников, которые в нижней части ритмов часто сменяются гравелитами и мелкогалечниковыми конгломератами. По составу песчаники преимущественно полевошпатовые. Прослои алевролитов и аргиллитов в ритмах маломощные.

Пачка VI ($kn_2^6$), мощность менее 30 м. В основном полевошпатовые песчаники и, в меньшей мере, алевролиты и аргиллиты, образующие маломощные прослои в верхней части ритмов. В основании некоторых из этих ритмов иногда встречаются гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты.

### *Вашозерская свита*

Свита слагает ядра синклинальных складок в центральной части Северо-Онежского синклинория. Вопросы, связанные с положением этой свиты в разрезе и ее границах, уже были рассмотрены. Данные о внутреннем строении и составе пород свиты получены при бурении скв. 1 («Западновашозерская») [Лавров и др., 1999], которая, правда, не вскрыла верхнюю границу свиты. Предлагается расчленять свиту на две подсвиты.

*Нижняя подсвита ($vs_1$).* Пачка I ($vs_1^1$). В ее составе преобладают серые псаммитовые песчаники, преимущественно грауваккового состава, включающие прослои щебенчато-аргиллитовых конгломератов. Эти песчаники переслаиваются с алевролитами, пелитами, кремнистыми аргиллитами и редкими прослоями известняков. В нижней части пачки присутствуют пластинчатые обломки аргиллитов. Этот интервал выделяется в качестве корреляционного горизонта. Мощность пачки 71 м.

*Верхняя подсвита ($vs_2$)*. По данным бурения и полевым наблюдениям, выделены три пачки.

Пачка 2 ($vs_2^2$). Сложена полимиктовыми гравийными песчаниками зеленовато-серого цвета с линзами мелкогалечных конгломератов. Среди них отмечены горизонты гравийных онколитовых песчаников мощностью 0,1–0,5 м. Главной их особенностью является присутствие онколитов с радиально-лучистым строением и примесью ШВ. В пределах этой пачки выделяется известково-гравийно-онколитовый корреляционный горизонт [Ахмедов и др., 1991]. Мощность пачки – 22 м.

Пачка 3 ($vs_2^3$) состоит из тонкопереслаивающихся полимиктовых и плагиоклазовых песчаников, алевролитов и онколитовых доломитов. Прослои онколитовых доломитов и онколитовых песчаников имеют характерный светло-бурый и светло-коричневый цвет и отличаются пологой слоистостью. Мощность от 15–20 до 40 см. Кроме онколитов, в них наблюдаются микростроматолиты, образующие микрослойки мощностью до 1 мм. Характерный состав пачки позволяет рассматривать ее в полном объеме в качестве корреляционного доломит-псаммит-онколитового горизонта [Ахмедов и др., 1991]. Мощность пачки – 47 м.

Пачка 4 ($vs_2^4$) не вскрыта скважинами, ее описание приведено по данным картирования естественных обнажений на о. Монастырском (оз. Вашозеро, см. рис. 1.44). Состоит из переслаивания тонкослоистых силицитов, силицитовых конглобрекчий и песчаников. В средней части разреза отмечены тонкие прослои (1–3 см) кремнистых аргиллитов с концентрически-зональными микрофитолитами. Мощность пачки 31 м.

Общая мощность вашозерской свиты составляет более 170 м.

### *Палеонтологическая характеристика кондопожской свиты*[23]

В углеродсодержащих алевролитах свиты описан *Cyathotes nigoserica* Mak. – цианобактериальные постройки в терригенных породах. Они морфологически сходны с трещинами усыхания и волноприбойными знаками, но кардинально отличаются от них по целому ряду признаков [Макарихин и др., 1983]. Вещество, выполняющее трещины усыхания, всегда отлично от вещества субстрата, обычно резко от него ограничено. Здесь наблюдается обратная картина: на поверхности напластования виден рельеф, состоящий из сети низких гребешков, ограничивающих плосковогнутые участки в форме многоугольников. Интерпретация данных гребешков как знаки ряби может быть оспорена присутствием здесь же участков поверхности напластования с обычной ископаемой волновой рябью, морфологически резко отличающейся от *Cyathotes nigoserica*. По мнению В.А. Мележика, данные текстуры на поверхности напластования образовались в результате выдавливания глинистого осадка под нагрузкой вышележащих псаммитовых отложений в условиях гравитационной неустойчивости и повышенного давления, возникающего при дегидратации глинистых минералов.

Спороподобные органостенные микрофоссилии, или акритархи, в изобилии встречаются в докембрийских, палеозойских и более молодых отложениях. По современным представлениям, они являются остатками одноклеточного фитопланктона, на что указывают их приуроченность исключительно к морским фациям и химический состав, близкий кутину или спорополленину. Б.В. Тимофеевым в нигозерских сланцах были обнаружены *Protosphaeridium densum* Tim, *P. tuberculiferum* Tim., *P. flexuosum* Tim., округлые силуэтные формы и обломки органических пленок [Тимофеев, 1982]. В «глинисто-алевролитовых черных сланцах» бесовецкой свиты им установлены многочисленные «микрофитофоссилии», часть из которых была интерпретирована как эукариоты (*Nucellosphaeridium minutum* Tim.) Впоследствии многие из ранее описанных форм были критически пересмотрены. В последнем каталоге дорифейского комплекса акритарх оставлены как реально обоснованные лишь два вида: *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *Stictosphaeridium sinapticuliferum* (Tim.), а также *Symplassosphaeridium sp.* [Микрофоссилии докембрия СССР, 1989]. В последние годы поиск и изучение микрофоссилий проводились в отделе палеоботаники геологического департамента Льежского университета с использованием современного оборудования по методике, разработанной проф. Э. Жаво при исследовании протерозойских акритарх Австралии [Javaux, Marshall, 2007]. Изучались шлифы и препараты из коллекции образцов, отобранных из керна буровых скважин, а также из карьеров и естественных выходов горных пород. Обнаружены микрофоссилии (акритархи) в мацерированных препаратах из метаглинистых прослоев пород верхней подсвиты кондопожской свиты. Находки предварительно отнесены к роду *Styctosphaeridium* (рис. 1.48). Найдены микрофоссилии и в породах верхней части калевийского надгоризонта (шуйская, вашезерская свиты и их аналоги в синклиналях второго порядка). Фациально акритархи находятся в глинистых прослоях, накопившихся в бассейне до 200 м глубиной, в удаленных от берега спокойных условиях во время отсутствия поступления грубозернистых продуктов размыва вулканического материала, а также ОВ.

[23] Автор: П.В. Медведев.

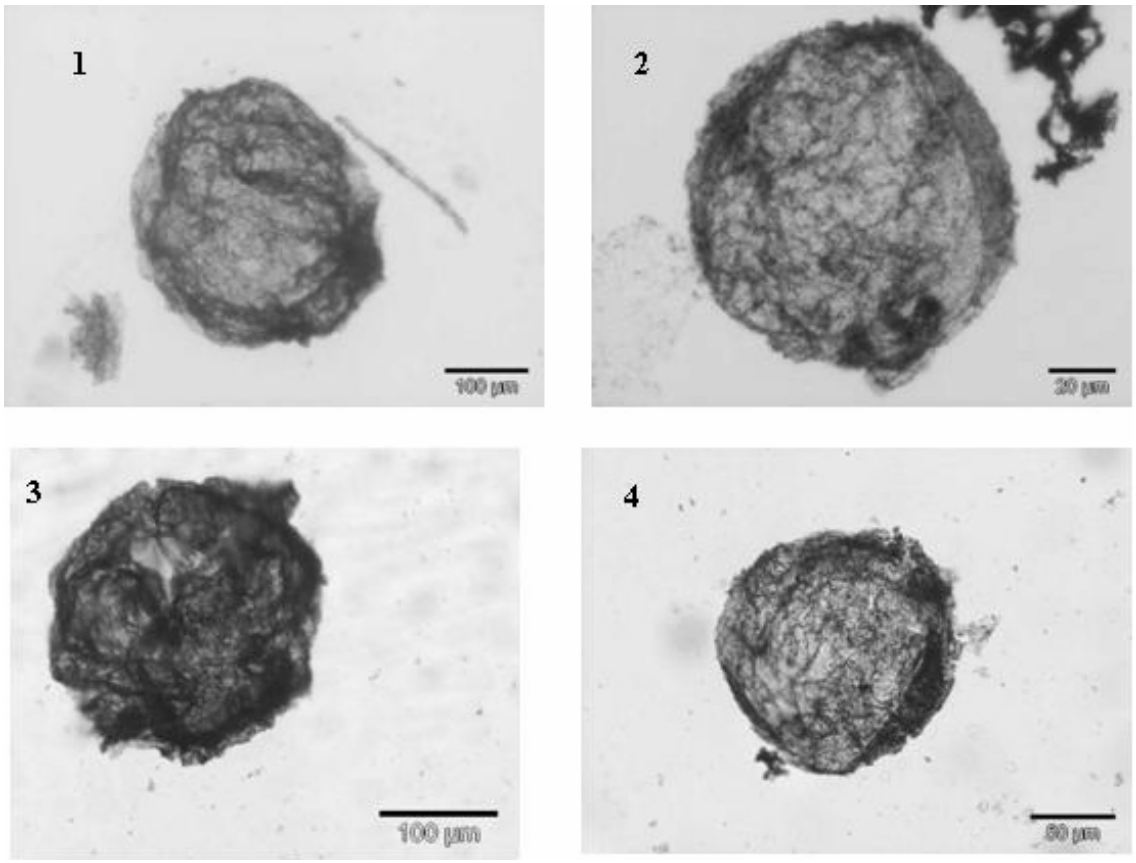



Рис. 1.48. Микрофоссилии (акритархи) рода *Stictosphaeridium* Timofeev, 1966, emend. Mikhailova et Jankauskas, 1989, из метаглинистых прослоев верхов кондопожской свиты:

1, 2 – скважина 110, глубина 17,0 м. 3, 4 – скважина 1, глубина 53,0 м

### *Петрохимическая и геохимическая характеристика кондопожской и вашозерской свит*[24]

Для геохимической характеристики терригенных образований кондопожской и вашозерской свит использованы петрогенные и малые элементы. Их концентрация в осадочных породах является сложной функцией, определяемой геохимическими условиями седиментации, характером синхронного вулканизма, а также составом пород источников терригенного материала. Рассматриваются наиболее характерные элементы, которые позволяют получить информацию об условиях осадконакопления в бассейне и характеристики, важные для корреляции разрезов калевийского надгоризонта.

Наиболее информативными петрогенными компонентами, которые отличают отложения *кондопожской свиты* от ниже- и вышележащих пород, а также подчеркивают внутреннее строение свиты и указывают на особенности осадконакопления, являются следующие: $TiO_2$, $Al_2O_3$, $Na_2O$, $K_2O$ и их отношения $TiO_2/Al_2O_3$ (титановый модуль), $Na_2O/K_2O$ (щелочной модуль), $Na_2O/Al_2O_3$ (натриевый модуль), $K_2O/Al_2O_3$ (калиевый модуль) и общая нормативная щелочность ($(Na_2O+ K_2O)/Al_2O_3$). Содержание кремнезема в некарбонатных породах колеблется в основном от 45 до 53 масс. %. Отмечаются следующие характерные особенности свиты.

*$TiO_2$.* Породы характеризуются повышенным содержанием этого компонента. Наиболее резкий скачок отмечается при переходе от суйсарской свиты к кондопожской. Так, если в породах суйсарской свиты среднее содержание $TiO_2$ составляет 1,82 %, то в нижней подпачке первой пачки кондопожской свиты оно возрастает до 2,92 %. Наиболее высокими значениями содержаний $TiO_2$ характеризуется нижняя часть кондопожской свиты (подпачки 1а и 1б). Вверх по разрезу эта величина постепенно уменьшается до 2 %. В вашозерской свите содержание $TiO_2$ постепенно уменьшается до 1 % (рис. 1.49).

[24] Автор: Д.В. Рычанчик.

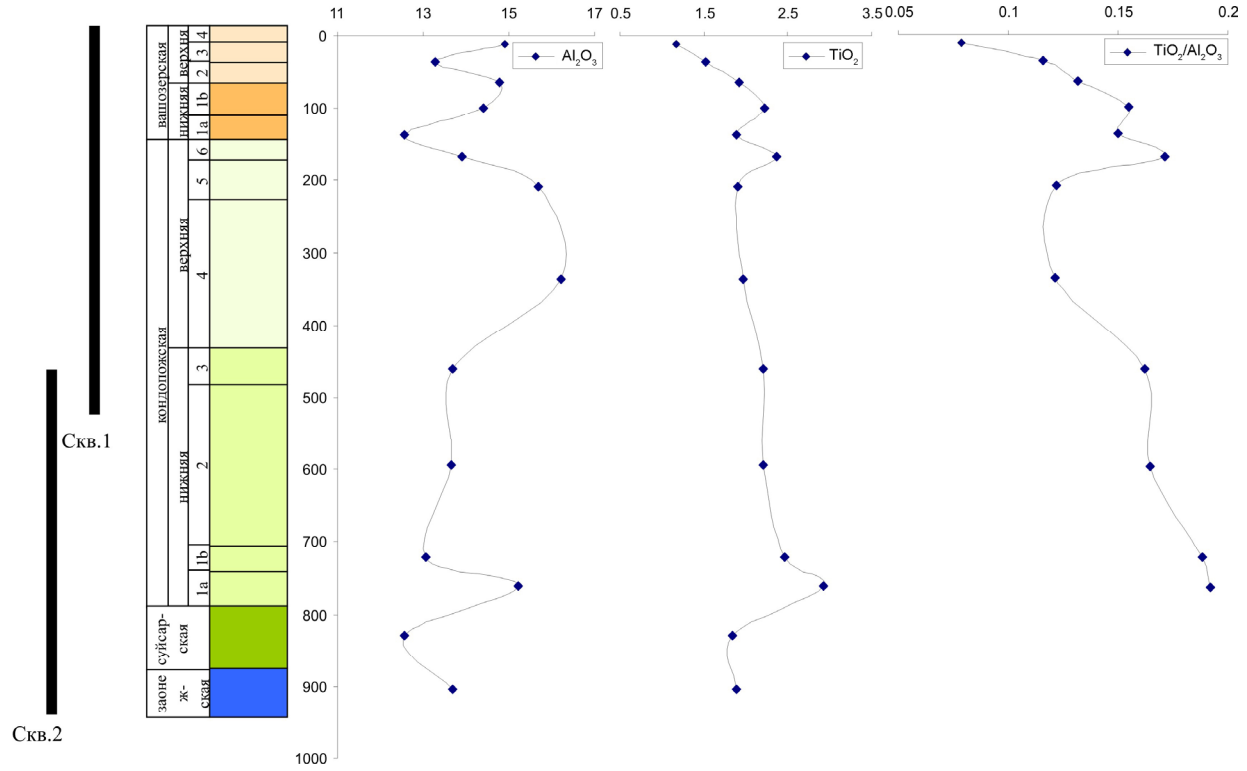



Рис. 1.49. Вариации средних содержаний $TiO_2$, $Al_2O_3$ и титанового модуля для пачек кондопожской и вашозерской свит

*$Al_2O_3$.* Содержание алюминия в породах также подчеркивает особенности внутреннего строения кондопожской свиты. Так, на границе суйсарской и кондопожской свит происходит заметное увеличение количества $Al_2O_3$ с 12 % (в суйсарской) до 16–17 % (в нижней части кондопожской). В целом для нижней подсвиты характерны не очень высокие значения содержаний $Al_2O_3$ (12–14 %). Отчетливо выделяется подпачка 1а, содержание $Al_2O_3$ в которой достигает 17 %. В породах верхней части нижней подсвиты содержание $Al_2O_3$ постепенно возрастает. Верхняя подсвита характеризуется наиболее высокими содержаниями $Al_2O_3$ (16–18 %), а при переходе к вашозерской свите содержание $Al_2O_3$ уменьшается до 14 %.

*Титановый модуль $TiO_2/Al_2O_3$.* Применение этого модуля [Мигдисов, 1960] основано на двух противоположных тенденциях поведения титана и алюминия в процессах химического выветривания, осадкообразования и диагенеза [Ефремова и др., 1985]. С одной стороны, при разрушении кристаллической решетки алюмосиликатов алюминий и титан гидролизуются и могут мигрировать в виде коллоидных растворов и взвесей. В этом случае они совместно обогащают глинистую составляющую коры выветривания. С другой стороны, минералы титана, главным образом рутил и ильменит, принадлежат к числу весьма устойчивых и накапливаются в грубых фракциях коры выветривания, тогда как алюминий теряется в процессе химического разложения силикатных минералов. На величину титанового модуля влияют два фактора: содержание титана в материале, поступившем в осадок, и степень механической сортировки осадочного материала, т. е. максимальные значения модуля характерны для зрелых пород, таких, как хорошо отсортированные песчаники, а минимальные – для аргиллитов флишевых толщ. Вследствие этого высокие значения модуля будут наблюдаться в прибрежных отложениях, а минимальные – для аргиллитов флишевых толщ.

Диаграммы, показывающие вариации средних значений Ti, Al и модуля $TiO_2/Al_2O_3$ для пачек кондопожской и вашозерской свит (рис. 1.49), соответствуют данным цитированных литолого-фациальных исследований. Нижние части разреза кондопожской свиты с наиболее высокими значениями модуля представлены грубыми осадками, образовавшимися в прибрежных мелководных условиях за счет размыва нижележащих основных пород. Позже происходило увеличение глубины бассейна, накопление флишевых толщ, что сказалось и на уменьшении отношения $TiO_2/Al_2O_3$, и лишь на границе с вашозерской свитой наблюдаются повышенные значения модуля и огрубение осадков, что говорит о завершении трансгрессивно-регрессивного цикла. Подобная закономерность наблюдается и в вашозерской свите.

*$Na_2O$, $K_2O$, $Na_2O/K_2O$.* В целом породы кондопожской свиты обогащены натрием по сравнению с калием в связи, самое высокое содержание $Na_2O$ отмечается в тех частях разреза, где в осадках увеличивается доля вулканомиктового материала и наблюдается наименьшая степень его переработки (рис. 1.50). В верхних частях разреза свиты содержание натрия в породах постепенно снижается и в отложениях вашозерской свиты не превышает 0,2–0,3 %.

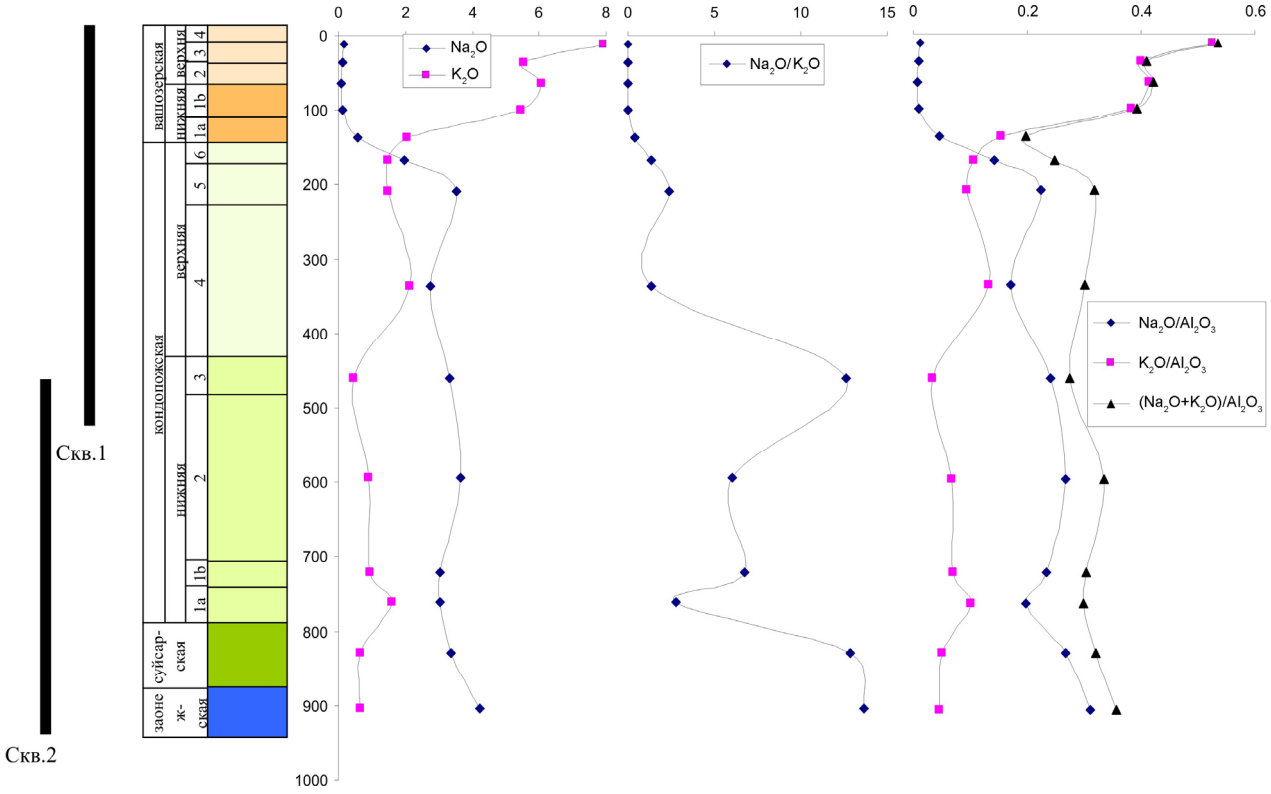



Рис. 1.50. Вариации средних содержаний $Na_2O$, $K_2O$, щелочного, натриевого, калиевого модулей и общей нормативной щелочности для пачек кондопожской и вашозерской свит

Калий в отложениях кондопожской свиты увеличивается на тех уровнях, где появляется тонкий, хорошо разложенный первично глинистый материал и начинается более интенсивное поступление терригенного материала при размыве гранитоидов основания. Для нижней подсвиты характерно незначительное повышение содержания $K_2O$ по сравнению с нижележащими породами суйсарской свиты, и только в подпачке 1а достигает 2 %. Отчетливое увеличение $K_2O$ наблюдается при переходе от нижней подсвиты к верхней, что связано с большей степенью переработки материала и увеличением доли первично глинистой компоненты. Наиболее резкий скачок содержания $K_2O$ отмечается при переходе от кондопожской свиты к вашозерской (до 10 %), что, по-видимому, связано с присутствием в породах обломков красноцветных пелитов.

Более контрастно по разрезу меняется модуль $Na_2O/K_2O$. Так, для пород суйсарской свиты среднее значение $Na_2O/K_2O$ составляет 13,35, в нижней подсвите кондопожской свиты эта величина уменьшается до 6,58, в верхней подсвите 1,55, а в породах вашозерской свиты 0,1 и ниже.

При изучении осадочных серий метаморфизованных пород возникает проблема диагностики вулканогенного материала. Часто петрографические исследования не дают однозначного ответа на этот вопрос. В этом случае информативной может быть *общая нормативная щелочность ($Na_2O$ + $K_2O$)/$Al_2O_3$* [Юдович, 1981]. Повышенные значения этого модуля могут быть связаны с увеличением количества полевых шпатов и присутствием щелочных амфиболов, железистых гидрослюд. Как правило, высокие значения модуля характерны для пород, содержащих примесь вулканогенного материала основного состава. Значения этого параметра в породах кондопожской свиты снизу вверх постепенно уменьшаются, что позволяет говорить о том, что доля вулканомиктового материала в осадках становится меньше. И лишь в породах вашозерской свиты эта величина начинает резко возрастать за счет резкого увеличения содержания калия (см. рис. 1.50).

Характер распределения в разрезе кондопожской и вашозерской свит Mn и P связан с присутствием различных типов конкреций, оолитоподобных и онколитоподобных образований и определяется, в основном, их составом. Так, все прослои, содержащие углеродисто-фосфатно-карбонатные конкреции, отличаются повышенным содержанием Mn и P. Повышенные концентрации Mn связаны с прослоями известковистых и доломитовых образований, но особенно высокие значения характерны для прослоев онколитовых песчаников и доломитов верхней подсвиты вашозерской свиты, где Mn концентрируется в корковидных карбонатных скоплениях (рис. 1.51).

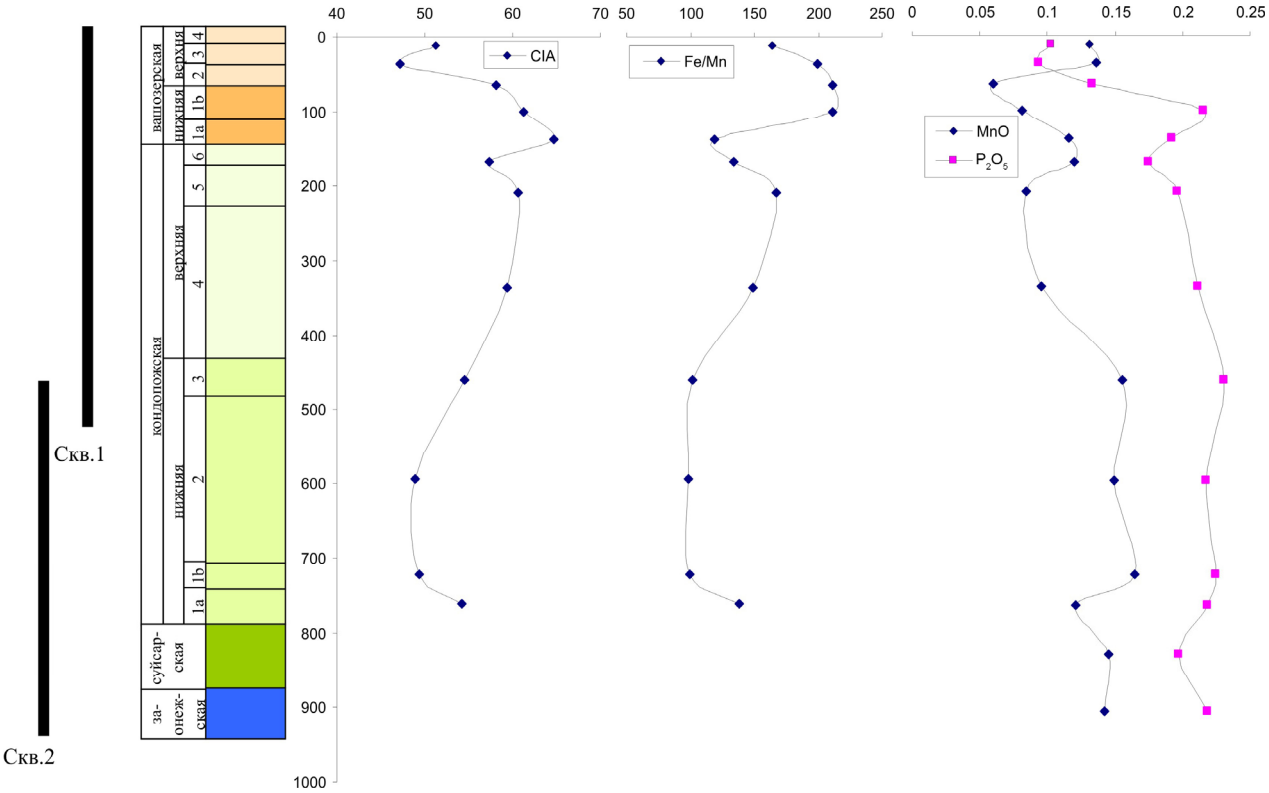



Рис. 1.51. Вариации средних значений индекса химического выветривания (CIA), Fe/Mn и содержаний MnO и $P_2O_5$ (масс. %) для пачек кондопожской и вашозерской свит

Интенсивность химического выветривания в области размыва напрямую коррелируется с палеоклиматом. Для осадочных отложений гумидных обстановок характерен вынос из полевых шпатов Ca, Na и K, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. В аридных и гляциальных обстановках в область аккумуляции поступает тонкозернистый материал, представленный в основном глинистыми минералами с меньшим содержанием алюминия и значительным количеством неизмененных или слабо измененных полевых шпатов. *Индекс химического выветривания (CIA)* $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]*100$ [Nesbitt, Young, 1982] используется как показатель климата в области размыва. Рассчитывается по молекулярным количествам петрогенных оксидов. Принято считать, что невыветрелые породы имеют значения CIA около 50, сильно выветрелые – около 100.

Все породы кондопожской и вашозерской свит характеризуются довольно низкими значениями индекса (см. рис. 1.51), что говорит о том, что в области размыва существовали обстановки, не способствующие интенсивному выветриванию пород и с холодным климатом. Этот факт подтверждается и присутствием в разрезах кондопожской свиты конгломератов типа «дропстоун» [Ахмедов и др., 1995], что, предположительно, указывает на гляциальные условия осадконакопления калевийского надгоризонта в ОС.

Еще одним индикатором фациальных условий для осадочных отложений, в т. ч. и карбонатных, является отношение Fe/Mn. Значения этого модуля уменьшаются с увеличением глубины и с переходом от шельфовых фаций к пелагическим, что обусловлено более сильным поглощением осадочными отложениями Mn из морской воды в глубоководных условиях. Значения отношения Fe/Mn для рассматриваемых свит показывают (см. рис. 1.51), что они образовывались большей частью в мелководных условиях, иногда в мелководно-прибрежных с преимущественно терригенным источником сноса.

Особенности кондопожской свиты и ее отличие от суйсарской и вашозерской свит проявляются и в распределении Cr, Ni, Nb, Ba, в меньшей степени Pb, Sn, Cu, Zn, Y, Zr. Для пачек нижней подсвиты кондопожской свиты характерно повышенное по сравнению с верхней подсвитой содержание Cr, причем наиболее высокое содержание ($4{,}4\cdot10^{-2}$ %) наблюдается в первой пачке подсвиты. Вверх по разрезу содержание Cr уменьшается до $1{,}45\cdot10^{-2}$ %, а в породах верхней подсвиты оно составляет $0{,}7\cdot10^{-2}$ %. Подобное поведение характерно и для Ni: в первой пачке нижней подсвиты $2{,}8\cdot10^{-2}$ %, в верхней пачке подсвиты $1{,}02\cdot10^{-2}$ %, в верхней подсвите – от $0{,}5\cdot10^{-2}$ % до $0{,}7\cdot10^{-2}$ %. Необходимо также отметить, что в зернистых породах (песчаниках и алевролитах) содержание Cr и Ni выше, чем в аргиллитах. Более высокие значения содержаний этих элементов в породах нижней подсвиты, по-видимому, отражают увеличение в терригенной части осадков доли материала, связанного с основными породами, а также преобладание в этой части разреза более крупнозернистых пород (гравелитов, песчаников и алевролитов) над аргиллитами.

Для Nb характерно увеличение среднего содержания от первой пачки ($0{,}5\cdot10^{-4}$ %) до шестой ($8\cdot10^{-4}$ %). Примерно такой же характер распределения устанавливается и для Y, но максимум приходится на третью пачку. Распределение этих элементов отражает состав пород питающей провинции, а также интенсивность хемогенных процессов. Среднее содержане Ba по пачкам кондопожской свиты меняется мало (от $1\cdot10^{-2}$ % до $1{,}4\cdot10^{-2}$ %) и только в третьей пачке оно уменьшается до $0{,}2\cdot10^{-2}$ %. В породах кондопожской свиты наблюдается также увеличение содержания Li снизу вверх по разрезу: в нижней подсвите от $0{,}1\cdot10^{-3}$ % до $0{,}6\cdot10^{-3}$ %, в породах верхней подсвиты (пятая пачка) – до $3{,}4\cdot10^{-3}$ %.

Наблюдаются незначительные увеличения содержаний Pb, Cu, Zn в верхних частях нижней и верхней подсвит, а также Pb и Cu в низах кондопожской свиты. Увеличение содержаний Cu, по-видимому, связано с присутствием в цементе песчаников тонкой халькопиритовой и халькозин-борнитовой минерализации.

Можно заключить, что отложения кондопожской и вашозерской свит представлены разнообразными обломочными породами, преимущественно грауваккового и полимиктового состава. В целом для них характерны: 1) смешанный состав вулканических обломков, обладающих различными структурами и текстурами (различной степенью раскристаллизации); 2) наличие фрагментов гипабиссальных, полностью раскристаллизованных базитов; 3) присутствие обломков туфов и туффитов основного состава, а также кремнистых пород; 4) хорошая и средняя сортировка обломочного материала; 5) отчетливо выраженная хорошая и средняя окатанность фрагментов средних и крупных размеров; 6) присутствие значительного количества обломков, подвергнутых процессам выветривания (хлоритизированных и карбонатизированных). Все перечисленные особенности, как известно, не характерны для туфогенных пород, а указывают на их осадочное происхождение. Накопление осадков, очевидно, связано с переотложением рыхлых, разрушением и переносом твердых, главным образом, вулканических продуктов суйсарской свиты, а также осадочных и субвулканических образований еще более раннего времени из прилегающих к ОС районов.

Для пород как кондопожской, так и вашозерской свит характерны: слоистость и слойчатость градационного типа, обусловленные механизмом седиментации; мелкая ритмичность, связанная, по-видимому, с сезонными климатическими изменениями, а также элементарные и более высокого порядка ритмы и циклы, вызванные, вероятно, тектоническими колебательными движениями разного знака.

Литологические, петрохимические и геохимические особенности пород кондопожской и вашозерской свит указывают на сравнительно быструю аккумуляцию осадков в гляциальных условиях в восстановительной среде, на слабую степень химического выветривания пород, за счет разрушения которых они образовались. Породы рассмотренных свит формировались в условиях сравнительно мелководного бассейна. Снос терригенного материала, имевшего существенно грауваккковый состав, происходил с вулканических построек преимущественно в СВ направлении, что было обусловлено особенностями древнего палеорельефа.

### *Корреляция разрезов кондопожской свиты по данным каротажа*[25]

При интерпретации каротажных данных учитывались следующие основные положения. 1. ШВ обладает электронным типом проводимости, поэтому даже его малое содержание резко понижает электрическое сопротивление пород. Так, песчаники нижней подсвиты, содержащие ШВ, имеют электрическое удельное сопротивление $0{,}17\cdot10^{13}$ Ом·м, а при его отсутствии $5800\cdot10^{3}$ Ом·м. Литологические разновидности пород, не содержащие ШВ, по проводимости располагаются следующим образом: относительно малым электрическим сопротивлением обладают сланцы, затем по мере

[25] Автор: М.М. Филиппов.

увеличения – алевролиты, песчаники, карбонатные породы и базальты (до $8200 \cdot 10^3$ Ом·м). В эту же группу включаются и породы с окисленным ШВ – пестроцветные и сероцветные разновидности сланцев, алевролитов и песчаников. 2. Повышение доли тонкого (первично-глинистого) материала сопровождается ростом радиоактивности пород. Это объясняется известной закономерностью, характерной для ряда неметаморфизованных пород песчаник – алевролит – глина, обусловленной тем, что глинистые минералы являются главными концентраторами калия и хорошими сорбентами U и Th. Данные о фациальной обстановке накопления пород дают соотношения концентрации Th к U (для пород свиты оно превышает 3.4), т. е. Th резко преобладает над U. При этом шунгитоносные породы и их бесшунгитовые аналоги по содержанию U, Th и по отношению Th/U отличаются незначительно. Вероятно, ОВ в процессе накопления осадков не создавало восстановительной геохимической обстановки, которая могла повлиять на рост содержания U. О неспособности ОВ создавать восстановительную среду свидетельствует слабая тенденция к росту содержания U вверх по разрезу, несмотря на уменьшение содержания $C_{орг}$. При анализе радиоактивных и других свойств пород кондопожской свиты необходимо также учитывать то, что породы – это преимущественно перемытый и переотложенный материал вулканитов основного состава (тефроиды, пепел). Породы пачки $kn_2^4$ содержат К в пределах 2,15÷2,41 %; U – $2{,}1 \div 2{,}8 \cdot 10^{-4}$ %; Th – $2{,}0 \div 2{,}7 \cdot 10^{-4}$ %. С увеличением алевритовой и карбонатной компонент ($kn_2^4$) соответствующие значения 1,4÷2,0 %; $1{,}5 \div 2{,}2 \cdot 10^{-4}$ %; $1{,}6 \div 2{,}4 \cdot 10^{-4}$ %; в туфопесчаниках пачки $kn_1^1$ – 0,5÷0,8 %; $0{,}8 \div 2{,}4 \cdot 10^{-4}$ %; $0{,}5 \div 2{,}0 \cdot 10^{-4}$ %. Интегральная активность пород может варьировать от 17–20 мкР/ч до 5–10 мкР/ч и менее.

Среднее значение плотности пород кондопожской свиты 2,83 г/см$^3$. Присутствие ШВ практически не влияет на ее значение. По данным работы [Голод, Соколов, 1978], плотность туфопесчаников Нигозерского месторождения, при содержании ШВ менее 2 %, равна 2,81 ± 0,03 г/см$^3$, а средняя магнитная восприимчивость $60 \cdot 10^{-6}$СГС. Магнитная восприимчивость сланцев и алевролитов составляет $55 \div 67 \cdot 10^{-6}$ СГС. При этом существует прямая корреляция между плотностью и магнитной восприимчивостью.

Итак, по петрофизическим характеристикам пород наиболее эффективными методами каротажа являются: КС, МЭП – выделение шунгитоносных пород; ГК – разделение существенно вулканогенных пород и более зрелых (типичных) осадочных образований, а среди последних выделение карбонатных и первично-глинистых пород, песчаников разного состава; прослеживание тенденций изменения процессов осадконакопления, нахождение реперных горизонтов; магнитный каротаж – разделение вулканогенных, вулканогенно-осадочных и типичных осадочных пород.

Некоторые диаграммы каротажных исследований Мунозерской структуры приведены на рис. 1.52. Достоверно выделяются[26]: породы верхней части подпачки $Б_3$ – всеми электрическими методами; средняя часть подпачки $Б_3$ с тонким переслаиванием сланцев и алевролитов – пониженными и слабо дифференцированными участками диаграммы КС, самыми высокими значениями радиоактивности; нижняя часть подпачки $Б_2$ и пачка $Б_1$ – нарастанием неоднородности диаграмм электрических методов из-за повышенного содержания карбонатов и увеличения мощности прослоев, дальнейшим понижением радиоактивности пород. Границы пачек выделяются четко. Карбонатные горизонты – локальными максимумами электрического сопротивления и минимумами на диаграммах МЭП, снижением активности пород, иногда на диаграммах КМВ значительным снижением магнитной восприимчивости. Нижняя часть подпачки $Б_2$ на фоне пород пачки $Б_1$ контрастно выделяется появлением прослоев пород высокого сопротивления и резким понижением уровня электродного потенциала. Условно эта граница выделена как геолого-геофизический репер 1. Для нижней части пачки $Б_2$ также характерна большая изрезанность диаграмм КС и ГК, причем на фоне относительно больших колебаний радиоактивности идет ее постепенное увеличение снизу вверх. Это объясняется повышением доли альбит-хлоритовых сланцев и, по-видимому, появлением кварц-хлорит-серицитовых сланцев. Нижняя часть пачки $Б_2$ вся может служить репером для разреза кондопожской свиты. Верхняя часть пачки $Б_2$ может быть проведена по реперу 2, который представляет собой слой карбонатной породы мощностью до 5 м, выделяемый на диаграммах КС, ГК, МЭП. Этот слой является маркирующим, поскольку прослеживается на всей территории Мунозерской синклинали. Начало подпачки $Б_3$ хорошо выражено репером 3, представленным карбонатной породой и фиксируемым всеми видами каротажа. Верхняя граница подпачки $Б_3$ (репер 4) контрастно выделяется скачкообразным увеличением электрического сопротивления, существенным понижением радиоактивности пород, уменьшением электродного потенциала и дифференцированности диаграмм МЭП.

[26] До 1994 г. кондопожская свита подразделялась на пачки (снизу вверх): А, Б, В, при этом пачка Б дополнительно – на $Б_1$, $Б_2$, и $Б_3$.

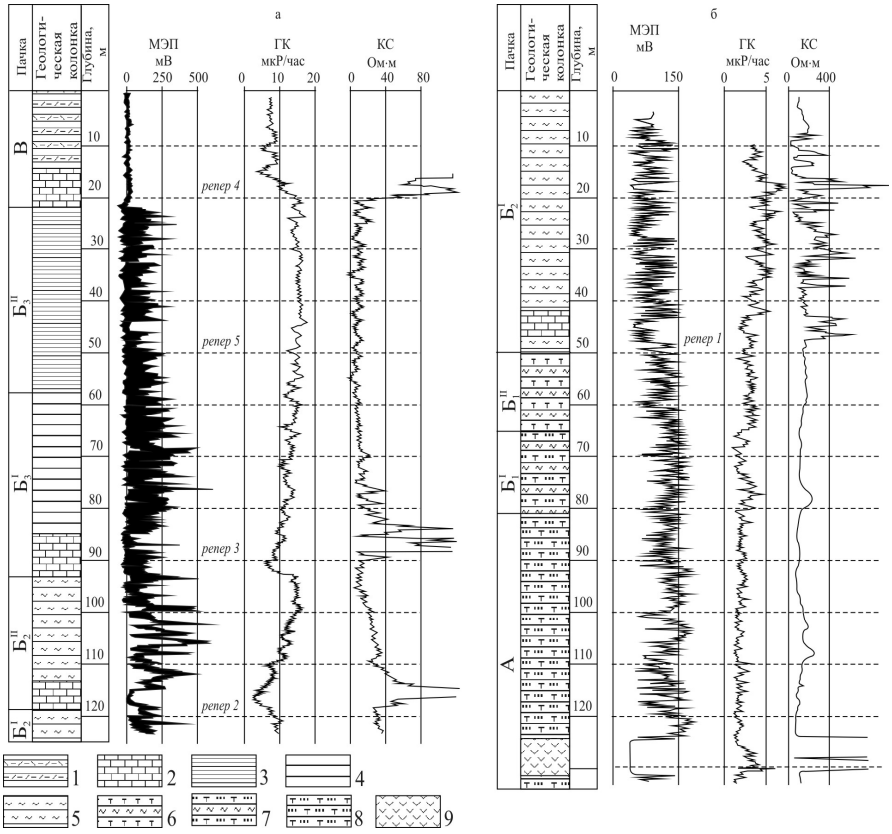



Рис. 1.52. Сводный геолого-геофизический разрез кондопожской свиты для Мунозерской структуры: а – верхняя часть (скв. 51); б – нижняя часть (скв. 34) (Сост. М.М. Филиппов, С.Я. Соколов):

1 – сероцветные и пестроцветные сланцы и алевролиты; 2 – карбонатсодержащие породы; 3 – тонкое переслаивание кварц-альбит-серицитовых сланцев и кварц-альбит-хлоритовых алевролитов; 4 – среднее переслаивание сланцев и алевролитов; 5 – грубое переслаивание кварц-альбит-хлоритовых сланцев и туфоалевролитов; 6 – туфоалевролиты; 7 – переслаивание туфоалевролитов и туфопесчаников; 8 – туфопесчаники; 9 – габбродолериты заонежской свиты. МЭП – метод электродных потенциалов, КС – кажущееся электрическое сопротивление; ГК – гамма-каротаж

Это обусловлено сгущением прослоев карбонатных песчаников мощностью 5–20 см, объединенных в два горизонта. Между репером 3 и 4 на разрезах достаточно надежно проявляется геолого-геофизическая граница, находящаяся на глубине, примерно соответствующей половине мощности подпачки $Б_3$, и выраженная ступенеобразным изменением электродного потенциала, значений ГК и КС (репер 5). Следовательно, по данным каротажа можно уверенно выделять литологические разновидности пород, характер их переслаивания, отмеченное постепенное уменьшение в разрезе содержания ШВ. Окисление пород ведет к уменьшению их плотности и электродных потенциалов, к увеличению электрического сопротивления, но без существенного снижения радиоактивности.

*Разрез кондопожской свиты по опорным скважинам*

Непрерывный и полный разрез кондопожской свиты получен проходкой двух скважин в центральной части Кондопожской синклинали: № 1 (525 м), расположенной на берегу оз. Вашозеро, и № 2 (467,8 м), – в 650 м от ЮВ конца оз. Ровкозеро. Скважины пройдены в 1990 г. с отбором керна, в них также проведены каротажные исследования. Описание полученных при бурении данных приведено в работах А.М. Ахмедова и В.А. Крупеника [1991], Б.С. Лаврова и др. [1999]. Кровля кондопожской свиты вскрыта скважиной 1 на глубине 154,3 м, ее продолжение в скважине 2 – от устья до глубины 317 м.

На рис. 1.53 приведена схема корреляции опорного разреза кондопожской свиты, полученного при изучении скважин 1, 2, и разрезов свиты по другим структурам. По опорному разрезу, на границе второй и третьей пачек нижней подсвиты, визуально и по данным каротажа уверенно фиксируется горизонт, содержащий антраксолитовые выделения. На диаграмме ПС макровключения выделяются узкими отрицательными аномалиями с амплитудой до 1 В (рис. 1.54). Большие отрицательные аномалии, фиксирующие крупные включения антраксолита, находятся на относительно низком фоне естественного электрического поля, по которому можно судить о том, что в интервале мощностью около

80 м помимо ШВ, входящего в терригенный материал, присутствует рассеянная форма антраксолитовых включений. Следовательно, в калевии существовал длительный период разрушения коллекторов УВ, сформированных в верхних горизонтах заонежской свиты, переноса и перезахоронения миграционного органического вещества в осадках прибрежных фаций. Помимо скв. 1 аналогичный антраксолитовый слой был встречен при бурении скв. 98 в районе г. Кондопога на глубине 21,5–24,8 м (выше подошвы кондопожской свиты на 154,2 м, то есть почти в кровле нижней подсвиты), а также и в других скважинах при ведении разведки. На Нигозерском месторождении антраксолитовый слой вскрыт карьером, т. е. имеет широкое площадное распространение и может рассматриваться в качестве надежного репера, по крайней мере, для северной и центральной частей Кондопожской структуры. Встреченные в скв. 2 редкие и небольшого размера включения антраксолита в песчаниках, вероятно, следует отнести к нижней части «антраксолитового» слоя. Это не самостоятельный слой, а продолжение слоя, вскрытого скв. 1. Значит, разрезы скв. 1 и 2 перекрывают друг друга примерно на 10 м, и мощность кондопожской свиты составляет около 520 м.

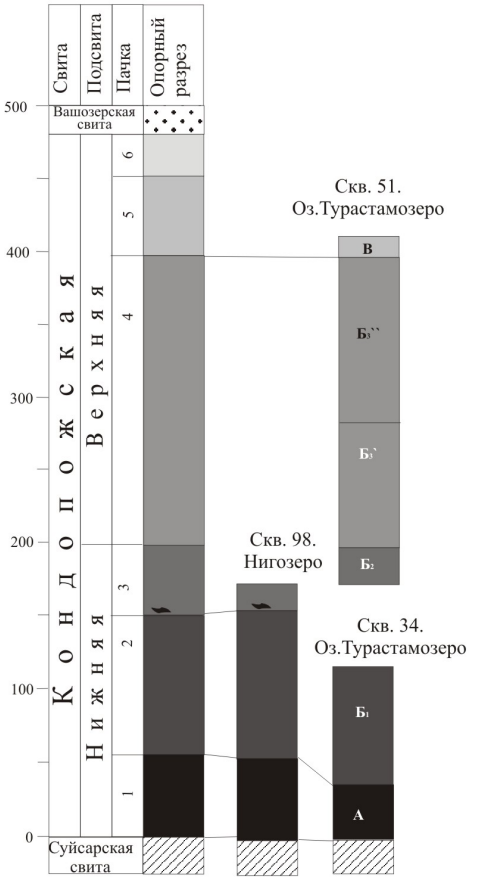



Рис. 1.53. Корреляция разрезов кондопожской свиты по Вашозерской и Мунозерской структурам

При изучении Мунозерской структуры в скважинах 34 и 51 антраксолитовый слой не был зафиксирован. Не исключено, что он здесь отсутствует из-за вероятного локального расположения древних ловушек углеводородов (отличие областей питания осадочным материалом для различных структур). Однако вероятно и то, что разрез скв. 51 с некоторым перерывом продолжает разрез скв. 34, а не перекрывает его, как это интерпретировалось ранее. Действительно, в приустьевой части скв. 34 нет характерного геолого-геофизического репера, который бы уверенно фиксировался и в скв. 51 (рис. 1.52). Кроме того, уровень радиоактивности пород забоя скв. 51 и устья – скв. 34 резко отличается, что трудно объяснить, учитывая отмеченную выше закономерность: постепенное увеличение в породах первично-глинистого материала. То есть должна быть некоторая переходная область, в пределах которой будет происходить выравнивание уровня радиоактивности между скважинами. Этот вариант интерпретации данных подтверждается и при сопоставлении литохимических особенностей подпачки $Б_3$ (по В.И. Горлову) и нижней половины пачки 4 (по Б.С. Лаврову и др.): средние значения $N_2O/K_2O$ в них близки (около 1), вариации модуля незначительны.

Из корреляционной схемы (рис. 1.53) следует, что пропуск в опорном разрезе Мунозерской структуры составляет примерно 20 м и должен приходиться на антраксолитсодержащий слой опорного разреза кондопожской свиты. В целом мощность основных пачек кондопожской свиты в Кондопожской и Мунозерской структурах близка, а основные закономерности накопления осадков – тождественны. В опорном разрезе пачка А завершается антраксолитовым репером, т. е. в нее входят выделенные в 1999 г. первая и вторая пачки; в пачку Б, вероятно, можно включить полностью третью и половину четвертой пачки, при этом подошву пачки В можно проводить по геолого-геофизическому реперу, выраженному в резкой смене тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов на грубое переслаивание этих пород с карбонатными песчаниками относительно большой мощности (до 5 м).

*Геолого-геофизический разрез свиты, вскрытый ОПС*

Кондопожская свита вскрыта ОПС без отбора керна, но с полным комплексом каротажных исследований (см. рис. 3.50). В разрезе ОПС присутствие ШВ ограничивается только груборитмичной его частью (первая пачка, $kn_1^1$, интервал 258–401 м), где оно встречается, вероятно, в составе обломков шунгитоносных пород в конгломератах, гравелитах и песчаниках, а в распыленном состоянии обогащает тонкие (0,1–1 мм) слойки альбит-хлоритовых сланцев в кровле ритмов.

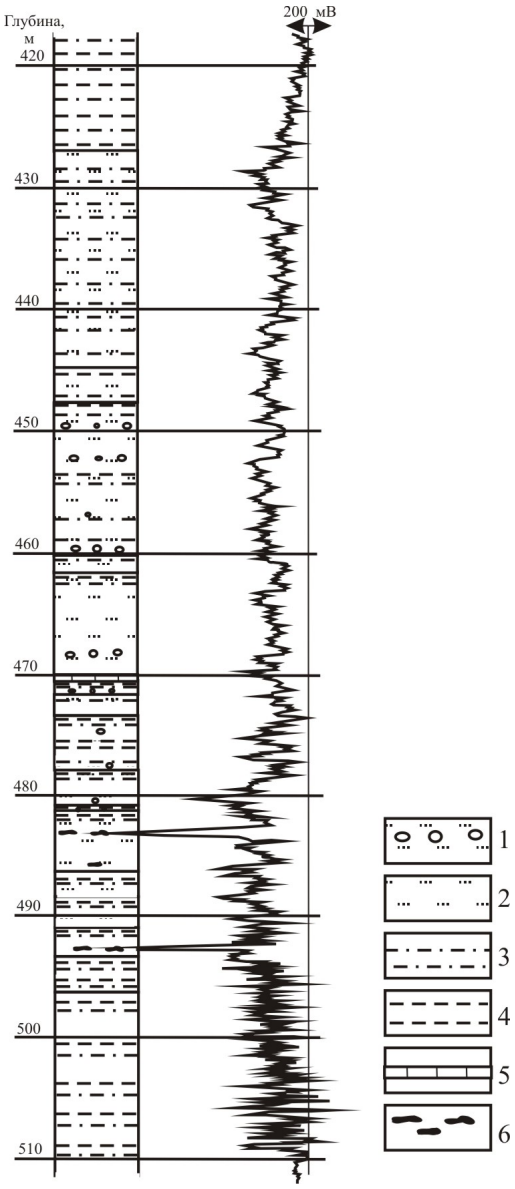



Рис. 1.54. Диаграмма потенциалов естественного электрического поля по скважине № 1:

1 – мелкогалечниковые конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – метааргиллиты; 5 – прослои карбонатных пород; 6 – антраксолитовые стяжения («лепешки»)

В ОПС пачка $kn_1^1$ выделена в интервале 258–401 м как грубое переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов. Ее можно разделить на две подпачки: а) – 348–401 м и б) – 348–258 м. Нижняя часть пачки является переходом к суйсарской свите. Не исключено, что в этой части разреза присутствуют маломощные слои базальтов. Однако материалы каротажа не позволяют однозначно указать такие интервалы. Породы содержат ШВ, но его распределение, особенно в начале интервала, крайне неравномерное, затем, по мере роста более тонкозернистой фракции в осадочном материале, равномерность распределения повышается. Снижение гамма-активности ниже 259 м обусловлено повышенной карбонатностью пород и существенной долей туфогенного материала, а не за счет интрузивных пород. Наиболее сложно интерпретировать интервал 348–356 м. Здесь низкие значения ГК, низкие содержания урана и калия, как и у суйсарских лав, однако здесь плотность пород около 2,8 г/см$^3$, т. е. ниже типичных основных пород (2,9–3 г/см$^3$).

Пачка $kn_2^1$, интервал 188–258 м. Здесь доля туфопесчаников резко снижается. К концу интервала в породах исчезает ШВ. Отметим, что в скв. 2 (1991), находящейся СЗ от ОПС, в этой пачке оно еще присутствует. Интервал выделяется по реперу на кривой ГК (258 м), по резкому повышению радиоактивности и сохранению этого повышения в целом на интервале. Повышение обеспечено синхронным ростом K, Th и U; однако отношение Th/U также повышается, что отражает преобладание прибрежных фаций.

Следующая пачка $kn_1^3$, в интервале 128–188 м. Ее характерная особенность – присутствие карбонатных пород в начале интервала и на глубине 148–151 м. Эти реперные участки разреза хорошо выдержаны и в опорной скв. 2 (1991). В пачке доля сланцев относительно алевролитов повышается, однако радиоактивность пород низкая из-за повышенного содержания карбонатов на всем интервале.

Пачка $kn_2^4$, глубина 56–128 м, – интервал наиболее тонкого переслаивания сланцев и алевролитов (сланцы преобладают) и минимального присутствия карбонатного материала. Радиоактивность пород максимальная и достаточно стабильная. Она обусловлена прежде всего калием и торием, что характерно для глинистых отложений, формируемых из основных пород. Подошва и кровля пачки резко выделяются реперными границами. К сожалению, из-за низкой разрешающей (по мощности пластов) способности комплекса каротажных методов, использованных при изучении ОПС, эта характерная особенность интервала не выявлена (в опорных скважинах 1 и 2 методы МСК, ТК хорошо подчеркивают характер переслаивания пород), поскольку КС существенно сглаживает картину. В породах пачки практически отсутствует ШВ.

Пачка $kn_2^5$, интервал 6–56 м, – начало нового осадочного цикла, выраженное в появлении туфопесчаников и затем в постепенной смене грубозернистого материала на тонкозернистый. Однако в отличие от первой пачки осадочный материал по составу несколько другой, вероятно, за счет появления карбонатных песчаников. Это особенно проявляется к концу интервала.

Таким образом, судя по данным каротажа, ОПС вскрыла кондопожскую свиту не на всю мощность. В таблице 1.20 приведены сведения для корреляции разрезов ОПС и ранее пройденных скважин 1 и 2 (1991), 34, 51 (1978).

Таблица 1.20. **Границы пачек кондопожской свиты в ОПС и в скважинах 1, 2 (1991), 34, 51 (1978)**

| Подсвита/пачка | Скв. 2 | Скв. 1 | ОПС | Скв. 34, 51 |
|---|---|---|---|---|
| 1/1 | 316.8–194.6 | – | 401–258 | А |
| 1/2 | 194,6–97,7 | – | 258–188 | $Б_1$ |
| 1/3 | 97,7–20,9 | 510–420 | 188–128 | $Б_2$ |
| 2/4 | – | 420–341,5 | 128–56 | $Б_3$ |
| 2/5 | – | 341,5–219 | 56–6 | В |

### 1.3.6. Вепсий

Вепсийские образования слагают изолированную Южно-Онежскую мульду, или синеклизу [Полканов, 1956]. Падение пород на восточном крыле пологое 10–12°, редко 20–25°, на западном до 70° в приразломных зонах. В центральной части мульды породы лежат горизонтально. Структура осложнена сбросами СЗ простирания и расчленена на мелкие блоки системой разрывных нарушений СВ простирания. Амплитуда вертикального смещения блоков составляет десятки, реже сотни метров. Эти смещения хорошо выражены в рельефе западного побережья Онежского озера.

Ранее, начиная с В. Рамсея [Ramsay, 1902, 1907], терригенные толщи вепсия считались аналогами иотния юго-запада Балтийского щита (территории Финляндии и Швеции). Позже, учитывая данные изотопного возрастного датирования (калий-аргоновый, свинцово-урано-ториевый и свинцово-урановый методы) прионежских кварцитопесчаников, установлен их доиотнийский возраст (древнее 1600 млн лет). Эти песчаники были выделены в стратиграфическое подразделение, получившее наименование «вепсий» по названию народа – вепсы, проживающего на западном берегу Онежского озера [Кратц и др., 1971]. В толще терригенных отложений вепсия залегают мощные (до 220 м) силлы габбродолеритов. Нижняя граница стратиграфического подразделения 1800 млн лет, верхняя – 1650 млн лет [Общая стратиграфическая…, 2002].

Терригенные толщи вепсия традиционно разделяются на две части: петрозаводская (каменноборская) и шокшинская свиты [Михайлюк, Галдобина, 1966; Перевозчикова, 1957; Тимофеев, 1935]. По результатам геолого-съемочных и поисковых работ в районе г. Петрозаводска и сел Педасельга – Шокша – Пухта, проведенных ККГРЭ с большим объемом бурения, А.И. Кайряк в 1967 г. разделил осадочные образования западного Прионежья на три толщи, соответствующие трем осадочным циклам [Кайряк, 1973]. Нижняя толща – петрозаводская серия в составе двух свит: лососиноречeнской и каменноборской [Кайряк, 1971]. Средняя соответствует объему шокшинской и педасельгской свит, верхняя – пухтинской свите. Все названные свиты выделены А.П. Мартыновым в 1965 г. Согласно Д.И. Гарбару, в составе иотния (теперь вепсия) выделяются два крупных самостоятельных стратиграфических подразделения: петрозаводское и шокшинское [Гарбар, 1971]. Они соответствуют свитам местной или, как предлагает В.З. Негруца, горизонтам региональной шкалы. Он выделяет петрозаводский и шокшинский горизонты, объединенные в вепсийский надгоризонт [Негруца, 1984].

#### *Петрозаводский горизонт*

Стратотипом горизонта является петрозаводская (полевошпат-кварцевая сероцветная) свита в объеме, предложенном Л.П. Галдобиной [Геология Карелии, 1987].

*Петрозаводская свита* выделена [Галдобина, Михайлюк, 1966] в районе г. Петрозаводска и развита по западному берегу Онежского озера. Стратотипом является разрез в карьере Каменный Бор на южной окраине г. Петрозаводска. Свита делится на две подсвиты. В основании нижней подсвиты залегает пачка груборитмичного строения с мощностью слоев-ритмов до 5–7 м. Нижнюю часть ритмов слагают крупно- и среднезернистые полевошпат-кварцевые песчаники с косой слоистостью (в крупных сериях), а кровлю – мелкозернистые косослоистые песчаники (в мелких сериях) или горизонтальнослоистые. Кровля ритмов нередко размыта, и в основании следующего слоя наблюдается сингенетичная брекчия. Здесь же встречены линзы косослоистых полимиктовых конгломерато-брекчий. В состав их входят крупные обломки базальтов, плагиобазальтов, миндалекаменных базальтов, шунгитоносных туфоалевролитов и туфосланцев, халцедона и преобладающие в массе обломки лидита, т. е. представлен весь набор наиболее устойчивых пород из подстилающих образований людиковия и калевия. Мощность первой пачки 80–100 м. Средняя часть подсвиты (вторая пачка) сложена серыми и темно-серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими крупными угловатыми обломками халцедона и лидита. В цементе темно-серых песчаников наблюдаются тонкораспыленное ШВ и халцедон. В кровле слоев-ритмов, мощность которых составляет 2–5 м, залегают тонкие слои средне- и мелкозернистых слюдистых песчаников. В породах отмечается

косая слоистость. Мощность пачки 40–130 м. Третья пачка представлена серыми, розовато-серыми, местами бурыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, средне- и мелкозернистыми, кварц-полевошпатовыми алевролитами и кварц-слюдистыми сланцами. В песчаниках встречены тонкие слойки из обломков тяжелых минералов (естественный шлих) и линзы мелкогалечных конгломератов с галькой халцедона и кварца. Мощность пачки 50–70 м.

Верхняя подсвита состоит из двух пачек. Первая сложена разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Осадки характеризуются груборитмичным строением с мощностью слоев-ритмов 2–4 м. В основании слоев залегают крупнозернистые песчаники с косой слоистостью и обломками пород кровли предыдущего слоя. Ритмичность нечеткая. Мощность пачки 60 м. Вторая пачка, завершающая разрез петрозаводской свиты, сложена кварцевыми песчаниками розовато-серого цвета и бурыми слюдистыми алевролитами и сланцами. На плоскостях напластования алевролитов и сланцев наблюдаются знаки ряби. Мощность пачки 70 м. Мощность петрозаводской свиты в стратотипе составляет около 400 м.

В карьере Каменный Бор разрез свиты неполный – нижняя и частично средняя подсвиты, здесь отсутствуют нижний и верхний контакты. Полный разрез с установлением границ свиты составлен по скважинам ПГО «Невскгеология», пробуренным южнее карьера (р-н Птицефабрики). Свита прослежена по западному берегу Онежского озера на юг до р. Свирь и на запад до пос. Кашканы. По данным бурения, общая мощность свиты колеблется в пределах 300–450 м [Галдобина, 1987].

В карьере Каменный Бор Б.В. Тимофеевым в песчано-глинистых сланцах определены следующие микрофоссилии (по 6 анализам): *Protosphaeridium densum* Tim., *P. rigidulum* Tim., *P. tuberculiferum* Tim., *P. acis, P. sp., Careliella sp., Trematosphaeridium sp., Trachysphaeridium sp., Pterospermopsimorpha sp.*, а также округлые силуэтные формы, трихомы водорослей и обрывки органических пленок [Тимофеев, 1982]. В настоящее время эти микрофоссилии включены в род *Leiosphaeridia* [Микрофитофоссилии…, 1989].

### *Шокшинский горизонт*

Типовой для горизонта является шокшинская (кварцитопесчаниковая, красноцветная) свита в объеме, предложенном Л.П. Галдобиной [Геология Карелии, 1987]. Шокшинская свита выделена в районе д. Шокша (южная Карелия) [Тимофеев, 1935]. Образования свиты распространены на западном побережье Онежского озера и занимают территорию от оз. Лососинного (на севере) до р. Свири (на юге) и прослежены на запад до р. Важинки и пос. Кашканы. Кварциты и кварцитопесчаники свиты налегают с размывом на песчаники петрозаводской свиты. Характерными чертами пород свиты являются чисто кварцевый состав обломочного материала, ярко-красная окраска и широкая фациальная изменчивость, поскольку осадконакопление происходило в континентальных условиях.

Стратотипом шокшинской свиты является разрез у с. Шокша [Галдобина, 1958]. Здесь на разнозернистые песчаники с полевым шпатом петрозаводской свиты налегают бледно-сиреневые кварцитопесчаники с прослоем мелкогалечного конгломерата в основании и обилием знаков ряби на плоскостях напластования (мощность 5 м). Выше последовательно залегают: пачка переслаивания красноцветных и зеленоватых алевролитов, глинисто-слюдистых сланцев и мелкозернистых песчаников (5 м); красные кварцитопесчаники с косой слоистостью, знаками ряби, течения и волнения (14 м); малиновые кварцитопесчаники с косой слоистостью в крупных сериях (17 м); серовато-розовые косослоистые кварцевые песчаники с гравелитом в основании (40 м). Общая мощность свиты в стратотипе 80 м.

Породы шокшинской свиты на западном берегу оз. Онежского залегают на песчаниках петрозаводской свиты и в основании сложены маломощными мелкогалечными конгломератами с галькой туфоалевролитов, базальтов и кремнистых пород [Проблемы…, 1989]. Выше располагаются красные и малиновые кварцитопесчаники и кварциты с крупными косослоистыми сериями и знаками ряби. В средней и верхней частях свиты наблюдаются розовые, красные, малиновые и сиреневые кварциты и кварцитопесчаники, красноцветные алевролиты и конгломераты. Мощность свиты, по-видимому, превышает 1000 м.

С учетом геолого-съемочных и поисковых работ, больших объемов бурения, проведенных на территории западного Прионежья, Л.П. Галдобина и Е.М. Михайлюк выделяют в шокшинской свите три подсвиты [Геология Карелии, 1987].

Нижняя подсвита мощностью до 300 м имеет в основании линзы олигомиктовых конгломератов, галька которых представлена в основном кварцем и халцедоном и, в подчиненном количестве, песчаниками и алевролитами петрозаводской свиты. Разрез нижней части подсвиты имеет груборитмичное строение. Ритмы-слои, мощностью от 1,5 до 4 м, сложены крупно- и среднезернистыми кварцитами малиновой и вишнево-красной окраски с косой слоистостью в крупных сериях. В кровле

слоев залегают тонкие прослои мелкозернистых кварцитопесчаников и алевролитов, нередко размытые. Верхняя часть подсвиты сложена мелкозернистыми кварцитопесчаниками, алевролитами и сланцами темно-вишневой окраски.

Средняя подсвита мощностью 300–700 м имеет в основании линзы валунных олигомиктовых конгломератов. Выше залегают средне- и мелкозернистые кварциты хорошей сортности розового и бледно-сиреневого цвета, алевролиты и глинисто-слюдистые сланцы. В нижней части разреза наблюдаются слои-ритмы мощностью 1,5–2 м, выше по разрезу мощность их убывает и увеличивается доля мелкозернистых разностей.

Верхняя подсвита сложена средне- и крупнозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Образования данной подсвиты вскрыты скважинами в районе пос. Ладва и обнажаются в среднем течении р. Важинка. Контакты с подстилающими породами неизвестны. Мощность подсвиты оценивается в 200 м.

Таким образом, полная мощность шокшинской свиты в западном Прионежье составляет более 1000 м. Породы свиты залегают с размывом на петрозаводской свите и с крупным стратиграфическим и угловым несогласиями, перекрываются осадками оштинской свиты вендского возраста с корой выветривания в основании.

Вопрос об объеме и стратификации шокшинской свиты ввиду отсутствия в ней коррелятивных уровней остается дискуссионным. Так, А.П. Мартынов разделяет ее на три самостоятельные свиты (снизу вверх): шокшинскую, педасельгскую и пухтинскую. Мощность, соответственно, 300 м, 380–400 м и не менее 600 м [Кайряк, 1973]. При этом первые две свиты по объему соответствуют вышеописанной нижней подсвите, две подсвиты пухтинской свиты – средней, а ее верхняя подсвита – верхней подсвите шокшинской свиты, в интерпретации Л.П. Галдобиной и Е.М. Михайлюк.

В нижней части разреза шокшинской свиты в обнажениях Другорецкого и Ропручейского кряжей и в скважине у пос. Пай выявлен маломощный (около 10 м) покров мелкозернистых гематитизированных базальтов [Светов, 1979], ранее считавшийся апофизой мощного (около 170 м) силла габбродолеритов, залегающего выше по разрезу шокшинской свиты.

За пределами стратотипической местности вепсийские образования установлены севернее г. Петрозаводска в ядрах синклиналей высоких порядков на территории Северо-Онежского синклинория. Это Шуйская и Логмозеро-Сунская синклинали севернее г. Петрозаводска; Вашозерская и Гангозерская синклинали на Кондопожском п-ве; Мунозерская синклиналь (Заонежский п-ов). В этих синклиналях на калевийских граувакковых отложениях лежат грубозернистые аркозовые осадки вепсия (см. рис. 1.44).

Красноцветные отложения шокшинской свиты являются маркером в разрезах нижнего протерозоя. Породы свиты интрудированы силлами ропручейского комплекса. Сиенитовые сегрегации габбродолеритов датированы уран-свинцовым методом по циркону, возраст 1770 ± 12 млн лет [Бибикова и др., 1990].

Бассейновый и фациальный анализ отложений вепсия, сделанный Л.П. Галдобиной [Галдобина, 1958; Галдобина, Михайлюк, 1971] и А.М. Ахмедовым [Ахмедов и др., 2004], предполагает, что на протяжении вепсийского времени происходило постепенное сокращение и обмеление палеобассейна до размеров Южно-Онежской мульды по причине стабилизации тектонического и гидродинамического режимов, а также аридизации климата и преобладания окислительных условий осадконакопления.

### *Вепсийский магматический комплекс*[27]

На различных стратиграфических уровнях среди вепсийских грубообломочных осадочных пород, главным образом восточного крыла Южно-Онежской мульды, широко распространены в виде отдельных кряжей разобщенные выходы основных пород. Наиболее низкое стратиграфическое положение в разрезе вепсия занимают основные породы, залегающие в шокшинской свите, вблизи ее нижней границы с петрозаводской. Их выходы прослеживаются в виде узкой полосы на протяжении более 20 км от пос. Кварцитного на юге до руч. Чув (залив Кайлахта) на севере. Общая мощность основных пород по отдельным пересечениям и буровым скважинам колеблется от 14 м (руч. Чув) до 23 м (пос. Кварцитный). Вероятно, этот же горизонт основных пород картируется в районе южной окраины г. Петрозаводска (пос. Птицефабрика), где его мощность не превышает 10–12 м. А.П. Мартынов допускал возможность принадлежности основных пород пос. Кварцитного к эффузивным образованиям, подобное же мнение позднее было высказано А.И. Кайряком [1973].

[27] Авторы: А.И. Голубев, В.С. Куликов.

Породы в районе зал. Кайлахта и окрестностях карьера пос. Кварцитного А.И. Голубев относит к эффузивным образованиям (табл. 1.21). Основание Кайлахтинского покрова сложено мелкозернистыми афировыми андезибазальтами, содержащими небольшое количество округлых кварц-хлоритовых и кварц-гематитовых миндалин. В 1,5 м от его подошвы в двух обнажениях наблюдались угловатой формы мелкие (до 10–15 см в диаметре) ксенолиты подстилающих красновато-бурых кварцевых песчаников, заключенные в миндалекаменные, вспененные андезибазальты. В средней части покрова мелко-среднезернистые андезибазальты содержат разноориентированные тонкие таблитчатые вкрапленники плагиоклаза и реже пироксена. Верхнюю часть разреза покрова слагают насыщенные кварц-гематитовыми, хлоритовыми и эпидот-кварцевыми миндалинами породы, приобретающие непосредственно в кровле брекчиевидную текстуру, в связи с чем их можно рассматривать как лавобрекчии. В целом породы лавового покрова подвергнуты сильной хлоритизации, а участками гнездовой эпидотизации. В кровле, а иногда и подошве отмечается интенсивная гематитизация, захватывающая местами и среднюю часть разреза покрова. В таких случаях породы лавового покрова приобретают краснокаменный облик. Мощность покрова 14 м.

Таблица 1.21. **Составы пород вепсийского вулканического комплекса, масс. %**

| Компоненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Г-88-1 | Г-88-2 | Г-88-3 | Г-88-4 | Г-88-5 | Г-88-6 | Г-88-7 | Сред.(7) | 8 | 9 |
| $SiO_2$ | 55,51 | 55,74 | 55,44 | 60,42 | 52,78 | 53,80 | 52,42 | 55,16 | 53,42 | 51,06 |
| $TiO_2$ | 1,25 | 1,13 | 0,96 | 1,04 | 0,98 | 1,10 | 0,97 | 1,06 | 1,18 | 2,20 |
| $Al_2O_3$ | 14,00 | 15,17 | 13,95 | 14,03 | 14,73 | 14,26 | 13,56 | 14,24 | 14,36 | 13,33 |
| $Fe_2O_3$ | 6,13 | 5,00 | 7,60 | 3,00 | 6,90 | 6,60 | 10,25 | 6,50 | 4,92 | 3,79 |
| FeO | 5,53 | 4,67 | 4,24 | 4,31 | 5,32 | 5,02 | 4,53 | 4,80 | 6,90 | 11,43 |
| MnO | 0,17 | 0,144 | 0,142 | 0,128 | 0,176 | 0,158 | 0,132 | 0,150 | 0,17 | 0,19 |
| MgO | 4,81 | 4,72 | 5,20 | 4,62 | 5,95 | 5,66 | 5,83 | 5,26 | 5,09 | 4,09 |
| CaO | 6,54 | 6,35 | 5,33 | 5,75 | 4,98 | 6,10 | 3,65 | 5,53 | 7,07 | 7,98 |
| $Na_2O$ | 2,37 | 2,94 | 2,56 | 2,50 | 3,59 | 3,08 | 2,60 | 2,81 | 2,53 | 2,95 |
| $K_2O$ | 1,22 | 1,00 | 0,94 | 1,02 | 0,29 | 0,58 | 0,60 | 0,81 | 1,60 | 1,35 |
| $H_2O$ | 0,24 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 0,14 | 0,21 | 0,38 | 0,19 | 0,27 | 0,30 |
| ппп | 2,14 | 2,56 | 2,95 | 2,53 | 3,69 | 2,97 | 4,48 | 3,05 | 1,97 | 1,26 |
| $P_2O_5$ | 0,16 | 0,21 | 0,22 | 0,18 | 0,21 | 0,23 | 0,28 | 0,21 | 0,17 | – |
| ZnO | 0,013 | 0,014 | 0,012 | 0,012 | 0,015 | 0,015 | 0,016 | 0,014 | | |
| $Li_2O$ | 0,0117 | 0,0161 | 0,0187 | 0,0160 | 0,0174 | 0,0179 | 0,0264 | 0,0178 | | |
| $Rb_2O$ | 0,0042 | 0,0040 | 0,0036 | 0,0031 | 0,0015 | 0,0028 | 0,0027 | 0,0028 | | |
| $Cs_2O$ | 0,0001 | 0,0006 | 0,0007 | 0,0005 | 0,0008 | 0,0008 | 0,0009 | 0,0006 | | |
| Сумма | 100,12 | 99,76 | 99,68 | 99,70 | 99,77 | 99,80 | 99,72 | 99,79 | | |
| S | < 0,001 | 0,011 | 0,016 | 0,003 | Не обн. | 0,015 | 0,033 | 0,011 | 0,07 | – |

*Примечание*. Группы пород: 1–7 андезитобазальты зал. Кайлахта; 8 – андезибазальтовые лавы Кайлахтинской вулканической зоны; 9 – габбродолериты Ропручейского силла (по Д.А. Гарбару).
Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Более высокое стратиграфическое положение занимают основные породы, образующие протяженные кряжи в районе населенных пунктов Рыбрека, Гимрека, Другая Река, Шелтозеро, Педасельга, Вознесенье и Голодай Гора. В центральной части Южно-Онежской мульды эти породы вскрыты скважинами ККГРЭ в районах оз. Ржаное, д. Яшозеро, Заозерье, Остречины, пос. Пай и др. (А.П. Мартынов, Д.И. Гарбар). Первоначально В. Рамсеем, В.М. Тимофеевым, затем К.О. Кратцем, а в дальнейшем и большинством исследователей разобщенные выходы основных пород рассматриваются как части единой пластовой интрузии, прослеживающейся на протяжении более 100 км от р. Свири на юге и почти до г. Петрозаводска на севере (см. рис. 1.2).

В восточном уступе Другорецкого кряжа основные породы образуют два параллельных и согласно залегающих с вмещающими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками шокшинской свиты пластовых тела, разделенных маломощным горизонтом осадочных пород. Нижнее маломощное тело, впервые детально изученное С.А. Яковлевым в 1903 г., в большинстве случаев рассматривается как апофиза более мощной вышележащей интрузивной пластовой залежи, известной под названием Ропручейского силла габбродиабазов (габбродолеритов). Однако А.П. Светов и А.И. Голубев относят его к маломощному потоку андезибазальтовых афировых лав.

Так же, как и кайлахтинский лавовый покров, другорецкий базальтовый поток сложен сильно хлоритизированными участками пиритизированными мелкозернистыми базальтами, содержащими редкие вкрапленники плагиоклаза и моноклинного пироксена. В подошве и кровле потока наблюдается миндалекаменное строение. При этом миндалины нижнего миндалекаменного горизонта обособляются в «слой течения» мощностью 3–10 см, параллельный подошве потока. Миндалины

верхнего горизонта скапливаются непосредственно под корочкой закалки и имеют неравномерное распределение в слое мощностью около 15–20 см. Только в средней части потока участками наблюдаются мелкие редкие порфировые выделения плагиоклаза, заключенные в сильно хлоритизированную средне-мелкозернистую основную массу. В ряде случаев андезибазальты потока значительно эпидотизированы и гематитизированы, при этом гематизация проявляется как в виде неправильных пятен существенно в кровле, так и в образовании сети тонких нитевидных жилок гематит-кварцевого состава. Мощность потока 6–10 м. Подобные породы, вскрытые в районе пос. Пай, Д.И. Гарбар отнес к маломощному (около 11,5 м) пластовому интрузивному телу, залегающему ниже мощного силла габбродолеритов [Гарбар, Мильштейн, 1970].

Наиболее широкое площадное распространение в структуре западного борта Онежской депрессии имеют габбродолериты Ропручейской (Западно-Онежской) пластовой интрузии. По данным структурного бурения и геологического картирования, общую площадь распространения габбродолеритов силла можно оценить в 9–10 тыс. км$^2$ при средней мощности около 170 м. Силл обнаруживает признаки выклинивания и воздымания с низких на более высокие уровни вмещающих осадочных пород в СЗ направлении. Наибольшая мощность силла отмечается в осевой ЮВ части депрессии, при этом предполагается, что его подводящий канал (каналы?) располагается в районе Гонгинской, Крестнозерской и Нижнелеменской интенсивных магнитных аномалий и контролируется осевым разломом СЗ простирания [Гарбар, 1970]. Основные черты внутреннего строения, условий залегания и вещественного состава Ропручейского силла были установлены еще в начале XX века (В. Рамсей, С.А. Яковлев), затем К.О. Кратцем в 1946–1949 гг. при проведении петрологических исследований основных пород Западного и Восточного Прионежья. Позднее исследование этих пород проводилось главным образом в процессе геологического картирования Прионежья [Гарбар, 1970], а также при разведке отдельных участков силла на щебень и облицовочный камень. Ропручейский силл в районе пос. Рыбрека и оз. Ржаное (скв. 7), по данным А.П. Мартынова, имеет мощность 187,5 м и образует пластовое интрузивное тело, согласно залегающее с вмещающими осадочными породами. В целом силл характеризуется слабой расслоенностью. В нижней его части, в зоне контакта с вмещающими кварц-полевошпатовыми песчаниками, наблюдаются мелкозернистые однородные долериты, содержащие редкие округлой формы кварц-хлоритовые, хлоритовые и хлорит-эпидотовые миндалины, заключенные в микродолеритовую основную массу с редкими оплавленными микролитами плагиоклаза и пироксена. Иногда встречаются более крупные (до 1,5–2,0 мм) плоскопараллельные вкрапленники пироксена и плагиоклаза.

Вышележащие среднезернистые меланократовые габбродолериты, связанные постепенными переходами с подстилающими породами, слагают большую часть основания силла. Это среднезернистые, однородные, реже шлирово-такситовые разновидности, в которых постоянно наблюдается плоскопараллельное расположение плагиоклаза с линейностью, ориентированной в ЮЗ – СВ направлении. Мощность 40–45 м. Средняя часть силла представлена среднезернистыми и неравномернозернистыми кварцевыми габбродолеритами, в которых постоянно наблюдаются шлировые и микропегматитовые зоны, раполагающиеся параллельно системе пластовой отдельности. Мощность 85–95 м. Выше по разрезу среднезернистые разности габбродолеритов постепенно переходят в выдержанный по простиранию горизонт, сложенный крупнозернистыми кварцевыми габбродолеритовыми и гигантозернистыми мезократовыми до лейкократовых габбропегматитами. Мощность 20–22 м.

В верхней части пластовой интрузии залегают среднезернистые шлирово-такситовые кварцевые габбродолериты, в целом аналогичные породам нижней части силла. Неоднократно наблюдаемые здесь шлировые участки и пегматитовые зоны, как правило, располагаются параллельно кровле интрузии. Мощность 20–25 м. В кровле силл сложен мелкозернистыми однородными меланократовыми габбродолеритами, часто имеющими тонкоплитчатую пластовую отдельность. Иногда встречаются миндалины. Мощность 3–4 м [Кайряк, 1973].

Многими исследователями в средней, чаще верхней частях разреза силла отмечается наличие маломощных (до 0,5 м) мелкозернистых и грубозернистых лейкократовых жил. Впервые они были выявлены и изучены С.А. Яковлевым в 1903 г. и описаны как диабазаплиты. Альбит-роговообманковые и аплито-гранофировые жильные породы, имеющие розовато-серый цвет, как правило, располагаются в системах пластовой и перпендикулярной ей трещин первичной отдельности. По составу породы жил тождественны кислому гранофировому веществу крупнозернистых кварцевых габбродиоритов и гигантозернистых габбропегматитов. В карьере по добыче щебня кварцитопесчаников у пос. Рыбрека наблюдается апофиза мелкозернистых долеритов мощностью в несколько метров, непосредственно связанная с описанным выше силлом [Лазарев, Николаев, 1989].

## 1.4. НЕОПРОТЕРОЗОЙ (ВЕНД)

Временные рубежи неопротерозойской эратемы в Международной шкале геологического времени приняты в интервале от 1000 до 542 млн лет с датировкой нижней границы эдиакарской системы 635 млн лет [Ogg et al., 2008]. В общей стратиграфической шкале докембрия России границы вендской системы определены в интервале от 600 до 535 млн лет [Стратиграфический кодекс, 2006].

В ОС вендские отложения установлены на восточном берегу Онежского озера, между Онежским и Ладожским озерами до пос. Ладва (см. рис. 1.2). Эрозионные останцы этих образований вскрыты скважинами в районе Заонежского п-ва в пределах блоков устойчивого погружения, близ пос. Толвуя и к югу от оз. Падмозеро, а также в г. Петрозаводске и к западу от него, где перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений [Геология Карелии, 1987]. Конгломераты, гравелиты и песчаники венда налегают с резким угловым несогласием на подстилающие породы с развитой корой выветривания в основании.

Кора выветривания вскрыта множеством буровых скважин в районе г. Петрозаводска и его окрестностей, на площади Западного Прионежья, на территории Заонежского п-ова и на восточном берегу Онежского озера [Проблемы…, 1989]. В устье р. Неглинки под пластом песчаников, гравелитов и конгломератов с крупными обломками карбонатных пород установлена кора выветривания пород верхнего ятулия (онежский горизонт, туломозерская свита). Верхнюю часть профиля коры выветривания мощностью 5-6 м слагают ноздреватые силициты с остатками карбонатной муки. Ниже залегают окремненные обохренные выщелоченные доломиты мощностью 18 м, сменяющиеся вниз по разрезу белыми, а затем розовыми доломитами с горизонтами сингенетичных брекчий бурых алевролитов. На Заонежском п-ове в пределах опущенных блоков: район Толвуйской и Падмозерской синклиналей, коры выветривания представлены шунгитоносными породами («черной землей») и вниз по разрезу мягкими черными породами с сохранившимися текстурами. Мощность горизонта со следами выветривания достигает 8–10 м. Известна кора выветривания и на образованиях нижней подсвиты заонежской свиты (кривозеритах) к западу от г. Петрозаводска. Здесь глиноподобная обохренная порода переходит постепенно в вишневые сланцы и доломиты, сохранившие осадочные текстуры, а ниже залегают зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты.

Интерес представляют продукты коры выветривания пикритов суйсарского горизонта, установленные в районе пос. Сайнаволок. Непосредственно под гравелитами венда залегают красно-бурые глиноподобные породы, участками отталькованные, мощностью 1,55 м. Ниже следуют белые, массивные, мягкие, отталькованные породы мощностью 2,45 м. Нижнюю часть профиля коры выветривания мощностью 5 м слагают выветрелые крупнокристаллические пикриты (перидотиты). На фоне светло-коричневой массы наблюдаются белые, полностью замещенные, но не потерявшие форму кристаллы оливина. Постепенно выветрелые породы сменяются трещиноватыми пикритами с ожелезнением по трещинам и, наконец, пикритами, сохраняющими свой нормальный облик. Химические анализы указывают на постепенное уменьшение вверх по разрезу $SiO_2$, NaO и увеличение MgO, CaO, $Al_2O_3$, $\sum$ Fe; $P_2O_5$. В продуктах коры выветривания пикритов отмечено повышенное содержание $TiO_2$ (от 70 до 160 г/т) [Проблемы…, 1989].

По данным Л.П. Галдобиной [Проблемы…, 1989], контакт образований венда с осадками падосской свиты (калевийский надгоризонт) установлен на площади Петрозаводской депрессии к западу, югу и северу от г. Петрозаводска, а также на западном крыле Южно-Онежской мульды. Залегание пород падосской свиты круто-наклонное, что способствовало глубокому развитию процессов выветривания. Следы выветривания наблюдаются до глубины 42 м от контакта. Верхняя часть профиля коры выветривания сложена красными, красновато-коричневыми со светло-зелеными пятнами алевритами и аргиллитами, переходящими в коричневато-зеленые и зеленовато-серые алевролиты и песчаники до зеленовато-серых и темно-серых плотных неизмененных пород падосской свиты. При этом сохраняется первичная тонкослоистая текстура. В основании венда залегают гравелиты и конгломераты с обломками различной степени обработки гнейсогранитов, кварцитопесчаников, алевролитов и песчаников. К югу и к западу от г. Петрозаводска рядом скважин вскрыты красноцветные гравелиты и мелкогалечные конгломераты венда, залегающие на красных и розовых кварцитопесчаниках шокшинской свиты. Верхняя часть кварцитопесчаников до глубины 7 м превращена в красные и розовые пески и бурые глины, ниже залегают слабосцементированные розовые песчаники, постепенно переходящие вниз по разрезу в розовые и густо-розовые кварцитопесчаники. Следы выветривания прослежены на глубину до 23 м. Таким образом, коры выветривания, перекрытые с резким угловым несогласием однотипными осадками венда, установлены на породах всех

надгоризонтов (за исключением сумия и сариолия), а также архейского фундамента. Мощность выветрелых образований может достигать 20 и более метров. Во всех известных случаях образования палеопротерозоя перекрыты однотипными грубозернистыми осадками неопротерозоя. Мощная кора выветривания, почти мономинеральный состав базальных образований, угловое и стратиграфическое несогласие свидетельствуют о длительном перерыве в осадконакоплении, предшествовавшем венду.

Согласно принятому решению МРСС-1982, в состав венда на территории Южной Карелии включены яблоновская свита вилчанской серии и оштинская свита валдайской серии [Геология Карелии, 1987]. Образования нижней яблоновской свиты вскрыты одной скважиной у пос. Яблоновка на Карельском перешейке и представлены тиллитами мощностью 70 м. В основании оштинской свиты залегают прослои кварцевых конгломератов и гравелитов, которые вверх по разрезу переходят в разнозернистые песчаники со слоями алевролитов и аргиллитов. Породы в нижней части разреза бурого и красно-бурого цвета, в верхней части – зеленовато-серые. В составе пород преобладают кварц – до 50–70 %, измененный плагиоклаз – до 25 %, биотит и мусковит. В конгломератах отмечены редкие разрушенные гальки гранитогнейса. Акцессорные минералы песчаников представлены рудными, цирконом, гранатом, турмалином, эпидотом, рутилом, сфеном, лейкоксеном, глауконитом, роговой обманкой. Цемент песчаников кремнисто-глинистый, местами с оксидами железа. Мощность отложений варьирует от 10 м в районе г. Олонец и пос. Гакугса до 20–30 м вблизи оз. Гонгинского и до 140 м на площади Пашского прогиба, что, видимо, определяется рельефом фундамента. Верхняя часть разреза сложена плотными серыми и зеленовато-серыми, местами бурыми глинами с тонкими слойками алевролитов, которые состоят из зерен кварца, редко калиевых полевых шпатов, плагиоклаза, слюды, хлорита, сидерита. Породы тонкослоистые. На плоскостях напластования наблюдаются пленки тонкозернистого пирита и органического (тонкого) черного вещества причудливого рисунка («ламинаритовые пленки» – остатки многоклеточных водорослей вендотенид), обилие желваков и пленок сидерита. Мощность этой части разреза меняется от 70 м на восточном берегу Онежского озера (пос. Гакугса) до 160 м в районе оз. Гонгинского. Осадки оштинской свиты перекрываются пестроцветными породами девона. Скважинами вкрыт их непосредственный контакт.

По результатам геологической съемки м-ба 1 : 500 000 дна Онежского озера, выполненной Полярной морской геологоразведочной экспедицией [Макарьев, 2001], неопротерозойские отложения отнесены к верхнему отделу вендской системы. Они включают в себя усть-пинежскую (глинистую) и мезенскую (песчанистую) свиты. Геохимической особенностью глин усть-пинежской свиты является повышенное, по сравнению с кларковым, содержание Ti и Mn. На акватории озера породы верхнего венда развиты от широты пос. Каккарово до пос. Гимрека, залегая со стратиграфическим и угловым несогласием на палеопротерозойских образованиях, что зафиксировано на сейсмоакустических профилях. Глубина залегания кровли вендских отложений уменьшается с запада на восток от 30 до 0 м, образуя пологое куполовидное поднятие в центральной части озера. На востоке, от центра озера до Андомской горы, располагается пологая котловина с глубиной залегания кровли венда до 50 м. По данным электроразведочных работ методом ВЭЗ, мощность отложений венда в южной части озера возрастает с запада на восток от 18 до 81 м, а на профиле, пройденном на восток от бухты Гиморецкая, мощность увеличивается от 162 до 221 м в центральной части озера. Возможной причиной увеличения мощности вендских отложений с запада на восток может явиться наращивание разреза за счет отложений среднего рифея, сохранившихся во впадинах фундамента. В геоэлектрическом разрезе на всех профилях по составу выделяются две осадочные толщи: верхняя песчанистая мощностью около 100 м (мезенская свита) и нижняя глинистая мощностью до 120 м (усть-пинежская свита). В южной части озера в районе оз. Мегрское буровыми скважинами вскрыт разрез верхневендских отложений мощностью около 200 м в составе котлинского горизонта, в который входит мезенская свита (150 м) и верхней части редкинского горизонта, представленного усть-пинежской свитой (60 м). Таким образом, результаты бурения подтверждают электроразведочные данные по строению разреза и мощности вендских осадочных пород, полученные в центральной части Онежского озера.

## 1.5. НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ, МАГМАТИЗМА, ГЕОХРОНОЛОГИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Изложенные в соответствующих разделах гл. 1 представления авторов о взаимоотношениях разных стратонов, их внутреннем строении, условиях и времени формирования не всегда являются общепризнанными. Здесь мы отметим основные нерешенные и дискуссионные вопросы, которые следует рассматривать как перспективные для дальнейшего изучения.

*Сумий – сариолий.* Несмотря на ограниченное развитие сумийско-сариолийских образований на территории ОС в виде реликтов раннепалеопротерозойской рифтовой системы Фенноскандии, они имеют важное значение для понимания особенностей развития региона в начале протерозоя на щите, поскольку сумий – это начало крупнейшего эона в истории Земли. Какое событие (или сочетание событий) знаменует этот рубеж на Земле в целом и Фенноскандии в частности? Вопрос дискутируется и ждет своего решения во многих отношениях: геохронологическом, биологическом, геодинамическом, стратиграфическом, космическом и др. В определенной мере ОС может выступать здесь научным полигоном.

Несомненный интерес для истории развития Фенноскандинавского щита представляют толщи полимиктовых конгломератов, обычно относимых к сариолию. В геохронологическом отношении они изучены слабо. Единичные гальки в конгломератах имеют архейские и сумийские возраста, но остается открытым вопрос – отражают ли они только один эпизод размыва территории? Ведь если согласиться с представлениями ряда геологов о формировании этих конгломератов в условиях рифтогенеза на крупном сводовом поднятии Фенноскандии в начале палеопротерозоя, то их образование следует предполагать в течение всего сумийско-сариолийского времени.

*Ятулий*. Геологические границы образований ятулийского надгоризонта с подстилающими и перекрывающими породами установлены однозначно. Не вызывает разногласий в настоящее время и взаимоотношение между терригенно-вулканогенным сегозерским горизонтом и перекрывающим его карбонатным (с солями и ангидритами) онежским горизонтом. Изученность надгоризонта позволяет предлагать его в качестве кандидата на статус системы (периода) международной хроностратиграфической шкалы палеопротерозоя. Однако отсутствие надежных изотопных датировок ятулия в его стратотипическом районе (ОС) пока тормозит этот шаг.

*Людиковий.* Степень изученности людиковийского надгоризонта за последние годы существенно повысилась. Поэтому он наряду с ятулийским вполне пригоден для рассмотрения в качестве кандидата на статус системы (периода) в палеопротерозое международной стратиграфической шкалы. Внутреннее расчленение надгоризонта вызывает некоторые разногласия, как и трактовка положения границы между вулканогенными образованиями заонежской и суйсарской свит (горизонтов). В частности, это касается отнесения андезибазальтов (в т. ч. плагиофировых) к низам суйсарской свиты (В.М. Тимофеев, А.П. Светов, В.В. Наркисова) или к верхам заонежской свиты (В.С. Куликов, Б.С. Лавров и др.). Решение этого вопроса во многом связано с петро- и геохимическими исследованиями вулканитов переходной зоны.

*Калевий.* В настоящее время после продолжительных дискуссий исследователи признали целесообразность отнесения пород бесовецкой серии Северо-Онежского синклинория к калевийскому надгоризонту, хотя надежные геохронологические данные по ним пока отсутствуют. Ранее предпринимались попытки сопоставлять терригенные породы, развитые севернее Соломенской гряды (северная окраина Петрозаводска) и залегающие на разных уровнях суйсарской свиты (Северо-Онежский синклинорий), с некоторыми схожими по составу породами вепсийского надгоризонта [Геология Карелии, 1987 и др.], распространенными к югу от Соломенской гряды (Южно-Онежская мульда). Однако без изотопных датировок они не представляются убедительными.

Дискуссионным для *вепсия* является наличие вулканических образований в нижних горизонтах шокшинской свиты. Пока не установлены непосредственные контакты главного тела Ропручейского силла с предполагаемыми подстилающими его лавами [Голубев, Светов, 1983] или мелкозернистыми долеритовыми апофизами силла [Кратц, 1963; Куликов, устное сообщение и др.]. Решение этой задачи может существенно уточнить вопросы корреляции позднепалеопротерозойских образований Фенноскандии.

*Венд.* Существенно расширенное положение вендских осадков на территории ОС (см. рис. 1.2) по сравнению с предыдущими картами [Богданов, 2000 и др.] будет дискуссионным до тех пор, пока не завершатся начатые геологические исследования с проведением буровых работ на акватории Онежского озера. А это очень важная задача, имеющая как теоретическое, так и практическое значение [Макарьев и др., 2001]. Тщательной проверки требует идея о наличии рифейских образований, подстилающих осадки венда, на ЮВ берегу и в акватории Онежского озера, а также их корреляция с аналогичными породами Ладожского озера.

Полученные U-Pb изотопные определения возраста (~ 1,98 млрд лет) по цирконам из некоторых пород пудожгорского и ятулийского магматических комплексов значительно моложе верхней границы ятулийского надгоризонта, что требует дополнительных исследований.

# ГЛАВА 2

# ТЕКТОНИКА

## 2.1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вопросы истории изучения, геологического строения, стратиграфии, литологии и палеогеографии ОС изложены в соответствующих главах этой книги, и здесь мы ограничимся лишь рассмотрением общих положений, необходимых для понимания тектонического строения и геодинамической эволюции данной структуры.

Онежская структура расположена на территории докембрийского Карельского массива (кратона или Карельской провинции) Балтийского щита (см. рис. 1.1). Карельский массив сложен гранито-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами архейского фундамента (саамский и лопийский комплексы), на которых с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные отложения нижнепротерозойского протоплатформенного чехла (карельский комплекс) [Корреляция..., 1987; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Очерки..., 1995; Путеводитель…, 1987; Сыстра, 1991; Тектоника..., 1978; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Этапы..., 1973 и мн. др.]. Южный и юго-восточный фланги массива перекрыты отложениями платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, на юго-западе массив граничит со складчато-метаморфическими образованиями свекофеннид, на северо-востоке и севере – с породами Беломорского складчато-метаморфического пояса.

В пределах Карельского массива выделены различные типы структурных зон (структурных ансамблей) и соответствующих им кинематических обстановок [Леонов и др., 2001; Сыстра, 1991]. Они подразделяются на две категории. К первой относятся дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания, линейные зоны осепродольного концентрированного тектонического течения, зоны диссипативного купольно-сдвигового тектогенеза, которым свойственна отчетливо выраженная линеаризованность структурных элементов. Ко второму типу принадлежат широкие синклинальные структуры (например, Ладожская, Сегозерская, Лехтинская и др.), которые более или менее изометричны, или имеют форму линзы, неправильного треугольника, трапеции. Они выглядят как некие включения на общем фоне линейно-петельчатой структуры массива.

В центральной части Карельского массива генеральную структурную позицию занимает система сдвиговых зон северо-западного и субмеридионального простирания: Центрально-Карельская, Койкарско-Выгозерская, Кумсинская и др. (рис. 2.1). В парагенетическом единстве с этими сдвиговыми зонами и находятся тектонические депрессии, сохранившиеся в современном эрозионном срезе в виде мульдообразных структур. Наиболее ярким и показательным примером таких форм является расположенная на юге Карельского массива Онежская структура, которая представляет собой один из важнейших тектонических элементов не только Карельского массива, но и Фенноскандинавского щита в целом. Однако тектоническое значение Онежской структуры выходит за рамки регионального интереса, так как она стоит в одном ряду со своеобразными и широко развитыми на некоторых платформах внутриплитными структурами центрально-симметричного строения, происхождение и геодинамический смысл которых является предметом длительной дискуссии (библ. см. [Леонов, 2008]).

Онежская структура[1] – это сложно построенная мульдообразная по поверхности фундамента структура земной коры, выполненная вулканогенно-осадочными отложениями палеопротерозоя (рис. 2.2). Северная часть ОС – Северо-Онежский синклинорий (см. рис. 1.2) – охватывает северную половину Онежского озера с его побережьями. Восточный край синклинория образует пологую дугу, в принципе соответствующую Повенецкому заливу Онежского озера. Западным ограничением синклинория служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская зона сдвиговых деформаций, которая в области СЗ замыкания синклинория сливается с Кумсинской зоной дислокаций. На СЗ и севере он переходит в систему постепенно утоняющихся и сильно пережатых синклинальных структур: Салвиламбинской, Ялгамской и упомянутой выше Кумсинской. При движении на юг и ЮЗ образования синклинория надстраиваются верхними горизонтами палеопротерозоя (вепсия), приуроченными к пологой элипсовидной Южно-Онежской мульде. И, наконец, все перечисленные толщи перекрыты отложениями венда и фанерозоя неопротерозойского Петрозаводского грабена (что, впрочем, не подтверждено прямыми наблюдениями) и современными осадками впадины Онежского озера.

[1] Описание Онежской структуры дано на основании личных наблюдений и опубликованных данных. Библ. см. [Леонов, 2002].

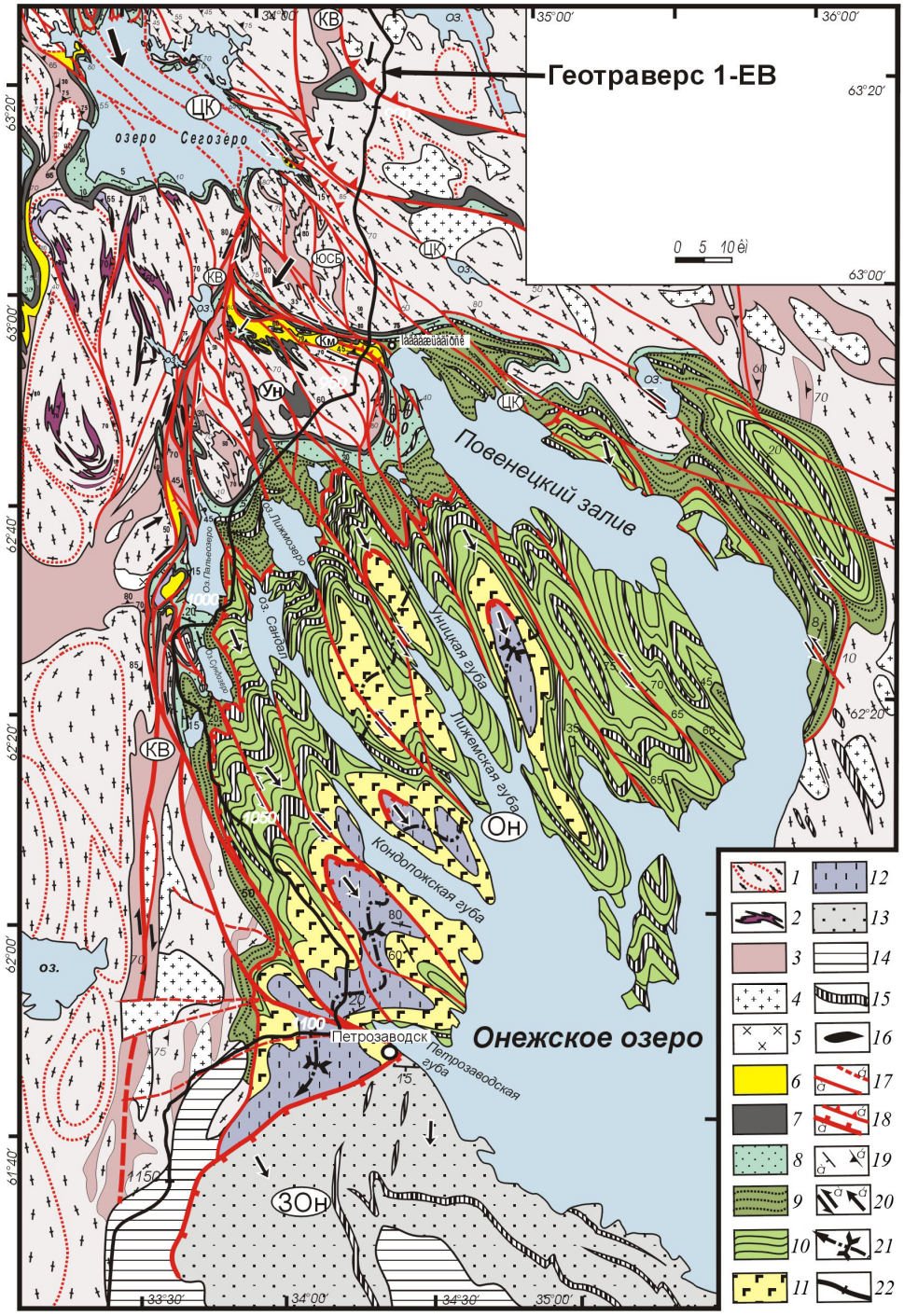



Рис. 2.1. Структурно-геологическая схема ОС (Сост. С.Ю. Колодяжный [2006] с использованием данных [Войтович, 1971; Новикова, Чахмахчев, 1967; Сыстра, 1991], фондовых материалов и личных наблюдений:

1–3 – архейские комплексы: 1 – гнейсограниты, 2 – плагиомикроклиновые граниты, 3 – образования гранит-зеленокаменных поясов; 4–11 – раннепротерозойские проточехольные комплексы: 4 – сумий, 5 – сариолий, 6 – нижний ятулий, 7 – верхний ятулий, 8 – нижний людиковий, 9 – верхний людиковий, 10 – ливий, 11 – вепсий; 12 – вендские отложения; 13–14 – осевые плоскости: антиклиналей (13) и синклиналей (14); 15 – взбросо-сдвиги и сдвиги: а – главные, б – второстепенные; 16 – ультрабазиты; 17 – взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 – сбросы (а) и надвиги (б); 19 – элементы залегания слоистости (а) и гнейсовидности (б); 20 – направления перемещений по сдвигам (а) и реконструированные направления перемещений крупных объемов пород (б); 21 – осевые плоскости ранних конседиментационных (?) складок; 22 – линия профиля 1-ЕВ. Буквы на схеме. Синклинальные структуры: Он – Онежская; Ун – Уницкий купол; зоны сдвига: ЦК – Центрально-Карельская, КВ – Койкарско-Выгозерская, Км – Кумсинская; Юсб – Южно-Сегозерский блок выдвигания

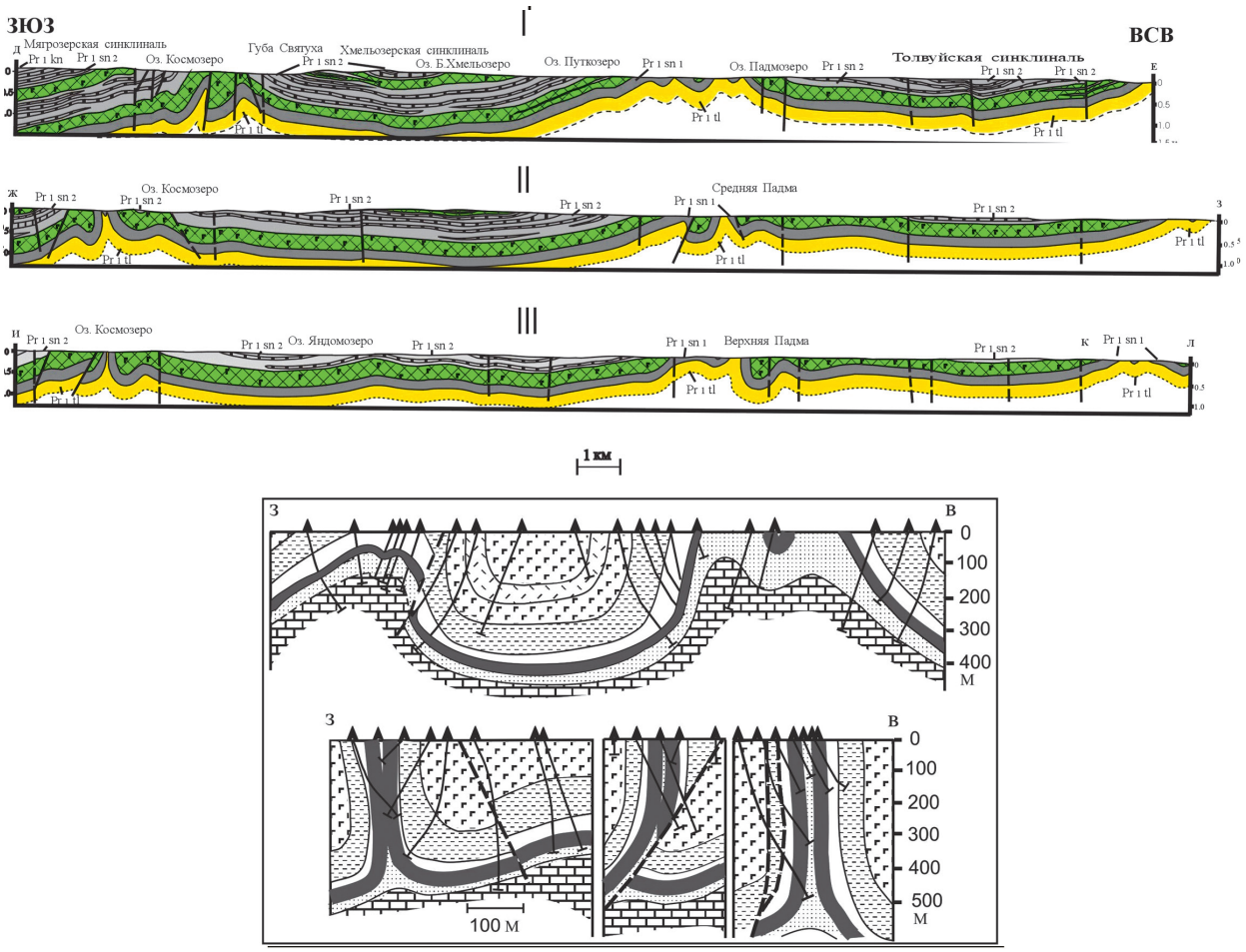



Рис. 2.2. Поперечные профили через псевдодиапировые антиклинальные структуры Северо-Онежского синклинория (по данным Отчета Карельской геологической экспедиции..., 1991):

различным крапом показаны разные горизонты нижнепротерозойского разреза. Объяснения в тексте

В основании палеопротерозойских комплексов ОС и во внутренних частях их разрезов отмечаются элементы структурной дисгармонии. Она проявлена в индивидуальных особенностях тектоники пород гранит-зеленокаменного фундамента и различных толщ палеопротерозоя, различающихся своей реологией и, соответственно, стилем и интенсивностью складчато-разрывных дислокаций. Дисгармоничные пакеты нередко разделены зонами срыва, что наиболее ярко выражено в развитии рассланцованных кор выветривания и тектонизированных базальных (в том числе соленосных) образований на границе архейских и протерозойских комплексов. В то же время в породах фундамента и чехла можно видеть элементы единства структурного плана, а также определенную преемственность и унаследованность развития протерозойских структур от древних тектонических элементов. Нужно отметить при этом, что имеющиеся данные, которые нашли подтверждение и при проходке ОПС, свидетельствуют о существовании в пределах Северо-Онежского синклинория единого мощного разреза палеопротерозойских отложений. Во всяком случае, признаков существования сколько-нибудь значительных надвигов и шарьяжей или тектонического совмещения различных горизонтов разреза бурение не обнаружило, как не обнаруживало их и бурение разведочных скважин на территории Заонежского полуострова.

Как было показано в предыдущей главе, в раннем протерозое Северо-Онежская структура представляла собой обширный и длительно развивающийся бассейн, который обладал чертами, общими для раннепротерозойской седиментации в регионе. Но в то же время это была относительно самостоятельная тектоно-седиментационная провинция, имеющая специфические литолого-седиментационный и магматический режимы и тектоническое строение [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Путеводитель…, 1987 и мн. др.]. Подчеркнем некоторые важные для понимания геодинамики региона, черты геологического строения территории.

Не повторяя приведенного в соответствующих главах (гл. 1 и 4) описания палеопротерозойских отложений ОС, кратко рассмотрим особенности режимов осадконакопления и вулканизма, проявившихся в ее пределах. В основании разреза палеопротерозоя, непосредственно на гранитно-метаморфическом архейском основании залегают отложения сумийского и сариолийского надгоризонтов, которые с несогласием перекрываются осадочными и вулканогенными образованиями ятулийского надгоризонта, состоящего из двух частей. Нижняя часть (сегозерский горизонт: янгозерская и медвежьегорская свиты; суммарная мощность 0–400 м) сложена кварцитами, кварцитопесчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также потоками базальтовых лав с прослоями их пирокластитов и габбро-долеритовыми силлами[2]. Кроме этого, на отдельных участках (район ОПС) в основании разреза располагаются толщи (галитовая и улитинская) суммарной мощностью около 500 м, представленные солями и ангидритами. Верхняя часть (онежский горизонт: туломозерская свита; мощность 150–500 м) выполнена пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцитопесчаниками, гравелитами и различными сланцами. Отложения расслоены габбро-долеритовыми силлами.

Нижнеятулийские (сегозерский горизонт) осадочно-вулканогенные комплексы развиты преимущественно в северо-западной части Северо-Онежского синклинория. По данным многих исследователей, которые подтверждаются и нашими наблюдениями, ятулийские породы почти повсеместно залегают на коре выветривания, сформированной по гранитам архейского фундамента. Но в ряде мест (участки Гирвас – Святнаволок, Кумсинская синклиналь) они со структурным несогласием залегают на сумийских и сариолийских породах. Мощность ятулийских образований увеличивается с юга на север от 400 до 750 м. По направлению к югу и юго-востоку они постепенно выклиниваются и в центральной части впадины в основании протерозойского разреза скважинами вскрыты верхнеятулийские (онежский горизонт) карбонатно-терригенные отложения. В то же время ОПС выявила в основании разреза ангидрит-солевой комплекс (галитовая и улитинская толщи) и практически непрерывный разрез палеопротерозоя. Все факты свидетельствует о том, что режим общего опускания дна Онежского бассейна временами прерывался этапами его замедления, и, по-видимому, о постепенной миграции оси бассейна в южном направлении.

Литоседиментационные особенности осадочных отложений ятулия отвечают условиям обширного мелководного эпиконтинентального морского бассейна и его прибрежных областей без резкого рельефа, тектонических уступов и проявления серьезных внутриформационных тектонических событий. Об этом свидетельствуют как данные предыдущих исследований [Кратц, 1963; Макарихин и др., 1995; Негруца, Полеховский, 1995; Рейнек, Сингх, 1981; Рухин, 1962; Соколов, 1972; Условия..., 1974; Харитонов, 1963; Хейсканен, 1996; Швецов, 1948 и мн. др.], так и новые материалы, полученные при изучении керна из ОПС. Это высокая степень сортировки и окатанности обломочного материала; зрелость осадков; присутствие кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов; отсутствие грубообломочных фаций типа фангломератов и признаков лавинной седиментации; косая слоистость, следы капель дождя и трещин усыхания; карбонатные породы со строматолитами и онколитами, в т. ч. пестроцветные доломиты; фациальные переходы и местные перерывы; признаки размыва и стратиграфических несогласий в подошве всех горизонтов и отсутствие при этом структурных несогласий. Прослеживается тенденция к трансгрессии морского бассейна с течением времени (смена терригенного осадконакопления карбонатным).

Вулканогенные образования ятулия представлены базальтовыми лавовыми потоками, в т. ч. миндалекаменными, и их пирокластитами, а также зеленокаменно измененными габбро-долеритовыми силлами. Все вулканогенные породы расположены внутри толщи мелководных осадков эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [Негруца, Полеховский, 1995] и принадлежат к категории платобазальтового траппового вулканизма с характерным набором петрохимических признаков и определенной структурной позицией [Голубев, Светов, 1983; Турченко и др., 1992; Шарков, 1984; Шарков и др., 2000 и мн. др.]. К протоплатформенному ряду толеит-базальтовой формации относится и расположенная на краю ОС Койкарско-Святнаволокский и Пудожгорский габбро-долеритовые интрузивы [Трофимов, 1995; Трофимов, Голубев, 1995].

Залегающие выше по разрезу толщи людиковия подразделяются на два горизонта. Нижний (заонежская свита; мощность 300–1800 м) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитоносными сланцами, песчаниками и известняками с горизонтами базальтов и их туфов. Верхний (суйсарская свита; мощность до 500 м) представлен чередованием туфосланцев и туфопесчаников, базальтов, пикробазальтов, пикритов и их туфов, туффитов, туфоконгломератов. Описаны

[2] Описание силлогенеза в Северо-Онежском синклинории будет приведено ниже.

также вулканические некки и интрузии ультраосновного состава. Вулканиты суйсарской свиты известны в юго-западной части Северо-Онежского синклинория в ядрах небольших синклинальных структур. Суйсарские вулканиты залегают на мелководно-морских отложениях и сами также не несут никаких признаков глубоководности. По петрохимическим данным вулканиты отнесены к внутриконтинентальным образованиям. В условиях существования морского бассейна людиковия проявился толеитовый вулканизм, а затем появились пикрит-базальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях суйсарского морского бассейна.

Вверх по разрезу суйсарские вулканиты, согласно существующим представлениям [Атлас…, 2007; Кайряк, 1973; Куликов и др., 1999; Филиппов, 2002 и др.], надстраиваются отложениями калевия (кондопожская, падосская, вашезерская свиты; общей мощностью около 550 м). Эти отложения в западной части Северо-Онежского синклинория представлены мелководнобассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными граувакковыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов в основании разреза. Их фациальными аналогами в западном обрамлении структуры (Приладожье) являются толщи аркозовых песчаников и алевролитов также с прослоями конгломератов в основании разреза (ладожская серия).

Протерозойский разрез надстраивается отложениями вепсийского надгоризонта Южно-Онежской мульды, которые представлены мелководно-бассейновыми и континентальными молассоидными отложениями: сероцветными полевошпат-кварцевыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов петрозаводской свиты (внизу) (мощность до 600 м) и красноцветными, часто косослоистыми кварцитопесчаниками с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов шокшинской свиты (вверху) (мощность до 1000 м). В песчаниках часто встречаются плохо окатанные обломки шунгитоносных сланцев и алевролитов, сопоставимых с породами заонежской свиты. Шокшинская свита расслоена мощным габбродолеритовым силлом. Реальных следов тектонической инверсии на протяжении ятулия – вепсия в регионе не наблюдается, но на границе суйсарского и калевийского стратонов устанавливается незначительное угловое несогласие (район «Гельмерсеновского контакта»), а также размыв, который фиксируется появлением в основании кондопожской свиты прослоев конгломератов (см. гл. 1). Но режим активного прогибания затухает, и уменьшается проницаемость коры. Вместе с тем имеются признаки миграции Онежского бассейна к югу и сокращения его площади. В этот период бассейн, по-видимому, представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями относительного и, судя по отсутствию мощных крупногалечных конгломератов, малоамплитудного воздымания и денудации нижележащих черносланцевых толщ.

Массовые излияния вулканитов и нарастание их объемов от ятулия к суйсарию, смена составов от толеитовых базальтов к умеренно щелочным и появление высокомагнезиальных вулканитов в прогибах в обрамлении Карельского массива (Куолоярвинская структура), а также соответствующая минерализация указывают на режим растяжения континентальной литосферы и высокую проницаемость земной коры с выносом к поверхности земли мантийного вещества [Полеховский и др., 1995]. Но проницаемость корового слоя связана, вероятно, не с большими погружениями и растаскиванием блоков континентальной коры вплоть до образования зияний с корой океанического типа, а с процессом диссипативного растяжения относительно пластичного нижнекорового слоя (разновидность «пластичного спрединга» А. Кренера [Хаин, Божко, 1988]). При этом возникают дискретные линейные узкие ослабленные зоны (борозды) повышенной проницаемости [Голод и др., 1983; Куликов и др., 1999; Новикова, 1975].

Строение разреза и возрастной интервал осадконакопления указывают на чрезвычайно длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением. За 300 млн лет (ятулий – людиковий) образовалось около 2500 м отложений; за более чем 600 млн лет (ятулий – вепсий) – около 5000 м, что свидетельствует о растянутом во времени медленном и дискретном проседании дна седиментационного бассейна. Последнее (проседание) могло быть обусловлено различными причинами, и выбор варианта зависит не только от определения режимов осадконакопления и вулканизма, но и от понимания тектонической структуры региона и механизма ее формирования как на этапе осадконакопления, так и в последующие периоды.

## 2.2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ АНСАМБЛИ

Регион ОС характеризуется неоднородностью тектонического плана и структуры различных этажей палеопротерозойского разреза. Наблюдается резкая дисгармония структурного рисунка в разных этажах, которая выражена, например, на границе гранит-зеленокаменного фундамента и рифтогенных

структур сумия и сариолия, а также последних и чехольного комплекса, на границе довепсийских и вепсийских комплексов. Но в то же время в породах фундамента и проточехла можно видеть элементы структурного единства, а также определенную преемственность (унаследованность) развития неотектонических структур от древних, палеопротерозойских. В плане ОС также неоднородна и состоит из четырех тектонических элементов: Кумсинско-Пальеозерско-Бураковского рифтового пояса, Северо-Онежского синклинория, Южно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера (см. рис. 1.2, 2.2). Наблюдается как бы «телескопическое вложение» друг в друга не менее четырех разновозрастных бассейнов, с некоторым смещением их центров к югу. Совокупность данных позволяет рассматривать все эти структуры в качестве единой области длительного (но прерывистого) прогибания.

***Кумсинско-Пальеозерско-Бураковский рифтовый пояс*** сумийско-сариолийского возраста выделяется впервые. В пределах ОС он фиксируется на разрозненных трех участках (зонах) рифтогенной структуры: Кумсинская сложная синклиналь ЗСЗ простирания, 5 объектов Пальеозерской зоны субмеридиального простирания (Салвалампи, Эльмус, Койкары, Семча и Красная Речка) и корни Бураковской зоны СВ направления в виде крупных интрузивных тел (Центрально-Онежско-Авдеевской системы даек и Бураковского плутона, см. рис. 1.2). Описание этих объектов дано в гл. 1. Этот пояс является составной частью обширной сумийско-сариолийской рифтогенной системы Фенноскандинавского щита, наиболее яркие представители которого проторифты: Печенга-Имандра-Варзугский, Ветреный Пояс и Лапландский [Милановский, 1983; Смолькин, 1992; Шарков и др., 2006 и др.]. Рассматриваемый рифтовый пояс наряду с образованиями архея является фундаментом для ятулийско-вепсийских комплексов ОС.

***Северо-Онежский синклинорий***[3]***.*** Синклинорий имеет овально-ромбовидную форму, слегка вытянут в ЮЮВ-ССЗ СВ направлениях, имеет размер 120×150 км и размещается в области веерообразной виргации Центрально-Карельской зоны сдвига, которая расщепляется здесь на ряд сдвиговых зон высокого порядка, пронизывающих палеопротерозойские комплексы (см. рис. 2.1). Восточный край синклинория образует пологую дугу, в общих чертах повторяющую контуры Повенецкого залива Онежского озера. Западным ограничением мульды служит субмеридиональная Койкарско-Выгозерская (в южной части она носит название Сегежско-Мяндусельгской) зона сдвига, приуроченная к восточному краю Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которая в области северо-западного замыкания ОС сливается с сопряженной с ней Кумсинской зоной дислокаций. К югу от последней центриклиналь ОС осложнена крупным Уницким куполом, в пределах которого на поверхность выведены породы архейского фундамента. В бортах ОС в породах архейского фундамента широко развиты разноранговые куполообразные и линзообразные структуры, составляющие полузамкнутый пояс тектонических поднятий в обрамлении депрессии. Юго-Западная часть Северо-Онежского синклинория с угловым несогласием перекрыта отложениями вепсия Южно-Онежской мульды, а последняя – отложениями венда и девона Русской плиты.

Главная особенность Северо-Онежского синклинория, описание которого основано на опубликованных данных [Афанасьева, 1997; Кратц, 1963; Новикова, Чахмахчев, 1967; Сыстра, 1991; Этапы..., 1973 и мн. др.], фондовых материалах и личных наблюдениях, – это чередование широких корытообразных синклиналей и узких линейно вытянутых антиклинальных структур, локализованных в зонах сдвиговых деформаций (см. рис. 1.2, 2.1, 2.2).

Синклинали (шириной 6–12 км), ядра которых выполнены черносланцево-базальтовыми образованиями заонежской свиты, имеют широкие плоские или слабо волнистые днища и короткие крутые крылья. Падение пород в пределах центральных частей структур 10–20° редко достигает 30–35°. Крупные складки могут быть осложнены пликативными деформациями более высоких порядков, разломами с малой амплитудой смещения (несколько десятков метров) и подворотами слоев.

В пределах синклинальных структур интенсивность вторичных структурно-вещественных преобразований невелика и сводится, главным образом, к проявлению субслойного тектонического течения, что имеет принципиальное значение для понимания общей тектоники региона. Так, в отложениях янгозерской, петрозаводской и шокшинской свит описаны различные формы внутрислоевых и межслоевых деформаций, отражающих продольное субслойное тектоническое течение горных пород [Копелиович, Симанович, 1966; Леонов и др., 1995]. Структуры субслойного тектонического течения отмечены в залегающих субгоризонтально породах петрозаводской и шокшинской свит [Леонов, 2008; Леонов и др., 1995]. Отложения внешне выглядят как совершенно недислоцированные, однако детальное изучение их внутренней структуры свидетельствует об обратном. В петроза-

[3] Термин «синклинорий» для Северо-Онежской структуры был применен Л.Я. Харитоновым [1966], а позднее Ю.Й. Сыстра [1991], и хотя термин в настоящее время употребляется редко, мы сохраняем его в данном случае, так как он полностью отражает суть тектонического стиля: общую синклинальную форму и сложноскладчатую внутреннюю структуру.

водской свите, например, объемная подвижность обусловлена возникновением в отдельных горизонтах системы зонок хрупко-пластического скалывания, подвижных ромбоэдровидных доменов и межслоевых зон проскальзывания (рис. 2.3), которые свидетельствуют о субслоевом сдвиговом течении горных пород.

На границах деформированных пластически и относительно недеформированных объемов возникают послойные срывы, отражающие дисгармонию хрупкого и пластического течения. Это подтверждено, помимо вышеприведенного материала, сведениями о вторичных преобразованиях, фиксируемых в корах выветривания. На территории Карельского массива на породах архейского фундамента залегают метаморфические образования, которые первично представляли собой кору выветривания [Корякин, 1970], которая была перекрыта отложениями палеопротерозойского протоплатформенного чехла. На поверхности гранитов метаморфизованная кора выветривания представлена кварц-серицитовыми образованиями, мощность которых от 30–50 см до 15–20 м. В основании кор выветривания исходные породы монолитны, имеют массивную текстуру без признаков рассланцевания. Вверх по разрезу трещиноватость гранитов увеличивается, они дезинтегрируются на угловатые и угловато-закругленные глыбы. Трещины заполнены карбонат-кварц-серицитовым цементом песчаного облика. У контакта с перекрывающими граниты отложениями протоплатформенного чехла породы коры выветривания интенсивно рассланцованы и метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Минералы и их агрегаты вытянуты в направлении сланцеватости, которая часто не совпадает с седиментационной слоистостью вышележащих осадочных толщ. Сланцевая структура вновь возникшей кварц-серицитовой породы и плоскостное распределение в ней минеральных индивидов и их агрегатов является следствием рассланцевания доятулийских кор выветривания [Корякин, 1970].

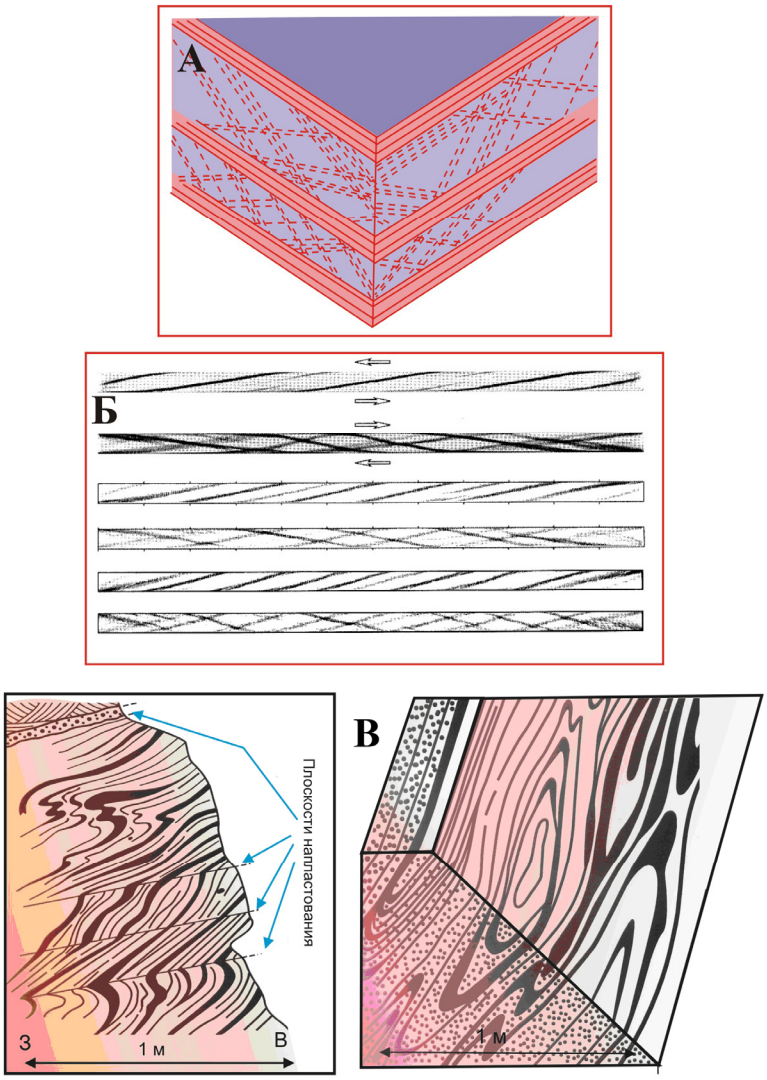



Рис. 2.3. А – структура кварцитопесчаников петрозаводской свиты (окрестности с. Соломенное); Б – формирование полос дислокации при сдвиге на границе слоев; В – межслоевые зоны проскальзывания.

В перекрывающих рассланцованную кору выветривания отложениях метаморфизм и рассланцевание постепенно ослабевают и на некотором расстоянии от контакта с гранитами полностью исчезают. Таким образом, метаморфизованная и рассланцованная кора выветривания в современном виде представляет собой горизонт дифференциального субслойного (субгоризонтального) скольжения (образование сланцевой структуры невозможно без участия стресса и сдвигового течения вещества) и является зоной тектонического срыва на границе архейского фундамента и нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Подобные срывы наблюдаются во многих обнажениях протоплатформенного чехла, в частности, в системе куполов-складок Северного Прионежья [Леонов и др., 1996], и отражают наличие субслойной и субгоризонтальной тектонической расслоенности массива в условиях сдвигового течения.

Антиклинальные складки, ядра которых сложены пластичными интенсивно дислоцированными доломитами и нижележащими терригенно-карбонатными породами туломозерской свиты, являются зонами сложной напряженной линейной складчатости с чертами гребневидной структуры выжимания, напоминающей диапир (см. рис. 2.2). Имея ширину порядка 1–4 км и амплитуду, часто превышающую 600 м, они прослеживаются по простиранию на многие десятки километров. По сравнению с синклинальными структурами в ядрах антиклиналей отмечается значительное увеличение мощностей (в 2–4 раза) карбонатных и карбонатно-терригенных пачек онежского горизонта туломозерской свиты, что свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры.

Антиклинали представляют собой или отдельные структуры, или осложнены сопряженными складками и разломами. Эти структуры маркируют зоны сдвиговых дислокаций и характеризуются проявлением конформных разрывов и сложной напряженной складчатости высокого порядка. Иногда это относительно широкие складки, сопоставимые с синклинальными, но чаще – это узкие, сильно пережатые складки гребневидной и грибовидной формы с раскрывающимися наподобие цветка или пальмового дерева крыльями. В этом случае они осложнены взбросо-сдвигами и надвигами. Падение пород на крыльях – до вертикального и запрокинутого. Фактически антиклинали представляют собой гребневидные и грибовидные структуры выжимания (протрузии), осложненные дополнительными складками, взбросо-сдвигами и надвигами. Антиклинальные зоны ассоциируют с продольными сдвигами, что подчеркивается кулисным расположением осложняющих структуру мелких складок и даек габбродолеритов. Вдоль этих разрывов породы залегают более круто. Сдвиговое течение пород в антиклинальных зонах проявлено неравномерно. Оси складок испытывают виргацию и ундулируют по простиранию, но в целом ориентированы в северо-западном направлении.

Степень вторичной структурно-вещественной переработки пород в антиклинальных структурах, в отличие от синклиналей, чрезвычайно велика, что подчеркивается рассланцеванием, кливажем, катаклазом и брекчированием, а также повышенной степенью метаморфических преобразований и интенсивной рудовмещающей альбит-карбонат-слюдистой метасоматической минерализацией с радиоизотопными возрастами 1900–1700, 1100–900, 150–100 млн лет [Полеховский и др., 1995]. Максимально обогащенные руды концентрируются в наиболее деформированных центральных частях таких зон.

Оси складок слегка извилисты и образуют виргации, шарниры испытывают ундуляцию, но генеральный план отвечает главному карельскому направлению (ЮЮВ-ССЗ). Шарниры складок в целом воздымаются к северо-западу, в направлении выходов гранитного основания, где наблюдаются их центриклинальные и периклинальные замыкания. Крупные складчатые структуры часто распадаются на ряд более мелких складок, располагающихся кулисообразно друг относительно друга, что подчеркивает наличие сдвиговой составляющей. Морфология и характер проявления складчатости в породах разной реологии различны. На границе архейских и палеопротерозойских комплексов, отмечаются элементы структурной дисгармонии и развитие срыва на границе фундамент – чехол. Дисгармония подчеркивается более сложной по отношению к поверхности фундамента складчатой структурой карелид.

По данным Е.Н. Афанасьевой [1990, 1997], в архейском фундаменте складчатые зоны маркированы разломами, зонами рассланцевания и повышенной тектонической трещиноватости. В породах карельского комплекса те же зоны выражены в форме линейных гребневидных складок. При этом в ряде случаев отмечаются обращенные структуры: в антиклиналях чехла происходит выжимание пород вверх; при переходе в область фундамента на более глубинных срезах антиклинали трансформируются в клиновидные узкие синклинали, сложенные карельскими образованиями. На границе фундамент – чехол происходит не только количественные (ширина зон динамического влияния разломов), но и качественные изменения. В чехольных комплексах происходит выжимание вверх – в сторону свободной поверхности, в фундаменте – вниз, чем определяется синклинальное строение зон на нижних уровнях [Афанасьева, 1990, 1997]. Эта закономерность отражает разнонаправленное движение вещества в чехольном комплексе и в фундаменте и свидетельствует о существовании структурных ячей течения в пределах последнего.

Однако правило это не универсально, часто наблюдается конформность структурного плана фундамента и чехла, по простиранию морфология структур и направление движения могут меняться, что будет показано ниже, в частности, на примере Койкарско-Сегозерской зоны. В то же время структурная дисгармония между комплексом основания и образованиями чехла сохраняется, что подчеркивается наличием регионально выраженного срыва на границе

фундамент/проточехол. Присутствие срыва-отделителя (detachment fault) определяется также и общей структурой чехольного комплекса синклинория, более сложной, чем это рисуется для поверхности фундамента.

Парагенез структур, их ориентировка и характер изменения мощностей свидетельствуют о тектоническом течении материала от синклиналей к антиклиналям и вдоль простирания антиклинальных зон (сдвиговое течение). Течение материала происходит неравномерно. Максимальные сдвиговые деформации осуществляются вблизи смесителей; при удалении от них деформации затухают. В ядрах антиклиналей мощность горизонтов, особенно карбонатных, возрастает в сравнении с синклинальными структурами. Это свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры, которые, возможно, было бы правильнее называть протрузиями или эжективными структурами. К зонам концентрированных деформаций приурочены рудопроявления метасоматического генезиса. Все это подтверждает вывод о высокой проницаемости зон концентрированных деформаций. Антиклинальные зоны представляют собой типичные зоны концентрированной деформации с морфологией структур «цветка» (flower structures) (рис. 2.4).

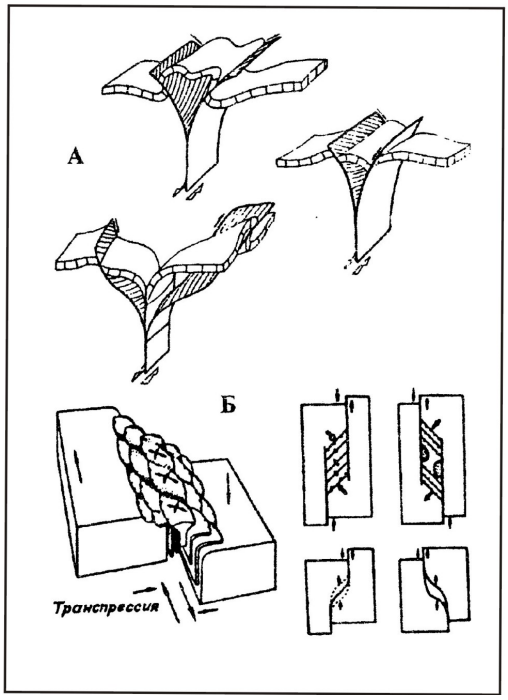



Рис. 2.4. Структуры цветка (пальмового дерева). А – по: [Alvarez, Maurin, 1991]. Б – по: [Морозов, Гептнер, 1997]

Гребневидные антиклинали и псевдодиапировые структуры Северо-Онежского синклинория чаще формируются в результате пластического течения карбонатных пород верхнего ятулия. Можно полагать, что и соленосные толщи, обнаруженные ОПС в основании разреза палеопротерозоя, также подвержены интенсивным пластическим деформациям. Во многом сходные образования были выявлены в связи с тектоно-метасоматической переработкой шунгитоносных сланцев людиковия и развитием куполообразных структур протыкания, которые образуют обогащенные залежи углеродистых пород [Филиппов, 2002]. При этом формируются цепочки куполов вне всякой связи с «карбонатными диапирами». Эти данные свидетельствуют о существовании, по крайней мере, трех высокопластичных и подвижных горизонтов в разрезе Онежской депрессии, обладающих внутренней дисгармонией по отношению к смежным комплексам. Это соли и ангидриты основания ятулийского разреза, карбонатные породы туломозерской свиты и шунгитоносные сланцы людиковийского надгоризонта.

В формировании куполовидных «цветковых» структур принимают участие и граниты архейского фундамента, что хорошо видно на западном борту Онежского синклинория. В обрамлении Уницкого купола крылья Онежской и Кумсинской синклиналей осложнены полосой выходов небольших куполовидных структур, в ядрах которых обнажаются гранитоиды архейского фундамента, перекрытые или сариолийскими конгломератами, или непосредственно толщами ятулия. В рельефе купола выражены пологими сельгами (удлиненными холмами), в плане они несколько вытянуты в соответствии с общим простиранием структур. Протяженность куполов (при ширине в сотни метров) не превышает 2–5 км. Один из хорошо обнаженных куполов расположен на дороге Петрозаводск – Мурманск в 0,5 км южнее моста через р. Кумсу (рис. 2.5, 2.6). Детальное описание этого объекта содержится в [Виноградов и др., 2001; Леонов и др., 1996], и здесь мы изложим лишь обобщенные данные.

Вдоль дороги с севера на юг обнажаются:

1. Среднезернистые, иногда порфировидные граниты и гранодиориты, содержащие ксенолиты кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются пегматитовыми жилами и дайками основного состава.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата, обломки и глыбы в котором представлены гранитоидами, аналогичными упомянутым выше. Размер обломков 1–50 см. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Глыбы и обломки округлые или неправильно-изометричной формы, но много

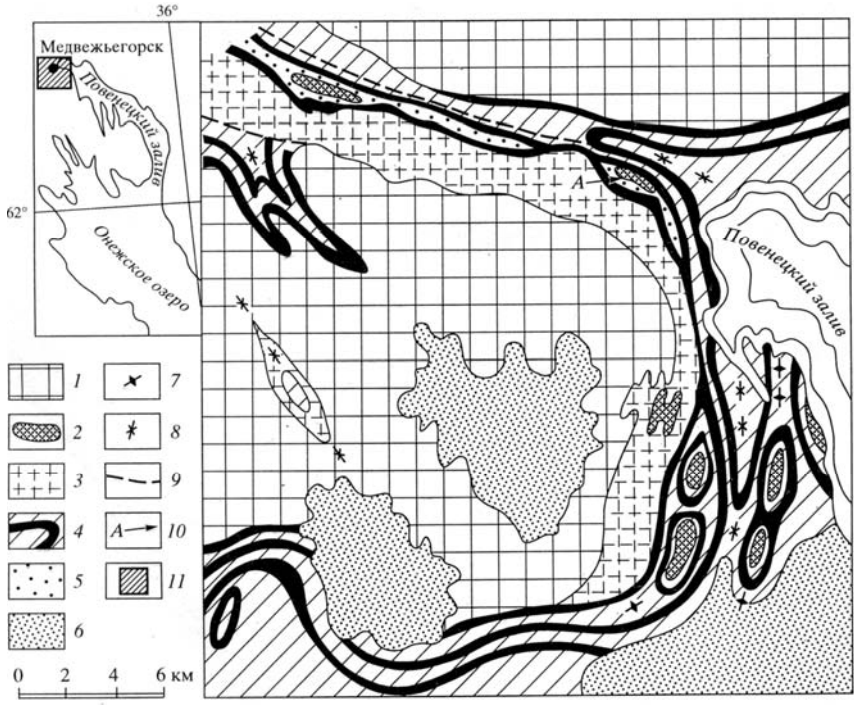



Рис. 2.5. Схема геологического строения северо-западного Прионежья и положение гранитных куполов:

1–2 – образования раннеархейского фундамента: 1 – основные, 2 – в ядрах частных антиклиналей; 3–5 – позднеархейские и раннепротерозойские образования: 3 – лопий, 4 – ятулий, 5 – сумий, сариолий; 6 – четвертичные отложения; 7–8 – оси структур: антиклинали (7), синклинали (8); 9 – надвиги; 10 – Кумсинский купол; 11 – местоположение участка на карте-врезке

обломков с формой, приближающейся к ромбоэдрической. Заполняющее вещество интенсивно милонитизировано и подвержено бластезу.

3. Южнее, через зону тектонического срыва, осложняющую первично стратиграфический контакт, залегают деформированные полимиктовые конгломераты с маломощным (до 1 м) горизонтом альбит-биотитовых метасоматитов (горизонт 3). Метасоматически измененные породы этого горизонта образуют хвостообразные затеки по трещинам в плотных глыбовых конгломератах слоя 2.

4. Пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев, по-видимому метатуффитов, и глыбово-галечных гранитных конгломератов, отличающихся от пород сл. 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные темноцветные пуддинговые полимиктовые метаконгломераты (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными архейским гранитам ядра купола. Большинство галек деформировано (расплющено и вытянуто по простиранию толщ), но при отсутствии деформации устанавливается их округлая, хорошо окатанная форма, что наиболее характерно для галек гранитоидов. Фрагменты реликтовых минералов и структур в зеленосланцевом цементе указывают на его первично туффитовый или граувакковый состав.

Постепенные переходы между выделенными разновидностями пород, идентичный состав гранитоидов в массиве и в гальках конгломератов, несмотря на тектонические срывы вдоль контактов, свидетельствуют о первичной стратиграфической последовательности упомянутых слоев. Также очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и являются продуктами их размыва. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива [Кратц, 1963; Негруца, 1963] (см. разд. 1.3.1), и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию. Однако в данном случае вызывает интерес пликативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев) в нижней части протоплатформенного чехольного комплекса.

Граниты интенсивно раздроблены и пронизаны системой эшелонированных и элементарных зон скалывания шириной от 1 см до 1–2 м, выполненных бластокатаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. Переплетение разрывов и трещин обуславливает выкалывание крупных (0,5–2,5 м) и мелких (сантиметры) блоков, имеющих форму ромбоэдров или параллелепипедов с длинной осью, ориентированной преимущественно в субвертикальном направлении с некоторым наклоном в южной части массива к югу, в северной части к северу, что создает веерообразный рисунок. Сами же зоны скалывания образуют сопряженную систему, в которой сколы падают навстречу друг другу под углами 40°–80° и таким образом образуют открытый кверху веер. Ромбоэдровидные блоки гранитоидов в процессе сложного мозаичного перемещения по системе сколов частью вели себя как жесткие и неделимые объемы (см. рис. 2.6, фрагм. 3), а частью испытали начальную пластическую деформацию,

так как имеют изогнуто-линзовидную форму (см. рис. 2.6, фрагм. 2). У окончаний отдельных линз образуются хвостообразные скопления хлорит-биотитового материала («дворики давления»), расположение которых также указывает на перемещение материала вверх в соответствии с положением общего «веера деформации».

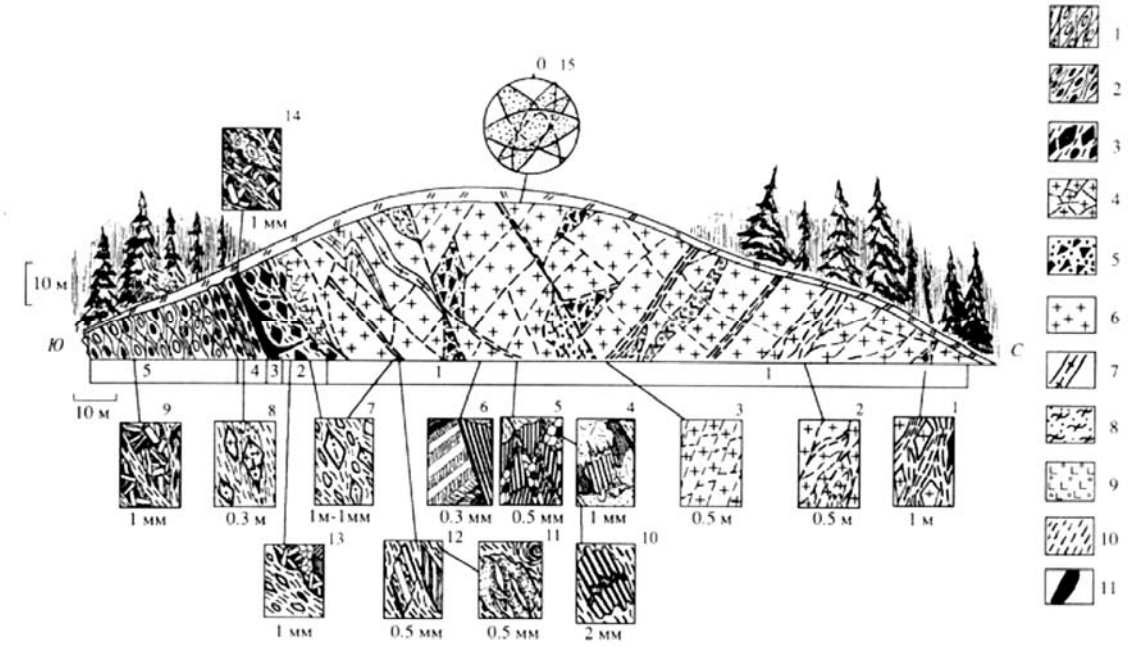



Рис. 2.6. Строение Кумсинского купола [Леонов и др., 1996]:

1–4 – сариолийские образования: 1 – полимиктовые рассланцованные конгломераты, 2 – биотитовые скопления в конгломератах, 3 – глыбовые гранитные конгломерато-брекчии, 4 – гранитный дресвяник; 5 – тектоническая брекчия; 6–9 – породы раннеархейского фундамента: 6 – граниты и гранодиориты, 7 – пегматиты, 8 – кварцевые диориты, 9 – дайки основного состава; 10 – зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 – альбит-биотитовые метасоматиты

В целом гранитоиды, образующие купол, представляют собой тектоническую брекчию – продукт хрупко-пластической деформации. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; наличие линзовидно-петельчатых структур, «двориков давления», зон рассланцевания и многочисленных зеркал скольжения.

Тектоническое перемещение гранитоидов фундамента является результатом сочетания хрупких (преимущественно) и пластических (имеющих подчиненное значение) деформаций. Наиболее интенсивные деформации наблюдаются в зонах хрупко-пластического скалывания, но и в них они весьма неравномерны и дискретны. С неравномерным распределением в пространстве деформаций увязывается и неравномерность вещественных преобразований гранитоидов, фиксируемое на микроуровне. Отмечено эпимагматическое замещение и частичное разложение первичных минералов (биотита, плагиоклаза, роговой обманки, калиевого полевого шпата).

Даже слабое проявление деформаций в гранитоидах придает процессам разложения и замещения минералов структурную направленность и завершенность. В полевых шпатах появляются пятнистые и неправильно-сетчатые участки серицитизации и соссюритизации, подчеркивающие контуры обособившихся зерен альбита. Серицит, развиваясь по плагиоклазу, образует плоскопараллельные чешуйки по отдельным двойниковым пластинкам. В результате трансляционного скольжения вдоль плоскостей двойникования чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 2.6, фрагм. 6). Если скольжение осуществляется вдоль плоскостей двойникования, то это подчеркивается изменением формы кристаллов и смятием в микроскладки поперечных направлению скольжения трещинок отрыва, пертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 2.6, фрагм. 10).

Структурную упорядоченность имеет процесс альбитизации калиевых полевых шпатов. Хвостообразные вростки альбита вытянуты в соответствии с направлением общего течения горных

масс. Альбитизация также происходит и в результате дифференциального скольжения путем двойникования. Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб и скольжение по спайности. При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с редкими чешуйками серицита и хлорита.

Явное структурирование гранитоидов выражается в образовании ориентированных минеральных выделений: линзочек рекристаллизованного кварца, чешуек деформированного и хлоритизированного биотита и удлиненных зерен полевых шпатов, растащенных по системам микросколов и зон трансляционного скольжения. Широко распространены трещинки отрыва, перпендикулярные общему удлинению и заполненные поперечно ориентированными чешуйками серицита и хлорита. Накопление продуктов разложения гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен, что открывает новые возможности для дислокационных процессов, и к возрастанию амплитуды межзерновых перемещений, милонитизации краевых частей зерен и синкинематическому бластезу.

Зерна полевого шпата и кварца в различной степени замещены альбитом. Их форма изменяется от ромбоидальной (результат хрупкого выкалывания) до округлой и линзовидной – следствие истирания при вращении, регенерации, скольжении и перекристаллизации при пластической деформации. Длинные оси таких порфирокластов всегда ориентированы в направлении хрупко-пластического течения (см. рис. 2.6, фрагм. 7). Продуктом наиболее интенсивного изменения являются линзовидные пластически деформированные порфирокласты. В зернах кварца такой формы видны линейные домены волнистого угасания, вытянутые по удлинению порфирокласта (см. рис. 2.6, фрагм. 12). Кластические зерна плагиоклазов испытывают внутреннее трансляционное скольжение вдоль плоскости одной из систем полисинтетического двойникования и замещаются альбитом. Изредка отмечается вращение этих зерен, что в условиях синкинематической перекристаллизации приводит к появлению структур «снежного кома», образованных пластинчатыми спиралевидно закрученными выделениями альбита.

В чехле, представленном конгломератами сариолия (?), стиль деформаций определяется прежде всего развитием сланцеватости, которая отчетливо выражена в цементе полимиктовых пуддинговых конгломератов. Здесь элементарные микросдвиговые плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую субслойную систему, придающую породам свилеватую текстуру. Сланцеватость обтекает гальки гранитоидов и кварцитов, которые в результате общего ламинарного скольжения испытали прокатку. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью, в результате чего они уплощаются, вытягиваются по падению (реже по простиранию) сланцеватости, в целом круто падающей к северу, в соответствии со слоистостью.

В глыбово-галечных конгломератах (см. рис. 2.6, слой 2, прослои в пачке 4) сланцеватость менее отчетливая и выражена лишь на микроуровне в ориентировке минералов, составляющих цементирующую массу. Гальки и глыбы гранитов или не деформированы, или деформированы и изменены, аналогично гранитам ядерной части купола. Дифференциальное движение вещества нашло отражение в расположении гранитных «параллелепипедов» – крупных остроугольных обломков гранитоидного состава. Логично допустить, что первоначально обломки подобной формы располагались так, что их плоские широкие грани были субпараллельны напластованию. В настоящее время параллельными плоскостям напластования и общей сланцеватости оказались длинные оси этих блоков. Следовательно, в процессе деформации эти блоки испытали вращение и переориентировку.

В конгломератах пачки 4 деформации наиболее заметны: здесь около блоков возникли «дворики давления», заполненные слюдой и ориентированные по сланцеватости. Сами же блоки и гальки обтекаются достаточно совершенной сланцеватостью (см. рис. 2.6, фрагм. 8). Таким образом, в толще конгломератов проявлены хрупкие и пластические деформации (преобладают последние), что выражено в развитии сланцеватости, во вращении, расплющивании, появлении «двориков давления» и приведении к единой ориентировке длинных осей обломочных компонентов. Вышележащая часть вулканогенно-осадочного разреза, судя по многочисленным выходам миндалекаменных базальтов ятулия, не затронута сколько-нибудь заметными проявлениями пластической деформации. Здесь доминируют широкие открытые складки и несовершенная система разреженных сколовых трещин.

Структурно-вещественные преобразования в конгломератах проявлены несколько иначе, чем в гранитах. В гранитоидах интенсивные вещественные преобразования приурочены к дискретным зонам хрупко-пластических деформаций, а в конгломератах этот процесс захватывает практически

весь объем горных пород. В гранитоидах преобладает хрупкая катакластическая деформация, а в конгломератах главную роль играют процессы пластического течения.

Глыбы и гальки гранитоидов в конгломератах слоя 2 заключены в дезинтегрированном матриксе, первоначально представлявшим собой гранитный дресвяник. Породы пронизаны многочисленными сложно переплетающимися зонами скалывания, вдоль которых цементирующий матрикс превращен в бластомилониты; лишь локальные объемы сохраняют элементы первичной обломочной структуры. Фактически почти весь рассматриваемый слой превращен в единую зону скалывания. Минеральный состав бластомилонитового матрикса представлен в основном серицитом с включениями тонких чешуек хлорита, зеленого биотита, изометричных зерен альбита и кварца. Отмечается большое количество выколотых и пластически деформированных порфирокластов полевого шпата и кварца. Минералы образуют ориентированную лепидобластовую порфирокластическую структуру. Минеральная сланцеватость отчетливо выражена на микроуровне, но невооруженным глазом она практически не видна.

Структурно-вещественные преобразования порфирокластов и обломков гранитов во многом аналогичны описанным в теле гранитов. Однако в конгломератах более широко распространено метасоматическое замещение полевых шпатов альбитом. В зонах интенсивного течения (рассланцевания) подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку. В тенях давления и краевых частях гранитных обломков отмечено присутствие криптокристаллических агрегатов кварц-полевошпатового состава (ультрамилонитов). В некоторых случаях они раскристаллизованы настолько слабо, что напоминают слабо девитрифицированное стекло (псевдотахилиты).

В метатуффитах (пачка 4) сланцеватость становится более совершенной, а сами породы превращены в зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлоритом, хлоритизированным биотитом, гранобластическими зернами альбита и кварца. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиробласты зеленого биотита. Последние иногда испытывают вращение, деформацию и приведены к плоскости общего рассланцевания. В основной массе встречаются деформированные обломочные зерна магматического плагиоклаза (андезина), испытавшего сильную альбитизацию и соссюритизацию, а местами идиоморфно замещенного эпидотом и кальцитом. В отдельных объемах зеленых сланцев присутствуют ультрамилониты, состоящие из криптозернистого альбита и соссюрита.

Для толщи пуддинговых конгломератов пачки 5 бластомилонитизация не характерна, ультрамилониты не встречены. Цемент конгломератов зеленосланцевый, сложен хлоритом, альбитом, эпидотом и биотитом с небольшой примесью актинолита. В цементе конгломератов часто встречаются скопления биотита, нарастающие на затравочные обломочные зерна кварца. Форма этих скоплений округло-эллипсоидальная, с ориентировкой длинных осей вдоль сланцеватости. Размер по длинной оси до 5–7 см. Гальки гранитоидов и вулканитов в пределах пачки 5 изменены относительно слабо, что отражает тенденцию постепенного, но быстрого затухания метаморфизма при удалении от контакта гранитоидов фундамента с сариолийскими конгломератами.

Изложенный здесь материал и ранее опубликованные данные [Леонов и др., 1996] указывают на то, что возникновение купола и его современные морфоструктурные особенности связаны с деформацией фундамента. В гранитоидах она имела хрупко-пластический характер, а в перекрывающих сариолийских конгломератах преимущественно пластический, выраженный в общем рассланцевании и смятии слоев. Различия в типе деформаций были связаны с различной реологией пород. В гранитах деформация осуществлялась прежде всего в форме сложного мозаичного перемещения относительно крупных доменов и блоков в результате скольжения по веерообразным системам сколов. Оно дополнялось процессами катакластического течения, межзерновым проскальзыванием, милонитизацией. При этом максимально дезинтегрированные объемы гранитоидов (милониты и ультрамилониты) испытали перекристаллизацию, превращаясь в бластомилониты и слюдистые сланцы. Процессы перекристаллизации и регенерации, приводя к появлению ориентированных структур и удлинению минеральных зерен, совместно с общим брекчированием и катаклазом обуславливали тектоническую деформацию кристаллических пород без разрыва их сплошности в форме преимущественного катакластического течения. Прослеживается прогрессивный переход от процессов хрупкого разрушения через тонкое диспергирование к структурно-вещественным преобразованиям, связанным с пластической деформацией.

Таким образом, развитие купола обусловлено катакластическим течением гранитоидов и субслойным течением пород чехла. Различия в реологии сред и стиле их деформирования отражаются в появлении срывов на границе фундамент – чехол и развитии дисгармоничных структурно-

вещественных преобразований. Исходя из изложенного можно полагать, что сходные процессы свойственны гранитно-метаморфическому фундаменту Онежской структуры, но проявляются они дискретно в зонах концентрированной деформации (структурах цветка).

Чередование узких, линейно вытянутых и интенсивно дислоцированных антиклинальных структур нагнетания, связанных со сдвиговым течением, и широких корытообразных синклиналей, в пределах которых породы проточехла практически не затронуты складчатыми деформациями, но в которых проявлены, как мы видели, процессы субслойного течения, свидетельствует об избирательном характере деформации, сконцентрированной лишь по отдельным (антиклинальным) зонам. А это, в свою очередь, заставляет полагать, что она осуществляется за счет тектонических напряжений, распределенных в пространстве дискретно. Поэтому способ передачи тектонической нагрузки, приводящей к деформации, по-видимому, не связан с простым тангенциальным сжатием пород чехла, а обусловлен процессами горизонтального тектонического течения и срыва вдоль пластичных горизонтов. В качестве таковых выступали карбонатно-терригенные отложения ятулия и углеродистые сланцы людиковия, зоны срыва и рассланцевания на границе фундамент – чехол (в т. ч. и соленосные толщи), и, возможно, более глубинные уровни кристаллического цоколя. Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования гребневидной складчатости является проявление многоярусных зон субгоризонтального тектонического течения.

Выше было сказано, что Северо-Онежский синклинорий рассечен узкими зонами концентрированных деформаций. Эти зоны выходят за ее пределы и трассируются среди обширных выступов архейского фундамента и в пределах самого фундамента. Структуры подобного типа расположены и в обрамлении мульды, являясь в современном срезе ее естественными ограничениями. Более того, именно эти зоны во всей полноте раскрывают особенности тектоники и механизма формирования линейных псевдодиапировых структур Онежского региона, их связь со структурным планом Карельского массива и взаимоотношения в системе «архейский фундамент – палеопротерозойский чехол».

Приведем описание двух таких структур: Койкарско-Сегозерской, которая ограничивает Северо-Онежский синклинорий с запада, и Кумсинской, являющейся краевой на северо-западе синклинория.

***Койкарско-Выгозерская зона***. Данная зона входит в состав Центрально-Карельской зоны концентрированных деформаций (см. рис. 2.1), которая к югу от оз. Сегозеро распадается на две ветви: Сегозерско-Кумсинскую и Койкарско-Выгозерскую. Эта структура описана в многочисленных публикациях [Войтович, 1971; Кратц, 1963; Миллер, 1988; Новикова, 1975; Новикова, Чахмахчев, 1967; Путеводитель..., 1987; Робонен, Рыбаков, 1978; Светов, 1979; Светова, 1978; Стратиграфия..., 1992; Сыстра, 1991; Трофимов, Голубев, 1995 и др.]. Синтез опубликованных данных и собственных наблюдений [Колодяжный, 1999, 2000; Леонов и др., 1999] содержится в [Колодяжный, 2006] (рис. 2.7, 2.8, 2.9).

Койкарско-Выгозерская зона, при ширине порядка 5–10 км, прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 100 км (см. рис. 2.7). В ее строении участвуют гранитогнейсы, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы архея, а также вулканогенно-осадочные толщи нижнепротерозойского протоплатформенного чехла. Зона ограничена субвертикальными разломами и зонами пластического сдвигового течения, а в ее пределах преобладает субвертикальное положение пластов и сланцеватости. Породы пронизаны крутопадающими разрывами, а также зонами рассланцевания и бластомилонитизации, вдоль которых происходит тектоническое совмещение линз, сложенных породами различного возраста и состава. Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простиранию зоны расположения линзовидных тел, осевых поверхностей складок, вязких разрывов. Тектонические линзы часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформна плоскостям их ограничения. В результате формируется линзовидно-петельчатый структурный рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций [Бондаренко, 1991; Муди, Хилл, 1960; Расцветаев, 1987, 1997; Тевелев, 1997; Хиллс, 1967].

Проточехольные образования в северной части зоны образуют узкие синклинали, диагонально или конформно ориентированные по отношению к простиранию зоны и зажатые между выходами пород фундамента. На южном отрезке проточехол залегает более полого; средние углы падения составляют 15–20°, достигая 55° и более. Протерозойские породы образуют здесь кулисную систему куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются породы фундамента. Одной из них является Койкарская структура, которая представляет собой выраженную в совре-

менном рельефе куполовидную, каплеобразную в плане брахиантиклиналь (см. рис. 2.7, 2.8). Ядро структуры сложено вулканогенно-осадочными породами лопия, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, и залегающими на них со структурно-метаморфическим несогласием нижнепротерозойскими андезитобазальтами сумия и выше – конгломератами сариолия. На всех обозначенных сериях пород с угловым несогласием и размывом залегают вулканогенно-осадочные толщи ятулия, формирующие крылья антиклинали и округлую периклиналь с крутым (до 50°) погружением структуры к северу. Крутопадающие вязкие разрывы, ограничивающие линзы фундамента, проникают в ятулийский проточехол, в пределах которого они трансформируются в субслойные срывы и рассеиваются в виде более частных зон трещиноватости и разрывов, что в конечном итоге приводит к появлению структуры «цветка». В Койкарской структуре выделено три структурно-формационных этажа: (а) фундамент, сложенный лопийскими породами; (б) сумийско-сариолийские образования (рифтогенного) комплекса; (в) ятулийские осадочно-вулканогенные породы протоплатформенного чехла. Каждому из комплексов свойственны характерные структурные парагенезы.

*Структурные парагенезы фундамента.* Лопийский комплекс ядра Койкарской антиклинали имеет складчато-линзовидную внутреннюю структуру [Колодяжный, 1999; Миллер, 1988]. Внутри отдельных тектонических линз отмечены фрагменты ранних линейных складок $F_1$, осложненных асимметричными складками $F_2$ с левым рисунком. На стереографической проекции складки $F_1$ выглядят как цилиндрические; складки $F_2$ имеют коническую морфологию и образуют сопряженную систему. Это подтвердило изучение и мелких складок данной генерации, которые расположены диагонально-кулисно, образуя левосдвиговой рисунок.

Рис. 2.7. Структурно-геологическая схема Койкарско-Сегозерской зоны концентрированной деформации (Сост. С.Ю. Колодяжный [2006] с использованием материалов ПГО «Севзапгеология» и [Войтович, 1971; Колодяжный, 1999; Сыстра, 1991]:

*1–5 – неоархей*: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – лопийские зеленокаменные комплексы, 4 – мигматит-граниты, 5 – плагиомикроклиновые граниты (а) и диориты (б); *6–12 – палеопротерозой:* 6 – сумийские андезитобазальты, 7 – сариолийские конгломераты, 8 – нижнеятулийские кварцитопесчаники и базальтоиды, 9 – среднеятулийские базальтоиды и осадки, 10 – верхнеятулийские терригенно-карбонатные отложения, 11 – людиковийские вулканогенно-осадочные образования, 12 – дайки и силлы габбродолеритов (а), тела серпентинизированных ультрабазитов (б); 13, 14 – разрывные нарушения: 13 – сдвиги, взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б), 14 – послойные срывы и надвиги; 15, 16 – элементы залегания: 15 – слоистость нормальная (а) и опрокинутая (б), 16 – сланцеватость (а) и линейность удлинения (б); 17 – направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа: а) ранней ($C_3$), б) поздней стадий ($C_4$), 18 – реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс

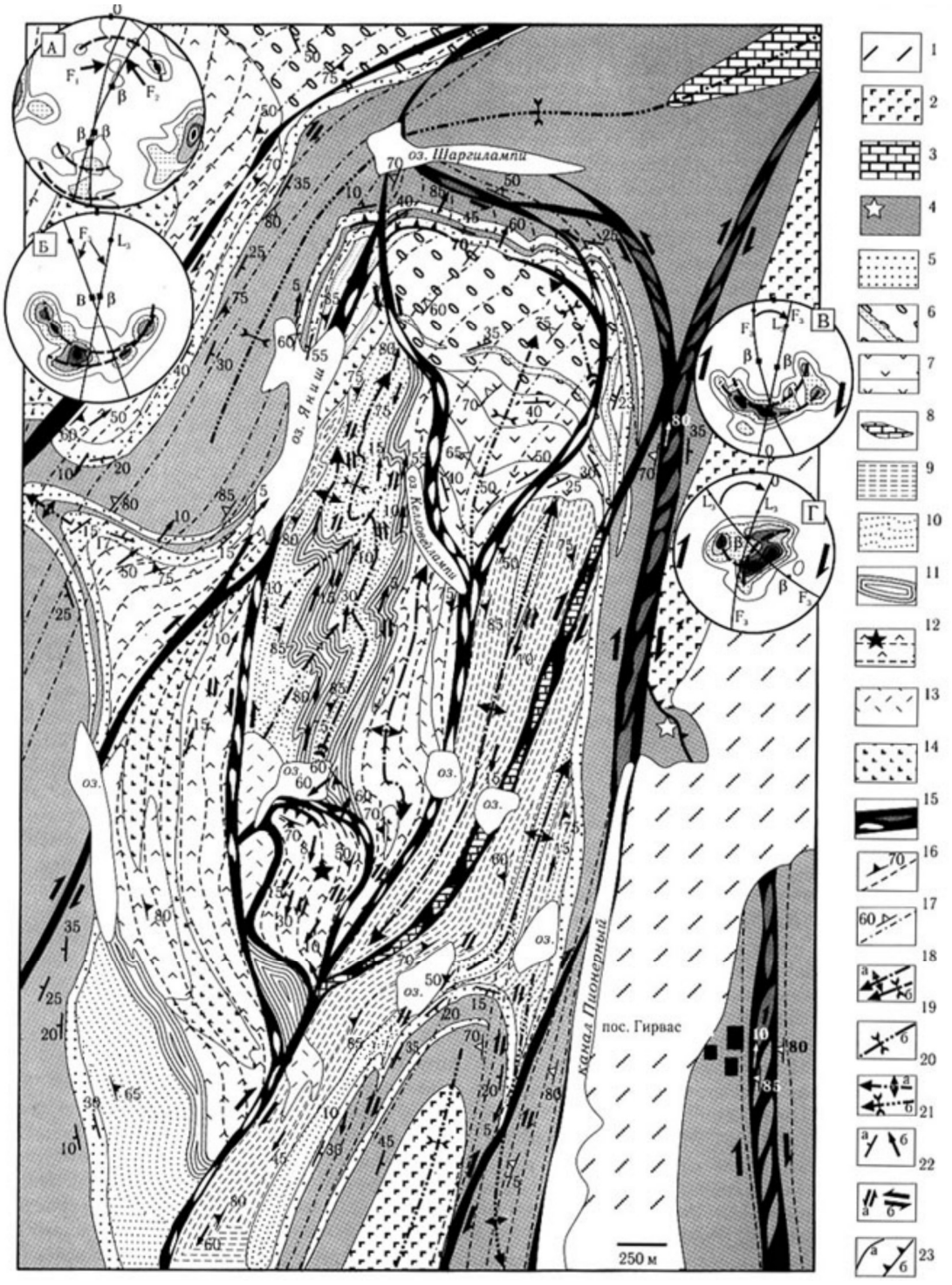



Рис. 2.8. Схема строения Койкарской антиклинали (Сост. С.Ю. Колодяжный [2006]):

1 – четвертичные отложения; 2–5 – ятулий: 2 – силл габбродолеритов, 3 – карбонатно-терригенные породы, 4 – базальты (звездочка – вулканическая постройка), 5 – кварцевые конгломераты и песчаники; 6 – сариолий: полимиктовые конгломераты с маркирующими горизонтами песчаников; 7 – сумий: андезибазальты; 8–14 – лопий: 8 – доломиты, 9 – графитистые сланцы, песчаники, силициты, 10 – сланцы по туфам андезитов и дацитов, 11 – полимиктовые конгломераты, андезиты, туфы, 12 – коматииты, базальты и их туфы (звездочка – Койкарский вулкан), 13 – дациты, 14 – габбродиабазы; 15 – сдвиговые зоны с рассланцеванием и с линзами различных пород; 16–17 – элементы залегания: 16 – сланцеватости, 17 – кливажа скалывания; 18–20 – простирание осевых поверхностей складок: 18 – F1, 19 – F2, 20 – F3 (а – антиклинали, б – синклинали); 21 – элементы залегания: слоистости (а), линейности удлинения (б); 22 – направления перемещения вдоль сдвиговых зон: микроуровня (а), макроуровня (б); 23 – геологические границы: стратиграфические (а), надвиги (б)

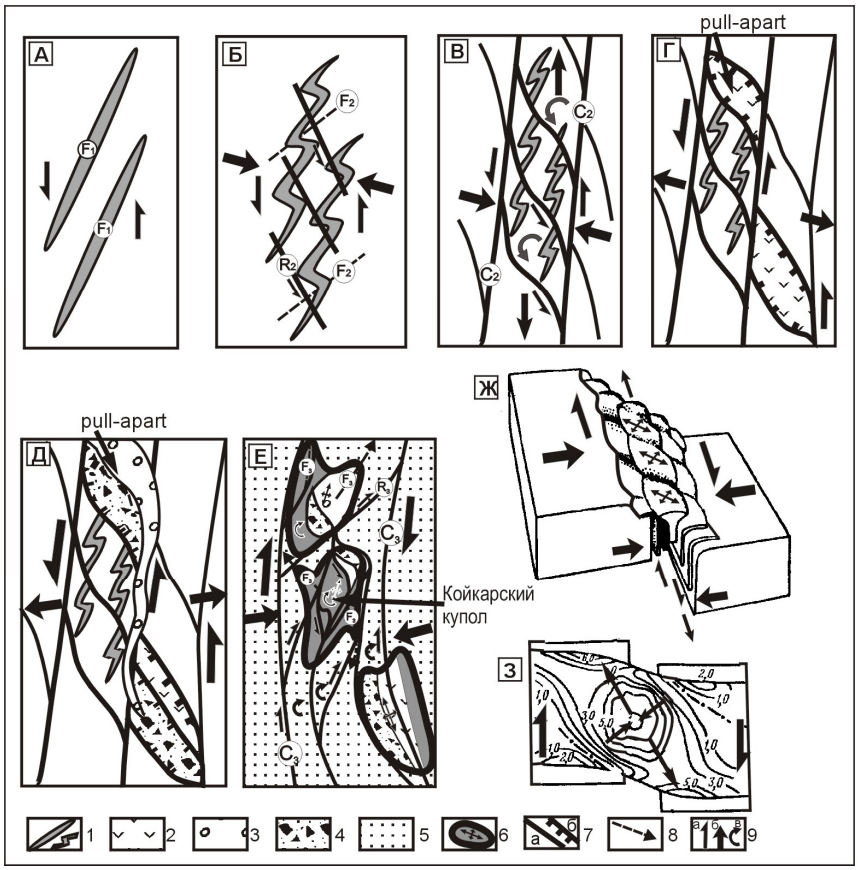



Рис. 2.9. Схема структурно-кинематической эволюции Койкарской зоны (Сост. С.Ю. Колодяжный [Леонов, Колодяжный, 2002]):

А, Б, В – лопийский этап; Г – сумийский этап; Д – сариолийский этап; Е – свекофеннский этап; Ж – модель формирования структуры цветка (по: [Морозов, Гептнер, 1997], З – модель формирования купольной структуры в зоне сдвига (по: [Бондаренко, 1991]).

1 – складки в породах лопийского комплекса; 2 – сумий (андезиобазальты); 3 – сариолий (конгломераты); 4 – ятулий (песчаники, конгломераты); 5 – купольно-сдвиговые структуры; 6 – взбросо-сдвиги; 7 – оси складок; 8 – оси складок; 9 – направления: сдвига (а), растяжения-сжатия (б), вращения (в). F1, F2, F3 – оси складок первой, второй и третьей генераций. С – главные сдвиги, R – диагональные вторичные сдвиги

Со складками второй генерации связаны мезо- и микроструктурные формы: C-S структуры, главные ($C_2$) и вторичные (сколы Риделя R2) сдвиговые зонки; линейность удлинения (L); асимметричные складки; крениляционный кливаж; сигмоидальные структуры вращения; минеральная сланцеватость; минерализованные зонки теней давления. Морфология и пространственное сочетание структур указывают на развитие в пределах лопийских образований объемных левосдвиговых перемещений, имеющих диссипативный характер. Они хорошо обособлены в относительно слабо деформированных породах; с нарастанием деформаций происходит их полная линеаризация и слияние в одну плоскость, близкую к поверхности $S_1$.

Парагенезы третьей генерации наследуют ранние структурные элементы, но направление перемещения полярно меняется: плоскости ранних левых сдвигов $C_2$ пре-образуются в правые сдвиги $C_3$. Это подчеркивается подворотом вторичных сдвиговых зонок и правосдвиговыми складками течения $F_3$, а также вращением будин по часовой стрелке. Поверхности $R_2$ подновляются конформными сколами, но возникают и секущие разрывы. Эти структуры расположены диагонально по отношению к главным сдвигам $C_3$ и представляют собой унаследованно развивающиеся антитетические микросдвиги третьей генерации, смещения вдоль которых связаны с вращением межсдвиговых литонов по часовой стрелке при синхронных правосдвиговых смещениях вдоль плоскостей $C_3$ (сдвиг типа «домино»). Отмечены сопряженные системы кинк-зон ($Kz_3$), кинематические пары которых отражают продольное сжатие. В совокупности со структурами правого сдвига (система «домино»), представляющими собой структуры продольного удлинения, эти формы образуют динамопары чередующихся по простиранию сегментов сжатия и растяжения. Это свидетельствует о том, что объемные сдвиговые деформации в лопийских породах обуславливают общее продольное тектоническое течение, развивающееся с разной интенсивностью, в результате чего формируются локальные области оттока и нагнетания.

Анализ удлинения деформированных галек и других включений показал, что в центральных частях крупных тектонических линз, сложенных породами лопия, линейность ориентирована полого; в областях выклинивания линз – постепенно погружается и становится субвертикальной. Таким образом, в пределах лопийского ядра фиксируются элементы как продольного (по простиранию зоны), так и субвертикального течения материала. Макро-, мезо-, и микроструктурный

рисунки ядра Койкарской структуры подобны друг другу, и их совокупность указывает на общее горизонтально-продольное течение, на фоне которого были обособлены локальные области продольного выжимания и нагнетания горных масс. В то же время куполообразная форма структуры и наличие субвертикальных направлений перемещения горных масс позволяет говорить о сдвигово-купольной кинематике. Однако речь не идет о классических гранитогнейсовых куполах: здесь формируются структуры, купольная форма которых вырисовывается по линейно-плоскостным элементам и общей морфологии.

*Структурные парагенезы квазичехольного комплекса (реликт рифтового пояса).* Андезибазальтовые лавы сумия и конгломераты сариолия слагают крупную линзу в районе северного замыкания Койкарской антиклинали. Разрывы, ограничивающие линзу, прослеживаются в фундамент и имеют выявленные в этом комплексе структурные признаки сдвигового течения третьей генерации. Протерозойские породы, в целом слабо метаморфизованные, в этих зонах преобразованы в бластомилониты зеленосланцевой фации, идентичные тектонитам, сформированным по породам лопия. В пределах комплекса фиксируются две системы сопряженных конических складок, осевые плоскости которых образуют острый угол (см. рис. 2.8, Б, В). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но развит кливаж разлома, имеющий ориентировку, аналогичную плоскостям $C_3$ в лопийских породах. Поверхности кливажа скалывания испытывают сигмоидальный изгиб (вращение по часовой стрелке). Таким образом, сумийско-сариолийские толщи имеют складчато-линзовидную структуру, сходную с таковой лопийского комплекса, а развитые в них конические складки свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций. Следовательно, развитие структур третьей генерации в пределах лопийского комплекса связано с постсариолийским этапом деформации, а различная интенсивность структурной перестройки – с разной реологией породных масс: пластичных и подвижных лопийских и относительно монолитных и жестких сумийско-сариолийских.

*Структурные парагенезы проточехла*. Породы ятулийского чехла слагают крылья Койкарской антиклинали, осложненной двумя диагональными антиклиналями второго порядка. Базальная поверхность и слоистость ятулийских пород образуют пликативную структуру. На стереографической проекции полюса этих поверхностей рассеиваются в пределах концентрического поля, отражающего куполообразной особенности (см. рис. 2.8, Г). Отмечаются две полосы концентрации полюсов вдоль малодуговых траекторий, что соответствует двум системам, по-видимому, сопряженных складок конической морфологии, осложняющих морфоструктуру. Одна система складок (ССВ 15º) конформна простиранию Койкарской зоны, другая (СЗ направления) является диагональной.

Относительно слабо метаморфизованные породы ятулия рассечены разветвленной системой крутопадающих зон сдвиговых деформаций. Ширина отдельных зон превышает 200 м. В их пределах породы рассланцованы и разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. Эти зоны прослеживаются в породы лопийского фундамента. Данный парагенез по ориентировке и набору структурных форм, по вещественному составу, типам тектонитов и по кинематическим признакам сопоставим со структурными парагенезами третьей генерации, развитыми в лопийском комплексе. За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, простирание которого в целом подчинено главным сдвиговым зонам $C_3$. Отмечается проникновение ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с конформно ориентированными плоскостными структурами третьей генерации.

Основываясь на приведенных данных, можно представить структурно-тектоническую эволюцию Койкарской купольно-сдвиговой структуры следующим образом (рис. 2.9). К концу позднего архея (ребольский тектоно-метаморфический цикл) формируется система линейных складок $F_1$, имеющих северо-восточную ориентировку (в современных координатах!) (см. рис. 2.9, А). Их формирование связано с начальными этапами деформации сдвига. Последующее развитие деформаций с левосдвиговой кинематикой приводит к формированию асимметричных складок $F_2$, продольных сдвигов $C_2$ и диагональных нарушений Риделя $R_2$, что обуславливает появление складчато-линзовой структуры, которая развивалась синхронно со складчатостью, с взаимоналожением складчатых и разрывных структур друг на друга (см. рис. 2.9, Б, В, Г). После формирования проточехольного (рифтогенного) комплекса (раннепалеопротерозойская фаза диастрофизма) фундамент продолжает испытывать пластические сдвиговые деформации в режиме ремобилизации, однако в условиях дифференциального течения горных масс в данном объеме происходит смена кинематики с левосдвиговой (см. рис. 2.9, Д) на правосдвиговую (см. рис. 2.9, Е). При этом плоскостные структурные элементы древних структур наследуются молодыми. В конечном итоге в результате комплексного взаимодействия пород фундамента и чехла в поле сдвиговых деформаций и

наличия вертикальной составляющей перемещений формируется Койкарская купольно-сдвиговая структура, развитие которой продолжается, как показывают структурно-геоморфологические исследования, и в настоящее время.

Анализ структурного рисунка Койкарской зоны в целом и его сопоставление с рассмотренными структурно-кинематическими парагенезами Койкарской антиклинали [Колодяжный, 1999] указывают на существование протяженной зоны концентрированных сдвиговых деформаций и на единство структурно-кинематических процессов на всем ее протяжении. Формирование сильно пережатой сдвиговой зоны, сопровождаемое возникновением оперяющих структур типа козырьковых надвигов [Войтович, 1971], указывает на существование режима транспрессии, по крайней мере в периоды ребольского, свекофеннского и неотектонического этапов структурообразования. В процессе развития сдвиговой деформации происходит линеаризация структурного плана. Таким образом, развитие Койкарской купольно-сдвиговой структуры обусловлено сложным взаимодействием пород метаморфического фундамента и чехла в условиях сдвиговых перемещений.

***Кумсинская зона.*** Кумсинская зона так же, как и Койкарско-Сегозерская, входит в систему сдвиговых дислокаций Центрально-Карельской зоны в области ее веерообразной виргации. Она прослеживается от г. Медвежьегорска в субширотном направлении до района оз. Кумчозеро на расстояние порядка 35 км (рис. 2.10, см. рис. 2.1). По направлению к юго-востоку от г. Медвежьегорска Кумсинская зона сливается со складчатыми структурами северо-восточного крыла Северо-Онежского синклинория. Зона имеет общее синклинальное строение и известна в литературе под названием Кумсинской синклинали [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Рийконен, 1961]. В ее строении участвуют палеопротерозойские комплексы, представленные сумийским, сариолийским и ятулийским надгоризонтами. Сумийско-сариолийские образования слагают главную однокрылую синклиналь, а залегающие выше со структурным несогласием ятулийские толщи составляют относительно мелкие синклинальные структуры, которые размещаются в бортах главной синформы диагонально к ее простиранию. С востока на запад зона постепенно расширяется от 5 км до 10 км, что сопровождается увеличением степени дислоцированности слагающих ее пород. В кинематическом отношении Кумсинская зона сопряжена с Койкарско-Выгозерским сдвигом. По ряду структурных признаков рассматриваемая зона на некотором этапе линейно надстраивала юго-восточное окончание Центрально-Карельской зоны сдвига и имела северо-западное простирание. В результате правого смещения с амплитудой более 20 км вдоль Койкарско-Выгозерского сдвига данная структура обособилась в специфической пространственной позиции. При этом сдвиговое перемещение было сопряжено с поперечным выдвиганием Южно-Сегозерского блока, в результате чего Кумсинская зона оказалась зажатой между последним и расположенным с юга Уницким куполом (см. рис. 2.1, 2.10).

В разрезе Кумсинская зона выглядит как сжатая и опрокинутая к югу синклиналь, осложненная дополнительной складчатостью, продольными и диагональными сдвигами высокого порядка. Северное крыло структуры имеет обычно крутое залегание, иногда запрокинуто к югу в результате взбрасывания гранитогнейсовой рамы. Южное крыло чаще характеризуется относительно пологими залеганиями слоев, осложненных субслойными надвиговыми перемещениями в южных румбах. Интенсивные деформации в пределах рассматриваемой структуры отмечаются в полосе, которая иногда размещается в приосевой части Кумсинской синклинали, но чаще прижимается к ее северному борту. Эта полоса имеет разрывно-складчатое антиклинальное строение. Она сложена сумийско-сариолийскими породами, пласты которых порой поставлены на голову и протыкаются диапироподобными мелкими куполами, ядра которых сложены неоархейскими гнейсогранитами [Коросов, 1991; Кратц, 1963; Колодяжный и др., 2000; Леонов и др., 1996, 2001]. Гранитоидные ядра куполов имеют в плане овальную форму: вдоль длинной оси их размер достигает 2–3 км при ширине в первые сотни метров. Купола образуют цепочки по простиранию зоны и почти во всех случаях обрамляются шлейфами элювиально-коллювиальных образований и полимиктовыми конгломератами сариолия. Данные грубообломочные породы часто образуют своеобразные «шляпы», которые формировались синтектонически в процессе роста кристаллических выступов в сариолийское время.

Радиоизотопные данные, полученные по образцам бластомилонитизированных гранитов купольных структур, дали следующие возрасты: K-Ar: 1830 $\pm$ 10 млн лет; Rb-Sr: 1670 $\pm$ 60 млн лет. Эти определения, наряду с анализом фациальных особенностей сариолийских отложений, а также структурных соотношений куполов такого типа с различными частями разрезов палеопротерозоя, позволяют допустить длительный период развития данных структур (сариолийское – свекофеннское время) [Колодяжный и др., 2000]. Это касается и ряда других куполов, развитых в обрамлении ОС, в частности, крупного Уницкого купола.

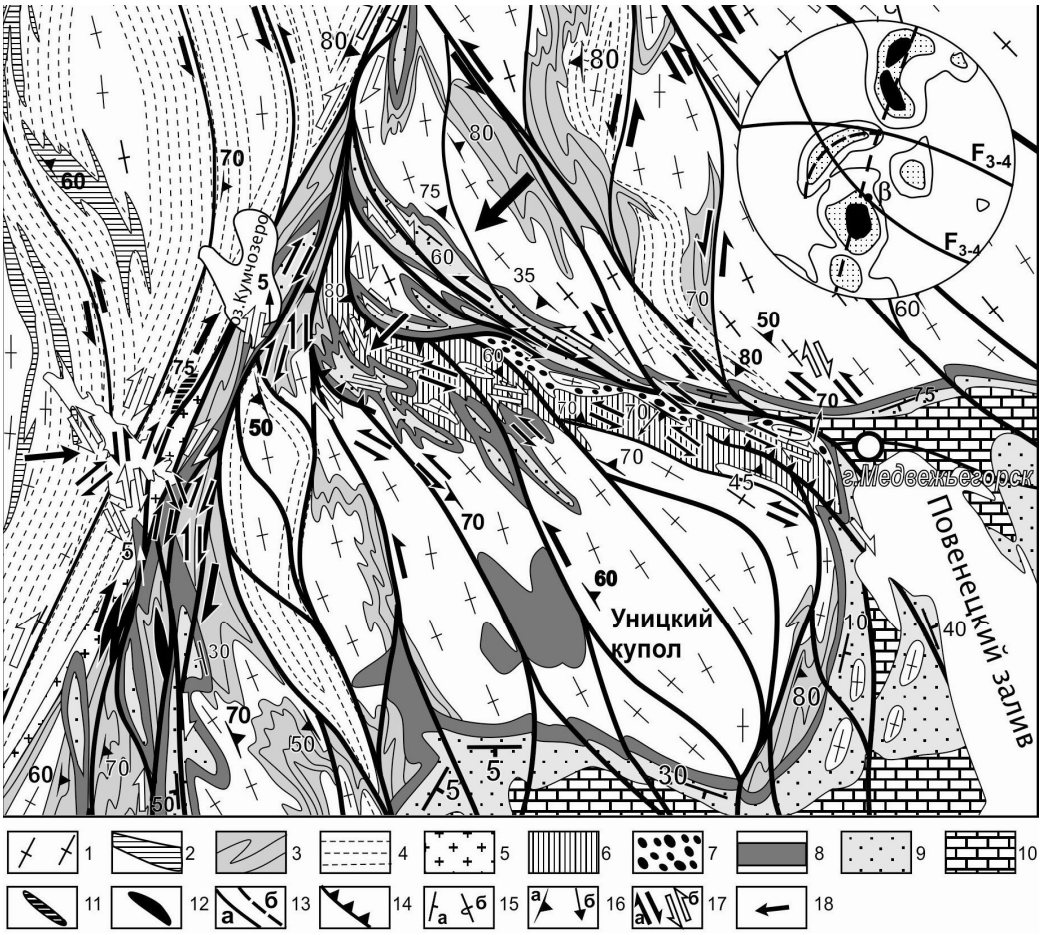



Рис. 2.10. Структурно-кинематическая схема Кумсинской сдвиговой зоны (Сост. С.Ю. Колодяжный). Диаграмма – стереографическая проекция полюсов слоистости сумийско-ятулийских пород Кумсинской структуры: 141 замер, изолинии 1–4–8 %. Буквенные обозначения: $F_{3-4}$ – осевые плоскости складок третьей – четвертой генерации, β – ось складчатости:

1–5 – неоархей: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – лопийские зеленокаменные комплексы, 4 – мигматит-граниты, 5 – плагиомикроклиновые граниты; 6–12 – палеопротерозой: 6 – сумийские андезибазальты, 7 – сариолийские конгломераты, 8 – нижнеятулийские кварцитопесчаники и базальтоиды, 9 – среднеятулийские базальтоиды и осадки, 10 – верхнеятулийские терригенно-карбонатные отложения, 11 – людиковийские вулканогенно-осадочные образования, 12 – дайки габбродолеритов (а) и тела серпентинизированных ультрабазитов (б); 13, 14 – разрывные нарушения: 13 – сдвиги, взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б), 14 – послойные срывы и надвиги; 15, 16 – элементы залегания: 15 – слоистость нормальная (а) и опрокинутая (б), 16 – сланцеватость (а) и линейность удлинения (б); 17 – направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа: а – ранней ($C_3$) и б – поздней стадий ($C_4$), 18 – реконструированные векторы перемещения крупных объемов горных масс

В пределах антиклинальной области и северного борта Кумсинской синклинали развиты зоны интенсивного рассланцевания и зеленосланцевого динамометаморфизма. Эти зоны имеют мощность до нескольких десятков метров и представляют взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги, пронизывающие всю призму отложений. В западной части зоны данные вязкие разрывы испытывают веерообразную виргацию и часто трансформируются в дугообразные надвиги, которые имеют юго-западную либо северо-восточную вергентность. Вторичные преобразования палеопротерозойских пород в этом сегменте весьма существенны: помимо интенсивного динамометаморфизма отмечается локальное развитие прожилков гранитоидов в сумийских вулканитах, а также появление крупных линз мигматизированных метабазитов, возраст которых проблематичен [Рийконен, 1961; Харитонов, 1966]. По направлению к востоку динамометаморфизм постепенно ослабевает, исчезают признаки анатексиса, но в зонах дислокаций проявляются признаки метасоматической альбитизации и биотитизации. Сариолийские конгломераты на всем протяжении рассматриваемых зон испытывают существенные деформации. Гальки в этих породах подвержены интенсивному сплющиванию и удлинению в вертикальном направлении. Объемные пластические деформации также нередко концентри-

руются в кристаллических ядрах куполов, что приводит к трансформации слагающих их гранитоидов в бластомилониты. В целом антиклинальная область внутренней части Кумсинской синклинали напоминает зону тектонического меланжа.

Антиклинальная область Кумсинской структуры обрамляется краевыми синклиналями высокого порядка, выполненными отложениями ятулия, залегающими с угловым несогласием либо на отложениях сумия – сариолия, либо непосредственно на кристаллических породах фундамента. Ятулийские синклинали располагаются диагонально-кулисно относительно оси рассматриваемой зоны; вдоль ее северного борта эти складки имеют в плане левый рисунок и нередко сопряжены с косо-секущими сдвигами (см. рис. 2.10). Анализ складчатости свидетельствует о наличии двух систем складок: запрокинутых к югу цилиндрических и конических структур, которые, вероятно, являются субсинхронными (см. рис. 2.10 стереограмма). Дополнительные складки образуют кулисные эшелоны с левосторонним характером размещения. Борта Кумсинской структуры пересекают левосдвиговые зоны северо-западного простирания. Они секут также расположенный южнее Уницкий купол и проникают в палеопротерозойские комплексы Северо-Онежского синклинория. В пределах центральных частей Кумсинской зоны данные сдвиги преломляются и приспосабливаются к продольным нарушениям. Аналогичные соотношения этих сдвигов отмечены в области их сочленения с Койкарско-Выгозерской зоной, что позволяет рассматривать данную систему второстепенных нарушений как сопряженную с главными зонами сдвига.

Изучение структурно-кинематических парагенезов в пределах Кумсинской зоны показало наличие двух кинематически обособленных стадий деформации свекофеннского цикла: 1) ранние продольные левосдвиговые перемещения ($C_3$), связанные с этапом хрупко-пластического течения; 2) более поздние пластически-хрупкие и хрупкие деформации, характеризующие в целом обстановку транспрессии – сплющивания ($C_4$). Совокупность кинематических данных показана на геолого-структурной схеме (см. рис. 2.10). Приведенные выше материалы изотопного датирования бластомилонитов характеризуют период проявления этих деформаций в интервале времени 1,83–1,67 млрд лет, что хорошо согласуется с известными датировками свекофеннских процессов данного района [Кратц, 1963; Сыстра, 1991; Харитонов, 1966]. Частные структурные парагенезы во многом сходны со структурными ансамблями Койкарско-Выгозерской зоны, но имеется и ряд особенностей. Во-первых, здесь преобладает субвертикальная ориентировка линейности растяжения, которая представлена длинными осями деформированных галек конгломератов и миндалин вулканитов. Во-вторых, в зоне широко развиты структуры тангенциального сжатия: диапироподобные купола вертикального выжимания [Леонов и др., 1996], взбросы и надвиги (со сдвиговой составляющей) южной вергентности. В-третьих, сопряженные сдвиги ($C_4$) левого и правого знаков в результате интенсивных деформаций приведены к одной плоскости, что свидетельствует об интенсивных процессах синтетического и антитетического вращения структур.

В целом Кумсинская структура может быть охарактеризована как зона сплющивания, сформировавшаяся в конце свекофеннского цикла в условиях тангенциального сжатия палеопротерозойских толщ между кристаллическими массивами Южно-Сегозерского блока, испытавшего поперечное выдвигание к юго-западу, и Уницкого купола. На ранних стадиях свекофеннского цикла данная зона представляла собой юго-восточное окончание Центрально-Карельской зоны сдвига и развивалась в сходных с ней условиях объемных левосдвиговых перемещений. Кумсинская зона и смежный с ней Южно-Сегозерский блок представляют собой сегмент интенсивного тектонического нагнетания, выдавливания и воздымания горных масс. Данный сегмент в основном оформился в свекофеннское время, а на более ранних стадиях (в ятулии), при наличии признаков его зарождения, существовал единый Сегозерско-Онежский бассейн осадконакопления [Макарихин и др., 1995].

В пределах Кумсинской зоны были выявлены палеопротерозойские тектониты, связанные с двумя главными стадиями тектогенеза. Наиболее ранние из них представлены микститоподобными образованиями сариолия, формировавшимися в условиях конседиментационного роста куполообразных структур. Данные проявления связаны с селецким тектоническим циклом. Более поздние тектониты соответствуют периоду свекофеннской тектоно-метаморфической ремобилизации.

В целом Кумсинская структура может быть охарактеризована как зона сплющивания, возникшая преимущественно в условиях чистого сдвига между сближающимися пластичными массами Медвежьегорского и Уницкого куполов. Таким образом, судя по совокупности структурных ансамблей, рассматриваемый сегмент между Сегозерской синклиналью (на СЗ) и Северо-Онежским синклинорием (на ЮВ) является областью интенсивного тектонического сжатия и выжимания горных масс.

***Южно-Онежская мульда.*** Эта структура расположена к югу от Северо-Онежского синклинория (см. рис. 1.2). Она выполнена отложениями петрозаводской и шокшинской свит вепсийского

надгоризонта, которые по общепринятым представлениям надстраивают разрез палеопротерозоя. Отложения этих свит формируют крупную (60×120 км) открытую мульду сундучной (?) формы и асимметричного строения. Углы падения слоистости на крутом западном крыле достигают 70–90º, на восточном, пологом, составляют 5–10º, редко достигая 20–25º. Отмечены складчатые дислокации более высокого порядка с размахом крыльев до десятков метров [Гарбар, 1971]. В южной части мульды выделены второстепенные субмеридиональные синклинальные складки: Важинская и Прионежская, которые разделены Таржепольской антиклиналью. На севере выделяется Ужесельская синклиналь (южнее Петрозаводска). Общее достаточно простое строение осложнено многочисленными сбросо-сдвигами преимущественно северо-восточного, реже северо-западного и субширотного направлений. Территория мульды разбита этими разломами на многочисленные неправильной формы и различной величины блоки. Смещения по этим разломам невелики, но могут достигать нескольких сот метров.

Однако, кроме крутых разломов, определяющих блоковую внутреннюю структуру Южно-Онежской мульды, в ее пределах встречены и нарушения иной морфологии, которые приурочены в основном к горизонту шокшинских кварцитопесчаников. Обнаружены послойные срывы, секущие взбросы, надвиги, а также практически вертикальные разрывы, по которым устанавливаются взбросо-сдвиговые перемещения. Толща пронизана огромным числом трещин, стенки которых покрыты зеркалами скольжения, ориентированными как в направлении слоистости, так и под углом к ней. Ориентировка борозд скольжения указывает на послойные перемещения, а также на секущие надвиговые и взбросо-сдвиговые смещения. Все эти признаки фиксируют макроблоковую объемную деформацию.

В породах наблюдаются эпигенетические изменения различной интенсивности, соответствующие в основном динамическому катагенезу и метагенезу, а также динамометаморфизму низких ступеней пренит-пумпеллиитовой субфации и свидетельствующие вместе с макроструктурами об общей объемной подвижности горных масс. Эти структурно-вещественные преобразования развиты неравномерно и обнаруживают пространственную и генетическую связь с зеркалами скольжения. Относительное скольжение внутри пород осуществляется в масштабе слойков, зерен и их частей, а также на уровне кристаллической решетки минералов, что свидетельствует о внутренней пластичности и подвижности пород в масштабе отдельных слоев, пачек и горизонтов шокшинских отложений [Копелиович, Симанович, 1963, 1966].

В породах шокшинской свиты обнаружены своеобразные структуры, отражающие субслойное тектоническое течение гранулированных сред. Структуры субслойного тектонического течения отмечены в залегающих субгоризонтально породах петрозаводской и шокшинской свит [Леонов и др., 1995]. Детальное изучение их внутренней структуры свидетельствует о наличии субслойных деформаций. В петрозаводской свите, как было показано выше, объемная латеральная подвижность обусловлена возникновением в отдельных горизонтах системы зонок хрупко-пластического скалывания, подвижных ромбоэдровидных доменов и межслоевых зон проскальзывания.

В строении шокшинской свиты принимают участие пласты и горизонты мономиктовых или олигомиктовых красноцветных кварцитопесчаников с незначительной примесью глинистых частиц и иных включений. Красная окраска обусловлена наличием окислов железа, пленка которых обволакивает обломочные зерна. Изменение первичной структуры пород в отдельных пластах и горизонтах шокшинской свиты было зафиксировано давно. Структурно-вещественные преобразования, связанные с дифференциальным скольжением, согласно данным предшественников [Копелиович, Симанович, 1963, 1966] и нашим наблюдениям [Леонов и др., 1995], выражены в появлении ориентированных удлиненных зерен кварца, их растворении, грануляции и перекристаллизации, в возникновении новых метаморфических минералов и перекристаллизации первичных. Элементы ориентированной структуры и текстуры на зерновом уровне сами по себе не могут служить доказательством объемного течения, однако наличие подобных структур и текстур может отражать его существование.

Одним из следствий вещественной трансформации шокшинских пород является сепарация окислов железа (гематит), вторичное перераспределение и концентрация которых фиксирует относительное перемещение гранул (зерен и других структурно обособленных микрообъемов), а также процесс тектонического течения в целом (см. рис. 2.3, В). Детальное описание структур и их интерпретация даны в [Леонов, 1997; Леонов и др., 1995].

Выявлено три способа формирования структур пластического течения, фиксируемых вторичными выделениями окислов железа.

А. Процесс начинается с образования кливажных сколов, косо ориентированных по отношению к напластованию пород. Иногда он зарождается по направлению косой седиментационной слоистости, а отдельные кливажные сколы проникают в вышележащие слои – формируется вторичная (структурная) «косая слоистость». Процесс сопровождается общим осветлением породы за счет перераспределения окислов железа и их концентрации вдоль трещин скалывания. Возникает система яркоокрашенных ожелезненных зонок, косо рассекающих пласты кварцито-песчаников. При возникновении внутрипластового и субслойного объемного течения элементарные объемы вещества (зерна, агрегаты зерен, скопления окислов железа) испытывают дифференциальное смещение, вследствие чего первично субпараллельные полоски окислов железа изменяют первоначальную форму, образуя изгибы и приобретая форму складок продольного течения. На последующих стадиях процесс осложняется формированием послойного кливажа (сланцеватости), который сечет складки и изгибы и смещает границы слойков, еще более подчеркивая латеральное перемещение отдельных доменов и вещества в целом. Границы слойков и полосок становятся неровными, зазубренными, напоминая стилолиты. На границе кварцевых зерен наблюдаются структуры растворения и микростилолитовые швы. На границах слоев, в которых проявилось тектоническое течение, фиксируются послойные срывы и преломление ожелезненных полосок.

В кварцитопесчаниках шокшинской свиты. Процесс хрупко-пластической деформации наложен на сформированные ранее диагенетические образования типа колец Лизиганга, подчеркнутые выделениями окислов железа. Эти диагенетические структуры сформированы, вероятно, в результате динамической разгрузки внутри каждого из блоков до деформации хрупко-пластического течения. Но нельзя исключить и того, что отгонка окислов железа происходила и в процессе деформации.

В. Третий вариант предполагает одновременное возникновение полосчатости и внутрислойной деформации и их генетическое единство. В процессе течения происходит механическая и метаморфическая дифференциация вещества с отгонкой оксидов железа и одновременным оформлением «складок послойного течения». Представляется вероятным, что третий механизм формирования структур описываемого типа присутствует в качестве составляющей первых двух разновидностей процесса.

Итак, можно видеть, что микроструктурные данные указывают на возможность тектонического течения, а его реальное существование устанавливается по смещению микрообъемов гематита в соответствии с амплитудой перемещения в каждой конкретной точке деформируемого тела. Тектоническое течение кварцито-песчаников неоднородно, что приводит к формированию сложного изогнутого, петлеобразного рисунка диагенетических выделений. Процесс тектонического течения осуществляется за счет дифференциального движения микрообъемов вещества в пределах отдельных слоев и горизонтов и приводит к замене первичных осадочных структур и текстур новой структурно-метаморфической полосчатостью, к выносу и перераспределению примесей железа и зачатую к общему осветлению породы.

Таким образом, кварцитопесчаники шокшинских отложений испытали внутрислойное тектоническое течение. Деформация пород зафиксирована комплексом структурных признаков, а реальное перемещение – по изменению взаимного расположения гематитовых выделений. Элементарная амплитуда течения (но не амплитуда перемещения всей массы пород) определяется относительным смещением соседствующих точек. Наблюдаемый характер выделения оксидов железа и форма структурного рисунка свидетельствуют о том, что течение горных пород в данном случае осуществлялось в виде *гранулированной среды*, где каждый элементарный объем (гранула) испытал перемещение, относительно независимое от соседствующих объемов.

Изучение гранулированных сред – веществ с дискретной структурой, у которых внутренняя связность отдельных частиц (доменов) выше, чем связность частиц между собой, – одно из приоритетных направлений современной науки [Гарагаш, Николаевский, 1989; Campbell, 1990; Guyon et al., 1990; Mehta, 1994 и мн. др.]. Гранулированные среды в некоторых аспектах изучены весьма детально, показано [Yaeger, Nagel, 1992], что они обладают специфическими свойствами в том, что касается процессов деформации, электропроводности, прохождения акустических волн, передачи напряжений и пр. В контексте же рассматриваемого вопроса нужно подчеркнуть только одно: гранулированные среды обладают повышенной подвижностью (текучестью), т. е. свойством, определяющим формирование структуры и механизм деформации горных пород. И структура шокшинских кварцитопесчаников отражает именно субслойное течение породной массы [Леонов, 1997; Леонов и др., 1995].

## 2.3. АКВАТОРИЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Прямых указаний на активную тектонику в неопротерозое и фанерозое нет. Тем не менее очевидно, что и в этот период в регионе происходили достаточно активные геологические процессы, о чем косвенно свидетельствует геохронология минерагенических событий (см. выше). Но расшифровать их сколько-нибудь удовлетворительно в настоящее время невозможно, чего не скажешь в отношении неотектонического этапа, для которого мы владеем многочисленными данными, указывающими на активную тектонику и геодинамику региона.

Рассмотрение новейшей тектоники региона связано в первую очередь с изучением морфоструктуры Онежского озера и его непосредственного обрамления, так как именно эти данные проливают свет на неотектоническую активность описываемой территории. Первые наблюдения, которые легли в основу неотектонических построений для ОС и ее обрамления, были сделаны в двадцатые и тридцатые годы прошлого века и связаны с именами Е.Н. Дьяконовой-Савельевой, Г.Ю. Верещагина и Б.Ф. Землякова, К.К. Маркова и др. Пик неотектонических исследований в районе пришелся на 60-е и 70-е годы прошлого века. Детальными исследованиями занимался большой коллектив ученых, преимущественно представителей Карельского филиала АН СССР. Среди них Г.С. Бискэ, Б.Г. Венус, Н.Н. Горюнова, Н.Н. Ильин, А.Д. Лукашов, Г.Ц. Лак, И.Э. Экман и др. Принято считать, что регион характеризуется мозаичным проявлением блоковых разнонаправленных субвертикальных движений, наложенных на общий перекос поверхности в сторону Русской плиты.

Главными особенностями новейшего этапа развития территории является значительное пространственное совпадение современной акватории Онежского озера и палеопротерозойской ОС, положение озерной котловины на границе Фенноскандинавского щита и плитной части Восточно-Европейской платформы (см. рис. 1.2), а также резко несогласное наложение новейшей овальной структуры на сетку разломных структур и линеаментов (рис. 2.11).

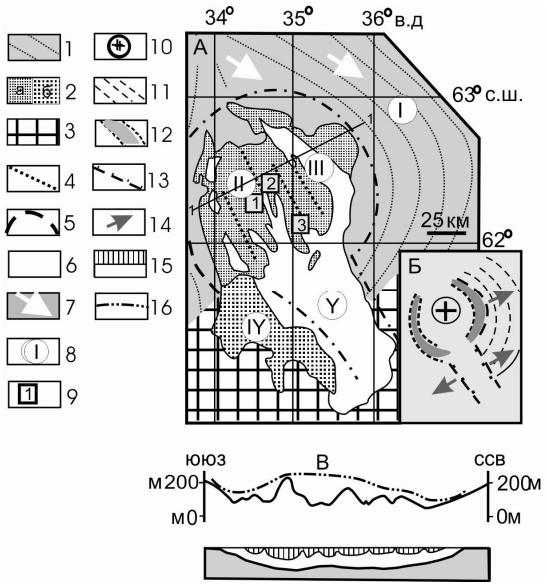



Рис. 2.11. Схема Онежской структуры с элементами новейшей структуры и геокинематической интерпретации (Сост. Д.С. Зыков):

А. Геолого-геоморфологическая схема: 1 – архейские метаморфические комплексы; 2 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы: а – Северо-Онежского синклинория (сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий), б – Южно-Онежской мульды (вепсий); 3 – чехол Восточно-Европейской платформы; 4 – оси локальных складок; 5 – границы депрессий; 6 – озерные ванны; 7 – направление движения ледника; 8 – основные морфоструктуры: I – юго-восточный склон Фенноскандинавского щита; II – депрессия северной части Онежского озера с куполовидным поднятием Заонежского полуострова; III – депрессия Повенецкого и Заонежского заливов; IY – Шокшинская синклиналь; Y – депрессия юго-восточной части Онежского озера; 9 – места детальных работ.

Б. Структурно-кинематическая схема: 10 – апикальная часть куполовидного поднятия; 11 – мегаскладка; 12 – компенсационные депрессии, обрамляющие центральный купол и отвечающие зонам замкового отслаивания (растяжения); 13 – Онежский грабен; 14 – предполагаемое направление перемещения масс.

В. Геолого-геоморфологический профиль через Заонежский полуостров: 15 – различные надгоризонты протерозойского разреза; 16 – обобщенная вершинная поверхность. 1-1 – линия профиля

Котловина Онежского озера по геоморфологическим особенностям и по характеру проявления новейших движений подразделяется на две части: северную и южную. Рассмотрим геолого-геоморфологические особенности этих двух частей морфоструктуры Онежского озера.

Южная часть котловины представляет собой единый бассейн, практически без островной суши, и имеет размеры ≅ 120×50 км. Его глубина – первые десятки метров, постепенно уменьшается в юго-восточном направлении. Береговая линия относительно ровная, образует небольшие дуговидные в плане заливы, которые нигде, однако, не образуют шхер. Юго-западный и северо-восточный берега субпараллельны. На юго-восточных и северо-восточных отрезках прибрежной части рельеф преимущественно низменный и ровный, с множеством заболоченных участков. В этих районах значителен покров рыхлых осадков, который перекрывает коренные породы восточно-европейской платформы (ВЕП). Несколько иная картина наблюдается в юго-западном секторе озера, в районе Западно-Онежского неотектонического поднятия (Шокшинской гряды), где на протяжении нескольких

десятков километров вдоль берега тянутся высокие (150–200 м) гряды, сложенные кварцитопесчаниками шокшинской и местами петрозаводской свит. Гряды имеют асимметричный рельеф. Прибрежная их часть крутая, обрывистая. В вершинной части расположена выровненная поверхность, которая полого падает в направлении от озера. На отдельных участках побережья известны находки затопленных торфяников, террас и береговых валов. В этом районе значителен покров рыхлых осадков, а коренные породы находятся на глубине и представлены по большей части сравнительно маломощными чехольными комплексами ВЕП. Этот сегмент озера лишь частично принадлежит щиту. В основном он захватывает плитную часть ВЕП. На основании геолого-геоморфологических особенностей ее принято рассматривать в качестве новейшего грабена [Бискэ и др., 1971; Лукашов, 1976]. Причиной его образования считаются гляциоизостатические процессы в сочетании с неотектоническими движениями, имеющими место на территории Карелии [Николаев, 1967].

Северная часть озерной котловины практически изометрична, имеет размеры примерно 110×120 км и включает Заонежский п-ов с системой заливов и озер и прилегающую с юга наиболее глубокую часть озера. Она значительно отличается от южной по структурно-геоморфологическим характеристикам и представляет собой относительно обособленную морфоструктуру, в которой неразрывно объединены древний тектонический и современный морфоструктурный планы. С востока крупный залив (в южной части он называется Заонежским, в северной – Повенецким) обтекает Заонежский п-ов, образуя дугообразную впадину шириной до 20 км и протяженностью 120 км. Глубина залива колеблется от 20 до 50 м. Многочисленные заливы и мелкие озера, маркирующие депрессии рельефа в пределах самого полуострова, имеют вытянутую форму и ориентированы в направлении ССЗ-ЮЮВ, то есть соответствуют общекарельскому структурному плану. С запада полуостров оконтурен системой озер (депрессий), имеющей форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной к западу. В северной своей части дуга разворачивается навстречу Повенецко-Заонежскому заливу, образуя структуру, похожую на двойные скобки (рис. 2.12).

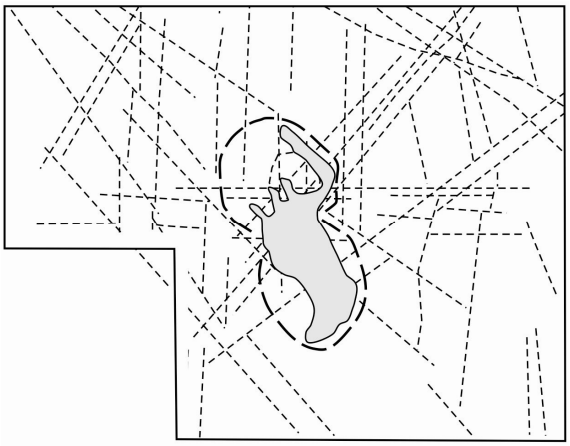


Рис. 2.12. Наложение новейшей Онежской депрессии (жирный пунктир) на сетку новейших разломных структур и линеаментов (тонкий пунктир) (по: [Кочнева и др., 2002])

Преобладающим типом рельефа является грядовый денудационно-тектонический. Дно имеет сложный расчлененный рельеф, представляющий сочетание узких гряд и линейных понижений. Глубины достигают десятков, реже более сотни метров. Мощность четвертичных отложений невелика, за исключением отдельных депрессий. Имеющиеся особенности рельефа определяются структурно-тектоническими факторами, морфология берегов и рельеф тесно связаны со складчатой и разрывной структурой фундамента.

Анализ геологических данных показывает, что депрессия Онежского озера пространственно не связана с какими-либо определенными комплексами пород и наложена на самые различные породные ассоциации, то есть ее происхождение и морфоструктура не могут быть объяснены селективной денудацией толщ разной прочности (за исключением обращенного рельефа) или ледниковой экзарацией (ледник двигался в этом районе строго однонаправленно с СЗ на ЮВ). При этом дуга Повенецкого залива отчасти сечет структуры докембрийских толщ, но в то же время форма залива соответствует изгибу сланцеватости древних пород, описывая пологую дугу горизонтальной мегаскладки.

Соотношение рельефа и структуры на Заонежском п-ве преимущественно является обращенным – возвышенности расположены на месте синклиналей, а к осевым частям антиклинальных складок приурочены озерные котловины. Возможно, это связано с тем, что в антиклиналях, как было показано выше, породы интенсивно раздроблены, преобразованы вторичными процессами и легко подвергаются денудации, а ядра синклиналей, напротив, зачастую бронированы габбродолеритовыми силлами и базальтовыми лавовыми потоками, которые предохраняют их от разрушения, в результате чего они сохраняют доминирующее положение в рельефе. Все эти признаки указывают на единство (или унаследованность) новейшего морфоструктурного плана и докембрийского.

Онежская наложенная мульда окружена кристаллическими породами, которые составляют ее фундамент. Архейский фундамент образует локальные положительные и отрицательные морфоструктуры, которые имеют значительно меньшие размеры, чем поднятие центральной части ОС, и обрамляют ее по периметру. Их неотектоническая активность подчеркивается рисунком гидросети и общей выраженностью в рельефе. Одной из таких положительных морфоструктур является Койкарский выступ Койкарско-Сегозерской зоны. Орографический анализ показывает, что древняя куполовидная структура активизирована в новейшее время, и молодая наследует контуры древней.

Как можно видеть на геоморфологическом профиле, пересекающем Северо-Онежский синклинорий (см. рис. 2.11, В), зеркало максимальных высотных отметок плавно описывает куполовидное поднятие, отвечающее Заонежскому п-ову, обрамленное с обеих сторон депрессиями рельефа. Сводовое поднятие окружено практически по всему периметру кольцевой депрессией. Таким образом, в новейшее время Заонежская морфоструктура в целом представляет собой купол, слегка вытянутый в соответствии с северо-западным простиранием геологических структур и осложненный в центральной части локальными блоковыми приразрывными деформациями. Судя по геоморфологическим данным, кольцевая депрессия является компенсационной и свидетельствует о продолжающемся воздымании морфоструктуры, что подчеркивается также перекосом терассовых уровней на о. Мег, расположенном в Повенецком заливе.

В районе также можно выделить морфоструктурные особенности, которые позволяют говорить о проявлении горизонтальной подвижности геомасс. С геоморфологической точки зрения, одной из крупнейших морфоструктур в районе является депрессия, заполненная водами Повенецкого и Заонежского заливов. Она имеет значительные размеры: длину около 100 км, ширину примерно 10–20 км и образует дугу, ограничивающую Заонежский п-ов с востока.

Эта серповидная депрессия подстилается в основном ятулийскими карбонатными породами Северо-Онежского синклинория (см. рис. 1.2), однако при этом ее границы в южной части секут основные элементы протерозойской структуры: оси складок, разрывы и т. п. так же, как и границы различных породных комплексов. Эти закономерности, наряду с масштабом явления и несоответствием простирания границ структуры с направлением движения ледника, не позволяют объяснить ее образование за счет экзарационной препарировки неоднородностей субстрата массой движущегося льда. В то же время дуга залива примерно конформна структуре архейских кристаллических пород, подстилающих протерозойскую мульду и образующих (что фиксируется по ориентировке плоскостных и линейных элементов) горизонтальную мегаскладку с круто падающим к востоку шарниром. При этом депрессия на большей своей части с архейскими породами не соприкасается. Таким образом, получается, что морфоструктура рельефа как бы «чувствует» архейскую структуру опосредованно, через чехол протерозойских пород Онежского синклинория.

Подобные соотношения рельефа и структуры находят свое объяснение с позиции механизма объемной деформации и «замкового отслаивания» [Зыков, 2001]. Известно [Спенсер, 1981], что в процессе развития (изгибания) складок в слоистой или имеющей подобные неоднородности толще происходит проскальзывание слоев друг относительно друга. За счет этого в области максимального перегиба проявляется эффект отслаивания, сопровождающийся появлением изогнутых линзовидных полостей в замке складки. На микроуровне эти полости обычно заполняются жилками кварца или кальцита.

Используя эту тектонофизическую модель, можно полагать: описанные морфоструктурные особенности рельефа в районе восточного обрамления Северо-Онежского синклинория мульды свидетельствуют о том, что в этих местах имеет место новейшая реактивация процессов изгибания архейской мегаскладки, сопровождающаяся отжиманием субстрата к востоку и северо-востоку (см. рис. 2.11, Б). При реактивации процессов изгибания мегаскладки между ее горизонтами возникает область растяжения, которая, просвечивая через чехол протерозойских пород, на поверхности выражается в виде депрессии, повторяющей изогнутую форму замка складки.

Существование обособленного куполовидного поднятия на поверхности свидетельствует и о структурном обособлении некоторого домена горных масс на глубине. Вполне возможно, что это обособление в основных чертах произошло еще в протерозое и связано с появлением в это время Заонежской наложенной мульды.

В районе Заонежского п-ова нет сколько-нибудь заметных отрицательных аномалий гравитационного поля [Строение..., 1983], которые позволили бы предположить наличие изостатических движений за счет подъема легких масс. Напротив, данному району свойственна положительная аномалия силы тяжести, и подъем коровых (возможно, и астеносферных) масс идет против действия силы тяжести. Такой процесс возможен только при наличии структурно-вещественных неоднородностей (вязкостная инверсия) и тектонической активности (объемная подвижность) горных масс. Объяснение

обособления положительной аномалии и роста купола в новейшее время, видимо, лежит в области современной тектонической подвижности земной коры.

Можно отметить, что морфоструктуры куполовидного поднятия Заонежского п-ова и развивающегося грабена южной части Онежского озера расположены относительно друг друга практически по оси миграции центра прогиба с течением времени с севера на юг. Соответственно, в этом направлении происходит и миграция осевого поднятия, которое на поверхности выражено в виде Заонежского п-ова. Эти закономерности позволяют предположить наличие процесса «вдавливания» блока (домена) горных масс, отвечающих куполовидному поднятию, в сторону грабена, расположенного южнее, что создает дополнительный импульс к его развитию: расхождению бортов и опусканию днища. Имеющий место процесс можно представить как расклинивание горных масс перед подвижным индентором. По всей видимости, расклинивание облегчается и формой индентора: как особенность Заонежской морфоструктуры в плане, так и характер локальных неоднородностей подчеркивают некоторое сужение его в ЮВ направлении, в сторону грабена.

По всей видимости, все описанные выше процессы, отражающие новейшую подвижность горных масс, не противоречат друг другу и протекают параллельно, осложняясь на поверхности блоковыми движениями по разрывам и другим структурным неоднородностям. Модель неотектонического развития района Онежской морфоструктуры, где все вышеперечисленные особенности увязаны в единый парагенез, показана на рис. 2.11.

Таким образом, современный морфоструктурный план Онежского региона в целом характеризуется теми же особенностями, что и тектонический план древних докембрийских толщ, и выражено это прежде всего в парагенезе генеральной изометричной морфоструктуры с секущими линейными морфоструктурами типа гряд и депрессий. При этом современная морфоструктура образована за счет наложения друг на друга различных форм: крупной изометричной депрессии (северная часть Онежского озера), куполовидного поднятия в ее центре (Заонежский п-ов), грабенообразного прогиба (южная часть Онежского озера), линейных зон (многочисленные гряды и депрессии).

Изложенные данные указывают на многокомпонентность новейшего тектогенеза. Можно выделить несколько составляющих процесса. 1) *Вертикальная составляющая движения,* выраженная в формировании купола и сопряженной с ним изометричной части депрессии, а также грабена южной части Онежского озера. Купол, депрессия и грабен расположены над приподнятым мафическим (нижнекоровым или астеносферным?) субстратом, о чем свидетельствует гравитационный максимум. Подъем нижнекорового или верхнемантийного субстрата вызвал растяжение верхнекорового слоя и заложение соответствующих структур. Рост купола сопровождается образованием кольцевых компенсационных депрессий [Летников и др., 2000]. 2) *Горизонтальная составляющая движения* может быть несколько условно подразделена на *сдвиговую и сдвигово-раздвиговую компоненты.* Сдвиговая компонента отражена в линейном плане внутренней части структуры и особенностях морфоструктуры линейных зон в ее обрамлении, о чем было сказано выше. Сдвигово-раздвиговая компонента связана с замковым отслаиванием, которое возникает в процессе развития изгиба сланцеватости в архейских породах. При формировании изгиба происходит проскальзывание одних «слоев» (пачек) относительно других, и в тех случаях, когда радиус кривизны изгиба различных «слоев» неодинаков, проскальзывание сопровождается отслаиванием и образованием линзовидных зон относительного растяжения и декомпрессии [Николя, 1992]. Особенности геолого-геоморфологического строения Заонежского района свидетельствуют о реальности такой модели, хотя, учитывая неполноту геологической летописи, право на существование имеют и иные взгляды на развитие этого района.

## 2.4. СИЛЛОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Значимым элементом структуры и тектонической эволюции региона являются субслойные магматические тела, относимые к категории силлов. В контексте данной книги представляется уместным рассмотреть проблему силлогенеза ОС, так как этот процесс отражает характерные особенности геодинамической эволюции описываемого региона. Кроме того, пример ОС в определенной степени может служить эталоном для изучения процесса силлогенеза на ранних стадиях становления земной коры, а также прояснить условия и механизмы процесса в пределах центральносимметричных материковых депрессий.

Силлогенез в пределах ОС проявлен неравномерно. В одни эпохи он практически отсутствует, в другие – напротив, чрезвычайно интенсивен. По данным [Куликов и др., 2005, 2007; Филиппов и др., 2007], этот процесс на территории Северо-Онежского синклинория занимает относительно короткий

промежуток времени: с учетом разброса значений – около 40 млн лет, а для Южно-Онежской мульды проявляется на рубеже около 1770 млн лет [Бибикова и др., 1990]. По отношению к этим сравнительно кратковременным событиям тектоническая эволюция ОС условно разделяется А.В. Полещуком на три этапа: а) досилловый; б) субсинхронный силлогенезу; в) постумный (постсилловый).

Собственно этап силлогенеза может быть подразделен на фазы в зависимости от вещественного состава продуктов магматизма, особенностей строения силлов и их размеров, а также их места в структуре. В Северо-Онежском синклинории с определенной долей условности могут быть выделены три фазы силлогенеза: начальная, главная и заключительная. В Южно-Онежской мульде силлогенез проявился единовременно.

***Северо-Онежский бассейн*** *– территория одноименного синклинория.* На начальном – *досилловом* – этапе (ятулий) бассейн характеризуется терригенными, вулканогенно-осадочными типами разрезов, сформированными в основном в аллювиально-озерных обстановках. Общая мощность разреза составляет в краевых частях структуры: нижний ятулий до 250 м, верхний ятулий 0–150 м. В центральной части нижний ятулий отсутствует [Сацук и др., 1988], а верхний имеет мощность до 300–500 м терригенно-карбонатных осадков и субаэральных вулканитов и до 400 м солей и ангидритов, встреченных пока только в ОПС. Таким образом, в раннем ятулии область осадконакопления охватывала лишь северо-западную часть структуры, в то время как в позднем ятулии область прогибания и осадконакопления охватила территорию всей Северо-Онежской структуры. В бортовых частях структуры реконструируется береговая линия [Ахмедов и др., 1992; Негруца, 1984, 1990; Сацук и др., 1988; Соколов, 1973; Соколов и др., 1970 и др.], положение которой маркирует флексурообразный перегиб, ограничивающий область позднеятулийского прогибания.

*Начальная фаза* этапа силлогенеза – внедрение серии субпластовых и секущих магматических тел дифференцированных габбродолеритов с горизонтами диоритов и габбро с титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением. Среди них Койкарско-Святнаволокский и Габневский силлы мощностью до 150–200 м и площадью распространения до 500 км$^2$, которые располагаются внутри разреза карбонатных пород верхнего ятулия. Изотопный возраст этих тел некоторыми исследователями оценивается как людиковийский (см. разд. 1, 2, 5). Появление силлов произошло в тот момент времени, когда минимальная величина прогибания дуги бассейна в его центральной части достигла 500–700 м от уровня земной поверхности (значение величины прогибания указано в соответствии с современной мощностью отложений). Пудожгорская интрузия сечет породы архейского фундамента и является, вероятно, подводящим каналом Габневского силла. Имеются в регионе и небольшие по мощности и по протяженности недифференцированные пластовые интрузии (Медногорский силл, силлы восточного и западного обрамления структуры). Силлы этой фазы локализованы в бортовых частях структуры. На северо-западном обрамлении структуры они ассоциируют с лавовыми потоками основного состава [Светов и др., 1972], но отдельные тела фиксируются и ближе к центральной части ОС (см. гл. 3).

Силлы залегают в целом согласно с вмещающими толщами, участвуя в складчатости. На отдельных участках устанавливается захват крупных ксенолитов вмещающих пород, образование приконтактовых брекчий (Медногорский силл) [Соколов и др., 1970], трубок взрыва (Гирвасский вулкан) [Куликов и др., 2007; Светов, Голубев, 1967] и флюидизатов (Габневский силл) [Трофимов, Логинов, 2005], что указывает на активный характер внедрения этих силлов. Питающие каналы силлов в бортовых частях Северо-Онежского синклинория представлены наиболее изученной Пудожгорской интрузией – пластовым телом, полого падающим к центру структуры и секущим породы фундамента. Ориентировка первичной минеральной линейности указывает, что течение расплава происходило от центра структуры к бортовым частям [Полканов, 1956] по восходящей траектории в область флексурообразного перегиба.

Исходя из оценки мощностей вмещающих толщ (первые сотни метров) внедрение силлов происходило в условиях глубин порядка нескольких сотен метров в обводненные горизонты [Jamtveit et al., 2004], что подтверждается наличием флюидизатов и трубок взрыва. Магматический расплав при этом не изливался на поверхность земли в виде лавовых потоков, а формировал субслойные интрузии. Наиболее вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности для силлов ранней фазы явилось достижение обводненных горизонтов, играющих роль флюидных барьеров [Mudge, 1968], либо сформированного ранее лавового панциря, который играл роль магмаупора [Дю Тойт, 1957].

Решение проблемы пространства в случае ассоциации силлов с позднеятулийскими лавовыми толщами, развитыми в районе северо-западного обрамления структуры, может быть связано со сменой режима сводового воздымания на режим прогибания [Светов, Свириденко, 2005].

Северо-Онежский бассейн на следующем (*субсинхронном)* этапе развития характеризуется формированием шунгитоносных осадочных толщ заонежской свиты в бассейновых обстановках и вулканогенных толщ в субаэральных и субаквальных обстановках, при этом в западной части структуры формировались образования разрезов вулканогенного типа, в центральной части – вулканогенно-осадочного и осадочно-вулканогенного типов [Галдобина, 1982; Гилярова, 1951; Светов, 1979; Тимофеев, 1935]. Суммарные мощности пород, вмещающих силлы, без учета мощности пластовых интрузий в центральной части структуры составляют 1500–1700 м, с уменьшением этих значений в бортовых частях до 600–700 м [Галдобина и др., 1972; Куликов и др., 1999; Полеховский, Голубев, 1989]. В разрезах центральной части структуры общая стратиграфическая последовательность пород осложняется явлениями деформации пластичных толщ, такими, как структуры будинажа (рис. 2.12), складки нагнетания и купольные залежи высокоуглеродистых пород [Купряков, Михайлов, 1988; Органическое вещество…, 1994; Полещук, 2006; Рябов, 1933; Судовиков, 1937; Филиппов, 2002; Филиппов, Ромашкин, 2006; Хейсканен, Рычанчик, 1998 и др.].

Основная фаза этапа силлогенеза представлена [Галдобина и др., 1972; Калинин, 1967; Полеховский, Голубев, 1989; Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 2005] недифференцированными телами габбродолеритов, которые формируют от 5 до 9 субпараллельных пластовых тел с суммарной (без учета «межсилловых» отложений) мощностью в центральной частях структуры до 900 м. Они занимают площадь около 11 000 км$^2$. Силлы этой фазы ассоциируют с раннелюдиковийскими шунгитоносными толщами и с лавовыми потоками основного состава. В краевых частях их суммарная мощность несколько понижена (до 500 м) по сравнению с мощностью силлов центральной части структуры.

Силлы располагаются в целом согласно с вмещающими толщами, участвуя совместно с ними в складчатой структуре. В центральной части структуры, на контактах силлов с вмещающими осадочными отложениями, выявлены пепериты [Бискэ и др., 2004; Полещук, 2007; Полещук и др., 2004], осложняющие строение приконтактовых зон и свидетельствующие о внедрении силлов в неконсолидированные осадки [Busby-Spera, White, 1987; Skilling et al., 2002; White et al., 2000 и др.]. В западной части структуры внедрение силлов происходило и вдоль границ лавовых потоков [Галдобина и др., 1972]. Положение питающих каналов этой фазы достоверно не установлено; вероятно, они расположены в западном обрамлении структуры, в области повышенной проницаемости и локализации разрезов вулканогенного типа, а также в центральной, наиболее погруженной части структуры [Новикова, 1975; Светов, 1979].

Согласно представлениям Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [1932], наиболее вероятным механизмом внедрения пластовых тел данной фазы, которые отличаются значительной мощностью и широким ареалом распространения, является механизм «обмена местом». Этот механизм предполагает заполнение расплавом пространства, образующегося вследствие отслаивания в процессе изгиба пластичных толщ в наиболее погруженных частях структур или «подземное компенсирование прогибания» [Косыгин, Магницкий, 1948]. При этом вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности является, как и для силлов ранней фазы, достижение расплавом уровня флюидоупоров либо лавового панциря, играющего роль магмаупора.

На *завершающем этапе развития бассейна* происходило образование толщ пирокластического и хемогенного материала и лав суйсарской свиты мощностью около 400 м в пределах западного борта структуры [Куликов и др., 1999, 2008; Светов, 1979] на ограниченной площади около 2 тыс. км$^2$. Эксплозия суйсарских вулканов имела субаэральный характер в условиях существования мелководных бассейнов с глубинами не превышающими 300–400 м. Характерна пространственная сопряженность ареалов распространения суйсарских образований и площадей распространения вулканогенных образований предшествующего заонежского этапа, отражающая унаследованный характер проявления людиковийского магматизма в западном обрамлении ОС.

Заключительная фаза этапа силлогенеза представлена дифференцированными силлами ультраосновного и основного состава, область распространения которых ограничена площадью развития суйсарских образований. Силлы этой фазы имеют мощности до 150 м и площади распространения менее 300 км$^2$. Одним из наиболее изученных силлов этой фазы является Кончезерский силл [Куликов и др., 1976, 1999; Полещук, 2003; Пухтель и др., 1995]. Силлы залегают среди вулканогенно-осадочных шунгитоносных толщ заонежской свиты, мощность которых достигает здесь 600–700 м. Заонежские толщи вверх по разрезу надстраиваются эффузивами суйсарской свиты, комагматичными силлам, мощностью около 400 м. Мощность вмещающих толщ заонежской свиты выше и ниже силла (без учета суйсарских образований) составляет около 300 м [Куликов и др., 1999]. Суммарная мощность толщ, с учетом образований позднего ятулия, от подошвы силла до фундамента составляет около 500 м.

На некоторых участках устанавливается срезание слоистости и ассимиляция вмещающих толщ, а также изменение гипсометрического уровня залегания пластовых тел в разрезе, связь с хрупкими разрывными нарушениями вмещающих пород, присутствие ксенолитов, в т. ч. вулканогенных и глубинных пород (рис. 2.13, 2.14, 2.15) [Куликов и др., 1976, 1999; Полещук, 2003]. Эти факты указывают на активный характер внедрения пластовых тел, при этом наиболее приемлемым механизмом внедрения силлов представляется механизм «магмаразрыва», сопровождавшийся активным завоеванием пространства [Пэк, 1968]. Реконструкции течения расплава некоторых силлов [Полещук, 2003] в западной части структуры свидетельствуют о приуроченности питающих каналов к наиболее погруженным частям синклинальных прогибов [Куликов и др., 1976], при этом вероятной причиной остановки движения расплава к поверхности при формировании силла является достижение магмой лавового панциря вулканогенных толщ заонежской свиты.

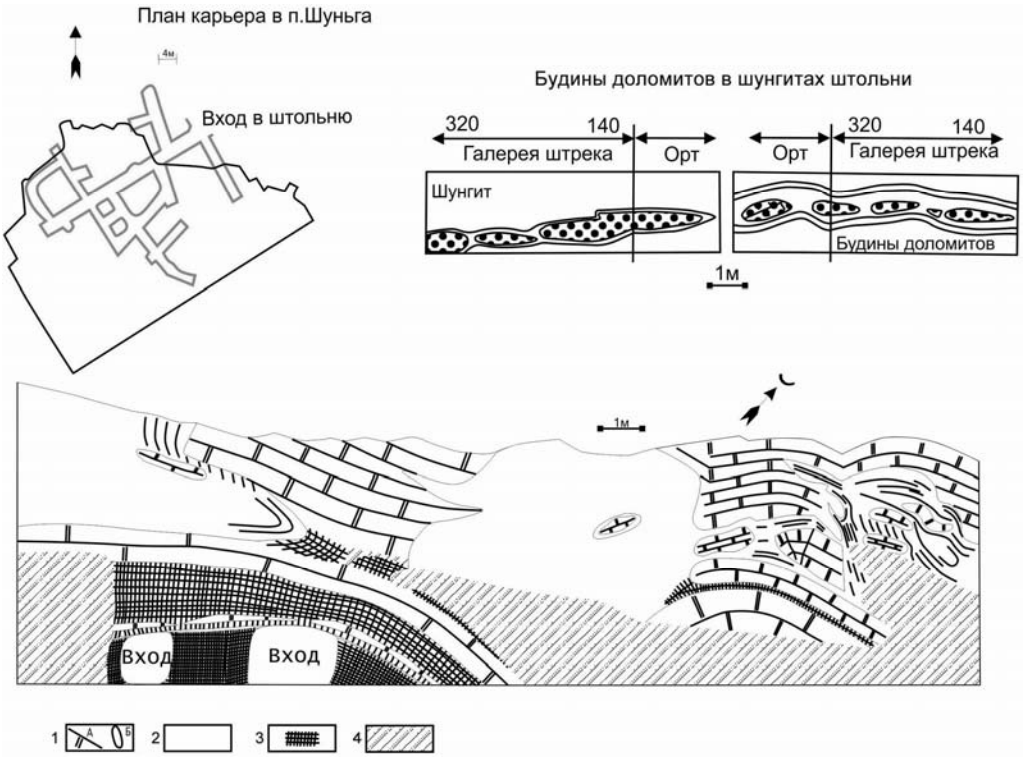



Рис. 2.13. Иллюстрация пластичных взаимоотношений пород шунгит-доломит-лидитового комплекса в карьере в п. Шуньга (над входом в штольню стенки карьера) [Полещук, 2006]:

1 – карбонатные породы с трещинами отдельности (а), фрагменты карбонатных пород среди лидитов (б); 2 – лидиты (штрихами показаны трещины скорлуповатой отдельности); 3 – шунгитовые породы (штрихами показан характер отдельности в шунгитовых породах продуктивного горизонта; 4 – задернованные участки

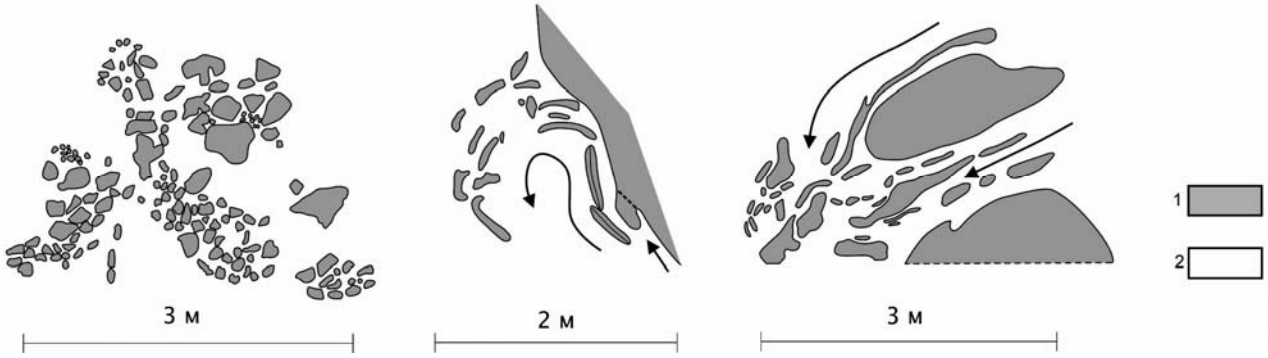



Рис. 2.14. Иллюстрация пластичных взаимоотношений шунгитоносных пород и габбродолеритов и основные типы пеперитов в шунгитоносных породах [Полещук, 2007]:

1 – породы основного состава; 2 – высокоуглеродистые породы

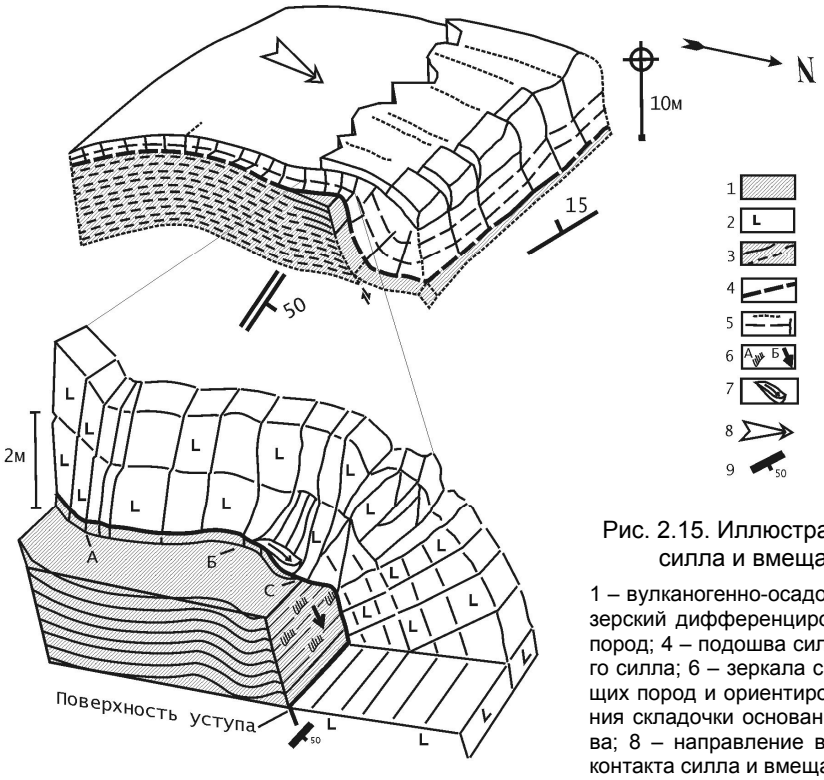



Рис. 2.15. Иллюстрация взаимоотношений Кончезерского силла и вмещающих пород, восточный контакт:

1 – вулканогенно-осадочные породы заонежской свиты; 2 – Кончезерский дифференцированный силл; 3 – слоистость вмещающих пород; 4 – подошва силла; 5 – трещины отдельности Кончезерского силла; 6 – зеркала скольжения на поверхности уступа вмещающих пород и ориентировка борозд скольжения; 7 – участок срезания складочки основанием силла и направление течения расплава; 8 – направление внедрения силла; 9 – элементы залегания контакта силла и вмещающих пород

Нельзя сбрасывать со счетов и данные по глубинному строению (см. гл. 5), которые позволяют предполагать, что внедрение силлов происходило вдоль пологих ступенчатых, порой субслойных сбросов. Возможно, их развитие предопределяло раскрытие декомпрессионных полостей «всасывания» и поступление расплава в область крутых сегментов нарушений и сопряженное проявление пологих зон сбросового скольжения (выдавливания расплавов), сочленявших декомпрессионные «ловушки». Тектоно-магматические проявления такого рода имеют определенное сходство со структурами типа pull-apart и магматическими дуплексами [Тевелев, 1997]. Во многом аналогичные структуры известны в литературе как дилатансионные сбросы, которые, согласно данным моделирования, могут контролировать перемещение флюидов и расплавов за счет положительных и отрицательных дилатансионных эффектов в плоскости ступенеобразного разрыва.

Северо-Онежский бассейн *на постумном (постсилловом)* этапе развития (калевий и вепсий) характеризуется образованием амагматичных мелководных терригенных шунгитоносных, вулканомиктовых и аркозовых толщ флишоидного типа [Атлас..., 2007; Галдобина, Михайлюк, 1971; Геология…, 1987; Горлов, Калинин, 1977; Кайряк, 1973; Филиппов, 2002 и др.]. Мощность толщ постсиллового этапа – 450 м. Местами отмечены коры выветривания и размыв. В основании расположены конгломераты, с угловым несогласием залегающие на подстилающих образованиях заонежской и суйсарской толщ. Эти факты свидетельствуют о том, что толщи «досиллового» и «субсиллового» этапов развития Северо-Онежского бассейна претерпели незначительную деформацию (кондопожский этап [Геология…, 1987; Лазарев, Соколов, 1973; Сыстра, 1991]), последовавшую за эпохой силлобразования.

***Южно-Онежский бассейн*** **(мульда)** на досилловом этапе развития характеризуется накоплением полевошпатовых сероцветных песчаников петрозаводской свиты, красноцветных кварцитопесчаников шокшинской свиты, а также лав основного состава, известных на границе этих свит [Светов, 1979]. Общая мощность этих толщ достигает 1500 м [Галдобина, Хейсканен, 1989]. Для начальных этапов развития бассейна реконструируются прибрежно-бассейновые и дельтовые фациальные обстановки, с обмелением бассейна на поздних стадиях [Галдобина, Михайлюк, 1971; Гарбар, 1971; Кайряк, 1973 и др.]. Комплекс первичных осадочных текстур – косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания – свидетельствует о конседиментационном характере прогибания, вероятно, достаточно быстром, о чем свидетельствует присутствие среди образований шокшинской свиты слюдистых пород (микалитов) [Симанович, 1966].

Этап силлогенеза, проявившийся здесь в виде одной крупной фазы, характеризуется становлением дифференцированного силла габбродолеритов площадью до 8700 км$^2$ и мощностью до 180 м [Гарбар, 1971; Куликова и др., 2008; Полканов, 1956; Светов, 1979 и др.]. Мощность вмещающих толщ ниже пластового тела в наиболее погруженной части превышает 1000 м, а мощность пород выше силла достигает 450 м [Гарбар, 1971]. Залегание силла в целом согласное со складчатой структурой и в то же время без четко фиксированного положения в разрезе вмещающих толщ [Гарбар, 1971; Симанович, 1966]. В процессе внедрения силла магма выбирала наиболее податливые участки разреза (алевролиты, сланцы), раздвигая хрупкие, консолидированные отложения [Симанович, 1966], что указывает на «магмаразрыв» как возможный механизм внедрения [Пэк, 1968]. Ориентировка линейности и реконструкция направлений течения расплава, выполненные К.О. Кратцем, свидетельствуют о внедрении магмы в северо-восточном и юго-западном направлении от питающего канала, локализованного в наиболее погруженной части структуры [Полканов, 1956]. Таковы основные закономерности проявления силлового магматизма в пределах ОС.

## 2.5. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ

Прежде чем перейти к рассмотрению геодинамических условий формирования ОС, кратко коснемся некоторых вопросов глубинного строения региона. Детально материал изложен в гл. 5, но некоторые особенности глубинного строения, имеющие значение для объяснения тектоники региона, будут приведены и в этой главе. Прежде всего, нужно отметить, что рисунок и форма геофизических аномалий (гравитационных и магнитных) отражают овальную форму глубинных неоднородностей корового слоя, которые находят адекватное выражение в поверхностной структуре.

По геологическим материалам и по характеру потенциальных полей можно предполагать, что основание Онежской мульды сложено кислыми породами (гранитами, гранитогнейсами, мигматитами с плотностью $\sigma$ = 2,65–2,68 г/см$^3$). Эти породы, принадлежащие архейскому фундаменту, оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Породы фундамента характеризуются устойчивыми значениями параметра плотности; ятулийско-суйсарские образования отличаются резкой дифференциацией плотности, зависящей от их литолого-петрографического состава. Глубина залегания верхней поверхности кристаллического цоколя и, соответственно, максимальная мощность осадочных образований оценивается приблизительно в 3 км, и это хорошо согласуется с данными ОПС.

В региональном гравитационном поле Центрально-Онежскому блоку соответствует относительная положительная аномалия, осложненная аномалиями более высоких порядков. Локальные аномалии силы тяжести обусловлены вещественным составом горных пород и особенностями тектонической структуры. Границы блока проявлены в разделяющих трансформациях поля силы тяжести. Для Северно-Онежского блока характерно некоторое повышение интенсивности поля силы тяжести, однако такое же повышение поля Центрально-Онежской аномалии объясняется плотностью осадочно-вулканогенных пород ятулия и суйсария.

Отмечены полосовые локальные аномалии силы тяжести. Поскольку породы проточехла обладают избыточной плотностью ($\Delta\sigma$ = 0,15–0,20 г/см$^3$) по сравнению с породами основания, локальный гравитационный эффект определяется количественным (объемным) соотношением осадочно-вулканогенных образований в антиклинальных и синклинальных структурах. При этом антиклиналям соответствуют отрицательные аномалии поля силы тяжести, наличие которых заставляет предполагать подъем относительно легких сиалических масс фундамента и участие их в строении антиклинальных структур, что подтверждено наблюдениями в краевых частях ОС (Койкарский выступ, Западно-Онежская система куполов-складок). Синклинальные структуры с увеличенной мощностью шунгитоносных пород и относительно более глубоким залеганием фундамента фиксируются положительными локальными аномалиями. Изменение интенсивности этих аномалий позволяет судить о виргации и ундуляции осей и шарниров складок, фиксируемых по поверхности фундамента.

Осям антиклиналей соответствуют положительные магнитные аномалии, отрицательные – осям синклиналей, что связано с большей мощностью слабомагнитных пород в синклиналях и наличием сильно магнитных габбродолеритов в антиклиналях. Форма аномалий $\Delta$Та и данные бурения показали, что долериты в ядрах антиклиналей представляют собой кулисно расположенные тела с субвертикальным падением. Отмечены крупные магнитные аномалии в Онежском озере к югу от Заонежского п-ова. Простирание осей магнитных аномалий совпадает с простиранием тектонических структур.

Таким образом, геофизические данные позволяют дополнить структурно-геологические и подтверждают: наличие гранитно-метаморфического фундамента впадины; ее неравномерно-полосовую структуру, связанную с вертикальным и кулисообразным расположением тел габбродолеритов (подводящих каналов), что свидетельствует о режиме транстенсии в период внедрения базитовых силлов и даек; наличие положительной магнитной и гравитационной аномалий под водами Онежского озера.

Данные сейсмических исследований (профиль 1-ЕВ, см. рис. 2.2 и гл. 5) позволяют выделить четыре слоя, различающихся морфологией и интенсивностью отражений: мантийный, нижнекоровый, среднекоровый и верхнекоровый. К северу от рассматриваемой структуры нижнекоровый слой с интенсивными отражениями имеет субгоризонтальное залегание, а его подошва четко маркирует поверхность Мохо на глубинах 40–43 км. В основании ОС граница Мохо имеет «зубчатый» облик и погружается к южной части структуры до глубин порядка 50 км. Соответствующее погружение испытывает и весь нижнекоровый слой, который частично прерывается объемами сейсмически прозрачной коры (нижние горизонты среднекорового слоя). Далее раздел Мохо прерывается и отмечается область плавного перехода кора – мантия, над которой размещается сейсмически прозрачный «массив» в «рубашке» пород с повышенной отражательной способностью. Южнее нижнекоровый слой вновь появляется в основании свекофеннид и имеет расслоенную структуру. Ансамбль свекофеннских покровов, надвинутых на Карельский массив, и этих нижнекоровых пластообразных объемов рассматривается в качестве структуры типа «пасть крокодила» [Глубинное строение…, 2004].

Верхняя часть среднекорового слоя с многочисленными отражениями в основании ОС отличается чрезвычайно сложным строением. Он составлен «слоистым» пакетом горных пород с интенсивными отражениями, которые перемежаются с объемами сейсмически более прозрачных пород. Существование таких объемов с различной степенью прозрачности, вероятно, отражает перемежаемость пород с различными структурно-вещественными и реологическими параметрами. В интервале разреза между 1100-м и 1170-м км, соответствующем предполагаемой наддиапировой области, рассматриваемый слой, напротив, существенно утонен, а порой и разорван. Севернее пикета 940 км (Кумсинская зона) для среднекорового слоя характерна южная вергентность структур, направленная навстречу онежским среднекоровым структурам. Подстилающий ОС верхнекоровый слой с отражениями слабой интенсивности рассекается полого падающими к югу поверхностями, которые сливаются с аналогичными поверхностями средней коры. Эту картину можно интерпретировать по-разному, например, как структуры скучивания и надвигания [Колодяжный, 2006].

Для детализации строения ОС был использован структурный разрез МДС, составленный по методике дифференциального суммирования. Он так же, как и разрез МОВ ОГТ, отражает высокую степень тектонической расслоенности верхних слоев коры. На фоне расслоенных доменов обособлены сейсмически прозрачные объемы, которые, по-видимому, соответствуют областям гранитизации и развития интрузий. В основании ОС дешифрируются системы нарушений, полого погружающихся к югу (см. рис. 2.4, А, Б). В интервале 940–960 км, в области Кумсинской зоны и Уницкого купола, отмечается смена вергентности тектонических поверхностей. На глубинах 1–10 км в этой переходной области дешифрируется структурный рисунок типа системы дуплексов, образующих клинообразное тело и структуру нагнетания, выраженную на поверхности антиформой Уницкого купола.

Южнее в тылу этой структуры нагнетания и в более верхних срезах коры отмечаются характерные изгибы отражений, вероятно, фиксирующие изгибание разрывных нарушений. При этом на некоторых участках отмечается сгущение мелких отражающих площадок, образующих интерференционный рисунок пересечения ступенчатых, наклонных и горизонтальных поверхностей. Они позволяют предполагать сбросовый характер перемещений вдоль пологих разрывов, погружающихся к югу. Пакеты, имеющие волновую структуру такого рода, выходят на поверхность в областях развития силлов, расслаивающих призму вулканитов и осадков ОС.

Перейдем теперь к вопросам тектоники и геодинамики. В пределах молодых и древних платформ существуют сопряженные и (или) относительно изолированные положительные (щиты, своды, массивы, антеклизы, купола) и отрицательные (плиты, депрессии, синеклизы, впадины) морфоструктуры, которые испытывают перманентную тенденцию к воздыманию или опусканию на протяжении длительного периода времени, иногда сопоставимого с продолжительностью плитного этапа развития платформ. Вопросу о возникновении и тектоническом развитии таких геоструктур посвящено много работ [Артюшков, 1993; Биргер, 1996, 1998; Зверев, 1982; Кинг, 1967; Корешков, 1960; Коржуев, 1973; Лазарев, Лобачев, 1970; Фуз, 1976; Хаин, 1971; Чайкин, 1999; Чирич, 1975; Hetzel et al., 1995]. Предложена серия физических и расчетных моделей формирования этих структур [Артюшков, 1993; Биргер,

1996, 1998; Чирич, 1975]. Однако при четкой фиксации явления трактовка причин и механизмов, ответственных за возникновение и развитие подобных внутриплитных морфоструктур, многообразна и противоречива. Возникновение зон прогибания объясняется растяжением корового слоя в хрупком или пластичном вариантах, общим сжатием и формированием рамповых структур, транспрессией или транстенсией, оттоком вещества, формированием структур лабигенного типа, фазовыми переходами в основании корового слоя и пр. Столь же многообразны представления и о механизмах относительного воздымания фундамента (формирование разломно-блоковых структур, пластичное нагнетание горных масс, коробление в результате общего сжатия, вулканоплутонические процессы и т. д.). В ряде случаев ставится под сомнение само существование таких структур, развивающихся в относительно едином геодинамическом режиме в течение длительного времени. И главное – остается открытым вопрос о причинах столь длительного проявления режимов воздымания и опускания в пределах структурно ограниченных объемов земной коры и литосферы и о механизмах, их обеспечивающих. Все это делает изучение структурно-вещественной эволюции подобных структур актуальным, и данные по ОС, безусловно, помогут решению ряда принципиальных задач внутриплитной тектоники и тектоники консолидированной коры.

Совокупное рассмотрение режимов осадконакопления, вулканизма и структурообразования позволяет наметить некоторые главные особенности геодинамической эволюции района ОС и определить режим, обусловивший ее заложение и развитие. Как мы уже говорили, возникновение и длительное развитие бассейна с относительно медленным осадконакоплением свидетельствует о растянутом во времени прогибании территории (проседании дна седиментационного бассейна), которое может быть обусловлено несколькими причинами. Среди них: *1 – растяжение*: а) без разрыва сплошности коры, но с увеличением ее проницаемости («пластичный» вариант); б) с разрывом гранитно-метаморфического слоя и образованием зияний с корой мафического профиля («хрупкий» вариант); *2 – сжатие* и образование рамповых структур; *3 – транспрессия* (сдвиг со сжатием) и формирование структур вдавливания и выдавливания (push-inside или push-outside [Trifonov et al., 1995], а также структур «цветка» (flower structures); *4 – транстенсия* (сдвиг с растяжением) и формирование грабенов и впадин типа «pull-apart» и их комбинаций; *5 – отток вещества* с утонением гранитно-метаморфического слоя и формированием структур по типу «сдвиг с растяжением»; *6 – фазовый переход* на границе кора – мантия и образование лабигенной [Николаев, 1986] структуры.

Некоторые из этих вариантов можно отбросить, и в первую очередь это касается представлений о лабигенной природе мульды, о наличии фазового перехода в основании структуры и о рамповом режиме ее развития. Первая и вторая модели предполагают быстрое, катастрофическое прогибание и наличие определенного типа магматизма и вулканизма, как, например, в Паннонской впадине [Николаев, 1986], чего мы не наблюдаем в ОС. Рамповый режим развития обычно сопровождается развитием краевых надвигов и задавливанием структуры с бортов, а также накоплением характерных осадочных комплексов (олистостромы, брекчии, конгломераты) и более или менее линейными очертаниями бортов структуры (например, рамповые грабены и грабен-синклинали Южного Тянь-Шаня, Арморикансого и Родопского массивов). Все эти признаки в рассматриваемой структуре отсутствуют. Равным образом нельзя объяснить формирование мульды условиями общего сжатия ни на стадии ее заложения и развития как осадочного бассейна, ни на стадии формирования ее тектонической структуры. Общий стиль структуры, как мы видели, определяется чередованием узких зон концентрированного сдвига с выжиманием диапироподобных антиклиналей и широких синклиналей с практически ненарушенными пологими днищами. Эта закономерность, как мы уже подчеркивали, не может быть объяснена с позиций общего сжатия.

Онежскую структуру четко характеризуют следующие признаки:

– длительное и постепенное прогибание территории Северо-Онежского синклинория в начале раннего протерозоя, частично наследуемое формированием вепсийской Южно-Онежской мульды и современной впадины Онежского озера;

– накопление мелководноморских и лагунных, а затем континентальных отложений незначительной мощности;

– слабое проявление трансгрессивных процессов с течением времени: область осадконакопления в основном сохраняет свои очертания, но при этом испытывает некоторую миграцию с севера на юг;

– сочетание относительно изометричной формы седиментационных бассейнов и общей синклинорной формы с линейным внутренним структурным планом;

– пространственная и парагенетическая связь с долгоживущими зонами сдвиговых деформаций, обрамляющих и пронизывающих данную структуру;

– диагонально-кулисное размещение даек основных пород, указывающее на режим транстенсии в период накопления вулканогенно-осадочных комплексов;

– четко фиксируемый режим сдвига со сжатием (транспрессия) свекофеннской фазы диастрофизма с формированием дискретных структур «цветка» и кулисно-эшелонированных складок;

– развитие базального срыва и области пластического течения в основании протерозойского разреза;

– наличие сплошного «гранитного» слоя под всей территорией мульды; повышенная (но дискретная) проницаемость корового слоя с поступлением мантийных составляющих (вулканизм, метасоматическая минерализация);

– проявление процессов вертикально- и горизонтальноплоскостного тектонического течения в породах чехла и кристаллического фундамента.

Все эти признаки в совокупности позволяют рассматривать ятулийско-людиковийский Северо-Онежский синклинорий, вепсийскую Южно-Онежскую впадину, рифейско-палеозойский Онежский (Петрозаводский) грабен и современную депрессию Онежского озера в качестве единой области перманентного прогибания. Этому длительному этапу прогибания предшествовал не менее протяженный во времени (2,5–2,3 млрд лет) период сводового подъема [Хейсканен, 1996] территории под воздействием сумийского мантийного плюма Виндибелт [Куликов и др., 2005], головная часть которого находилась в раннем палеопротерозое на границе кора – мантия, а в настоящее время интерпретируется как корово-мантийная смесь. Данные сводовые понятия сопровождались рифтогенезом, мощной эрозией территории и последующим формированием кор выветривания. Остывание и кристаллизация этой астеносферной подушки, вероятно, способствовали заложению Онежского прогиба в начале ятулия «на значительной территории Фенноскандии», в т. ч. и в пределах ОС. При этом если для периода накопления осадочно-вулканогенных толщ в нем преобладал режим транстенсии, то свекофеннский этап тектоно-метаморфических преобразований в большей степени характеризуется транспрессионными деформациями. Не исключено, что режимы транспрессии и транстенсии сменялись во времени более часто, а также проявлялись синхронно в динамически связанных тектонических обстановках [Леонов и др., 1995]. Об этом свидетельствует также факт длительного и периодического проявления процессов гидротермально-метасоматической минерализации свекофеннского (1730 $\pm$ 40 млн лет), позднепротерозойского (1100–900 млн лет) и мезозойского (150–100 млн лет) времени, которые происходили в обстановке растяжения литосферы с выносом на поверхность Земли мантийного вещества [Полеховский и др., 1995; Пухтель и др., 1995].

Метасоматические образования, как правило, связаны с процессами рассланцевания, брекчирования и катаклаза, что свидетельствует о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия. Сопряженное и синхронное развитие структур выжимания и нагнетания отражается в процессах тектонического течения пластичных горизонтов доломитов и сланцев туломозерской и заонежской свит, что приводит к многократному увеличению мощностей толщ в ядрах антиклиналей с соответствующим сокращением объемов пород в синклинальных прогибах. Перманентная и повторяющаяся во времени динамическая связь между структурами сжатия типа «цветка» и декомпрессионными прогибами возможна лишь в условиях сдвиговых деформаций, что показано в работах [Морозов, 1999, 2002; Морозов, Гептнер, 1997].

Таким образом, можно полагать, что заложение, развитие и оформление тектонической структуры Онежского бассейна связано с процессом диссипативного сдвига и оттока горных масс. Однако процесс этот был сложным. С одной стороны, длительные транстенсионные эпохи прерывались кратковременными транспрессионными периодами. С другой стороны, в силу гетерогенности среды и дискретного распределения деформаций относительно широкие области растяжения чередовались с зонами концентрированных деформаций (зонами частной транспрессии).

В целом развитие Онежского бассейна подчинялось единому трансгрессивно-регрессивному мегациклу, отражающему максимум прогибания в позднеятулийское и людиковийское время с постепенной деградацией прогиба в вепсии и позднем протерозое. Геологические данные свидетельствуют о том, что ОС формировалась за счет последовательного развития как бы вложенных друг в друга локальных бассейнов, которые последовательно «откатывались» в ЮЮЗ направлении. Более ранние частные бассейны после прогибания испытывали частичное поднятие и размыв, тогда как комплементарная декомпрессионная область смещалась в южных румбах, определяя положение более поздних бассейнов.

Тот факт, что ОС пространственно и парагенетически связана с зонами латерального диссипативного и концентрированного сдвигового течения Центральной Карелии и постепенно переходит в них в северном направлении, по-видимому, дает основания допустить, что возникновение мульды и

ее развитие связано с оттоком горных масс из тыловой области Карельского массива, с последовательной миграцией области растяжения в южном направлении. Этот вывод подтверждается и данными по современной геодинамике региона [Мусатов, 1998; Mörner, 1979], а также упоминавшимся фактом перекоса территории и отката Онежского бассейна в южном направлении.

Учитывая материалы [Пржиялговский, Терехов, 1984], данные одного из авторов этой работы [Колодяжный, 2002] и результаты тектоно-физического моделирования [Бондаренко, 1984], нельзя исключить и существенную роль в процессе развития ОС элемента вращения в поле сдвиговых деформаций. Дискретная складчато-сдвиговая структура с сильно сжатыми антиклиналями и пологими широкими синклиналями, сопровождающаяся региональным дисгармоничным срывом на границе фундамент – чехол, – достаточно типичный случай эпидермальной тектоники, отражающей общее сдвиговое течение не только чехла, но и подстилающего фундамента. При этом архейские комплексы кристаллического цоколя принимали участие в процессах тектонического течения (выжимания – нагнетания) в качестве активной субстанции.

С.Ю. Колодяжный [2006], основываясь на данных кинематического анализа и материалов по глубинному строению, связывает развитие Онежской тектонической депрессии с существованием двух кинематически обособленных уровней: верхнекорового и среднекорового. Для среднекорового структурного уровня в палеопротерозое были свойственны процессы латерального тектонического течения и глубинного надвигания в северных румбах. В результате происходил отток глубинных геомасс из-под Онежской впадины, а в ее обрамлении формировались области тектонического нагнетания (надвиговые дуплексы) и куполообразные поднятия (Уницкая антиформа) (см. рис. 2.10). Комплементарно с этими процессами в пределах верхнего структурного уровня коры проявлялась обстановка растяжения. Здесь имело место развитие пологих ступенеобразных сбросов, зон сдвига и транстенсии, совокупность которых контролировала процессы магматизма и бассейнового осадконакопления.

Тем не менее все приведенные факты и рассуждения хотя и отвечают природным реалиям, не дают ответа на один из существенных вопросов – о причине заложения и длительного унаследованного существования ОС и о механизме образования противоречивой, на первый взгляд, структуры региона. Эта противоречивость отражена в сочетании обширной центральносимметричной синклинали (и палеобассейна) и рассекающих ее узких линейных зон концентрированной деформации (структур цветка или пальмового дерева). Для возможного объяснения этого противоречия кратко рассмотрим данные по сравнительной тектонике ОС и Мичиганского бассейна (Северная Америка) [Леонов, 2004].

## 2.6. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА МИЧИГАНСКОГО БАССЕЙНА И ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

В пределах плитной части Северо-Американской платформы находится несколько структурных впадин (бассейнов), имеющих овальную форму и выполненных отложениями палеозоя, которые обычно перекрыты вместе с разделяющими их сводами более молодыми осадками мезозоя и кайнозоя. Одним из них является Мичиганский бассейн.

Бассейн имеет округлую форму (диаметр около 1000 км). С юга, востока, запада и юго-запада он обрамлен сводами фундамента, перекрытыми относительно маломощным чехлом (рис. 2.16)[4]. На севере из-под чехольных комплексов выступают древние породы Канадского щита. Мичиганский бассейн возник в позднем кембрии, но как обособленная структура (изолированный бассейн) просуществовал с ордовика до перми. За это время в его центральной части накопилось около 4500 м терригенно-глинистых, соленосных и карбонатных отложений. Мощности формаций увеличиваются к центру бассейна. Округлая форма седиментационной ванны на всем протяжении времени ее существования фиксируется по центрально-симметричному расположению фаций. Снос материала шел с окружающих поднятий.

Современная структура бассейна – это почти круглая синклиналь с пологими углами падения на крыльях. Чашеобразная структура осложнена системой линейных антиклинальных складок северо-западного простирания, которые служат вместилищами большого числа промышленных скоплений углеводородного сырья (рис. 2.17). Высота складок до 90 м, расстояние между их осями 20–25 км. Осевые плоскости субвертикальны или слегка наклонены. На северном борту складки относительно сжатые, закрытые, асимметричные. К центру они становятся более пологими и симметричными. Складки отчетливы в нижних горизонтах разреза, вверх по разрезу они выполаживаются и

[4] Библ. по Мичиганскому бассейну см. [Леонов, 2004].

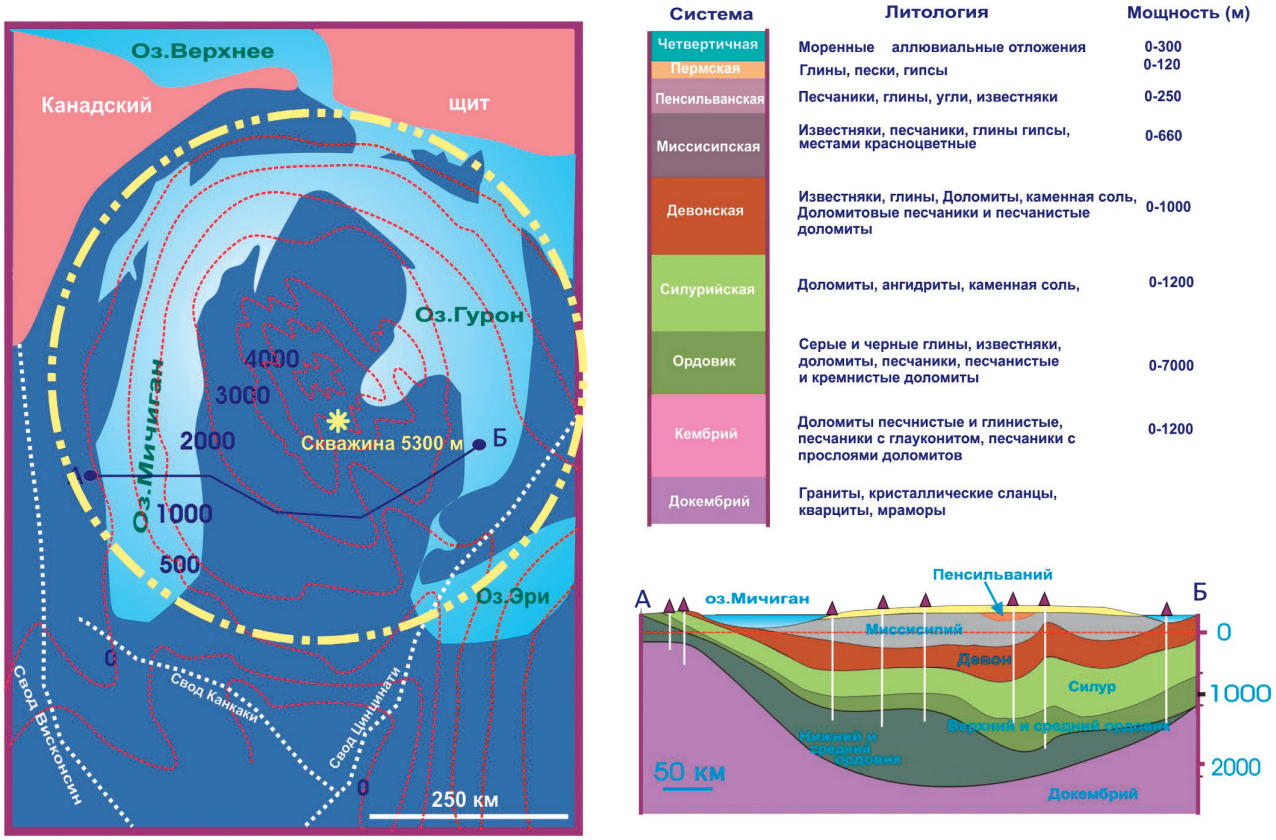



Рис. 2.16. Схема строения Мичиганского бассейна (по: [Кохи, Лэндс, 1961; Pirtle, 1932; Sleep, Sloss, 1978]). Объяснения в тексте

затухают. Наблюдается смещение сводов складок с течением времени. Данные фациального анализа (наличие доломитов, коралловых и строматолитовых рифов в апикальных частях антиклиналей) свидетельствуют о конседиментационным росте складок, и на протяжении палеозоя их рост возобновлялся неоднократно. Ориентировка осей складок согласуется со структурным трендом докембрийского цоколя. Отмечены и поперечные к главному простиранию складки, но они меньшей амплитуды и не нарушают основного структурного плана. По аналогии с антиклиналью Ла Салль, которая рассекает бассейн Иллинойс и вдоль которой проходит сдвиг, можно думать, что в Мичиганском бассейне складки также заложились вдоль древних зон сдвигов, нашедших позднее отражение в ориентировке складок чехла. Разломно-трещинные структуры, объединенные в несколько систем с различной ориентировкой, соответствуют полю напряжений, которое возникло в регионе после раннего мезозоя, и не связаны с развитием бассейна. В то же время одна из систем трещин с простиранием 134° соответствует положению осей складок, осложняющих Мичиганский бассейн.

По данным сейсмики (программы COCORP, GLIMPCE) и глубокого бурения, под Мичиганским бассейном на всем его протяжении расположен гранитно-метаморфический фундамент, сформированный к рубежу 1,8 млрд лет. Выделено три горизонта: верхний – отложения

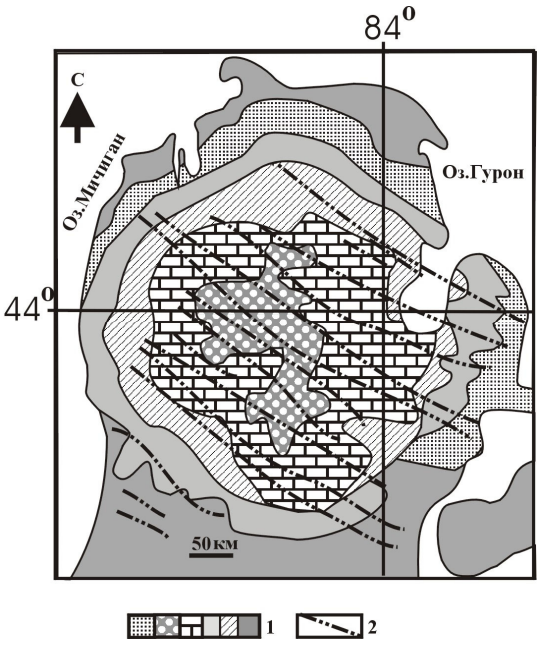



Рис. 2.17. Схема Мичиганского бассейна, отражающая соотношение центрально-симметричного строения и внутрибассейновой линейной складчатой структуры (по: [Бакиров, 1959]):

1 – различные горизонты палеозойского разреза; 2 – оси антиклинальных складок

собственно Мичиганского бассейна и подстилающих серий ордовика – кембрия; средний – красноцветные песчаники, конгломераты, мадстоуны верхнего Кивиноу (протерозой); нижний – толща вулканитов и обломочных пород нижнего Кивиноу (протерозой). Залегание пород крутое. Структурный тренд докембрия совпадает с трендом складок в отложениях палеозоя (135–140°) и с одной из систем трещин. Бурение показало, что в посткембрийских породах отсутствуют признаки вулканизма, метаморфизма и значимых тепловых событий. Мичиганскому бассейну соответствуют Срединно-Мичиганская положительная гравиметрическая аномалия (более +10 мГал) и пространственно совпадающая с ней магнитная аномалия. Гравиметрическая аномалия интерпретируется как продолжение аномалии Мидконтинента и след протерозойского рифта. Магнитная аномалия связывается с вулканитами Кивиноу.

Современная морфоструктура территории представляет собой куполовидное поднятие, обрамленное кольцевыми депрессиями озер Мичиган и Гурон. Это может быть интерпретировано как общее погружение с частичной инверсией в центре или как рост купола с компенсационными кольцевыми депрессиями. Район Мичиганского бассейна изостатически уравновешен (и был уравновешен в палеозое). Канадский щит в целом находится в изостатически неуравновешенном состоянии, а изогипсы постгляциального поднятия секут Мичиганский бассейн. Следовательно, впадины озер Мичиган и Гурон и разделяющее их центральное поднятие не имеют прямой связи с постгляциальными изостатическими процессами. Уровень сейсмичности области очень низкий. Мичиганский бассейн на современном этапе находится в области регионального поля сжатия, захватывающего территорию Мидконтинента.

Происхождение Мичиганского бассейна и его структуры трактовалось по-разному. Так, например, тепловая контракция, утяжеление коры благодаря внедрению тяжелого интрузивного материала, подъем астеносферного диапира не могут быть приняты, так как в регионе отсутствуют какие-либо следы магматических, метаморфических и тепловых событий, синхронных опусканию. Механизму рифтинга не отвечает конфигурация бассейна, равным образом не проходит вариант транстенсионной структуры и т. д. Существуют представления, отражающие региональные особенности, – влияние аппалачской орогении или раскрытие Атлантики. Однако влияние Аппалач не может быть реальным, так как оно практически полностью скомпенсировано Предаппалачским прогибом. В его пределах расположение фациальных зон и внутрибассейновых структур соответствует аппалачскому тренду, тогда как в Мичиганском бассейне оси складок перпендикулярны этому тренду, а границы фациальных зон имеют округлую форму.

Эта закономерность подчеркивается и ориентировкой главных напряжений в пределах Аппалач и Мидконтинента. Вряд ли Аппалачская орогения могла влиять и на заложение других аналогичных бассейнов (Виллистон, Иллинойс и др.), которые составляют с Мичиганским единый тектонический ансамбль плитной части Северо-Американской платформы. Влияние Атлантики также можно исключить, поскольку развитие плитных бассейнов Северной Америки происходило в палеозое, а Атлантический океан начал развиваться как реальная структура только в юре. Кроме того, ни один из упомянутых вариантов не объясняет особенности структуры и эволюции бассейна, которые были подчеркнуты ранее, а именно: заложение центрально-симметричной впадины; длительное пликативное прогибание дна седиментационного бассейна (поверхности фундамента); сопряженное образование изометричной общей формы и линейной инфраструктуры; возникновение самой инфраструктуры. Необъяснимо происхождение центрально-симметричных платформенных морфоструктур типа Мичиганского бассейна или купола Адирондак и с позиций взаимодействия литосферных плит.

Как можно видеть, Мичиганский бассейн и ОС обладают чертами как сходства, так и различия. *Черты сходства:* заложение на консолидированной сиалической коре; центрально-симметричная форма; длительное перманентно-прерывистое прогибание земной коры; сочетание общей округлой синклинальной формы с линейной инфраструктурой; сочетание в инфраструктуре широких пологих синклиналей и узких антиклиналей; сходство их современной морфоструктуры; наличие центральных гравиметрической и магнитной аномалий; повышенное содержание углерода и его концентрация в антиклинальных структурах. *Черты различия:* приуроченность описываемых структур к различным континентам и разным этапам развития земной коры; вулканизм, метаморфизм и метасоматоз в Онежском бассейне и их отсутствие в пределах Мичиганского; различная интенсивность структурообразующих процессов; сопряженность прогибания с чередованием эпох транспрессии и транстенсии в ОС [Леонов, 2004] и устойчивое прогибание и опускание дна впадины Мичиганского бассейна.

Такое сочетание характеристик указывает на то, что в образовании Мичиганского и Онежского бассейнов задействованы геодинамические режимы двух категорий: (А) межрегиональный (или глобальный) режим, общий для различных участков земной коры и разных этапов ее развития, отраже-

ние которого запечатлено в чертах сходства; (Б) локальные (региональные) режимы, проявляющиеся в определенных обстановках и на определенных этапах развития, которые обнаруживают себя в индивидуальных особенностях строения и эволюции описанных структур. Наличие центральной симметрии бассейнов указывает на то, что надрегиональный режим связан с относительно изотропным полем напряжений. Линейность внутренней структуры контролируется региональным полем напряжений с отчетливо выраженной анизотропией.

Модель развития бассейнов, основанная на анализе геологического развития многих отрицательных структур (в т. ч. и бассейна Мичиган) и связанная с глобальным геодинамическим режимом, предложена в работе К. Дэллмеса. Суть модели в следующем. Земля представляет собой сплющенный с полюсов сфероид. Размеры, форма и динамические условия (скорость вращения) Земли накладывают определенные ограничения на вертикальные перемещения ее поверхности. В частности, это находит отражение в коррелируемости некоторых фундаментальных величин: величина сжатия у полюсов, максимальный размах рельефа Земли и максимальная мощность фанерозойского плитного осадочного чехла соизмеримы и составляют примерно 19–21 км. Из чего следует, что формирование рельефа поверхности фундамента (и, соответственно, дна осадочных бассейнов) может быть напрямую связано с деформацией сфероида Земли. И при реологической расслоенности литосферы прогибающийся участок упругой оболочки, которая покоится на менее упругом подкоровом слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет округлую форму независимо от того, вызвано ли прогибание нагрузкой сверху или утратой опоры снизу. Таким образом, можно полагать, что заложение центрально-симметричных отрицательных структур связано с глобальным механизмом, определяемым формой Земли, ее строением и элементами вращения.

И еще ряд важных соображений приводит К. Дэллмес. На профилях поверхность Земли обычно рисуется плоской, а соотношение вертикального и горизонтального масштабов искажено. В этом случае прогибание дна бассейна компенсируется *удлинением* линии профиля его дна и, следовательно, *растяжением*. При учете сферичности земной поверхности и в неискаженном масштабе видно, что вертикальное опускание дна бассейна связано не с удлинением линии основания, а с ее *сокращением* (дуга всегда длиннее стягивающей ее хорды). Профиль основания бассейна в начале прогибания никогда не принимает вогнутую форму, и расстояние между точками перегиба сокращается.

Результатом вертикального опускания земной коры является *сжатие* между точками перегиба (рис. 2.18). Опускание участка сферической поверхности приводит к уменьшению объема, заключенного под этим участком, а поднятие – к увеличению объема, что должно сопровождаться латеральным перераспределением вещества. При диаметре бассейна более 500–600 км породы на линии дна практически всегда находятся в обстановке сжатия. Обстановка преимущественного сжатия сохраняется в течение всего седиментационного цикла и в бассейнах шириной 200–400 км при мощности отложений, не превышающей 4000 м. При дальнейшем опускании дно может перейти некую критическую отметку, ниже которой длина профиля начнет увеличиваться и сжатие сменится растяжением. Глубина, на которой происходит смена укорочения профиля на удлинение, зависит от диаметра прогибающегося участка земной коры.

Как показывают расчеты, приводимые К. Дэллмесом, напряжения сжатия, возникающие вследствие сокращения пространства, достаточны, чтобы вызвать образование складок в первичном динамическом бассейне. Складчатость развивается постепенно и одновременно с прогибанием. Принципиально сходная модель уже была применена для объяснения складкообразования в прогибах, заложившихся на консолидированной коре [Косыгин, Магницкий, 1948; Штилле, 1964]. В свою очередь добавим: общее напряжение сжатия вызывает в реологически расслоенных средах действие механизма изгибной неустойчивости, и это приводит к формированию закономерно расположенных зон нагнетания (антиклинальных складок, вздутий) и оттока (зон прогибания) [Лобковский, 1988].

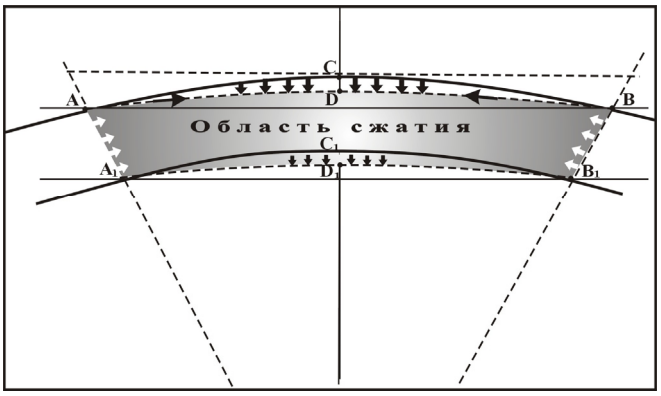



Рис. 2.18. Схема формирования первичного динамического бассейна (по: [Дэллмес, 1961]):

при прогибании сферической поверхности Земли и опускании дна бассейна (ACB) и разделов внутри литосферы ($A_1C_1B_1$) сохраняется выпуклая форма этих поверхностей (ADB, $A_1D_1B_1$). При этом длина линии уменьшается, так как хорда (AB) всегда короче дуги (ACB). И если дно бассейнов не переходит хорду, возникает область сжатия

Напряжение в центре опускающегося участка (при допущении, что фундамент сложен гранитами со сжимаемостью $\beta_0 = 20 \times 10^7$), обусловленное лишь вертикальным смещением, приближается к пределу прочности гранита ($\approx$ 1500 кг/см$^2$). Длительное существование напряжений и наличие неоднородностей приводят к деформации задолго до достижения предела прочности пород фундамента. По отношению к длительным напряжениям предел упругости гранита может снизиться до 630 кг/см$^2$. Тангенциальные напряжения в центральной части бассейна превышают вертикальную нагрузку настолько, что деформация начинается и в самом фундаменте. Породы обладают высоким сопротивлением на сжатие и низким – на растяжение. Для гранитов предел прочности на сжатие $\cong$ 1500 кг/см$^2$, на растяжение $\cong$ 50 кг/см$^2$. В результате анизотропии пород по отношению к напряжениям они могут разрушаться в локальных зонах вторичных напряжений *растяжения*, порождаемых первичными напряжениями *сжатия*. При неоднородной деформации это явление широко распространено.

Центрально-симметричная форма долгоживущих морфоструктур описанного типа детерминирована процессом надрегионального значения. Приведенные выше рассуждения показывают реальную возможность формирования таких геоструктур вследствие деформации сфероида Земли. Но конкретное проявление этого механизма, по-видимому, реализуется лишь на определенной (континентально-плитной) стадии эволюции литосферы, к началу которой происходят образование консолидированной континентальной коры и ее расслоение на верхне-, средне- и нижнекоровый слои. При этом кора, несмотря на наличие слоев с разными физико-химическими свойствами, в целом обладает относительной реологической гомогенностью. Это делает возможным проявление в ее пределах 3D-деформации тектонического течения, структурные следы которой зафиксированы при натурных наблюдениях [Ажгирей, 1966; Леонов, 2008; Лукьянов, 1991] и возможность которой подтверждена физическим и численным моделированием [Артюшков, 1993; Биргер, 1996, 1998]. В этом случае кора реагирует на квазиизотропное глобальное напряженное состояние центрально-симметричными изгибами большого радиуса кривизны и пространственным перераспределением горных масс. Такова, вероятно, первопричина заложения и длительного существования Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллинстон и др.).

Формирование центрально-симметричной Мичиганской впадины происходит в пределах развития консолидированной коры с возникшим в докембрии структурным трендом. Влияние исходной анизотропии фундамента, по-видимому, определило линейное расположение складчатых структур Мичиганского бассейна, а их возникновение связано со сжатием, которое проявляется при укорочении дна бассейна в процессе его опускания. Дно Мичиганского бассейна никогда не переходило критическую отметку, на которой происходит смена общего сжатия на растяжение. И значительные объемы пород находились в обстановке сжатия в течение всего периода существования бассейна. Возможно, именно с этим связано отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма в пределах бассейна Мичиган, который может рассматриваться как тектонотип (генотип) подобного рода структур.

Механизм заложения и эволюции ОС представляется более сложным. Основываясь на изложенном ранее материале, можно рассмотреть следующую (в известной степени гипотетическую) схему развития Онежского региона, предложенную М.Г. Леоновым [2004] и получившую подтверждение в данных по стадийности развития силлового магматизма, собранных и проанализированных А.В. Полещуком. В раннем палеопротерозое (сумий – сариолий) на кристаллическом фундаменте Карельского массива в условиях сводового поднятия накапливались вулканогенно-осадочные серии рифтогенного типа. Формирование ятулийско-людиковийского бассейна происходит на фоне объемного сдвигового течения пород фундамента, их повышенной флюидно-магматической проницаемости и чередования эпох транстенсии и транспрессии. Бассейн имеет транстенсионную природу, что свидетельствует о преобладании анизотропного поля напряжений. В то же время ОС и Мичиганский бассейн имеют относительно изометричные очертания, тем самым фиксируя наличие квазиизотропного поля напряжений. В строении ОС отчетливо видно сочетание двух структурных планов: центрально-симметричного и линейного. «Центрально-симметричный» план структуры, независимо от неоднократной смены режимов транстенсии и транспрессии, сохраняется на протяжении всего палеопротерозоя и, несмотря на смену многих геодинамических параметров, вновь проявляется в новейшее время. Все это свидетельствует о постоянном наличии изотропного поля напряжений в течение всего времени существования Онежского палеопротерозойского бассейна.

Прогибание поверхности консолидированной коры вызвало сжатие в соответствии с описанным выше механизмом. Исходный диаметр бассейна неизвестен, но, учитывая современные размеры структуры, а также данные палеогеографических и неотектонических реконструкций, можно полагать, что ширина бассейна была в пределах 150–250 км. В этом случае сжатие должно было

продолжаться до тех пор, пока дно бассейна в точке его максимального погружения не достигло глубин 500–1000 м относительно точки перегиба в бортах бассейна. Этого уровня дно бассейна достигает, вероятно, к середине людиковия. А доятулийский период палеопротерозоя (сидерий) характеризовался режимом рифтогенного типа, особенности его проявления в этом регионе из-за ограниченности сохранившегося вещества пока не поддаются однозначной расшифровке. Заложение Северо-Онежского бассейна началось в ятулии, когда он приобрел единую форму.

В этот период в результате интерференции режимов общего сжатия, изгибной неустойчивости и продольного сдвигового течения образовалась зачаточная складчатая инфраструктура. Субпараллельная, дисгармоничная по отношению к общей форме ориентировка складок была предопределена общим линейным сдвиговым трендом Карельского массива. По достижении дна бассейна глубин порядка 500–1000 м (при указанной выше ширине) сжатие ниже линии дна бассейна сменяется растяжением, что облегчает проникновение магматического материала и находит отражение в мощных вулканических излияниях конца раннего ятулия и людиковия.

В дальнейшем в соответствии с характером деформации плоского протяженного тела в бассейне сосуществуют два, казалось бы, несовместимых режима: транстенсии (растяжения со сдвигом) – ниже нейтральной поверхности и транспрессии (сжатия со сдвигом) – выше нейтральной поверхности, что определяет рост конседиментационных складок (выше нейтральной поверхности) и внедрение магматического материала (ниже нейтральной поверхности).

По мере заполнения бассейна осадками происходит перманентное смещение нейтральной поверхности вверх по разрезу (гипсометрически она остается примерно на одном и том же уровне). В результате выше нейтральной поверхности область сжатия захватывает все более молодые толщи пород, а ниже нейтральной поверхности образуются зоны декомпрессии, в которые легко проникает (с течением времени во все более высокие горизонты) магматический материал.

В людиковии бассейн делается более глубоким. Поверхность дна в центральной части бассейна, вероятно, переходит критическую отметку, что становится причиной общего растяжения и массовых магматических излияний. Все эти процессы в значительной степени стимулируются и 3D-сдвиговым течением, характерным для всего региона в целом. В завершающую фазу осадконакопления (петрозаводское и шокшинское время) за счет интенсивного сноса терригенного материала происходит обмеление бассейна и его постепенное отмирание. Поверхность дна и залегающие непосредственно ниже толщи отложений вновь оказываются в области сжатия, и магматическая деятельность практически прекращается. Однако в конце шокшинского времени происходит внедрение мощного и протяженного силла. Основываясь на этом факте, а также принимая во внимание отсутствие в Южно-Онежской мульде линейных складок, можно предположить, что в этот период район мульды снова находился в режиме или растяжения или транстенсии.

История развития в позднем протерозое и фанерозое остается неясной, но неоднократное возобновление метасоматической минерализации в линейных антиклинальных зонах (см. выше) указывает на перманентную их активизацию в режиме транстенсии. На новейшем этапе происходит активизация региона, и основной план развития в принципе наследует более древний: формируются овальные морфоструктуры и происходит дооформление линейной инфратектоники. Одним из феноменов новейшего этапа (так же, как и в бассейне Мичиган) является рост морфоструктурного купола в центре овального прогиба. Однако, констатируя наличие этой особенности, нужно признать, что ее происхождение пока не находит удовлетворительного объяснения.

Под ОС расположена региональная положительная магнитная аномалия, а в составе выполняющих ее отложений находятся магнитоактивные тела: силлы и дайки габбродолеритов, обогащенные сульфидами шунгитоносные сланцы. Шунгитсодержащие толщи участвуют в формировании диапироподобных и купольных структур, их мощность резко возрастает в зонах линейных антиклиналей, и они местами имеют вид экструзий [Органическое вещество…, 1994; Ромашкин, Суханов, 2002; Филиппов, 2002; Филиппов, Ромашкин, 2006 и др.].

Сказанное приводит к выводу: механизм структурообразования, обусловленный региональной магнитной аномалией и дифференцированной магнитной восприимчивостью породных масс, вполне реален. Приведенная модель в определенной степени объясняет и механизм формирования новейшей морфоструктуры территории с куполообразным поднятием, обрамленным озерными впадинами. Но как бы там ни было, можно достаточно уверенно говорить о том, что современный облик ОС является следствием интерференции нескольких геодинамических режимов, среди которых основные – это надрегиональный режим изотропной деформации поверхности консолидированной коры и региональный режим объемного сдвигового тектонического течения, который проявлен на разных уровнях корового слоя.

Дополнительное подтверждение сделанным выводам содержится и в проявлениях процесса силлогенеза в пределах ОС. Основные фактические данные по этому вопросу были приведены выше. Наиболее вероятной моделью, позволяющей без явных противоречий объяснить заложение и эволюцию ОС, является механизм интерференции процессов объемного сдвигового течения и деформации сфероида Земли, которая приводит к прогибанию дна бассейна ниже уровня хорды прогиба земной поверхности. В соответствии с этой моделью (рис. 2.19), детальные расчеты к которой приведены в работах нескольких исследователей [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972], дно осадочного бассейна в начале прогибания находится в условиях сжатия, но в краевых частях прогибающейся ванны в результате относительно резкого изгиба дневной поверхности возникает растяжение. По мере развития прогиба центральная область дна бассейна, перейдя «плоскость хорды», попадает в обстановку растяжения. При этом плоскость перехода «сжатие/растяжение», оставаясь на неизменном гипсометрическом уровне, постепенно смещается вверх по разрезу. Весьма вероятно, что перемещение по разрезу нейтральной (нулевой) поверхности, которая знаменует изменение знака напряженного состояния со сжатия на растяжение, приводит к смещению по разрезу зоны межпластовой дисгармонии, которая служит областью проникновения силлов, являющихся характерной формой проявления магматизма в регионе.

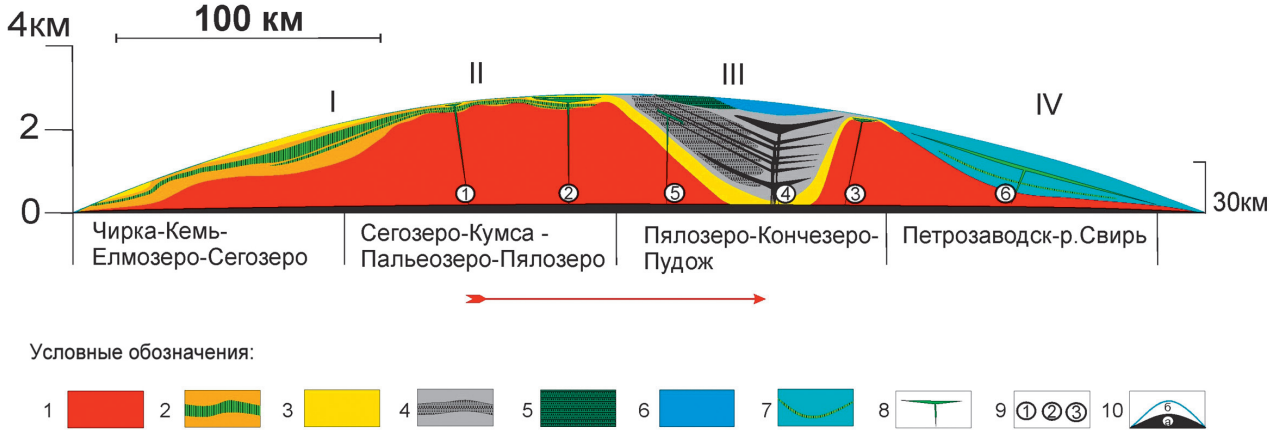



Рис. 2.19. Модель, отражающая характер проявления процессов силлогенеза в тектонической эволюции палеопротерозойской ОС на ятулийско-вепсийском этапах развития структуры (Сост. А.В. Полещук с использованием математических расчетов [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948; Робертс, 1972] и геологических материалов [Галдобина, 1982; Галдобина и др., 1972; Кайряк, 1973; Куликов и др., 1999; Полеховский, Голубев, 1989; Сацук и др., 1988; Светов, 1972, 1979; Соколов и др., 1970; Харитонов, 1966 и мн. др.], а также собственных наблюдений автора):

1 – гранито-гнейсы фундамента, сумийский и сариолийский надгоризонты; 2–3 – ятулий: 2 – сегозерский горизонт, 3 – онежский горизонт; 4–5 – людиковий: 4 – заонежская свита, 5 – суйсарская свита; 6 – калевий; 7 – вепсий; 8 – силлы; 9 – номера силлов (в кружках): 1 – Медногорский, 2 – Койкарско-Святнаволокский, 3 – Габневский и подводящая Пудожгорская интрузия, 4 – заонежские; 5 – Кончезерский, 6 – Ропручейский; 10 – дуга земной поверхности: а – в реальном масштабе (масштаб – в правой части рисунка, б – с увеличением вертикального масштаба (масштаб – в левой части рисунка).
Римскими цифрами обозначены: I – Сегозерская мульда; II – Уницкий купол, Кумсинская структура; III – Северо-Онежский синклинорий; IV – Южно-Онежская мульда. Стрелкой показано направление миграции областей прогибания и ареалов магматизма

Дж. Робертсом на основе расчетов, учитывающих диаметр бассейна, амплитуду прогибания, распределение возникающих горизонтальных напряжений и вертикальной нагрузки, показано, что в условиях деформации сферической поверхности Земли и прогибания бассейна наиболее благоприятные условия для горизонтального проникновения магматического материала (при субвертикальных подводящих каналах) создаются именно на уровне, где «горизонтальное напряжение $\sigma_x$ в нормальном к оси бассейна направлении изменяет свой характер от растяжения на сжатие» [Робертс, 1972, с. 278], т. е. непосредственно ниже «плоскости хорды» (в области относительной декомпрессии), тогда как в «плоскости хорды» и непосредственно выше ее возникает «стрессовый барьер» [Anderson, 1942; Mudge, 1968], служащий магма- и флюидоупором и препятствующий проникновению расплавов в более высокие горизонты разреза. Равным образом зоны повышенной проницаемости могут образовываться и в прибортовых частях впадины в зоне растяжения на перегибе склона [Дэллмес, 1961] в соответствии с механизмом отслаивания и сбросовых дуплексов, о которых речь шла выше.

Из расчетов следует [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948], что при ширине области прогибания в 100–200 км глубина до «плоскости хорды» составит 200–800 м. При этом если прогибание дуги бассейна не перешло «плоскость хорды» в наиболее погруженной части, внедрения силлов здесь происходить не будет. В пределах ОС мощность отложений досиллового этапа (без учета их вторичного уплотнения) составляет 500–700 м, т. е. днище бассейна не погружается ниже «плоскости хорды». Этим, вероятно, и объясняется тот факт, что *первые силлы* локализуются не в наиболее погруженных частях бассейна, где его основание еще не перешло плоскость хорды, а в краевых частях области прогибания, где предполагается наличие флексурного перегиба, ограничивающего область позднеятулийского прогибания Северо-Онежской структуры [Полканов, 1956; Светов, Свириденко, 2005].

Основная фаза силлогенеза характеризуется становлением мощных и многочисленных силлов габбродолеритов, площадь которых сопоставима с площадями Северо-Онежской и Южно-Онежской структур. В районе Северо-Онежского бассейна силлогенез проявился на фоне достаточно интенсивного прогибания в заонежское время. Принимая в расчет приведенные выше ширину области прогибания и глубину нахождения «плоскости хорды» (учтена мощность отложений без учета силлов и постседиментационного уплотнения) порядка 1700 м, логично допустить, что к этому моменту основание бассейна пересекло «плоскость хорды» и достигло области декомпрессии.

Общее растяжение приводит к возникновению субвертикальных трещин, которые служили подводящими каналами для проникновения расплавов в осадочные толщи. При таком развитии событий, как показывают работы [Косыгин, Магницкий, 1948; Федосеев, 2000], возникают зоны пластового отслаивания, которые и служат вместилищем поступающего магматического материала и субпластовых магматических тел. Этому способствовало и наличие на уровне хорды магмоупора; к тому же он препятствовал проникновению расплавов в более высокие горизонты разреза. Присутствие пеперитов на контактах шунгитоносных пород и расслаивающих их силлов свидетельствует о внедрении расплава в пластичные неконсолидированные осадки [Полещук, 2007; Полещук, Ромашкин, 2005; Busby-Spera, White, 1987; Skilling et al., 2002; White et al., 2000 и др.] и, следовательно, об относительно быстром прогибании [Куликов и др., 2005, 2007; Филиппов и др., 2007]. Это подтверждается и наблюдаемым обогащением эндоконтактовых частей интрузий углеродистым веществом [Филиппов и др., 2002]. Процессы теплообмена, которые устанавливаются между силлами и пластичными вмещающими толщами [Полянский, Ревердатто, 2002; Элдер, 1972], сопровождались латеральными и вертикальными перемещениями с образованием структур будинажа, складок нагнетания и пр. [Полещук, 2007; Полещук, Ромашкин, 2005].

Завершение этапа силлогенеза связано со становлением дифференцированных силлов ультраосновного и основного состава, развитых в пределах площади распространения суйсарских осадочно-вулканогенных образований в западном обрамлении Северо-Онежской структуры. Ареал прогибания в это время уменьшился до 50–100 км (в соответствии с ареалом развития суйсарских образований), плоскость хорды составит 50–200 м [Косыгин, Магницкий, 1948]. Поскольку вмещающими породами для силлов этой фазы являются толщи заонежской свиты мощностью 600–700 м, и непосредственных контактов между силлами и комагматичными вулканитами суйсарской свиты не установлено, внедрение этих пластовых интрузий, вероятнее всего, происходило до этапа формирования суйсарских эффузивов. При этом силлы являлись промежуточными магматическими камерами, питающими суйсарские вулканы [Гилярова, 1941; Куликов и др., 1976, 1999; Светов, 1979]. Внедрение пластовых тел (на примере Кончезерского силла) происходило вблизи уровня хорды, на глубине около 300 м от земной поверхности, на что указывает мощность вмещающих толщ выше силла, и сопровождалось признаками, отражающими значительную активность магмы при завоевании пространства. Малая ширина области прогибания и, как следствие, малое потенциальное пространство для размещения силлов сказывались на размерах формирующихся пластовых тел. Питающие каналы приурочены к наиболее погруженным участкам прогибания, при этом преградой для расплава на пути к поверхности служило достижение уровня развития магмаупоров, роль которых выполняли лавовые толщи заонежской свиты.

На *постсилловом (постумном) этапе развития* Онежского бассейна, в калевии и начале вепсия, в процессе постепенного сокращения пространства вследствие контракционного сокращения, вызванного остыванием интрузивных масс [Petraske et al., 1978], происходило накопление в целом амагматичных мелководных тонко- и ритмичнослоистых толщ флишоидного типа [Бискэ и др., 2004; Кайряк, 1973; Филиппов, 2002].

В Южно-Онежской мульде силлогенез проявился в виде единой фазы, вслед за накоплением более чем 1500 м вулканогенно-осадочных толщ петрозаводской и шокшинской свит. При вероятной ширине Западно-Онежского бассейна 100–200 км глубина до уровня хорды для этой области прогиба-

ния составит 200–800 м [Дэллмес, 1961; Косыгин, Магницкий, 1948]. Величина прогибания дуги бассейна в наиболее погруженной части, в соответствии с такой мощностью осадков, значительно превышает приведенные расчетные значения глубины уровня хорды. Общий мелководный характер осадконакопления с соответствующим набором осадочных текстур на плоскостях напластования, периодами формирования кор выветривания и субаэральных вулканитов, значительная мощность осадков и сохранность слюдистых минералов свидетельствуют о том, что толщи эти образовывались в процессе достаточно быстрого и в то же время компенсированного прогибания дна бассейна. Прогибание сопровождалось становлением питающего канала в наиболее погруженной части структуры, представленного дайкой северо-западного простирания [Полканов, 1956]. Проникая в эти наиболее погруженные области, по подводящему каналу, расплав внедрялся в хрупкие литифицированные осадочные толщи [Полканов, 1956; Симанович, 1966], с образованием дифференцированного силла значительной площади и мощности на глубине около 500 м от земной поверхности. Наиболее вероятной причиной остановки расплава при движении к земной поверхности является достижение магмой стрессовых барьеров вблизи уровня хорды, представленных плотными кварцито-песчаниками.

После завершения этапа силлогенеза ОС приобрела изометрично-округлые внешние очертания, а пластовые интрузии, насытившие вулканогенно-осадочный разрез, придали структуре дополнительную «жесткость» перед грядущими событиями свекофеннских преобразований.

Заканчивая главу, нужно подчеркнуть: имеющиеся геологические данные указывают, что среди всего многообразия гипотез, объясняющих происхождение структур, подобных ОС, внимания заслуживают те из них, которые допускают пространственное перераспределение (отток, латеральное течение, нагнетание) горных масс в условиях объемного тектонического течения на различных глубинных уровнях коры и литосферы. Исследование причин возникновения такого течения – вопрос особый, но «для объяснения колебательных движений земной коры в осадочных бассейнах более приемлемым оказывается механизм, связанный с конвективной неустойчивостью литосферы» [Биргер, 1996, с. 20]. «Жесткие» модели типа покровно-надвиговой или чисто раздвиговой сколовой тектоники, по всей видимости, менее вероятны. При этом нужно подчеркнуть, что авторы отдают себе отчет в дискуссионности ряда высказанных положений и выводов, которые нуждаются в обсуждении и дальнейшей проверке. Возможно, некоторые из них со временем будут отброшены. Но на настоящий момент можно утверждать следующее: 1 – Онежская структура принадлежит к типу центрально-симметричных долгоживущих морфоструктур фундамента, которые являются одним из характерных тектонических элементов платформ; 2 – тектоническая эволюция подобных структур – процесс многокомпонентный, и их современный облик обусловлен интерференцией геодинамических режимов и структурообразующих механизмов различного ранга и генезиса; 3 – модель формирования таких структур, наиболее адекватная природным реалиям, включает в себя совокупное действие надрегионального режима (деформация сфероида Земли) и частных региональных режимов.

В главе использованы материалы, полученные в рамках исследований по Проекту «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации» Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 и Гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 10-05-00852.

# ГЛАВА 3

# ОНЕЖСКАЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ СКВАЖИНА

## 3.1. ТЕХНОЛОГИЯ ПРОВОДКИ СКВАЖИНЫ

Проектная глубина ОПС 3500 м. Бурение скважины установкой БУ 3200/200ДГУ1 начато 06.10.2007 г. и закончено 31.12.2008 г. при забое 3537 м. Верхняя часть скважины до 299 м в соответствии с проектом обсажена кондуктором диаметром 324 мм с последующим цементированием затрубного пространства для перекрытия возможных интервалов водопроявления или поглощения промывочной жидкости. Бурение из-под кондуктора осуществлялось долотами диаметром 215,9 мм, а при отборе керна – бурильными головками диаметром 212,7 мм. В процессе бурения выполнено 289 рейсов бурильной колонны; с отбором керна пройдено 1758 м, без отбора – 1779 м. До глубины 735 м бурение велось на глинистом растворе плотностью 1,08 г/см$^3$ и вязкостью – 45–50 с, затем на пресной воде, а после вскрытия солей осуществлен переход на соленую воду плотностью 1,23–1,25 г/см$^3$ и вязкостью 18 с.

*Отбор керна* производился бурильными головками 212.7/60 ТКЗ и 212.7/100 ТКЗ, 212.7/100 МСЗ и алмазной бурильной головкой 212.7 /101.7NC835. Бурильные головки 212.7/60 ТКЗ использовались в основном с керноотборными снарядами магазинного типа МАГ-195 и винтовыми двигателями 5LZ-172, выход керна составил 32,5 %. Отдельные рейсы выполнены с керноотборными снарядами СКУ 180/100 со специальными керноприемниками как в односекционном, так и в двухсекционном исполнении, однако эти эксперименты не привели к увеличению выхода керна. Бурильные головки 212.7/100 ТКЗ применялись с керноотборными снарядами СКУ 180/100 роторным способом и с винтовыми двигателями 5LZ-172, выход керна составил 66,9 %. Бурение без отбора керна осуществлялось шарошечными долотами диаметром 215,9 мм для абразивных пород с кодами IADC от 517 до 647 с использованием забойного двигателя 5LZ-172.

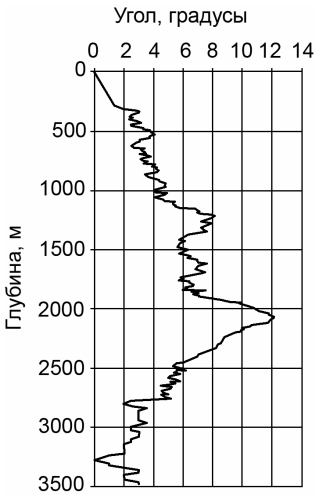


Рис. 3.1. Изменение зенитного угла с глубиной

*Искривление скважины*. До глубины 2050 м наблюдался рост зенитного угла скважины с интенсивностью около 6º на 1000 м. С целью снижения темпа искривления скважины бурение без отбора керна велось с ограничением нагрузки на долото (5–8 т). Ниже глубины 2050 м начался естественный спад зенитного угла, который начиная с глубины 2700 м стабилизировался на уровне 2–3º (рис. 3.1). Суммарное горизонтальное смещение забоя от устья скважины составило 275 м (рис. 3.2).

*Образование желобов*. По материалам кавернометрии, в интервале 304–630 м ниже башмака кондуктора и в непосредственной близости от него сформировались желобные выработки, в которых происходили прихваты бурильной колонны при подъеме ее из скважины. Со временем происходил рост глубины желобов по протяженности и глубине. По этой причине, в частности, при забое 1554 м в процессе подъема инструмента произошел прихват бурильной колонны в желобе кондуктора. В результате долото, винтовые забойные двигатели и бурильные трубы пришлось сбивать на забой и затем извлекать из скважины. Аналогичный прихват произошел при забое 2382 м. Для успешного продолжения проводки скважины в интервале 767–610 м установлен цементный мост. Для этого ствол скважины в интервале 301–510 м расширен до 295,3 мм, в интервале 247–510 м установлена колонна диаметром 245 мм и зацементирована.

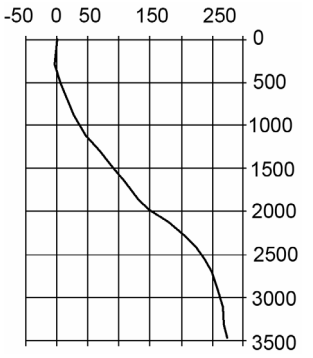


Рис. 3.2. Профиль скважины в азимуте 209º

*Кавернообразование.* В интервале 2751–2944 м вскрыта толща каменной соли – галит (NaCl) серой, красноватой и розовой окраски. Это исключительное для докембрийской геологии явление, естественно, не было предусмотрено проектным заданием. По этой причине вскрытие и

бурение верхней части толщи производилось пресной промывочной жидкостью, что обусловило быстрый рост каверн. Однако после перехода на насыщенный NaCl буровой раствор дальнейший рост каверн прекратился. В образовавшихся кавернах скапливался шлам, вывалы которого приводили к затяжкам и прихватам бурильной колонны. В частности, прихват нижней части бурильного инструмента произошел на глубине 640 м (забой 3268 м).

*Состояние скважины по окончании бурения*. Забой скважины – 3537 м. Конструкция скважины: кондуктор диаметром 324 мм – 299 м; хвостовик диаметром 245 мм – 247–510 м; открытый ствол диаметром 215,9 мм – 510–3537 м. Установлены два ликвидационных цементных моста: в интервале башмака 245 мм колонны (530–460 м) и «головы» 245 мм колонны (270–195 м). Устье скважины обустроено для ее восстановления.

## 3.2. СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ ОПС

Онежская параметрическая скважина вскрыла непрерывный разрез раннего докембрия мощностью 3537 м, включающий граниты фундамента позднеархейского возраста и главные стратоны ранних карелид, представленные ятулийским, людиковийским и калевийским надгоризонтами. По материалам описания керна и шлама, лабораторных исследований и камеральной обработки полученных данных составлен детальный геологический разрез ОПС до глубины 3500 м (рис. 3.3).

### 3.2.1. Архейский фундамент

Граниты фундамента Онежской структуры вскрыты скважиной с гл. 2944 м до забоя на гл. 3500 м (рис. 3.3). На всем протяжении разреза породы мало изменчивы и представляют собой крупно-среднезернистые граниты серого цвета порфировидной структуры неяснополосчатой текстуры (табл. 3.1). Минеральный состав породы: плагиоклаз – 25–40 %, кварц – 20–50 % калиевый полевой шпат (ранний ортоклаз) – 5 % и поздний микроклин – 20–30 %. Темноцветные минералы (до 10 %) представлены почти нацело хлоритизированным биотитом и эпидотом. Рудные минералы присутствуют в виде единичных зерен магнетита, пирита и халькопирита. Плагиоклаз образует крупные кристаллы и агрегаты мелких кристаллов среднего состава – № 25–30, которые интенсивно серицитизированы, катаклазированы (рис. 3.4) и замещены более поздними средне-мелкозернистыми кварц-микроклиновыми агрегатами. Кварц ранней генерации образуется по краям крупных кристаллов плагиоклаза в виде ксеноморфных зерен, которые иногда включают в себя изолированные реликтовые фрагменты замещенного плагиоклаза (рис. 3.4, А, Б). Более поздний кварц-микроклиновый агрегат образуется по зонам микрокатаклаза между крупными кристаллами плагиоклаза и создает бластоцементную структуру породы (рис. 3.4, В). Количество кварц-микроклиновой фазы варьирует в широких пределах, вплоть до образования массивного среднезернистого гранит-аплита. Крупные зональные порфировые кристаллы калиевого полевого шпата (ортоклаза) размером до 3 см (рис. 3.4, Г) косо ориентированы к полосчатости гранитов и содержат реликтовые включения серицитизированного плагиоклаза. Особенности структуры и последовательность минералообразования свидетельствуют о том, что описанные граниты сформировались в результате метасоматической проработки исходных, менее кислых, обогащенных плагиоклазом гранитоидов, возможно, архейской ТТГ ассоциации. Предпринятые изотопные исследования подтверждают этот вывод.

В разрезе гранитов встречено три пластовых тела основного, ультраосновного составов (рис. 3.3). Нижнее тело (3248,6–3255,0 м) представлено мелко-среднезернистым лейкогаббро (табл. 3.1). Порода имеет диабазовую структуру, массивную текстуру, сложена удлиненными идиоморфными кристаллами плагиоклаза размером 0,5 мм (80–90 % об.) с небольшим количеством ксеноморфного лейкоксенизированного клинопироксена (5–10 %), зеленого биотита и карбоната. Верхняя часть тела хлоритизирована, эпидотизирована и карбонатизирована (рис. 3.5, А). Два других тела, залегающие в интервалах 3173,0–3182,5 м и 3162,0–3165,5 м, представлены массивными низкотитанистыми пикритами (табл. 3.1). Их средняя часть имеет кумулятивную структуру и сложена зернами отталькованного оливина ясных кристаллографических форм (рис. 3.5, Б, В). Кумулусный материал представлен идиоморфными кристаллами оливина, составляющими 30–40 % объема породы. Оливин замещен тонкочешуйчатым агрегатом талька, межзерновой матрикс сложен агрегатами тонкопризматического амфибола (актинолита). Приконтактовые зоны сложены мелкозернистым слюдисто-амфиболовым агрегатом.

Рис. 3.3. Обобщенный разрез Онежской параметрической скважины

Таблица 3.1. **Химический состав магматических тел фундамента, вскрытого ОПС, в %**

| Номер образца | Название породы | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $TiO_2$ | $Fe_2O_3$ общ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ппп | Сумма | V | Cr | Ba | $Fe_2O_3$ | FeO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Вулканиты основного-ультраосновного состава** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5339 | Низкотитанистый пикрит (верхний) | 45 | 6,94 | 0,36 | 9,9 | 0,17 | 24,4 | 5,81 | 0,04 | 0,077 | 0,04 | 6,39 | 99 | 0,0097 | 0,7 | 0,0067 | 1,15 | 7,88 |
| 5392 | Низкотитанистый пикрит (нижний) | 48,9 | 6,78 | 0,35 | 8,95 | 0,16 | 22,8 | 6,01 | 0,02 | 1,53 | <,05 | 3,94 | 99,4 | 0,011 | 0,44 | 0,0089 | 3,23 | 5,16 |
| 5411 | Низкотитанистый пикрит (нижний) | 46,4 | 8,54 | 0,45 | 11,7 | 0,18 | 20,5 | 5,66 | 0,02 | 2,34 | <,05 | 3,6 | 99,3 | 0,013 | 0,44 | 0,014 | 1,81 | 8,95 |
| 5464 | Лейкогаббро | 49,7 | 13,3 | 2,12 | 16,3 | 0,28 | 4,93 | 7,67 | 2,15 | 1,32 | 0,32 | 1,85 | 99,9 | 0,024 | 0,011 | 0,039 | 4,78 | 10,4 |
| **Граниты** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4898 | Гранит | 72,7 | 13,9 | 0,3 | 2,11 | 0,015 | 0,56 | 1,23 | 3,61 | 4,57 | <,05 | 0,86 | 99,9 | <,005 | <,002 | 0,11 | 0,92 | 1,07 |
| 5160 | Гранит | 72,7 | 13,4 | 0,43 | 2,79 | 0,029 | 0,74 | 1,32 | 3,19 | 4,44 | 0,098 | 0,76 | 99,9 | <,005 | <,002 | 0,079 | 0,56 | 2 |
| 5295 | Гранит | 72,7 | 12,7 | 0,46 | 3,44 | 0,017 | 1,15 | 1,15 | 2,55 | 4,45 | 0,098 | 1,08 | 99,8 | <,005 | <,002 | 0,091 | 1,46 | 1,79 |
| 5315 | Гранит с солями | 61,5 | 17,6 | 0,41 | 2,86 | 0,036 | 1,83 | 2,11 | 6,45 | 2,94 | 0,11 | 4,2 | 100 | <,005 | <,002 | 0,08 | 1,11 | 1,58 |
| 5317 | Гранит с солями | 58,7 | 17,8 | 0,38 | 3,2 | 0,048 | 2,18 | 3,29 | 5,86 | 3,15 | 0,066 | 5,21 | 100 | <,005 | <,002 | 0,081 | 1,45 | 1,58 |
| 5589 | Гранит | 72,8 | 14 | 0,26 | 2 | 0,023 | 0,5 | 1,5 | 3,58 | 4,55 | 0,052 | 0,85 | 100 | <,005 | <,002 | 0,081 | 0,41 | 1,43 |
| | Нижние пределы | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,1 | | 0,005 | 0,002 | 0,005 | 0,25 | 0,3 |

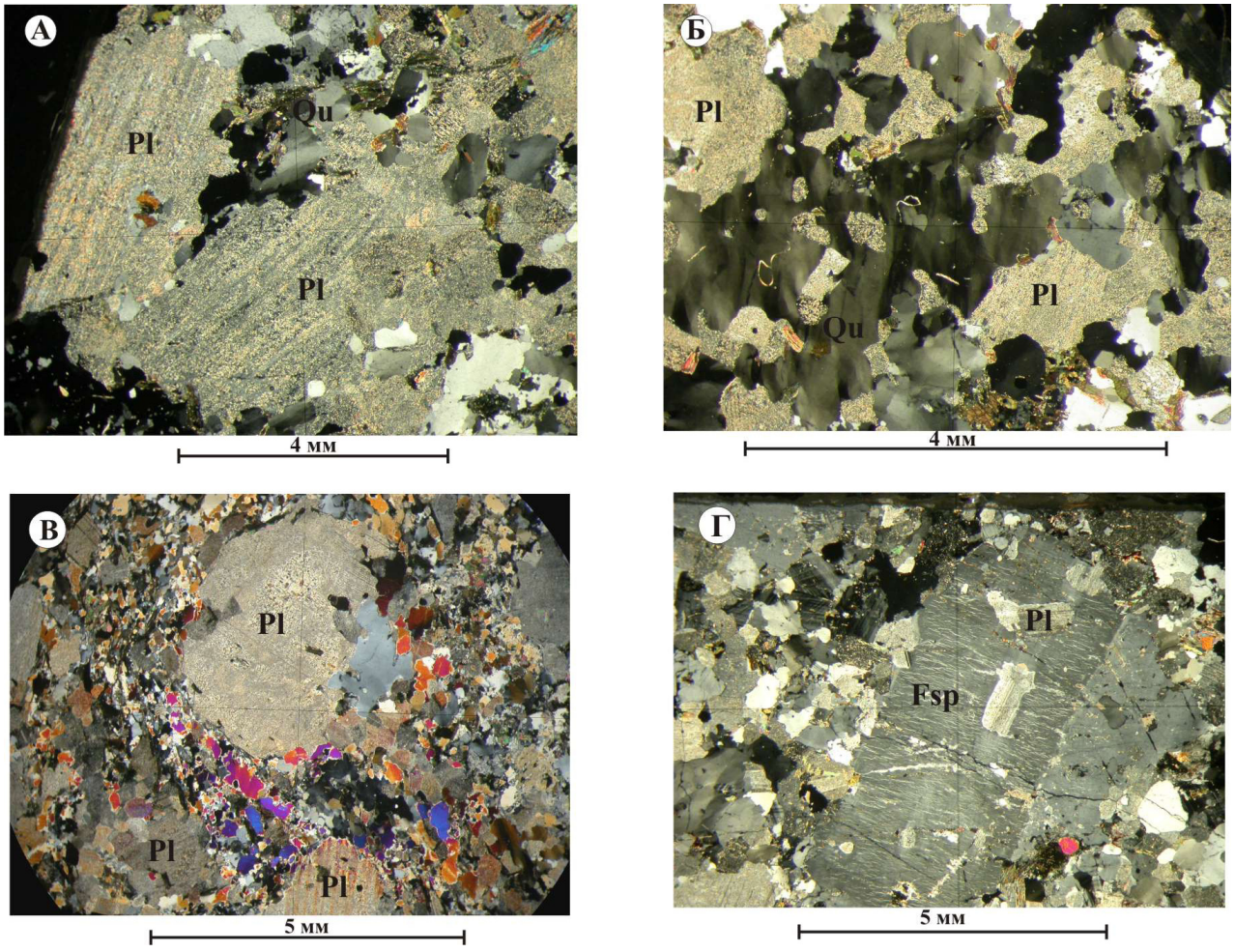
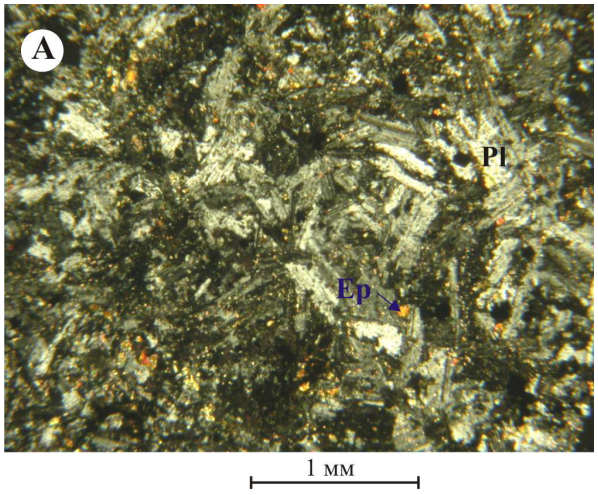
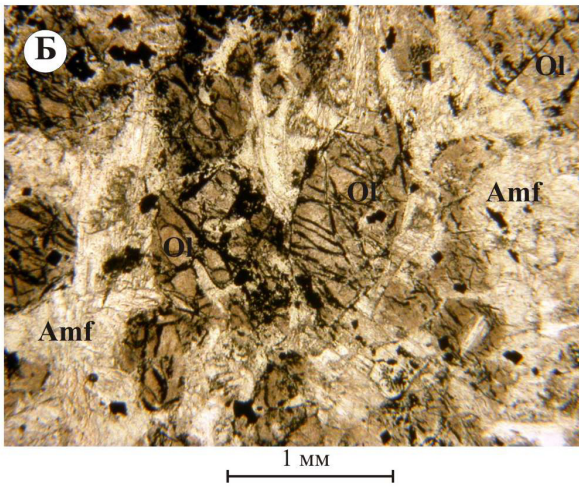



Рис. 3.4. Характер проявления окварцевания и микроклинизации в гранитах (николи X):

А – дробление кристаллов плагиоклаза, Б – окварцевание кристаллов плагиоклаза, В – катаклазированные кристаллы плагиоклаза в мелкозернистом кварц-микроклиновом матриксе, Г – порфиробласт калиевого полевого шпата. **Pl** – плагиоклаз, **Qu** – кварц, **Fsp** – калиевый полевой шпат

В гранитах между телами наблюдается частичное плавление, выраженное в появлении кварца амебовидной формы и тонкозернистой плагиоклазовой оторочки вокруг кристаллов плагиоклаза (рис. 3.6, А). С приближением к контакту степень плавления повышается, количество межзернового



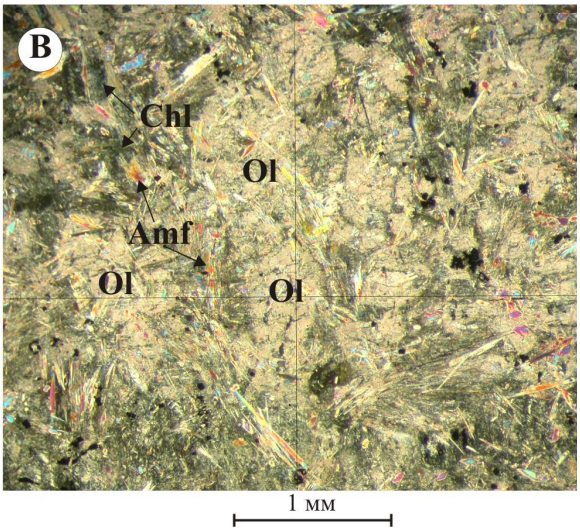
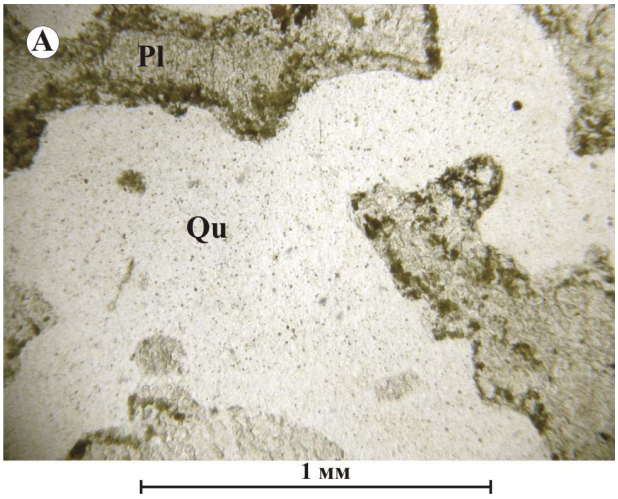
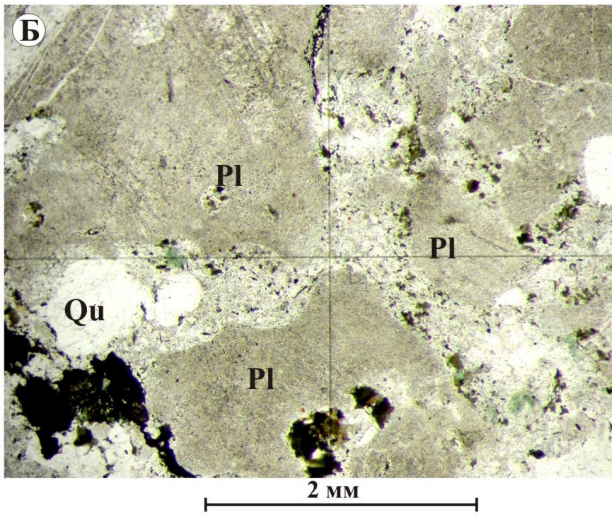




Рис. 3.5. Пластовые тела ультрамафитов в гранитном массиве:

А – лейкогаббро, (николи X), Б – нижнее тело низкотитанистого пикрита (николи II), В – верхнее тело низкотитанистого пикрита (николи X). **Ol** – оливин, **Pl –** плагиоклаз, **Amf** – амфибол, **Fl** – флогопит, **Chl** – хлорит, **Ep** – эпидот



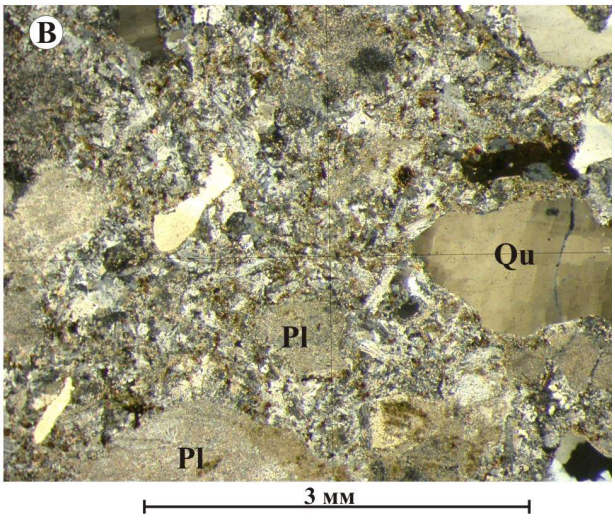




Рис. 3.6. Характер плавления гранитов в контактовых зонах с телами пикритов:

А – лапчатый кварц и появление оторочек вокруг зерен плагиоклаза (николи II), Б – начальная стадия появления мелкозернистого расплавленного плагиоклазового материала (николи II), В – зерна кварца и плагиоклаза в мелкозернистой плагиоклазовой массе (николи X). **Pl** – плагиоклаз, **Qu** – кварц

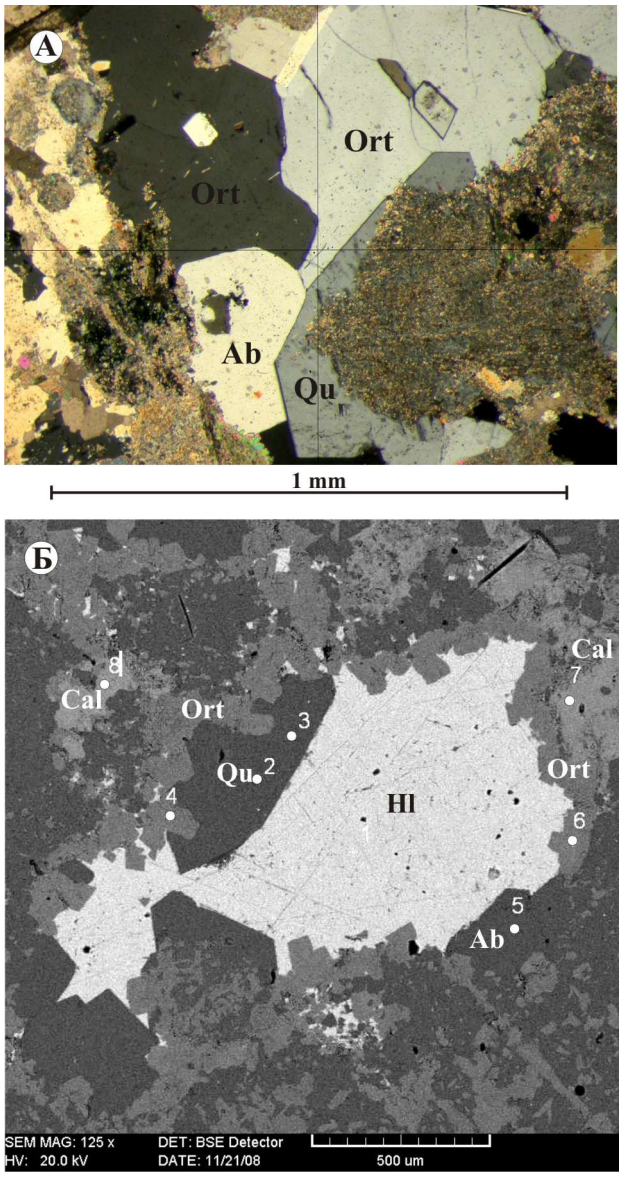



Рис. 3.7. Метасоматизированные поровые граниты с галитом:

А – идиоморфные кристаллы кварца, ортоклаза и альбита с реликтовыми участками серицитизированного плагиоклаза (николи X), Б – пора в граните, выполненная галитом (электронный микроскоп). **Hl** – галит, **Qu –** кварц, **Ort** – ортоклаз, **Ab** – альбит, **Cal** – кальцит

тонкозернистого материала увеличивается, и порода приобретает гибридный облик. В ней изолированные, частично растворенные, разобщенные зерна плагиоклаза и кварца погружены в мелкозернистый базис, состоящий из идиоморфных, беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза и вторичного хлорита (рис. 3.6, Б, В). В целом мезостазис породы имеет интерсертальную структуру.

Над верхним телом пикритов, на удалении до 10 м, граниты несут следы интенсивных метасоматических изменений. Наблюдается замещение породы кварц-кальцит-альбитовым агрегатом. Большая часть породы отличается высокой степенью идиоморфизма кварца и полевого шпата. Характерной особенностью пород этого интервала является пористость до 5–8 % об. Поры имеют размеры 1–3 мм и инкрустированы кристаллами изумрудно-зеленого хлорита, железистого калиевого полевого шпата (ортоклаза), альбита и кварца, а центральные полости заполнены монокристаллами галита красновато-коричневого цвета (рис. 3.7, А, Б). Пористые галитсодержащие граниты слагают верхнюю наиболее флюидонасыщенную часть зоны метасоматической проработки.

Общая мощность зоны метасоматически измененных гранитов составляет около 21 м. Мощность зоны и степень переработки гранитов в ней столь значительны, что нельзя эти изменения приписывать лишь контактовому воздействию маломощных тел пикритов.

В верхней части разреза гранитов (2944,0–2952,0 м) породы отличаются крупнозернистой пегматоидной структурой. Возможно, это апикальная часть, и массив в целом слабо эродирован.

Непосредственный контакт с вышележащей галитовой толщей пройден без отбора керна, и его положение установлено по каротажным кривым.

Изотопные датировки, полученные U-Pb методом по цирконам, свидетельствуют, что внедрение гранитов произошло на рубеже 2711 ± 17 млн лет. Ряд более молодых датировок в интервале 2550–2400 млн лет отражают время проявления процессов интенсивной метасоматической переработки исходных пород и формирования их окончательного петрографического облика.

### 3.2.2. Палеопротерозой

*Ятулийский надгоризонт*. На гранитах фундамента залегают образования ятулийского надгоризонта, который включает в себя галитовую и улитинскую толщи, выделенные впервые, и туломозерскую свиту. Ятулийский надгоризонт в ОПС вскрыт в интервале 2944,0–2115,0 м и имеет мощность 839,0 м по стволу скважины.

*Нерасчлененный ятулий*. *Галитовая толща* (Онежский галит) в разрезе ОПС располагается в интервале 2750,0–2944,0 м, ее мощность равна 194,0 м. Галитовые породы в Онежской структуре встречены впервые. На данном этапе изучения мы считаем целесообразным их выделение в разрезе

Онежской структуры в ранге литостратиграфического подразделения – толщи, с названием, образованным от преобладающей горной породы [Стратиграфический кодекс, 1992]. Учитывая важность открытия мощной толщи галитовых пород в раннем докембрии не только для Карелии и Балтийского щита, но и в масштабах докембрия Земли в целом, предлагаем присвоить ей собственное название – Онежский галит. Принадлежность галитовой толщи к ятулийскому надгоризонту определяется по ряду признаков. Она залегает выше гранитов фундамента и перекрывается ангидрит-магнезитовыми породами улитинской толщи (также выделенной впервые), выше которой залегает туломозерская свита. Принадлежность туломозерской свиты к верхнему ятулию считается установленной [Государственная геологическая карта, 2000]. В составе пород, слагающих галитовую толщу, так же, как и улитинскую толщу, существенную долю составляют ангидрит и магнезит. В отдельных прослоях туломозерской свиты также в значительных количествах присутствует магнезит и отмечаются многочисленные псевдоморфозы по ангидриту [Ахмедов, Крупеник, 1995]. Это убедительно свидетельствует об их генетическом родстве и принадлежности к единому тектоно-седиментационному циклу. Важным фактом является присутствие в галитовой породе обломков кварцитов, сходных с кварцитами, залегающими в основании ятулийского надгоризонта. Таким образом, возможный возрастной диапазон галитовой толщи включает нижний – верхний ятулий. Полученные оценки возраста галитовой толщи изохронным Rb-Sr методом (2216 ± 68 млн лет) подтверждают этот вывод.

В гранитах между телами наблюдается частичное плавление, выраженное в появлении кварца амебовидной формы и тонкозернистой плагиоклазовой оторочки вокруг кристаллов плагиоклаза (рис. 3.6, А). С приближением к контакту степень плавления повышается, количество межзернового тонкозернистого материала увеличивается, и порода приобретает гибридный облик. В ней изолированные, частично растворенные, разобщенные зерна плагиоклаза и кварца погружены в мелкозернистый базис, состоящий из идиоморфных, беспорядочно ориентированных лейст плагиоклаза и вторичного хлорита (рис. 3.6, Б, В). В целом мезостазис породы имеет интерсертальную структуру.

По составу и структуре соли однородны на всем протяжении разреза толщи. Они имеют насыщенный красный цвет (рис. 3.8, а, б), который на отдельных интервалах переходит в грязно-серый со слабым розовым оттенком. Для соляной породы, вскрытой ОПС, характерно отсутствие седиментогенных структур и текстур: слоистости, сезонного чередования слоев галита, гипса (ангидрита), глин, наличия скелетных кристаллов («лодочек») и др. Порода на 70–75 % состоит из среднезернистого (3–6 мм) галита, частично растворенных кристаллов ангидрита (12–20 %) размером 2–3 мм, мелких (0,5–2 мм), хорошо образованных кристаллов магнезита (10–15 %) (табл. 3.2). Ангидрит и магнезит (рис. 3.8, в, г) равномерно распределены по всему объему породы, что может свидетельствовать о

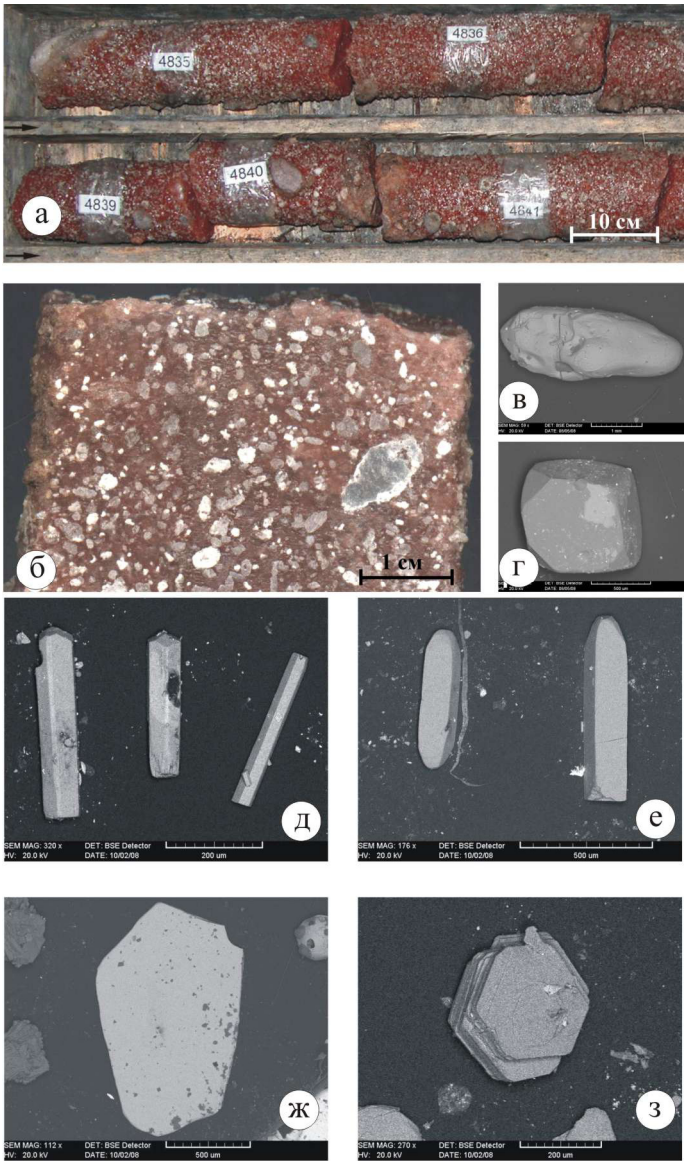



Рис. 3.8. Галитовая порода, вскрытая ОПС:

а – керн галитовой породы; б – пришлифованная поверхность керна галитовой породы с кристаллами ангидрита и магнезита (серое); в, г – отдельные кристаллы ангидрита (в) и магнезита (г). Аутигенные минералы: д – турмалин; е – фосфат магния, вагнерит (?); ж – гематит; з – хлорит

совместной кристаллизации названных минералов. Отсутствие седиментогенных текстур, выдержанный минеральный состав и структура галитовых пород на всем вскрытом интервале указывают на то, что соли, возможно, претерпели полную перекристаллизацию под действием высоких температур. Наличие галита в нижележащих гранитах в парагенезисе с кальцитом, хлоритом, альбитом, кварцем свидетельствует об его участии в гидротермальном процессе и миграции между гранитами и галитовой толщей. Из акцессорных минералов в галите присутствуют гематит, турмалин, фосфат магния (вагнерит), хлорит. Все перечисленные минералы представлены хорошо образованными кристаллами (рис. 3.8, д, е, ж, з) и, судя по всему, являются аутигенными. Обломочные зерна силикатных минералов в солях не встречены.

Таблица 3.2. **Минеральный и элементный составы каменной соли из галитовой толщи, вскрытой ОПС**

| Глубина, м | Минеральный состав, % | | | | | | | Элементный состав, % | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Сильвин | Галит | Кварц | Полевой шпат | Ангидрит | Магнезит | Сумма | K | Na | Cl | Ca | Si | Mg | Al | Fe | S | Br |
| 2838,0 | 1,09 | 68,05 | 1,95 | 1,12 | 19,54 | 8,44 | 100,19 | 0,57 | 26,81 | 41,85 | 5,75 | 1,06 | 2,43 | 0,23 | 0,15 | 4,6 | 0,0059 |
| 2854,0 | 1,79 | 70,27 | 2,17 | 1,65 | 12,48 | 11,39 | 99,75 | 0,94 | 27,70 | 43,53 | 3,68 | 1,24 | 3,28 | 0,34 | 0,10 | 2,94 | 0,0064 |
| 2872,0 | 0,97 | 70,75 | 2,17 | 1,65 | 12,53 | 11,22 | 99,28 | 0,51 | 27,89 | 43,43 | 3,69 | 1,24 | 3,23 | 0,34 | 0,10 | 2,95 | 0,0063 |
| 2896,0 | 0,94 | 73,98 | 2,14 | 2,48 | 8,20 | 11,25 | 98,99 | 0,49 | 29,19 | 45,38 | 2,42 | 1,35 | 3,24 | 0,51 | 0,20 | 1,93 | 0,0060 |
| 2907,0 | 1,01 | 70,88 | 2,65 | 1,02 | 11,94 | 11,84 | 99,34 | 0,53 | 27,92 | 43,53 | 3,51 | 1,37 | 3,41 | 0,21 | 0,13 | 2,81 | 0,0061 |

На всем протяжении разреза галитовые породы содержат многочисленные (до 10 % об.) обломки пород размером 1–5 см. Среди них присутствуют обломки кристаллически зернистых ангидрит-магнезитовых пород, интенсивно измененных вулканогенных пород, кварцитов, пелитоморфных магнезитов и др. (рис. 3.9). В верхней части разреза солей (2750–2800 м) присутствуют крупные (до 10–15 см) фрагменты интенсивно измененных лав среднего и ультраосновного состава.

Верхняя граница галитовой толщи проводится на отметке 2750 м по каротажным диаграммам.

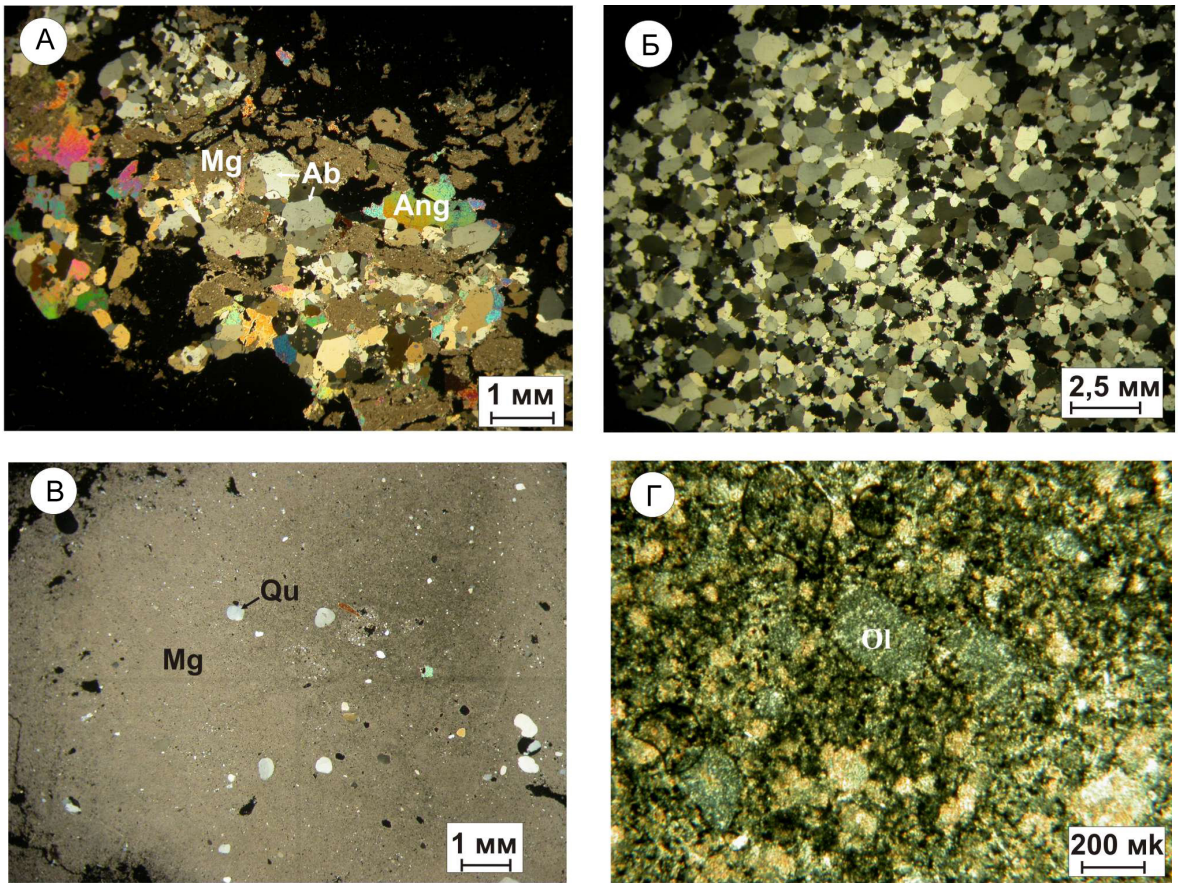



Рис. 3.9. Породы, встреченные в обломках в галитовых породах:

А – магнезит-ангидрит-альбитовая порода, Б – кварциты, В – пелитоморфный магнезит, Г – вулканиты ультраосновного состава. **Ab –** альбит, **Ang** – ангидрит, **Mg** – магнезит, **Qu** – кварц, **Ol** – оливин

*Улитинская толща* располагается в интервале 2405,0–2750,0 м, ее мощность по стволу скважины 345 м. В ОС эта толща выделена впервые. Название толщи образовано от наименования поселка Улитина Новинка, вблизи которого пробурена ОПС. Улитинская толща обладает специфическим составом, отличающим ее от нижележащей галитовой толщи и вышележащей туломозерской свиты, имеет достаточную мощность и может уверенно картироваться при средне- и крупномасштабной съемке.

Нижняя граница улитинской толщи с породами галитовой толщи проводится на глубине 2750 м. Немногочисленные фрагменты керна из слоя мощностью 8–10 м, непосредственно залегающего на галитовой толще, представлены мелкозернистыми неяснослоистыми магнезит-слюдистыми (мусковитовыми) породами спутанно-чешуйчатой текстуры. Малый выход керна и увеличенный диаметр ствола скважины в этом интервале указывают на высокую насыщенность нижней части улитинской толщи галитом. Возможно, этот переходный интервал представляет собой кепрок галитового диапира. В целом разрез толщи достаточно выдержан и характеризуется чередованием крупных (10–16 м) ритмов, состоящих из трех разновидностей пород, которые представлены примерно в равных долях. Нижние части ритмов сложены тонкослоистыми пестроцветными кварц-полевошпатовыми алевролитами (рис. 3.10, А), которые выше по разрезу сменяются тонко- и неяснослоистыми пелитоморфными и мелкозернистыми магнезитовыми породами (рис. 3.10, Б). И те, и другие породы пронизаны множеством согласных и секущих жил разного размера и линз ангидрит-магнезитового состава белого цвета. Жилы и линзы состоят из крупных кристаллов ангидрита и магнезита, а их эндоконтакты сложены мелкокристаллическим альбитом (рис. 3.10, В). Завершают ритмы белые массивные крупнокристаллические породы ангидрит-магнезитового состава (рис. 3.10, Г). По структуре и составу они аналогичны вышеописанным жилам. Содержание MgO в них составляет от 21 до 48 % (табл. 3.3), т. е. доля магнезита колеблется от 40 до 100 %. Вместе с ангидритом встречается мелкочешуйчатый тальк. Породы обогащены тонкой сыпью гематита.

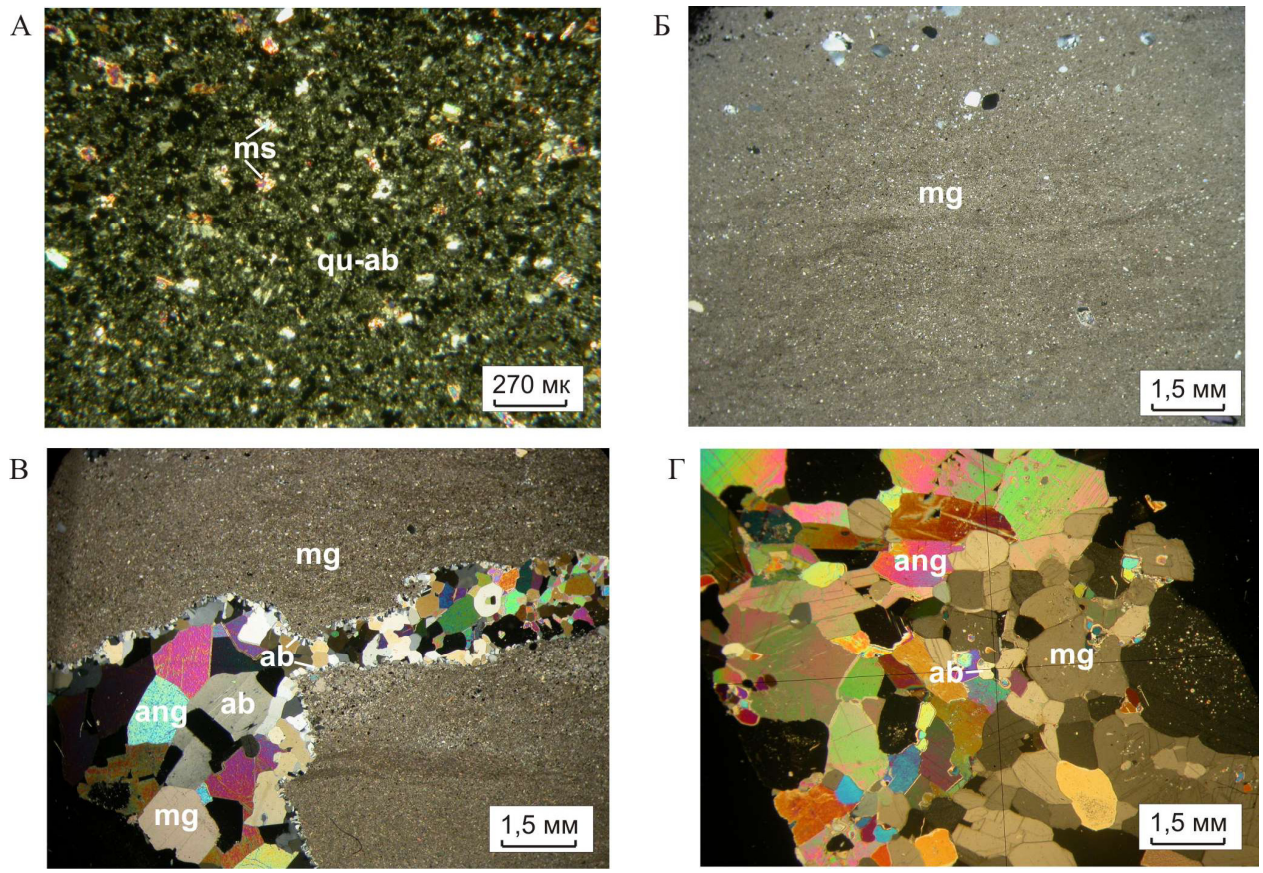



Рис. 3.10. Породы, составляющие улитинскую толщу:

А – тонкослоистые кварц-полевошпатовые алевролиты, Б – пелитоморфная магнезитовая порода, В – альбит-ангидрит-магнезитовая жила в пелитоморфной магнезитовой породе, Г – крупнозернистая альбит-ангидрит-магнезитовая порода. **mg** – магнезит, **ang** – ангидрит, **ab** – альбит, **qu** – кварц, **ms** – мусковит

Таблица 3.3. **Химический состав ангидрит-магнезитовых пород улитинской толщи, %**

| Номер образца | Название породы | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $TiO_2$ | $Fe_2O_3$ общ | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | ппп | Сумма | V | Cr | Ba | FeO | $Fe_2O_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4206 | Ангидрит-магнезитовая порода | 6,67 | <,05 | <,01 | 0,2 | 0,017 | 25,2 | 17,6 | 0,025 | 0,033 | <,05 | 25,3 | 74,7 | <,005 | <,002 | <,005 | <,25 | <,3 |
| 4311 | Пелитоморфный магнезит | 36,1 | 11,7 | 0,68 | 6,95 | 0,057 | 21,5 | 0,3 | 1,72 | 2,67 | <,05 | 18,3 | 100 | 0,022 | 0,014 | 0,0097 | 7,16 | 6,87 |
| 4435 | Магнезит-ангидритовая порода | | | | | | 15,5 | 14,2 | 2,63 | 0,013 | | | | | | | | 0,062 |
| 4443 | Магнезит | 3,26 | <,05 | 0,02 | 0,24 | 0,03 | 48,1 | 4,4 | 0,025 | 0,12 | 0,22 | 43,7 | 100 | <,005 | <,002 | <,005 | <,25 | <,3 |
| 4476 | Ангидрит-магнезитовая порода | 1,77 | <,05 | 0,029 | 0,39 | 0,057 | 26,6 | 18,2 | 0,025 | 0,15 | 0,09 | 26,3 | 73,6 | <,005 | <,002 | <,005 | <,25 | <,3 |
| 4538 | Пелитоморфный магнезит | | | | | | 23,5 | 10,5 | 1,55 | 0,22 | | | | | | | | 0,13 |
| 4556 | Кварц-полевошпатовые алевролиты | 56,2 | 16,1 | 0,69 | 5,62 | 0,061 | 5,16 | 0,97 | 6,48 | 4,42 | <,05 | 4,15 | 99,9 | 0,0074 | 0,0069 | 0,036 | 7,16 | 5,54 |
| 4573 | Кварц-полевошпатовые алевролиты | 52,1 | 15,1 | 0,56 | 4,84 | 0,051 | 8,75 | 1,9 | 5,34 | 4,85 | <,05 | 6,14 | 99,6 | 0,0073 | 0,0053 | 0,047 | 7,16 | 4,76 |
| 4596 | Пелитоморфный магнезит | | | | | | 21,5 | 1,22 | 4,79 | 0,013 | | | | | | | | 1,56 |
| | Нижние пределы | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,1 | | 0,005 | 0,002 | 0,005 | 0,25 | 0,3 |

Верхняя граница улитинской толщи с туломозерской свитой пройдена без отбора керна. По данным опробования шлама вблизи этой границы (2410–2419 м) выявлена урановая аномалия (см. разд. 3.4).

*Верхний ятулий*. *Туломозерская свита* в разрезе ОПС располагается в интервале 2115,0–2405,0 м, ее мощность по стволу скважины равна 290,0 м. Нижняя часть разреза свиты в интервале 2333–2405,0 м имеет переходный состав. Она состоит из доломитов, доломитистых пелитов и линз магнезит-ангидритовых пород. Выше свита представлена ритмичным чередованием розовых, белых доломитов, в разной степени песчанистых, и сиреневых, лиловых, коричневатых доломитистых алевропелитов. Основания ритмов сложены алевропелитами, а верхняя часть доломитами. Мощности ритмов колеблются от 0,2 до 0,5 м. Отдельные слои массивных и неясно-слоистых доломитов иногда достигают мощности 1–2 м. Доломиты часто несут следы конседиментационного брекчирования и последующей цементации белым крупнозернистым доломитом. В разрезе элементарных ритмов, основание которых слагают лиловые алевропелиты, степень брекчирования и количество доломитового цементирующего материала резко возрастают к кровле ритмов, так что их верхняя часть до 1/3 мощности бывает почти нацело сложена новообразованным доломитом. По ряду признаков этот цементирующий материал первоначально был представлен сульфатами. Часто он образует характерные для кристаллов гипса ромбовидные выделения (рис. 3.11, А). В породе наблюдаются разрывы, смещение и раздвигание фрагментов первичного доломита, изгибы слоев. Контакты между ритмами резкие, в т. ч. алевропелитов подошвы с цементом брекчий. Это свидетельствует о брекчировании и образовании цементирующей массы в каждом ритме на ранней стадии литификации осадка до отложения вышележащего слоя. Для нижней части свиты характерно присутствие слоев мелкозернистых доломит-магнезитовых и магнезитовых пород. Внешне они не отличаются от вмещающих доломитов и устанавливаются по результатам химических анализов.

Важной особенностью туломозерской свиты является наличие в ней строматолитов. В ОПС в интервале 2264–2272 м удалось выявить характерные последовательности типов пород и сопоставить их с описанными на стратотипической Сундозерско-Пялозерской площади разрезами крупных строматолитовых построек строматолит-доломитовой пачки туломозерской свиты [Ахмедов, Крупеник, 1995]. Выявленная строматолитовая постройка имеет следующее строение: *основание* – седиментогенная брекчия розового тонкозернистого доломита (рис. 3.11, Б); *нижняя часть* – розовый тонкозернистый фарфоровидный доломит, однородный, без видимой слоистости; *средняя часть* –

неяснослоистый пестроокрашенный розовый, красный, белый мелкозернистый песчанистый доломит осолоненный; *кровля* – белый тонко-плитчатый доломит с частыми стилолитовыми швами, с окончатой текстурой. Общая мощность описанной последовательности составляет 7–8 м. Этот уровень является важным репером для корреляции скважины с известными разрезами. Важно также и то, что ниже строматолитовой постройки в разрезе ОПС, как и в стратотипическом Сундозерско-Пялозерском разрезе, установлено наличие комковатых доломитов. Их облик сформировался в результате стесненного роста ангидритовых нодулей в карбонатном осадке, позднее замещенном доломитом, образующих характерный сетчатый узор. Ниже описанной последовательности пород среди доломитов присутствуют магнезитовые слои.

В интервале 2205–2264 м вскрыты тонкослоистые лиловые, серые, коричневато-бурые доломитистые алевропелиты с характерными круглыми стяжениями ангидрита, замещенными доломитом, с многочисленными псевдоморфозами по гипсу, мелкими куполовидными строматолитами, с прослоями розовато-белых песчанистых доломитов и розовых кварцевых песчаников. Последние, в разрезе ОПС, содержат примесь галита в цементе (осолонены). В Сундозерско-Пялозерском разрезе на соответствующем уровне в таких же песчаниках на поверхности напластования зафиксированы глиптоморфозы по кристаллам галита (рис. 3.11, Г). Эта часть разреза по составу и по положению может быть уверенно сопоставлена с интервалом стратотипического разреза, включающего алевропелитовую, пизолит-доломитовую и гематит-псамитовую пачки [Ахмедов, Крупеник, 1995].

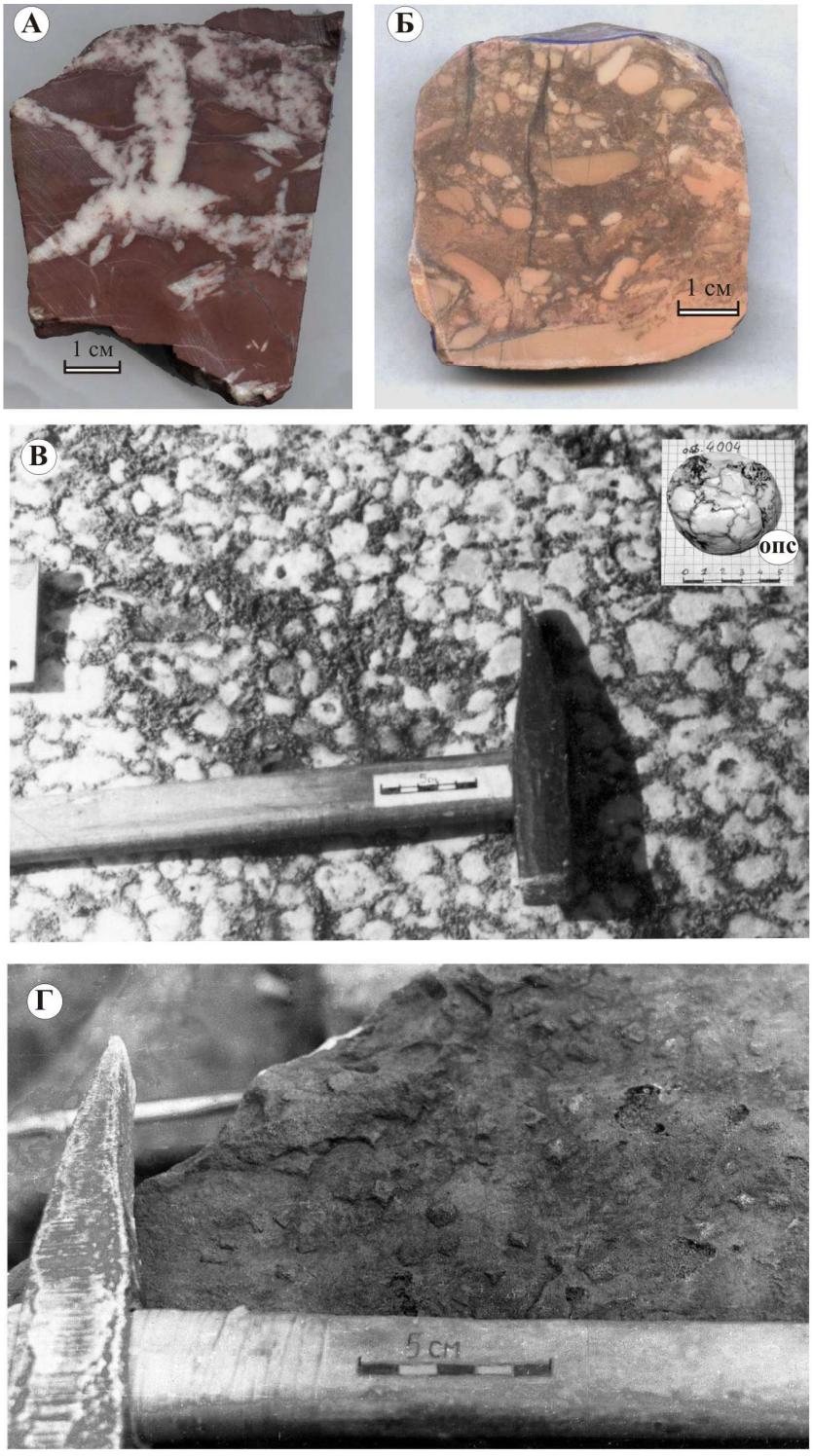



Рис. 3.11. Характерные текстуры пород туломозерской свиты:

А – псевдоморфозы доломита по гипсу в пелитоморфном доломите, Б – седиментогенная доломитовая брекчия, В – комковатый доломит (западный берег оз. Сундозеро), ОПС – онежская параметрическая скважина, Г – глиптоморфозы по кристаллам галита на плоскости напластования розового кварцевого песчаника – гематит-псаммитовая пачка, туломозерская свита, восточный берег оз. Пялозеро

В интервале 2146–2156 м выделено (по данным каротажа) тело основных вулканитов (рис. 3.3). Базальтовый покров на этом уровне в разрезе свиты встречается в разных частях Онежской структуры и является маркирующим.

Завершается разрез туломозерской свиты пачкой красноцветных неяснослоистых доломитов и доломитистых кварцевых песчаников, залегающих на гл. 2115–2129 м. Состав пачки позволяет сопоставлять ее с красноцветно-доломитовой пачкой, выделяемой в разрезе туломозерской свиты на стратотипической Сундозерско-Пялозерской площади [Ахмедов, Крупеник, 1995].

Ряд признаков, таких, как раннее конседиментационное брекчирование доломита, обилие следов сульфатов, присутствие магнезита, свидетельствуют об образовании туломозерской свиты в субаэральной обстановке в условиях повышенной минерализации вод. Это подтверждают результаты предшествующих исследований туломозерской свиты на западном крыле ОС [Ахмедов и др.,1993; Melezhik et al., 1996].

*Людиковийский надгоризонт***.** Надгоризонт в ОПС вскрыт в интервале 401,0–2115,0 м и имеет общую мощность по стволу скважины 1856,0 м. Он представлен осадочно-вулканогенными образованиями заонежской и суйсарской свит. Нижняя граница людиковийского надгоризонта проводится по подошве пачки зеленовато-серых амфибол-хлорит-слюдистых туффитов нижней подсвиты заонежской свиты, залегающей на красноцветных песчанистых доломитах туломозерской свиты (рис. 3.3). Характер контакта свит резкий, но согласный. На отсутствие заметного перерыва между ятулийским и людиковийским надгоризонтами указывают красноцветные доломиты и доломитистые алевропелиты, характерные для нижней подсвиты заонежской свиты. Их наличие свидетельствует об унаследованности условий осадкообразования в начале людиковийского времени. Согласный контакт между ятулийским и людиковийским надгоризонтами установлен на ряде участков на крыльях ОС: в районе Тамбица – Кузаранда [Проблемы стратиграфии…, 1989], на Сундозерско-Пялозерской площади [Ахмедов, Крупеник, 1995]. Есть также указания на наличие перерыва, предшествовавшего началу отложения заонежской свиты [Негруца, 1984], который, по-видимому, имел локальный характер в краевых частях ОС.

*Заонежская свита* вскрыта скважиной в интервале гл. 656,0–2115,0 м. Общая мощность отложений заонежской свиты составляет 1461 м. Разрез свиты, вскрытый ОПС, является существенно вулканогенным: более 60 % его мощности представлено покровами базальтов и их туфами, терригенная часть сложена преимущественно углеродистыми вулканомиктовыми алевропелитами.

Заонежская свита делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. *Нижняя* подсвита мощностью 219 м (1896–2115 м) сложена ритмично-слоистыми сероцветными доломитами, карбонатизированными алевролитами и туфами. В основании подсвиты (гл. 2076–2115 м) расположена пачка переслаивания темных зеленовато-серых амфибол-хлорит-слюдистых туфогенных алевропелитов и светло-серых микрозернистых доломитов. Породы тонко-ритмично-слоистые, однородные. Частое изменение угла слоистости к оси керна указывает на наличие косой слоистости в описываемых породах. Для пород характерна рассеянная вкрапленность (1–3 %) пирита.

*Верхняя* подсвита имеет мощность 1242 м и вскрыта в интервале гл. 656–1896 м. Разрез имеет ритмичное строение и состоит из горизонтов основных лав, туфов и углеродистых осадков, которые в совокупности составляют крупные ритмы, нижние части которых представлены углеродистыми, в значительной степени вулканомиктовыми осадками, а верхние – серией (обычно 2–3) лавовых покровов, разделенных маломощными пачками массивных туфов. Всего в разрезе заонежской свиты, вскрытом ОПС, можно выделить пять крупных вулканогенно-осадочных ритмов (рис. 3.12). Наиболее крупные покровы базальтовых лав достигают мощности 100 м. В приподошвенной и кровельной частях покровов отмечается сульфидная вкрапленность, иногда интенсивная, представленная пирротином, пиритом и реже халькопиритом. В средних частях мощные покровы хорошо раскристаллизованы. В кровле покровов залегают маломощные горизонты массивных туфов того же состава, что и лавы.

*Первый* (нижний) осадочно-вулканогенный ритм имеет мощность 90 м (1798–1896 м). Начинается ритм с пачки массивных бессульфидных углеродистых пелитов, пачкающих руки, – «сажистых» шунгитов ($C_{орг}$ до 16 %) мощностью 33 м (1863–1896 м), выше которых залегает базальтовый покров мощностью 61 м. В интервале 1798–1802 м он перекрывается пачкой базальтовых туфов.

*Второй* ритм (1438–1798 м) начинается пачкой кремнистых шунгитов и известковисто-шунгитистых брекчий ($C_{орг}$ до 36 %) до гл. 1775 м. На ней залегает пачка ритмично-слоистых углеродисто-кремнистых алевролитов и туффитов, обогащенных тонким сульфидным материалом (1712–1775 м). Заканчивается ритм тремя базальтовыми покровами, разделенными маломощными пачками туфов.

Рис. 3.12. Ритмичное строение заонежской свиты, вскрытой в ОПС

*Третий* осадочно-вулканогенный ритм начинается с гл. 1438 м и следует до гл. 1226,3 м. Нижняя часть ритма в интервале 1438–1425 м представлена пачкой переслаивания слоистых базальтовых туфов и углеродистых алевропелитов, туфы преобладают. Для пород интервала характерна прожилковая (до 3 % об.) халькопирит-пирротиновая минерализация. Выше залегают слоистые черные («сажистые») алевропелиты с рассеянной тонкой вкрапленностью и прожилками пирротина. Завершают третий осадочно-вулканогенный ритм (1226,3–1400 м) два покрова миндалекаменных базальтов, каждый из которых подстилается слоем туфа.

*Четвертый* ритм (гл. 913,7–1226,3 м) начинается с горизонта углеродистых туфогенно-осадочных пород общей мощностью 155 м (интервал 1067–1226,3 м). Это наиболее мощный непрерывный интервал углеродистых туфогенно-осадочных пород заонежской свиты, вскрытый в ОПС. Он представлен чередованием слоев темно-серых, черных алевропелитов и известковистых алевропелитов, линзовидных слоев диагенетических известняков и доломитов. В его разрезе присутствуют горизонты массивных (сажистых) шунгитов ($C_{орг}$ до 34 %) и жилы миграционных (матовых и блестящих) шунгитов. Для данного интервала характерно развитие конседиментационной складчатости оползания и брекчирования пород. Углеродистые алевропелиты содержат конседиментационный и диагенетический типы колчеданной минерализации. Первый тип представлен переотложенным зернистым пиритом, участвующим в формировании слоистости наряду с обломочными зернами силикатных минералов, и тонкими массивными пиритовыми слойками (1–3 мм), разделяющими слойки

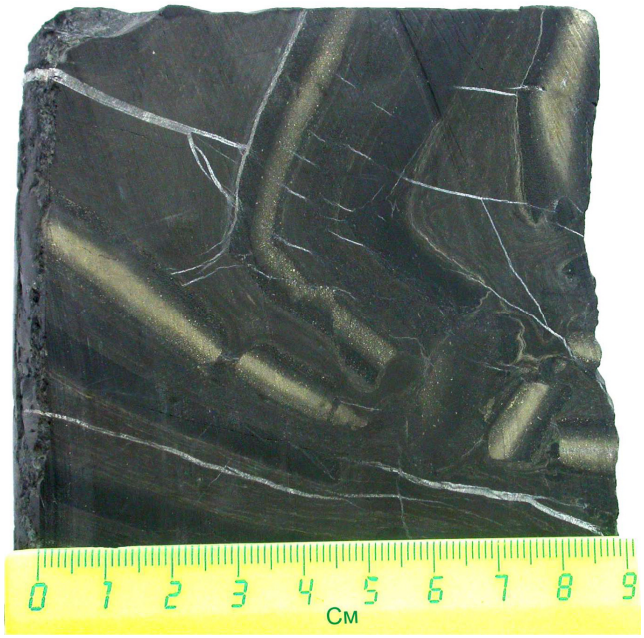



Рис. 3.13. Конседиментационное смятие и брекчирование сульфидноуглеродистых алевропелитов

алевропесчаников. Диагенетическая минерализация представлена тонким фрамбоидальным пиритом, насыщающим неяснослоистые углеродистые аргиллиты, в которых он составляет до 40–50 % об. породы и формирует пиритоносные слои мощностью от 1 см до 4 м. К диагенетическому типу относятся также пиритовые, пирит-пирротиновые и пирротиновые конкреции различной формы и размеров. Встречается и позднедиагенетическая прожилковая сульфидная минерализация, выполняющая трещины, возникшие при литификации и контракции тонких осадков. Здесь преобладает пирротин, в небольших количествах встречается халькопирит. В этом интервале, в отличие от других, присутствуют уровни развития крупных (до 20 см и выше) пирротиновых конкреций радиально-лучистого строения, с большим количеством включений халькопирита (интервал 1216–1225 м). О раннем характере сульфидной минерализации свидетельствует участие сульфидсодержащих слоев в конседиментационных брекчиях (рис. 3.13), в которых обломки цементируются углеродистыми алевропелитами.

На углеродистых отложениях залегают покровы миндалекаменных базальтов, разделенные маломощными пачками неяснослоистых базальтовых туфов. В целом вулканогенная часть четвертого ритма (913,7–1067 м) состоит из трех базальтовых покровов мощностью 43, 70 и 28 (снизу вверх), чередующихся с маломощными горизонтами углеродистых алевропелитов. Завершается разрез пачки тонким (913,7–915,0 м) прослоем массивных светло-серых базальтовых туфов. Породы разбиты сетью трещин, заполненных углеродистым веществом. Туфы содержат до 20 % сульфидной вкрапленности.

*Пятый* (завершающий) осадочно-вулканогенный ритм, которым заканчивается заонежская свита, вскрыт в интервале глубин 656–913,7 м. В основании ритма залегает сульфидоносный горизонт (мощностью 37,7 м), сложенный чередованием серых ритмично-слоистых алевропелитов, содержащих конкреции и прослои, обогащенные пирит-пирротиновой вкрапленностью, и своеобразных массивных шунгит-пиритовых пелитов с густовкрапленным пиритовым оруденением. Особенностью этих пород является высокое содержание пирита – до 50 % вес. в виде тонких зерен (< 0,01 мм) и шунгитового вещества ($C_{орг}$ 20–25 % вес).

На углеродистых отложениях залегает пачка чередования базальтовых покровов и их туфов общей мощностью 222,0 м. В верхней части ритма залегает мощное тело базальтов (656–719 м) с хорошо раскристаллизованной средней частью. Эти телом заканчивается разрез заонежской свиты.

*Суйсарская свита* вскрыта ОПС в интервале глубин 401–656 м (мощность 255 м). Нижняя граница с породами заонежской свиты проводится на гл. 656 м по кровле мощного (65 м) базальтового покрова (рис. 3.3). Граница между свитами согласная. Базальтовые туфы суйсарской свиты продолжают вулканогенный разрез кровли заонежской свиты. Но во время формирования отложений суйсарской свиты резко изменилась динамика поступления вулканогенного материала. Свита представлена частым чередованием маломощных покровов базальтов, пикробазальтов различной щелочности, трахибазальтов с прослоями лавобрекчий, базальтовых алевропсаммитовых туфов, туфоконгломератов и туфогравелитов. Для осадочно-туфогенных пород свиты характерны низкие содержания сульфидов и углеродистого вещества.

В разрезе суйсарской свиты выделяются 4 пачки (рис. 3.14). *Первая* пачка (гл. 617–656 м) представлена частым чередованием маломощных (1–4 м) покровов миндалекаменных плагиобазальтов (рис. 3.15, А) и тонкослоистых карбонатизированных базальтовых туфов, с прослоями туфоконгломератов. Плагиобазальты массивные мелкозернистые зеленовато-серого цвета, рассечены тонкими (0,2–0,5 см) карбонатными прожилками под углом 85–90º к оси керна. В тонкослоистых

темно-серых углеродсодержащих алевритовых туфах слоистость неровная, со следами оползания и пережимами. Алевритовые туфы чередуются с прослоями массивных зеленовато-серых псаммитовых туфов и туфогравелитов с округлыми или уплощенными обломками (размером 0,2–0,5 см) плагиобазальтов, стекла и хлорита (рис. 3.15, Б). В туфогенных породах наблюдается интенсивная карбонатизация как обломков, так и стекловатого цемента, послойный карбонатный порфиробластез.

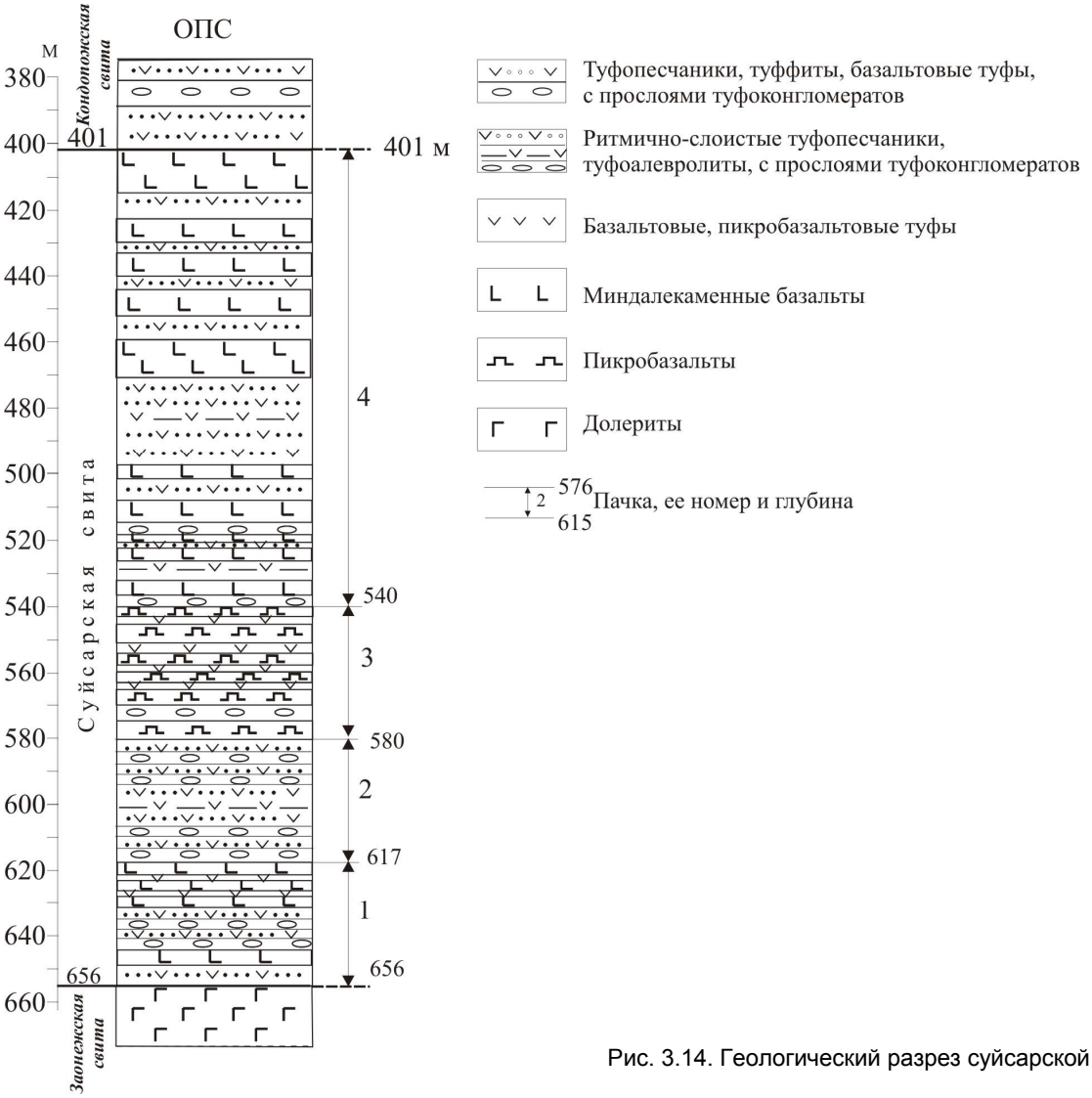



Рис. 3.14. Геологический разрез суйсарской свиты

*Вторая* пачка (гл. 580–617 м) сложена ритмично-слоистыми темно-серыми и серыми карбонатизированными базальтовыми туфами с редкими прослоями туфоконгломератов. В ритмично-слоистых туфах ритмы имеют мощность от 2 до 8 см и дву- или трехчленное строение. В основании ритма – серый псаммитовый туф (мощность до 2 см) с обломками зеленовато-серых базальтов, затем следует серый алевритовый туф (2–5 см) и завершает ритм темно-серый алевропелитовый туф мощностью до 1 см, иногда присутствует и четвертый член ритма – черные углеродсодержащие туфоалевролиты мощностью до 2,5 см. В мелкообломочных туфоконгломератах в обломках присутствуют фрагменты лав плагиобазальтов, стекла, кристаллы хлорита и жильного кальцита, а также уплощенные обломки пелитовых туфов. Породы слабокарбонатизированы, местами наблюдается послойный карбонатный порфиробластез.

*Третья* пачка (гл. 540–580 м) состоит из частого чередования дифференцированных покровов миндалекаменных пикробазальтов мощностью 4–7 м и кристаллокластических пикробазальтовых туфов (рис. 3.15, В, Г). Миндалины округлой формы (размером 0,5–1 см) составляют 5–15 % от

объема породы и имеют карбонатный и хлоритовый состав. Порфировые вкрапленники представлены сдвойникованными кристаллами клинопироксена, основная масса сложена мелкозернистым агрегатом листоватого амфибола (тремолита). Массивные или неяснослоистые серые алевритовые туфы содержат фрагменты и апофизы пикробазальтов (размером 2–4 см) и чередуются с ритмичнослоистыми темно-серыми мелкозернистыми туфоалевролитами. Вблизи контактов с подошвой покровов в туфах наблюдается карбонатный порфиробластез, в непосредственном контакте развивается ороговикование. Пикробазальты в контактовой части становятся афанитовыми светло-серыми. Ориентировка слоистости пород в пачке меняется снизу вверх от 50–60° до 70–80° к оси керна.

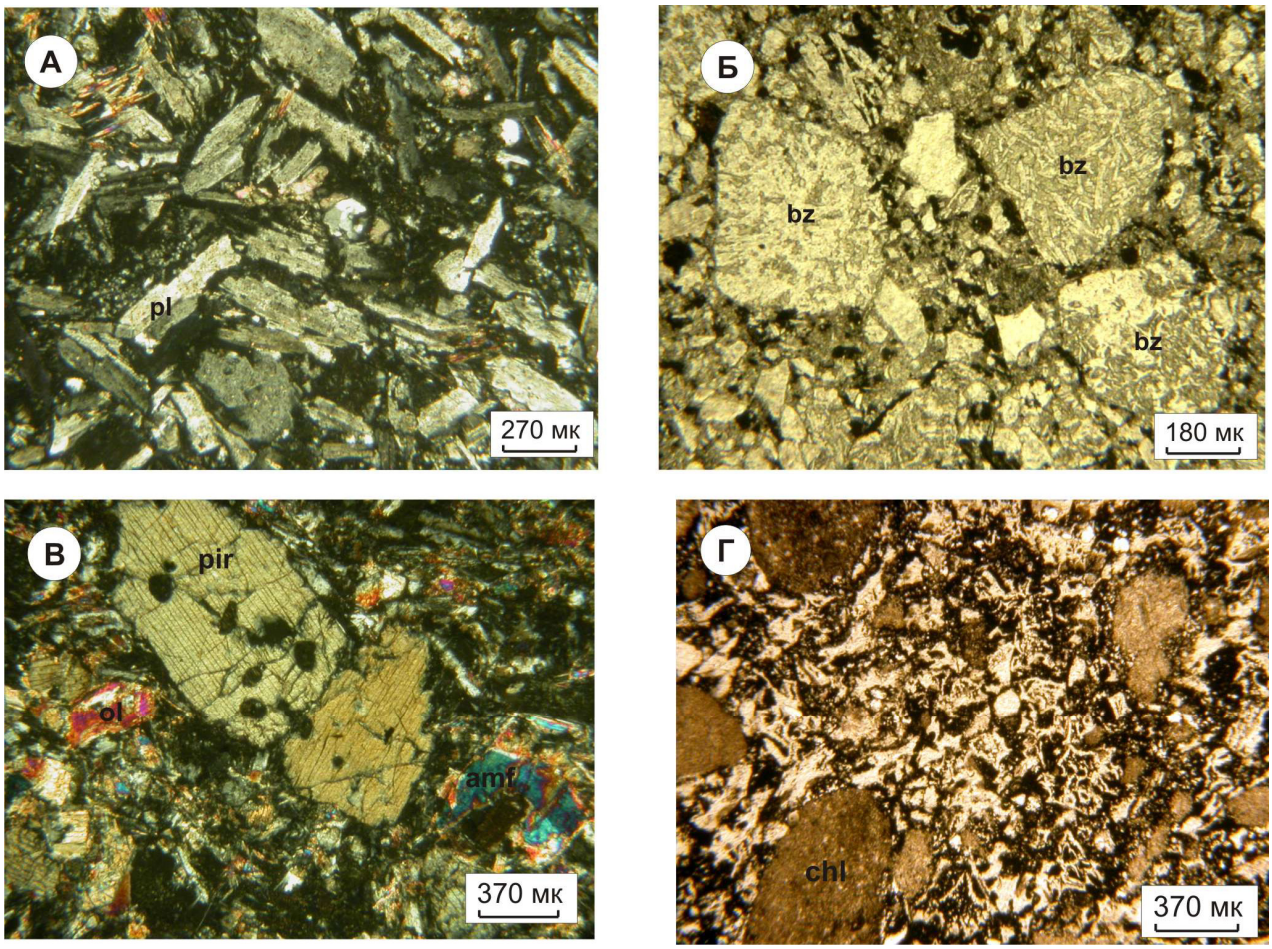



Рис. 3.15. Вулканиты и их туфы суйсарской свиты:

А – плагиобазальты, Б – базальтовый алевритовый туф с обломками базальтов и стекла, В – пикробазальт, Г – пикробазальтовые псаммитовые туфы с фрагментами стекла и пузырчатых лав. **ol** – оливин, **bz** – базальт, **pir** – пироксен, **amf** – амфибол, **pl** – плагиоклаз, **chl** – хлорит

*Четвертая* пачка (401–540 м) завершает разрез суйсарской свиты. Нижняя часть пачки (540–529 м) сложена чередованием маломощных покровов миндалекаменных плагиобазальтов, их лавобрекчий, базальтовых шаровых лав и тонкослоистых витрокластических туфов, содержащих прослои туфоалевролитов и туфопесчаников. Туфогенные породы преобладают. Слоистость неровная, с заливами, пережимами, струями. Угол слоистости составляет 50–60° к оси керна. Плагиобазальты содержат 10–15 % миндалин карбонатного (размером 2–5 мм) и хлоритового (2–3 мм) состава, иногда зонального строения.

Сульфидная минерализация в породах суйсарской свиты в целом развита весьма слабо. В покровах сульфиды встречаются в карбонатных миндалинах, а также вблизи контактов с туфами. В зонах трещиноватости присутствует прожилковая пирит-халькопиритовая минерализация. В туфах сульфиды (пирротин) образуют тонкую редкую послойную вкрапленность в основании тонких слойков или выполняют тонкие секущие трещины.

*Калевийский надгоризонт*. *Кондопожская свита* вскрыта в интервале глубин 5,0–401,0 м (рис. 3.3). Общая мощность свиты по разрезу ОПС равна 396 м. Отложения кондопожской свиты пройдены без отбора керна, и ее разрез построен по результатам изучения шлама (рис. 3.16), интерпретации каротажных диаграмм и по разрезам ранее пробуренных опорных скважин (рис. 3.17, разд. 3.3).

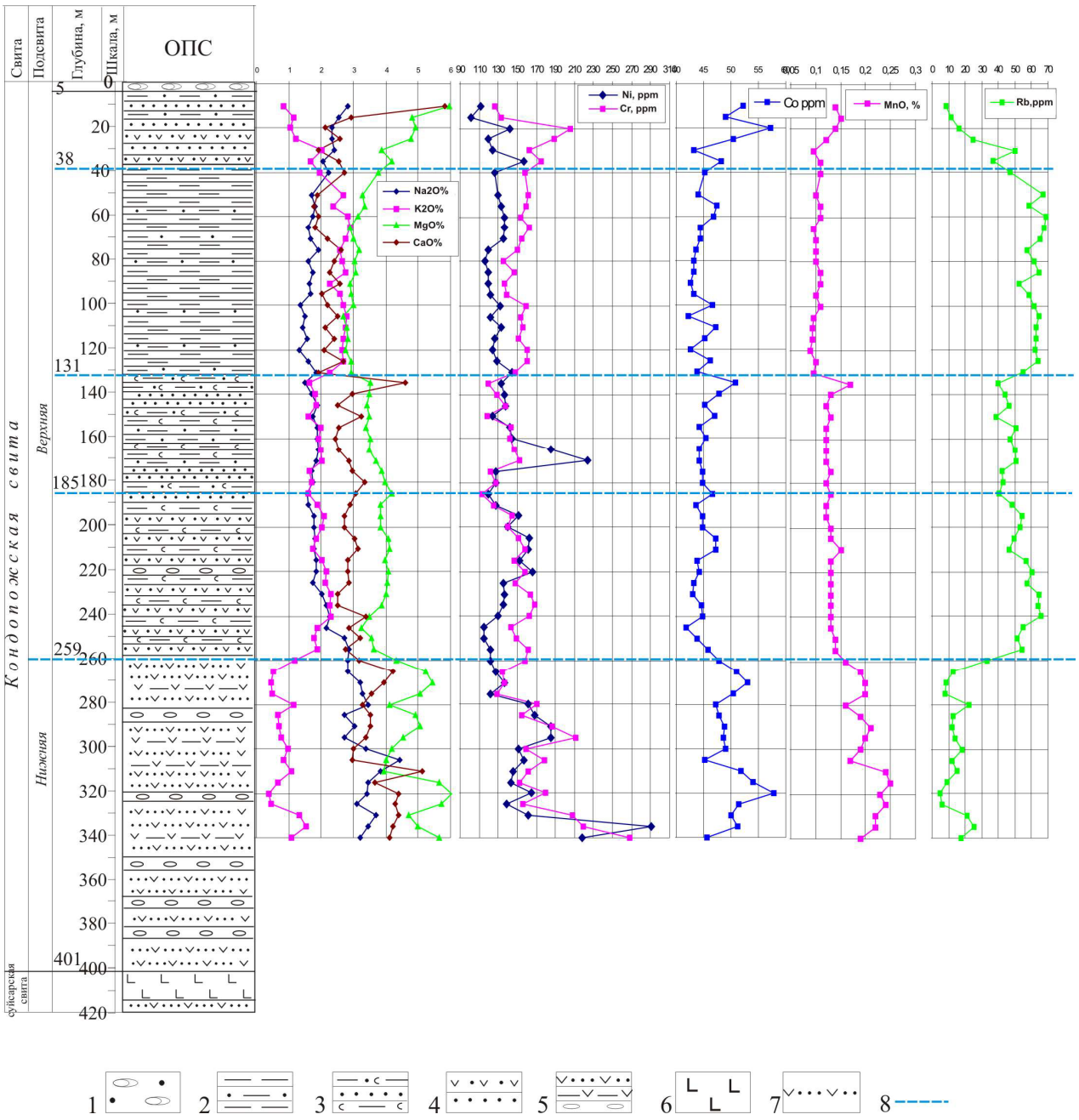
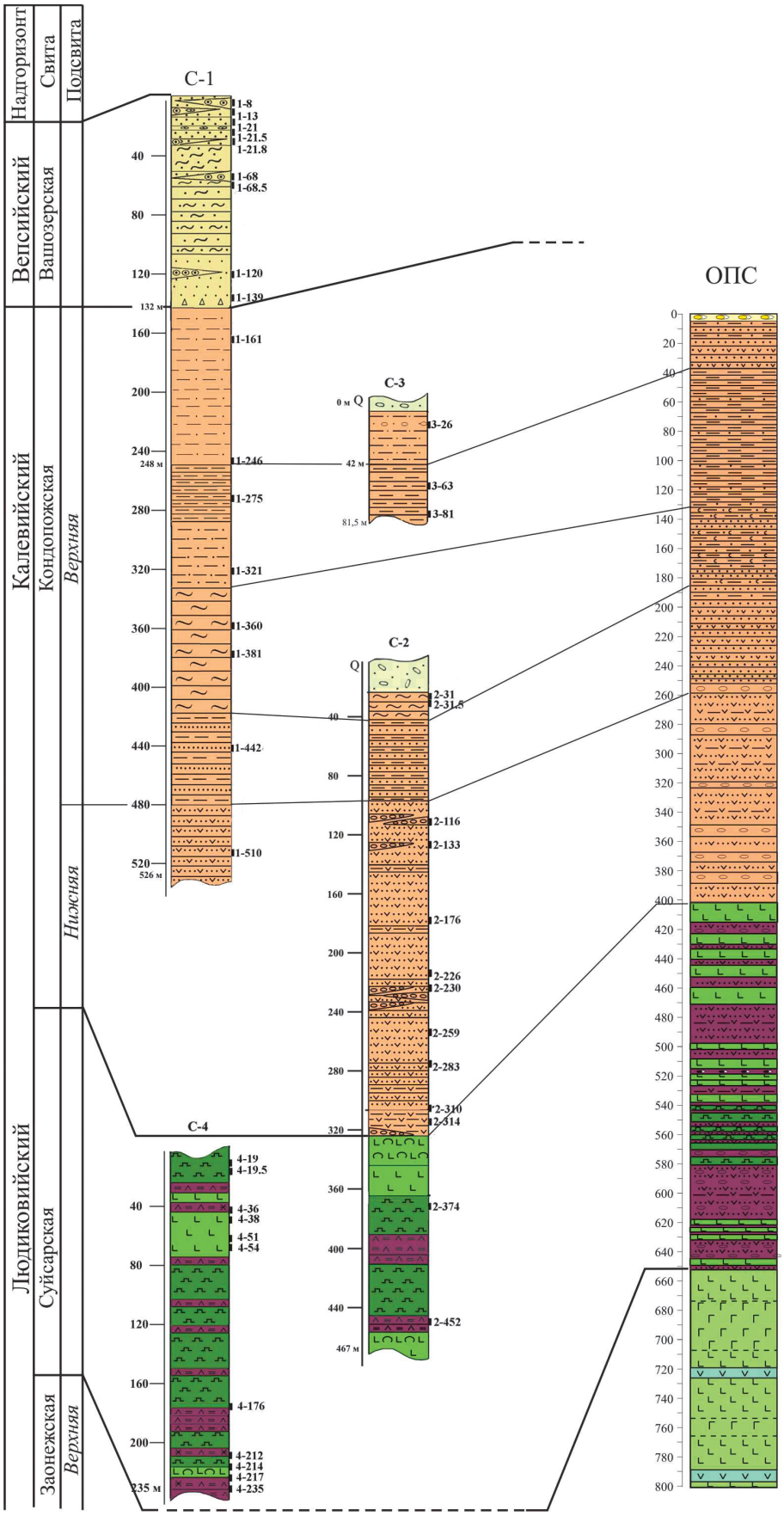



Рис. 3.16. Положение границы кондопожской и суйсарской свит по данным опробования шлама (метод ICP):

1 – четвертичные отложения, 2–5 – кондопожская свита: 2 – ритмично-слоистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, 3 – ритмично-слоистые шунгитоносные алевролиты, аргиллиты, песчаники, 4 – массивные вулканомиктовые песчаники и алевролиты, 5 – туфопесчаники, туффиты, базальтовые туфы, с прослоями туфоконгломератов, 6–7 – суйсарская свита: 6 – покровы миндалекаменных базальтов, 7 – тонкоритмично-слоистые туфопесчаники, 8 – границы подразделений


Надгоризонт
Свита
Подсвита
Вепсийский
Вашозерская
Калевийский
Кондопожская
Верхняя
Нижняя
Людиковийский
Суйсарская
Заонежская
Верхняя
С-1
С-2
С-3
С-4
ОПС

Условные обозначения к рис. 3.17.

Рис. 3.17. Корреляция разреза карелид (людиковийский и калевийский надгоризонты), вскрытого ОПС, с разрезами опорных скважин

Нижняя граница кондопожской свиты расположена на глубине 401 м, где наблюдается смена пачки чередования базальтовых покровов и туфов суйсарской свиты существенно туфогенными породами нижней подсвиты кондопожской свиты. В опорной скважине С-2 в основании свиты залегает слой гравийногалечных конгломератов.

Кондопожская свита делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита имеет мощность 142 м (интервал 259,0–401,0 м). Она сложена серыми, темно-серыми туфопесчаниками, витрокластическими базальтовыми туфами, туффитами, содержащими прослои углеродсодержащих туфоалевропелитов и туфоконгломератов. Верхняя подсвита, интервал 5,0–259,0 м, имеет мощность 254 м. В подсвите выделено 4 пачки, которые уверенно сопоставляются с пачками пород, выделяемыми в разрезе кондопожской свиты в опорных скважинах. Нижняя (185–259 м) пачка представлена тонкоритмично-слоистыми шунгитоносными туфоалевролитами, туфопесчаниками и туффитами. Вторая пачка сложена ритмично-слоистыми шунгитсодержащими и известковистыми алевролитами и аргиллитами. Третья пачка выделена в интервале 38–131 м и состоит из ритмичного переслаивания кварц-полевошпатовых алевролитов и аргиллитов. Четвертая пачка (5,0–38,0 м) сложена более грубозернистыми породами: массивными вулканомиктовыми песчаниками и алевропесчаниками. Верхняя часть кондопожской свиты и отложения вашозерской свиты в разрезе ОПС отсутствуют.

## 3.3. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗА ОПС С ОПОРНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

В ОПС представлен непрерывный разрез ОС в диапазоне от архейского фундамента до калевийского надгоризонта раннего протерозоя включительно. Результаты бурения подтвердили существовавшие представления о последовательности и составе главных стратонов ранних карелид региона. Вместе с тем получены новые неизвестные ранее данные. В связи с этим встает необходимость увязки разреза ОПС с опорными разрезами карелид Онежского прогиба. В предлагаемом обзоре выполнена корреляция разреза онежской параметрической скважины с разрезами опорных скважин Кондопожского полуострова (кондопожская и суйсарская свиты), со стратотипическими разрезами центрального и восточного Заонежья (суйсарская и заонежская свиты) и Сундозерско-Пялозерской площади (туломозерская свита). Сопоставление выполнено в обратной возрастной последовательности от кондопожской свиты, корреляция которой в ОПС и опорных скважинах достаточно однозначна, к выявленной впервые галитовой толще, определение стратиграфического положения которой зависит от положения вышележащих стратонов.

В разрезе ОПС наиболее молодыми являются образования калевийского надгоризонта, который представлен кондопожской свитой. Несмотря на то, что кондопожская свита в ОПС пройдена без отбора керна, она уверенно расчленяется по данным каротажа и результатам изучения шлама и коррелируется с разрезом, вскрытым в опорных скважинах № 1, 2, 3 (рис. 3.17) на Кондопожском полуострове. Свита сложена ритмичнослоистыми алевропесчаниками, алевролитами, аргиллитами, туффитами и туфами основного состава. Породы свиты в целом являются умеренно углеродистыми. Свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена серыми, темно-серыми туфопесчаниками, витрокластическими базальтовыми туфами, туффитами. На отдельных уровнях она содержит значительные количества переотложенного шунгитового вещества в виде конкрециевидных стяжений, которые трактуются как сгустки антраксолита [Атлас текстур…, 2007; Ахмедов, 1997]. Верхняя подсвита отличается меньшей долей вулканогенного материала в составе пород. Она сложена ритмично-слоистыми шунгитсодержащими туфоалевролитами, туфопесчаниками, известковистыми кварц-полевошпатовыми алевролитами и аргиллитами.

Людиковийский надгоризонт представлен суйсарской и заонежской свитами. Суйсарская свита представлена частым чередованием маломощных покровов базальтов, пикробазальтов с прослоями лавобрекчий, базальтовых алевропсамитовых туфов, туфогравелитов и туфоконгломератов. Разрезы суйсарской свиты в ОПС и опорных скважинах Кондопожского полуострова (№ 2, 4) хорошо коррелируются между собой и отличаются лишь мощностью и соотношением объемов вулканогенных покровов и туфогенных образований (рис. 3.17). В ОПС доля туфогенных пород выше, в то время как на западном крыле Онежской структуры туфогенные породы в составе суйсарской свиты составляют лишь незначительную часть [Куликов и др., 1999]. Таким образом, отношение объема осадочно-туфогенных пород к объему базальтоидных покровов направленно возрастает с запада на восток в сторону центральной части Онежской структуры.

Граница между суйсарской и заонежской свитами устанавливается по изменению состава продуктов вулканизма (в заонежской свите отсутствуют пикриты и пикробазальты), по уменьшению в вулканогенно-осадочных породах заонежской свиты доли туфогенной составляющей и увеличению в них количества $C_{орг}$ и сульфидов, по изменению динамики накопления пород (для заонежской свиты характерны большие мощности базальтовых покровов и разделяющих их пачек углеродистых туфогенно-осадочных пород), а также по петрохимическим характеристикам базальтоидов, входящих в состав свит (см. разд. 3.4).

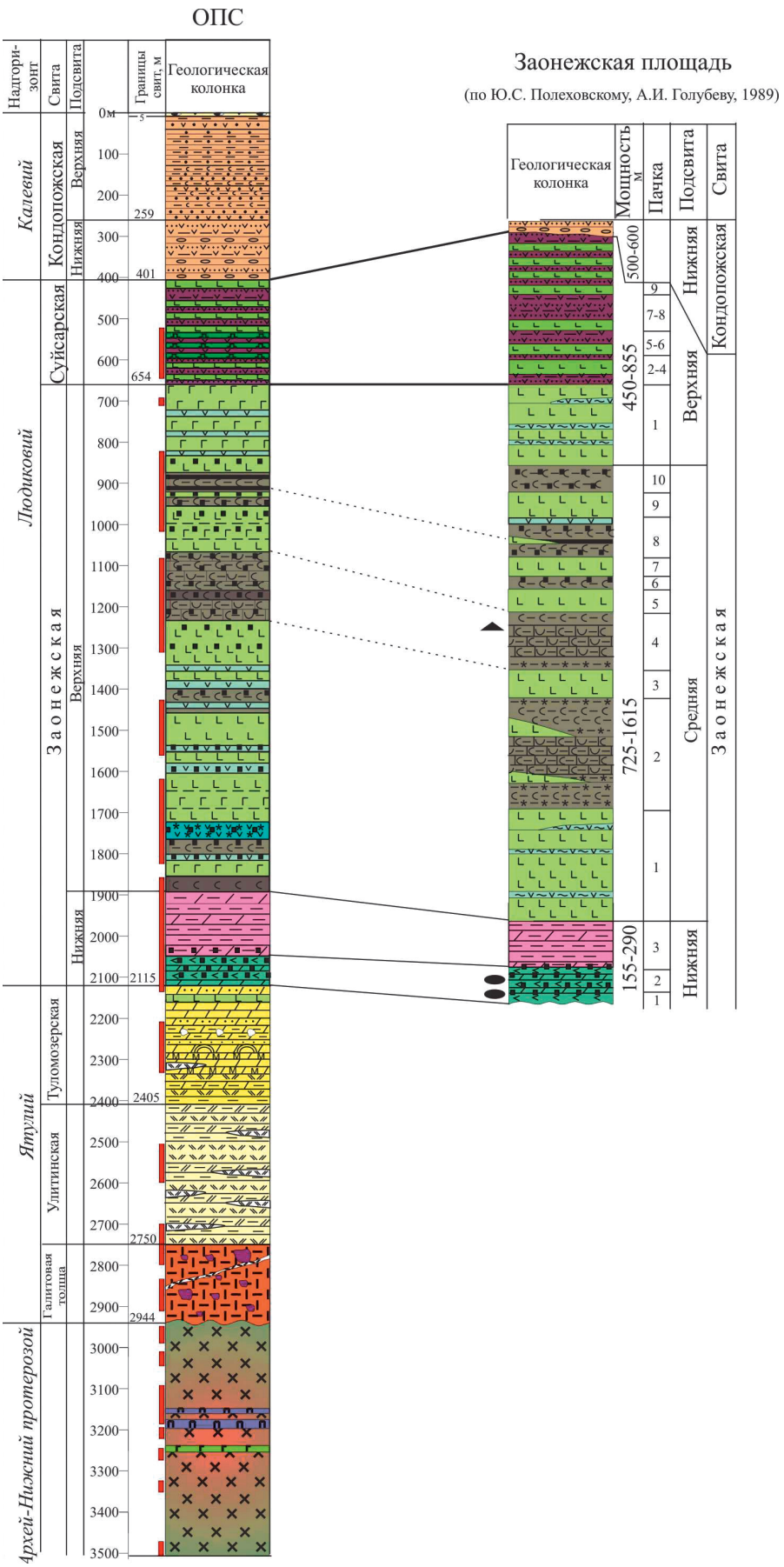
На заонежской стратотипической площади, в центральной и восточной частях ОС, разрез заонежской свиты разделяется на три подсвиты [Проблемы стратиграфии…, 1989]. В ОПС в разрезе заонежской свиты выделено две подсвиты, которые коррелируются с нижней и средней подсвитами заонежского разреза (рис. 3.18). Нижняя подсвита в обоих разрезах представлена кремнисто-углеродистыми и пестроцветными карбонатными алевропелитами (кривозеритами) мощностью 250–300 м. Вышележащая верхняя подсвита, выделяемая в разрезе ОПС, коррелируется со средней подсвитой заонежского разреза. Они близки между собой по составу и мощности, но несколько отличаются по соотношению магматических и туфогенно-осадочных пород. Разрезы подсвиты представлены ритмичным чередованием серий базальтовых покровов (реже отдельных покровов) и горизонтов туфогенно-осадочных пород, представленных шунгитоносными туфоалевропелитами, пелитами, известковистыми и доломитистыми алевропелитами, часто обогащенными сульфидами. Доли магматических и туфогенно-осадочных пород в разрезе ОПС составляют, соответственно, 71 и 29 %; в заонежском разрезе – 51 и 49 % [Проблемы стратиграфии…, 1989], а по представленной в цитируе-

мой работе колонке – 65 и 35 %. В обоих разрезах уверенно коррелируются также два сульфидоносных горизонта и уровни развития карбонатных пород (рис. 3.18). Серия базальтовых покровов, вскрытых в ОПС в интервале 654–876 м и рассматриваемых нами в составе верхней (при двухчленном делении) подсвиты заонежской свиты, по-видимому, может быть сопоставлена с первой пачкой верхней подсвиты, выделяемой А.И. Голубевым и Ю.С. Полеховским [Волков и др., 1997; Проблемы стратиграфии…, 1989]. При такой корреляции суйсарской свите разреза ОПС соответствует верхняя подсвита заонежской свиты (без первой пачки) цитированных авторов. Выше было показано, что в разрезе ОПС вулканогенные образования (базальты, пикробазальты, пикриты и их туфы), выделяемые в качестве суйсарской свиты, однозначно коррелируются с суйсарскими вулканитами в опорных скважинах Кондопожского полуострова, а те, в свою очередь, с опорным разрезом Укшозерской синклинали [Куликов и др., 1999]. Из этого следует, что суйсарская свита имеет распространение на всей площади Заонежского полуострова, но, по-видимому, не выделяется из состава заонежской свиты. Необходимо провести специальные ревизионные работы для проверки этого утверждения.

Граница между людиковийским и ятулийским надгоризонтами в ОПС фиксируется по резкому изменению характера разреза. Существенно вулканогенные высокоуглеродистые и сульфидоносные породы заонежской свиты людиковия ложатся на красноцветные карбонатные породы туломозерской свиты верхнего ятулия.

Туломозерская свита в ОПС вскрыта в интервале 2115–2405 м. Ее разрез уверенно сопоставляется со стратотипическим разрезом Сундозерско-Пялозерской площади, который был неоднократно и подробно описан [Ахмедов и др., 1993; Сацук и др., 1988; Соколов, 1963]. На стратотипической площади туломозерская свита сложена доломитами с горизонтами строматолитов, доломитистыми и известковистыми пелитами, кварцевыми песчаниками. В ОПС сохраняются принципиальные черты строения разреза туломозерской свиты, такие, как наличие строматолитов, присутствие среди терригенно-карбонатных пород прослоев магнезита, наличие многочисленных псевдоморфоз по гипсу в доломитистых пелитах, седиментогенных брекчий и других признаков эвапоритовых условий седиментации в литоральной обстановке [Ахмедов, Крупеник, 1995; Melezhik et al., 1996]. На стратотипической площади по литологическим признакам свита расчленяется на десять пачек [Ахмедов и др., 1993], существует также схема расчленения свиты на слои с фитолитами [Сацук и др., 1988]. Обе схемы для Сундозерско-Пялозерской площади увязаны между собой [Ахмедов и др., 1993]. В целом разрез туломозерской свиты в ОПС коррелируется с верхней и средней частями туломозерской свиты стратотипической площади до известковисто-доломит-пелитовой пачки [Ахмедов и др., 1993] или до средней части слоев с Lukanoa [Сацук и др., 1988]. Ниже этого уровня оба разреза теряют черты сходства, и в обоих разрезах происходит существенная смена характера седиментации.

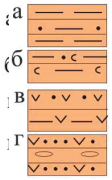
Укажем интервалы разреза свиты в ОПС, которые прямо коррелируются с соответствующими частями стратотипического разреза свиты. Верхняя пачка (2115–2129 м) красноцветных неяснослоистых доломитов и доломитистых кварцевых песчаников ОПС соответствует красноцветно-доломитовой пачке стратотипического разреза (рис. 3.19). В интервале 2146–2156 м в ОПС надежным репером является покров миндалекаменных базальтов, имеющий широкое распространение в Онежской структуре на этом уровне [Сацук и др., 1988]. В интервале 2264–2272 м установлены характерные последовательности типов пород, которые сопоставляются с разрезами крупных строматолитовых построек строматолит-доломитовой пачки туломозерской свиты [Ахмедов, Крупеник, 1995]. Ниже строматолит-доломитовой пачки в разрезе ОПС, как и в стратотипическом разрезе, установлено наличие комковатых доломитов или доломитов с фитолитами Lukanoa по: [Макарихин, Кононова, 1983], и слоев магнезита. Эти породы уверенно коррелируются с магнезит-доломитовой пачкой [Ахмедов и др., 1993] или верхней частью слоев с Lukanoa [Сацук и др., 1998]. В целом в ОПС разрез в интервале 2115–2405 м сопоставляется с туломозерской свитой стратотипической Сундозерско-Пялозерской площади в диапазоне от фосфат-доломитовой пачки или верхней части слоев с Lukanoa [Ахмедов, Крупеник, 1995; Ахмедов и др., 1993] до границы с заонежской свитой. Ниже этого уровня в обоих разрезах происходит существенная смена характера седиментации. На Сундозерско-Пялозерской площади возрастает роль известковистых пород и кварцитопесчаников, увеличивается количество седиментогенных брекчий, в т. ч. брекчий растворения. В этой части разреза ангидритовые породы неизвестны. В ОПС ниже туломозерской свиты следует толща ангидрит-магнезитовых пород мощностью около 350 м (рис. 3.19), которую предлагается выделить в самостоятельную улитинскую толщу (а впоследствии в свиту). Эти части разрезов ОПС и Сундозерско-Пялозерской площади существенно отличаются по составу пород и по мощности, но, по-видимому, являются одновозрастными и связаны между собой фациальными переходами.


ОПС
Заонежская площадь
(по Ю.С. Полеховскому, А.И. Голубеву, 1989)
Надгоризонт
Свита
Подсвита
Границы свит, м
Геологическая колонка
Калевий
Кондожская
Верхняя
Нижняя
Суйсарская
Людиковий
З а о н е ж с к а я
Верхняя
Нижняя
Ятулий
Туломозерская
Улитинская
Галитовая толща
Архей-Нижний протерозой
0м
259
401
654
2115
2405
2750
2944
Мощность м
Пачка
500-600
450-855
725-1615
155-290
Средняя
Кондожская

**Условные обозначения к рис. 3.18.**

**Четвертичные отложения**. Валуны, гальки, суглинки

**Кондопожская свита**

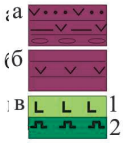

а - Аргиллиты, алевролиты, песчаники,

б - Шунгитсодержащие алевролиты и аргиллиты

в - Массивные вулканомиктовые песчаники, алевролиты,

г - Туфопесчаники, туффиты, базальтовые туфы, с прослоями туфоконгломератов

**Суйсарская свита (на онежском разрезе - верхняя пдсвита заонежской свиты)**


а - Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов

б - базальтовые, пикробазальтовые туфы,

в - покровы:1 - базальтов, 2 - пикробазальтов

**Заонежская свита**

а - Тонкозернистые базальтовые туфы,

б - силициты, шунгитистые туфосланцы

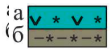
Миндалекаменные базальты

Долериты

а - Черные слоистые углеродистые алевропелиты,

б - Черные углеродисто-карбонатные алевропелиты

Горизонт массивных шунгитов


а - Кремнисто-шунгитистые базальтовые туфы,

б - Силициты, лидиты

Тонкое переслаивание серых, коричневатых, розовых, зеленоватых доломитистых пелитов

Переслаивание серых доломитов и амфибол-флогопит-альбитовых туффитов

Уровни локализации месторождений: а - шунгита; б - комплексных руд

**Туломозерская свита**

Доломиты

Переслаивание доломитистых пелитов, песчанистых доломитов, полевошпат-кварцевых алевропелитов и кварцевых песчаников

Прослои в доломитах:

а - доломитистых алевропелитов со стяжениями доломита по ангидриту, б - строматолитовых доломитов

в - доломит-магнезитовых пород

**Улитинская свита**

Переслаивание массивных ангидрит-магнезитовых пород, пелитоморфных магнезитов и пестроцветных кварц-полевошпатовых туфоалевролитов с линзами альбит-ангидрит-магнезитового состава

**Галитовая толща**

Каменная соль с обломками различных пород и жилами альбит-ангидрит-карбонатного состава

**Породы фундамента**

Граниты

Пикриты

Габбро

Границы: а - геологических тел, слоев; б - структурных и фациальных разновидностей пород

Сульфидное оруденение: а - прожилково-вкарпленное, б - массивное

Интервалы, пройденные с керном

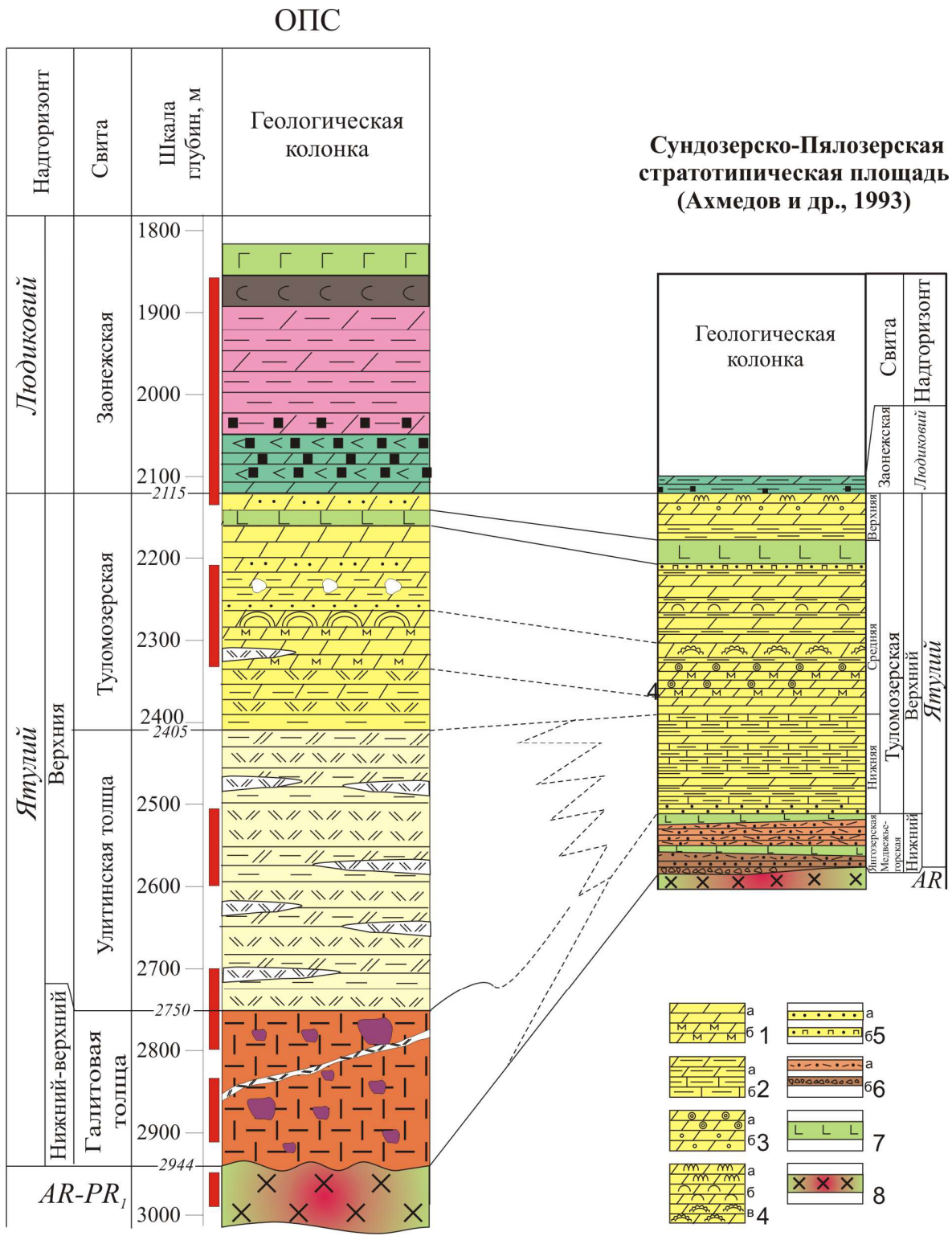



Рис. 3.19. Схема корреляции отложений ятулийского надгоризонта ОПС и Сундозерско-Пялозерской стратотипической площади:

условные обозначения к колонке Сундозерско-Пялозерской площади: 1а – доломит, песчанистый доломит; 1б – магнезитовая, доломит-магнезитовая порода; 2а – доломитистый пелит; 2б – известковистый пелит; 3а – комковатый доломит; 3б – доломит с онколитами; 4 – доломиты со строматолитами: а – дюльмекелла, б – коленциелла, в – карелозоон; 5а – песчаник; 5б – песчаник с глиптоморфозами по галиту; 6а – кварц-слюдистые туфопесчаники, аркозы, кварцитопесчаники; 7 – базальт; 8 – гранит.
Условные обозначения к колонке ОПС см. на рис. 3.3.

В западном обрамлении ОС ниже туломозерской свиты залегают вулканогенно-терригенные образования медвежьегорской и янгозерской свит нижнего ятулия. В районе Сундозера на неровную поверхность гранитов основания ложатся разные стратиграфические горизонты нижнего ятулия [Сацук и др., 1988]. В ОПС они отсутствуют, и ниже улитинской толщи залегает галитовая толща мощностью около 200 м (рис. 3.19). Ряд особенностей строения и состава галитовой толщи указывает на то, что вскрытое тело солей, возможно, имеет диапировую природу и ее первоначальная мощность была менее 200 м. Из этого следует, что галитовое тело в ОПС может замещать (скрывать) часть разреза карелид на данной площади. Галитовые породы содержат обломки измененных вулканогенных пород основного, среднего состава, обломки магнезитсодержащих туфоалевропелитов (аналогичных породам улитинской свиты), обломки кварцитов. На данном этапе изучения материала нельзя однозначно утверждать, были ли эти обломки привнесены в галитовую толщу обычным седиментогенным путем, и тогда соли моложе разрушаемых пород, или обломки были захвачены из боковых и вышележащих пород при движении соляного диапира, образованного из первично пластового тела. В этом случае исходные соли могут быть старше пород, представленных в обломках. С учетом неполноты имеющихся данных и неоднозначности их интерпретации мы считаем, что возрастные рамки образования галитовой толщи могут охватывать нижний ятулий и часть верхнего ятулия (рис. 3.19). Однако, учитывая безусловную генетическую связь рассматриваемых галитовых пород и ангидрит-магнезитовых пород вышележащей улитинской толщи, наиболее вероятным временем образования галитовой толщи следует считать ранний ятулий. Предпринятое изотопное датирование (Rb-Sr метод) подтверждает ятулийский возраст галитовой толщи – 2216 ± 68 млн лет.

В разрезе ОПС отсутствуют подсолевые осадочные породы, что необычно для классических соленосных толщ и в дальнейшем требует своего объяснения. Ниже галитовой толщи располагаются граниты, которые по составу и строению близки к гранитам западного обрамления Онежского прогиба (район Сундозера, Красной речки). Геохронологические исследования (U-Pb изохронный и Pb-Pb методы) свидетельствуют, что данные граниты имеют длительную историю становления и преобразования. Исходные гранитоиды сформировались в позднем архее в интервале 2711 ± 10 млн лет, а на рубеже 2452 ± 7,5 млн лет они были вовлечены в процессы активизации и интенсивной метасоматической переработки, которые возобновлялись и в ятулийское время.

## 3.4. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ ОПС

### 3.4.1. Базальтоиды людиковия (палеопротерозой)

*Геологическое положение в разрезе скважины*. В Онежской скважине палеопротерозойские вулканические породы слагают значительную часть разрезов заонежской и суйсарской свит людиковия. Заонежский вулканический комплекс выделен в составе одноименной свиты. Он объединяет долериты и более редкие базальты, залегающие в виде покровов и силлов мощностью от 8–35 м до 65–95 м. Вулканические тела разделяются прослоями туфов и образуют мощные толщи, чередующиеся с толщами осадочных пород, представленных шунгитоносными, часто сульфидизированными метапелитами и доломитами. Долериты составляют более половины разреза верхней части заонежской свиты (интервал 656–1903 м в разрезе скважины), что делает его одним из наиболее представительных в ОС. К суйсарскому вулканическому комплексу в разрезе скважины отнесены базальты и пикробазальты суйсарской свиты, а также долериты силла, залегающего среди отложений заонежской свиты на глубине 915–945 м. Разрез суйсарской свиты (инт. 401–656 м) существенно вулканогенный. Пикробазальты и базальты залегают маломощными (от 3–5 м до 15 м) потоками, чередуясь с туфами и туфоалевропелитами.

*Методы исследования.* Магматические породы в разрезе скважины детально опробованы (ФГУП ВСЕГЕИ, ОАО «НПЦ «Недра»). Определены содержания главных компонентов и элементов-примесей (более 200 определений), исследованы породообразующие и вторичные минералы электронно-микроскопическим (более 500 определений) и ионнозондовым (20 определений) методами.

Содержания главных компонентов пород определялись методом рентгеноспектрального флуоресцентного силикатного анализа (РФА) в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на рентгеновском спектрометре ARL-9800 и в ИГЕМ РАН (г. Москва) на спектрометре PW-2400. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 масс. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 масс. %.

Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре «Элан-6100 DRC» и в ИПТ РАН (г. Черноголовка, Московской обл.) на масс-спектрометре «Thermo Elemental». Пределы обнаружения для элементов составляли от 0,01–0,3 ppm до 1–2 ppm.

Определение состава клинопироксена и других минералов выполнено в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на кафедре петрологии на растровом (сканирующем) электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным анализатором INCA-Energy 350. Ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 ± 0,1 нА, локальность анализа минералов 4–5 мкм. Точность измерения при соответствующих концентрациях составляла: > 10 % вес. – 2 % отн.; 5–10 % вес. – 5 % отн.; 1–5 % вес. – 10 % отн.

Концентрации микропримесей в клинопироксенах измерялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в лаборатории Института микроэлектроники РАН (г. Ярославль) в тех же кристаллах, которые были проанализированы электронным зондом.

*Петрографические особенности.* Долериты и базальты заонежского комплекса афировые и редкопорфировые Pl-Cpx; долериты субофитовые и пойкилоофитовые, базальты микролитовые; в краевых частях покровов породы миндалекаменные. В суйсарском комплексе базальтоиды петрографически более разнообразные, чем в заонежском. Встречаются миндалекаменные порфировые (Ol)-Cpx и редкопорфировые Cpx пикробазальты, афировые базальты, субофитовые редкопорфировые Pl-Cpx долериты.

Породообразующие минералы в заонежских и суйсарских базальтоидах представлены клинопироксеном, альбитизированным и соссюритизированным плагиоклазом, титаномагнетитом, псевдоморфно замещенным титанитом и ильменитом; в суйсарских пикробазальтах встречен полностью измененный оливин. В акцессорных количествах присутствуют ильменит, апатит, рудные минералы (сульфиды, сфалерит). Вторичные минералы представлены амфиболом, хлоритом, эпидотом, кварцем, кальцитом, серицитом, стильпномеланом, биотитом, сульфидами.

*Химический состав.* Базальтоиды людиковия из разреза ОПС (табл. 3.4) характеризуются нормальной, изредка слабо повышенной общей щелочностью, низким или умеренным содержанием $K_2O$; по соотношению общей щелочности, железа и магния на диаграмме AFM базальтоиды располагаются в области пород толеитовой серии. Выделенные петрографические разности базальтоидов суйсарского и заонежского комплексов хорошо различаются по магнезиальности, содержанию MgO, $TiO_2$, $Al_2O_3$ (рис. 3.20).

Таблица 3.4. **Состав базальтоидов суйсарской и заонежской свит из разреза ОПС**

| № образца | 58 | 167 | 403–404 | 28а | 1020 | 1143 | 620 | 2716 | 2258 | 2537 | 2140 | 2468 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Глубина, м | 540,9 | 562,7 | 624,3 | 535,5 | 919,5 | 939,9 | 703,0 | 1552,7 | 1279,1 | 1487,6 | 1246,0 | 1458,4 |
| оксид/элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| $SiO_2$ | 46,11 | 44,36 | 50,1 | 50,3 | 46,15 | 48,15 | 49,33 | 50,00 | 51,31 | 49,77 | 51,28 | 49,62 |
| $TiO_2$ | 1,17 | 1,61 | 1,93 | 1,66 | 2,30 | 1,79 | 1,08 | 1,59 | 1,67 | 1,68 | 2,40 | 2,44 |
| $Al_2O_3$ | 12,23 | 10,97 | 14,9 | 14,5 | 14,33 | 11,69 | 14,44 | 13,54 | 13,54 | 13,99 | 11,64 | 11,40 |
| $FeO_{(общ)}$ | 11,32 | 12,57 | 10,98 | 9,43 | 13,38 | 11,94 | 11,21 | 11,65 | 12,30 | 13,16 | 16,06 | 16,60 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,18 | 0,11 | 0,20 | 0,18 | 0,18 | 0,21 | 0,19 | 0,20 | 0,25 | 0,21 |
| MgO | 12,15 | 12,87 | 5,33 | 8,27 | 7,70 | 9,39 | 7,30 | 6,26 | 5,35 | 5,19 | 3,64 | 3,87 |
| CaO | 6,46 | 8,61 | 5,17 | 4,99 | 7,53 | 10,23 | 11,07 | 9,40 | 8,52 | 9,92 | 7,69 | 9,26 |
| $Na_2O$ | 2,06 | 1,56 | 4,68 | 5,26 | 2,49 | 1,92 | 1,83 | 3,66 | 3,25 | 2,25 | 1,98 | 1,95 |
| $K_2O$ | 0,77 | 0,11 | 0,15 | 0,1 | 0,95 | 0,68 | 0,31 | 0,59 | 0,76 | 0,38 | 1,33 | 0,97 |
| $P_2O_5$ | 0,12 | 0,15 | 0,25 | 0,18 | 0,25 | 0,19 | 0,09 | 0,14 | 0,16 | 0,18 | 0,24 | 0,26 |
| ппп | 4,37 | 3,97 | 5,23 | 4,15 | 3,02 | 2,40 | 1,80 | 1,48 | 1,41 | 1,65 | 1,59 | 1,44 |
| Сумма | 99,59 | 99,91 | 100 | 100 | 99,79 | 99,90 | 99,88 | 100,01 | 99,83 | 99,84 | 99,88 | 99,86 |
| Ba | 209 | 140 | 28 | 48 | 228 | 219 | 173 | 454 | 117 | 185 | 73 | 220 |
| Rb | 17,0 | – | 2,1 | – | 12,0 | – | – | 13,1 | 27,0 | 10,0 | 50,0 | 38,0 |
| Sr | 141 | 86 | 63 | 72 | 128 | 122 | 199 | 120 | 137 | 150 | 158 | 135 |
| Cs | 0,2 | 0,1 | – | – | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 1,0 | 0,5 | 3,6 | 3,3 |
| Ta | 0,7 | 1,1 | 0,9 | 0,7 | 1,5 | 1,4 | 0,4 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,9 | 1,0 |
| Nb | 7,8 | 12,0 | 14,1 | 10,5 | 18,9 | 16,2 | 5,1 | 8,5 | 7,4 | 8,0 | 11,3 | 12,8 |
| Hf | 2,6 | 3,0 | 3,7 | 3,5 | 4,0 | 4,0 | 1,9 | 2,8 | 3,0 | 3,3 | 4,4 | 5,1 |
| Zr | 113 | 123 | 141 | 119 | 151 | 150 | 93 | 95 | 135 | 155 | 174 | 196 |
| Y | 16 | 17 | 22 | 18 | 24 | 22 | 20 | 25 | 29 | 37 | 42 | 55 |
| Th | 0,68 | 0,83 | 1,50 | 0,86 | 1,35 | 1,29 | 0,96 | 1,73 | 1,54 | 1,87 | 2,18 | 2,78 |
| U | 0,18 | 0,22 | 0,32 | 0,25 | 0,35 | 0,34 | 0,23 | 0,33 | 0,37 | 0,37 | 0,53 | 0,57 |
| Cr | 1868 | 1064 | 33 | 184 | 85 | 484 | 230 | 218 | 103 | 132 | 28 | 20 |

| № образца | 58 | 167 | 403–404 | 28а | 1020 | 1143 | 620 | 2716 | 2258 | 2537 | 2140 | 2468 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Глубина, м | 540,9 | 562,7 | 624,3 | 535,5 | 919,5 | 939,9 | 703,0 | 1552,7 | 1279,1 | 1487,6 | 1246,0 | 1458,4 |
| оксид/элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Ni | 590 | 618 | 33 | 93 | 97 | 229 | 84 | 63 | 52 | 62 | 15 | 30 |
| Co | 101 | 105 | – | 42 | 48 | 58 | 52 | 49 | 50 | 52 | 49 | 52 |
| Sc | 29 | 38 | – | – | 32 | 38 | 46 | 46 | 45 | 45 | 44 | 48 |
| V | 201 | 266 | 248 | 243 | 384 | 310 | 259 | 318 | 396 | 357 | 442 | 458 |
| Cu | 103 | 364 | 46 | 102 | 216 | 205 | 129 | 102 | 214 | 307 | 360 | 425 |
| Pb | 6,5 | 0,7 | 5,0 | 1,2 | 0,7 | 1,1 | 1,4 | 2,9 | 1,6 | 2,3 | 3,4 | 2,0 |
| Zn | 141 | 128 | 144 | 85 | 113 | 98 | 93 | 98 | 100 | 124 | 162 | 132 |
| La | 10,39 | 9,54 | 22,60 | 14,10 | 16,52 | 14,55 | 7,24 | 11,74 | 12,55 | 13,35 | 17,87 | 18,90 |
| Ce | 25,74 | 23,98 | 52,90 | 31,50 | 39,34 | 34,39 | 17,16 | 25,73 | 29,88 | 31,73 | 44,34 | 46,36 |
| Pr | 3,41 | 3,40 | 6,46 | 4,11 | 5,17 | 4,59 | 2,31 | 3,45 | 3,91 | 4,17 | 5,72 | 5,99 |
| Nd | 15,23 | 15,95 | 27,80 | 17,00 | 23,36 | 20,67 | 10,71 | 15,89 | 17,89 | 19,72 | 26,18 | 27,96 |
| Sm | 3,54 | 4,03 | 5,56 | 3,79 | 5,71 | 5,03 | 2,79 | 4,05 | 4,53 | 5,39 | 6,71 | 7,62 |
| Eu | 1,18 | 1,48 | 1,61 | 1,44 | 2,39 | 1,81 | 1,05 | 1,41 | 1,49 | 1,69 | 2,12 | 2,29 |
| Gd | 3,74 | 4,37 | 5,34 | 4,31 | 6,16 | 5,46 | 3,59 | 5,09 | 5,57 | 6,65 | 8,04 | 9,78 |
| Tb | 0,57 | 0,68 | 0,74 | 0,63 | 0,95 | 0,82 | 0,60 | 0,77 | 0,92 | 1,13 | 1,30 | 1,60 |
| Dy | 3,32 | 3,92 | 4,38 | 3,59 | 5,47 | 4,87 | 3,87 | 4,69 | 5,75 | 7,26 | 8,38 | 10,25 |
| Ho | 0,64 | 0,73 | 0,84 | 0,76 | 1,04 | 0,95 | 0,83 | 0,94 | 1,17 | 1,50 | 1,74 | 2,17 |
| Er | 1,78 | 1,94 | 2,30 | 2,18 | 2,75 | 2,52 | 2,37 | 2,67 | 3,33 | 4,38 | 4,81 | 6,21 |
| Tm | 0,24 | 0,26 | 0,30 | 0,26 | 0,38 | 0,35 | 0,35 | 0,37 | 0,47 | 0,62 | 0,68 | 0,89 |
| Yb | 1,53 | 1,62 | 1,86 | 1,74 | 2,21 | 2,11 | 2,24 | 2,44 | 2,93 | 3,97 | 4,31 | 5,71 |
| Lu | 0,22 | 0,22 | 0,29 | 0,28 | 0,30 | 0,29 | 0,32 | 0,34 | 0,40 | 0,55 | 0,61 | 0,81 |
| *Mg#* | 0,66 | 0,65 | 0,46 | 0,61 | 0,51 | 0,58 | 0,54 | 0,49 | 0,44 | 0,41 | 0,29 | 0,29 |
| *Ti/Y* | 443 | 561 | 533 | 541 | 568 | 498 | 325 | 387 | 344 | 269 | 343 | 268 |
| *Lu/Hf* | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,17 | 0,12 | 0,13 | 0,17 | 0,14 | 0,16 |
| *La/Ybn* | 4,9 | 4,2 | 8,7 | 5,8 | 5,4 | 4,9 | 2,3 | 3,4 | 3,1 | 2,4 | 3,0 | 2,4 |
| *Gd/Ybn* | 2,0 | 2,2 | 2,4 | 2,0 | 2,3 | 2,1 | 1,3 | 1,7 | 1,6 | 1,4 | 1,5 | 1,4 |
| *La/Nbn* | 1,4 | 0,8 | 1,7 | 1,4 | 0,9 | 0,9 | 1,5 | 1,4 | 1,8 | 1,7 | 1,6 | 1,5 |
| *Nb/Nb** | 1,0 | 1,4 | 0,8 | 1,0 | 1,4 | 1,3 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 0,6 |
| *Nb/Lan* | 0,7 | 1,2 | 0,6 | 0,7 | 1,1 | 1,1 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,7 |
| *Nb/Thn* | 1,4 | 1,7 | 1,1 | 1,5 | 1,7 | 1,5 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 0,5 |
| *Sm/Ybn* | 2,6 | 2,8 | 3,3 | 2,4 | 2,9 | 2,7 | 1,4 | 1,8 | 1,7 | 1,5 | 1,7 | 1,5 |

*Примечание*. Mg# + aMgO/(aMgO + aFeOt), *La/Ybn* нормировано к PM (Sun, McDonough, 1995). 1–6 – суйсарский комплекс: 1, 2 – пикробазальты; 3 – базальты; 4 – меланобазальты; 5, 6 – долериты; 7–12 – заонежский комплекс: 7, 8 – низко-Ti долериты; 9, 10 – умеренно-Ti долериты; 11, 12 – высоко-Ti ферродолериты.

В заонежском вулканическом комплексе по химическому составу выделены умеренно-Ti и низко-Ti базальты и долериты, и высоко-Ti ферробазальты и ферродолериты (далее в тексте долериты, ферродолериты) (табл. 3.4, рис. 3.20). Эти петрохимические разности присутствуют в каждом покрове. Большую часть каждого покрова слагают *умеренно-Ti* (1,5–2,2 масс. % $TiO_2$) низко-Mg (Mg# ср. 0,4, MgO ср. 5,6 масс. %) долериты. *Низко-Ti* долериты (1,0–1,6 масс. % $TiO_2$) встречаются в верхних или нижних частях покровов и образуют редкие самостоятельные тела; это умеренно-Mg породы (Mg# ср. 0,5, MgO ср. 7,2 масс. %) с более высоким содержанием Cr и Ni (230 и 84 г/т). *Высоко-Ti* ферродолериты (2,1–2,9 до 3,4 масс. % $TiO_2$) залегают в верхних частях покровов, ниже контактовых зон. Они высоко-Fe (Mg# ср 0,3, MgO ср. 4,4 масс. %, FeO общ до 15–17 масс. %), обогащены $P_2O_5$ и обеднены Cr, Ni, что характеризует их как наиболее дифференцированные разности в заонежском комплексе. На рис. 3.21 показана петрохимическая зональность в вертикальном разрезе долеритового покрова; подобная зональность присутствует во всех долеритовых телах заонежского комплекса в разрезе скважины. Накопление фосфора, титана и элементов-примесей в ферродолеритах указывает на то, что зональность в телах долеритов возникла после излияния или внедрения в процессе кристаллизационной дифференциации расплава.

К суйсарскому вулканическому комплексу принадлежат Cpx и (Ol)-Cpx пикробазальты, афировые базальты и Cpx долериты силла в отложениях заонежской свиты (табл. 3.4, рис. 3.20). *Пикробазальты* высоко-Mg (Mg# ср. 0,7, MgO 10,1–15,4 масс. %), преимущественно умеренно-Ti ($TiO_2$ ср 1,7 масс. %), с высоким содержанием Cr (580–1870 г/т) и Ni (270–760 г/т), это наименее дифференцированные разности вскрытого разреза суйсарского комплекса. *Базальты* по составу низко-Mg (Mg# ср. 0,4, MgO 3,7–5,4 масс. %), *меланобазальты* умеренно-высоко-Mg (Mg# ср 0,6, MgO 7,7–9,9 масс. %); базальты и меланобазальты характеризуются умеренными содержаниями титана (1,6–2,1 масс. %) и низкими содержаниями Cr (14–210 г/т) и Ni (12–110 г/т). В вертикальном

разрезе силла суйсарских долеритов, как и в покровах заонежских долеритов, присутствует петрохимическая зональность. В верхней части тела долериты высоко-Ti ($TiO_2$ ср. 2,5 масс. %), низко-умеренно-Mg (Mg# ср. 0,5, MgO ср. 6,3 масс. %,). В нижней части тела долериты умеренно-Ti ($TiO_2$ 2,1 масс. %), умеренно-высоко-Mg (Mg# ср. 0,6, MgO ср. 10,0 масс. %).

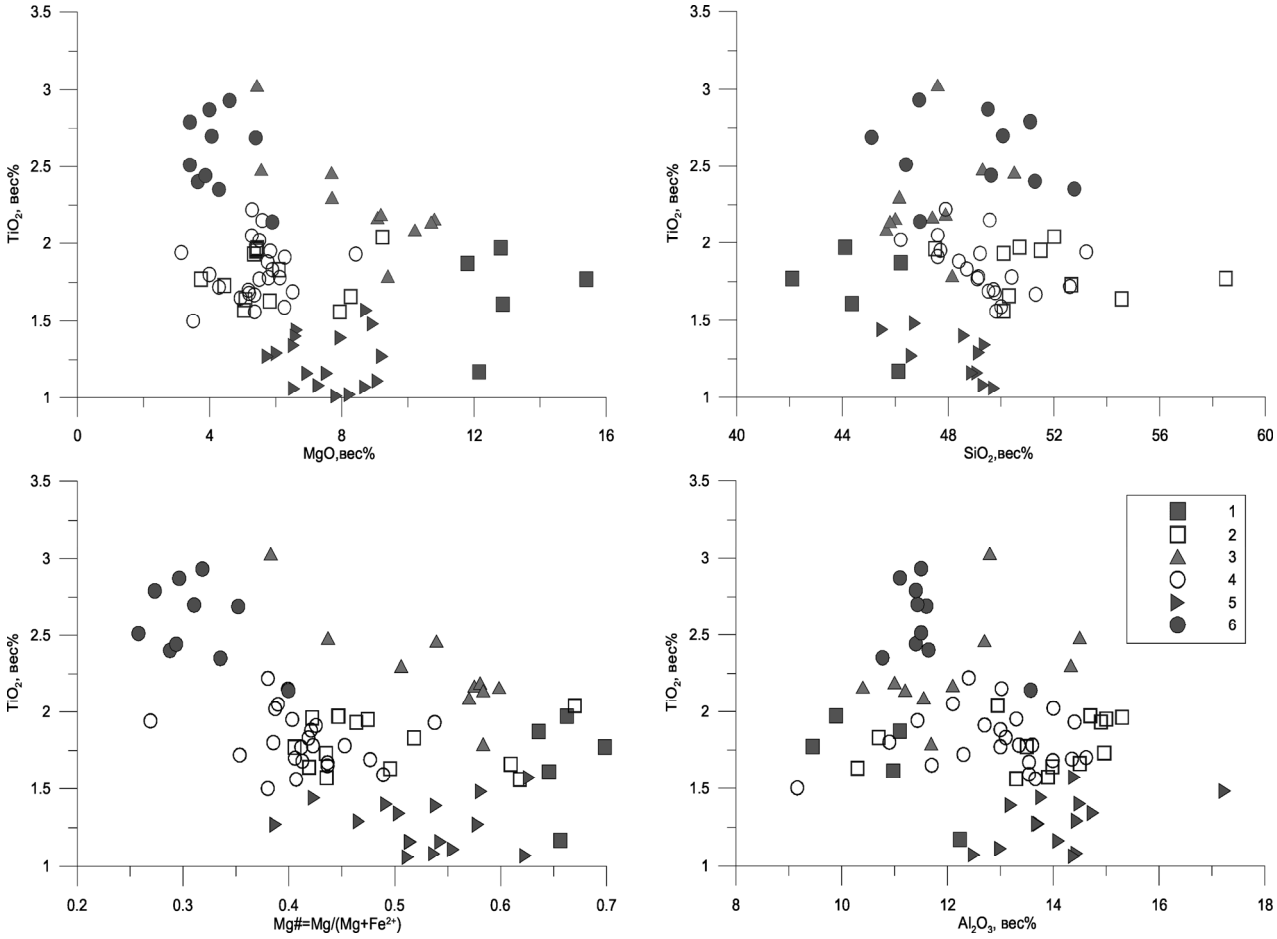



Рис. 3.20. Диаграммы MgO-$TiO_2$, $SiO_2$-$TiO_2$, Mg#, $TiO_2$, $Al_2O_3$-$TiO_2$ для базальтоидов людиковия в разрезе ОПС:

1–3 – суйсарский комплекс: 1 – пикробазальты, 2 – базальты и меланобазальты, 3 – долериты силла. 4–6 – заонежский комплекс: 4 – умеренно-Ti долериты, 5 – низко-Ti долериты, 6 – высоко-Ti ферродолериты

*Состав клинопироксенов*. Клинопироксен в изучаемых базальтоидах является единственным минералом, сохранившим свой состав. Клинопироксены оптически бесцветные и слабо буроватые. Вкрапленники и относительно более крупные зерна имеют ядра, которые занимают большую часть зерен, и узкие краевые зоны (рис. 3.22). Ядра вкрапленников секториально-зональные (зональность «песочных часов»); наиболее ярко секториальная зональность проявлена в клинопироксенах суйсарских пикробазальтов (рис. 3.22, б) и вполне отчетливо в суйсарских долеритах (рис. 3.22, г) и в высоко-Ti заонежских ферродолеритах (рис. 3.22, е). По краям Cpx часто замещены амфиболом (актинолитом в суйсарских базальтоидах и ферроактинолитом в заонежских), хлоритом, реже стильпномеланом и биотитом.

В *заонежских* долеритах состав ранних генераций клинопироксена – ядер зерен обогащается Ti и становится менее магнезиальным со снижением магнезиальности пород и с увеличением в них содержания титана (табл. 3.5), т. е. определяется составом вмещающего расплава. В *низко-Ti* долеритах – это высоко-Mg (Mg# 0,7–0,8) авгиты En38-52Wo34-46Fs11-17 с $TiO_2$ ср. 0,5 %; в *умеренно-Ti* долеритах – магнезиальные (Mg# 0,65–0,7) авгиты En37-47Wo36-44Fs17-22 с $TiO_2$ ср. 0,7 %; в *высоко-Ti* ферродолеритах верхних частей тел – умеренно-Mg (Mg# 0,6–0,7) авгиты En35-44Wo33-42Fs19-29 с $TiO_2$ ср. 0,9 %. Поздние генерации Cpx – наиболее мелкие зерна и края крупных зерен

достигают состава авгита-ферроавгита En30-45Wo31-41Fs19-34 и салита-ферросалита En26-33Wo44-49Fs22-30 в *низко-Ti и умеренно-Ti* долеритах, и ферроавгита En10-29Wo35-45Fs31-49 в *высоко-Ti* ферродолеритах.

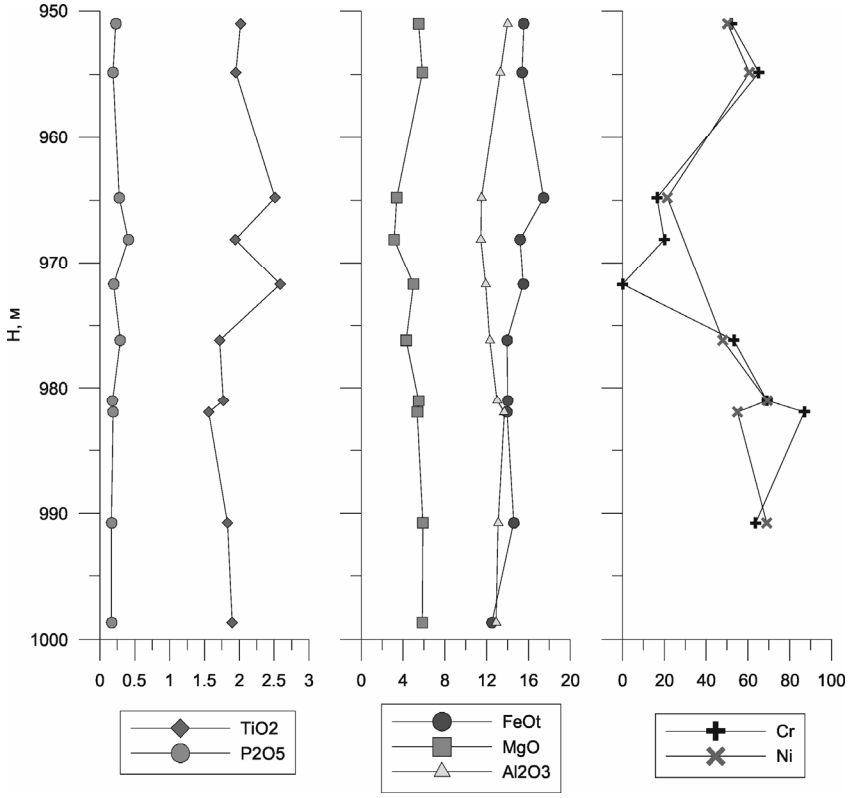



Рис. 3.21. Вертикальная петрохимическая зональность в покрове заонежских долеритов (глубина залегания 949–1012 м)

Ранние генерации клинопироксена – ядра вкрапленников из *суйсарских* Cpx-пикробазальтов (обр. 167) и долеритов нижней части силла (обр. 1128, 1143) отличаются наиболее низкими содержаниями титана и наиболее высокой магнезиальностью. Это высоко-Mg (Mg# 0,85) низко-Ti (0,4–0,6 %) Cr-содержащие эндиопсиды En45-50Wo42-45Fs8-10 в пикробазальтах и высоко-Mg (Mg# 0,85) авгиты En47Wo44Fs9 с $TiO_2$ ср. + 0,5–0,6 % в долеритах. В долеритах верхней части тела (обр. 1020) ядра вкрапленников Cpx ($TiO_2$ ср. 0,83 %; Mg# ср. + 0,77) кристаллизовались уже из более дифференцированного расплава. В (Ol)-Cpx-пикробазальтах (обр. 58) присутствуют клинопироксены с ксеногенными овальными «железистыми» ядрами.

Поздние генерации Cpx в суйсарских базальтоидах более магнезиальны, чем в заонежских долеритах: в пикробазальтах – это авгиты En36-45Wo38-41Fs15-25, в долеритах нижней части силла – авгиты En36-39Wo37-42Fs20-25 и салиты En29-32Wo49Fs19-22.

Установлено, что валовому составу базальтоидов равновесны ($KDcpx^{-liq}$ (Mg-Fe) = 0,30–0,33) лишь ранние генерации Cpx, что уже не характерно для кристаллизовавшихся из дифференцированных порций расплава Cpx промежуточных зон и краев зерен. Оценка температур кристаллизации равновесных с расплавом ранних генераций Cpx по [Putirka et al., 1996] показала более высокие температуры начала кристаллизации Cpx в суйсарских базальтоидах. В пикробазальтах ядра вкрапленников высоко-Mg (0,85) Cr-содержащие эндиопсиды начали кристаллизоваться при T = 1230–1240 ºC. В долеритах нижней части суйсарского силла (обр. 1128, 1143) ранние высоко-Mg (0,85) генерации Cpx являются кумулятивной фазой, неравновесной валовому составу долерита с магнезиальностью в среднем 0,58; кристаллизация высоко-Mg (0,80) авгита в долеритах началась при T = 1150–1220 ºC. Кристаллизация ранних генераций клинопироксена в заонежских долеритах происходила при T 1090–1160 ºC в низко-Ti долеритах (высоко-Mg (0,75) авгиты) и при более низких температурах (1060–1110 ºC) в высоко-Ti ферродолеритах (умеренно-Mg (0,6) авгиты).

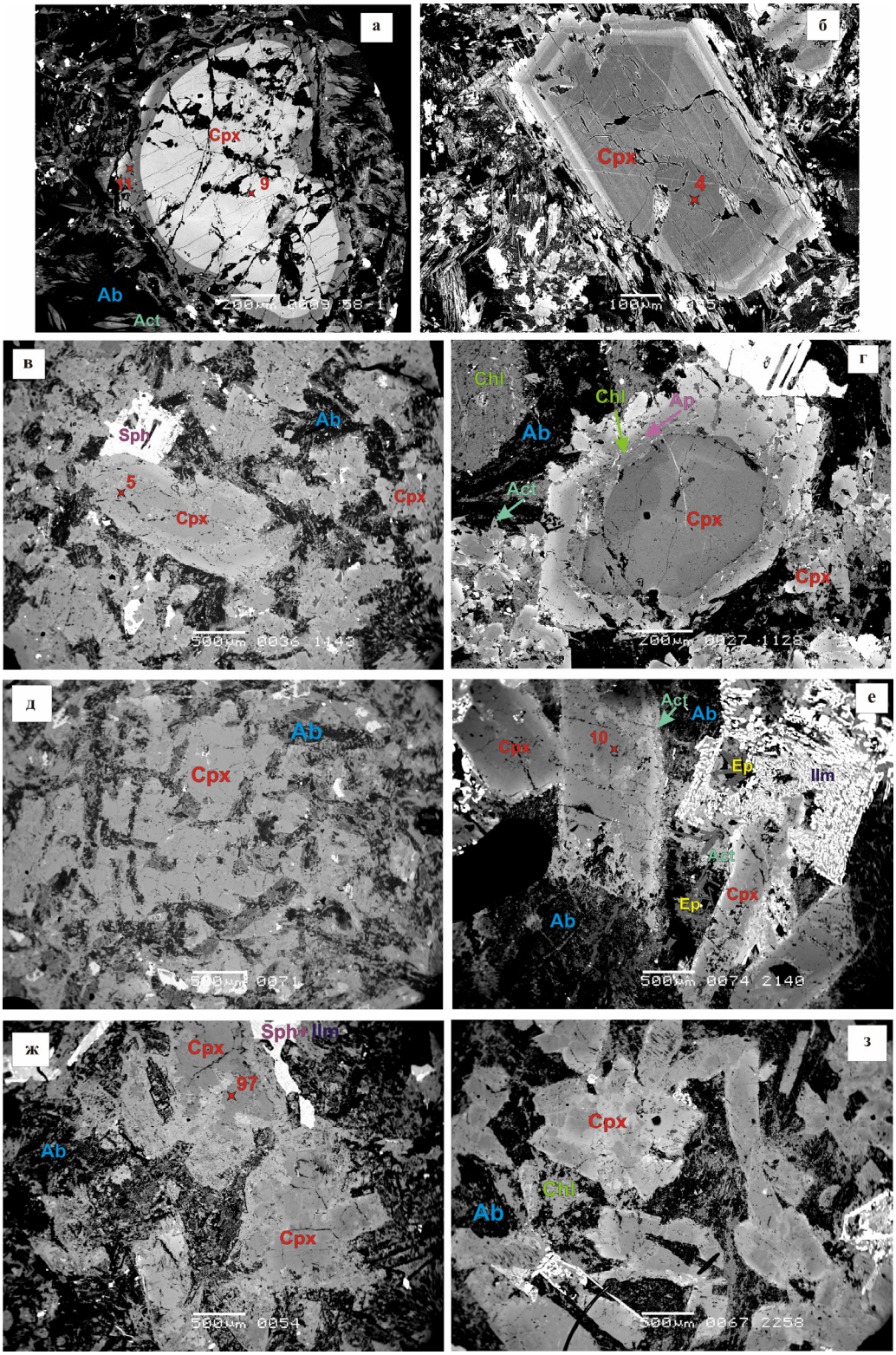



Рис. 3.22. Клинопироксены из базальтоидов суйсарского и заонежского комплексов в разрезе ОПС (электронно-микроскопические снимки):

а–г – суйсарские базальтоиды: а – ксеногенное ядро Cpx в пикробазальте обр. 58; б – секториально-зональный Cpx в пикробазальте обр. 167; в, г – зональные Cpx в долеритах обр. 1143, 1128. д–з – заонежские долериты: д – пойкилитовые незональные зерна Cpx в низко-Ti долерите обр. 620; е – секториально-зональный Cpx в высоко-Ti ферродолерите обр. 2140; ж, з – незональные зерна Cpx в умеренно-Ti долеритах обр. 2604, 2258

Таблица 3.5. **Состав клинопироксенов из заонежских и суйсарских базальтоидов разреза ОПС**

| № образца | 58-9k | 58-11m | 167-4c | 1143-5m | 1020-14c | 620-3c | 2716-7c | 803-14c | 2604-97c | 2140-10c | 2468-2c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Оксид/элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| $SiO_2$ | 51,20 | 52,18 | 52,36 | 52,21 | 51,27 | 52,30 | 52,28 | 51,27 | 52,67 | 50,66 | 50,67 |
| $TiO_2$ | 0,76 | 0,48 | 0,29 | 0,80 | 0,71 | 0,40 | 0,44 | 0,75 | 0,58 | 0,77 | 0,81 |
| $Al_2O_3$ | 1,97 | 2,91 | 1,68 | 2,50 | 2,31 | 1,75 | 2,26 | 2,37 | 2,09 | 2,26 | 2,12 |
| FeO | 10,76 | 6,39 | 5,15 | 7,84 | 8,34 | 7,04 | 9,20 | 11,86 | 10,99 | 13,19 | 15,45 |
| $Cr_2O_3$ | – | 0,71 | 0,46 | 0,38 | – | 0,60 | 0,34 | 0,26 | – | – | – |
| MnO | 0,39 | – | – | – | – | – | – | 0,24 | 0,40 | 0,47 | – |
| MgO | 15,06 | 17,27 | 17,08 | 16,97 | 15,89 | 16,75 | 16,47 | 15,09 | 15,64 | 14,14 | 13,95 |
| CaO | 19,00 | 19,97 | 20,64 | 19,68 | 20,49 | 19,43 | 19,13 | 18,37 | 18,86 | 18,21 | 17,08 |
| $Na_2O$ | 0,31 | 0,28 | 0,31 | 0,43 | 0,25 | 0,22 | 0,32 | 0,25 | 0,29 | 0,25 | 0,24 |
| Сумма | 99,45 | 100,18 | 97,97 | 100,81 | 99,26 | 98,48 | 100,44 | 100,47 | 101,50 | 99,96 | 100,31 |
| Wo | 39 | 41 | 43 | 40 | 42 | 40 | 39 | 38 | 38 | 38 | 35 |
| En | 43 | 49 | 49 | 48 | 45 | 48 | 47 | 43 | 44 | 41 | 40 |
| Fs | 18 | 10 | 8 | 12 | 13 | 11 | 15 | 19 | 18 | 22 | 25 |
| Mg/(Mg + Fe) | 0,71 | 0,83 | 0,85 | 0,84 | 0,77 | 0,81 | 0,76 | 0,69 | 0,72 | 0,66 | 0,62 |
| Sr | 28,9 | 29,9 | 24,9 | 26,2 | 31,6 | 13,8 | 14,8 | 12,5 | 10,5 | 21,5 | 11,0 |
| Nb | 0,13 | 0,17 | 0,23 | 0,33 | 0,12 | 0,12 | 0,24 | 0,12 | – | 0,16 | 0,24 |
| Ta | 0,56 | 0,36 | – | – | 0,21 | 0,21 | 0,30 | 0,42 | 0,31 | 0,55 | 0,44 |
| Zr | 27,3 | 46,5 | 5,8 | 8,2 | 18,0 | 10,1 | 9,2 | 16,7 | 10,9 | 19,9 | 18,7 |
| Hf | 1,96 | 2,07 | – | 0,46 | 0,99 | 0,90 | 0,84 | 1,50 | 0,92 | 1,69 | 1,25 |
| Y | 23,9 | 19,6 | 5,5 | 5,8 | 11,6 | 13,3 | 17,9 | 25,3 | 16,9 | 28,5 | 26,4 |
| La | 1,60 | 2,45 | 0,48 | 0,54 | 1,00 | 0,56 | 1,70 | 0,88 | 0,70 | 1,75 | 0,93 |
| Ce | 7,23 | 6,93 | 2,01 | 2,15 | 4,16 | 2,24 | 5,06 | 3,57 | 2,66 | 5,95 | 3,55 |
| Nd | 10,18 | 7,78 | 2,78 | 2,79 | 5,32 | 2,99 | 5,14 | 5,22 | 3,55 | 6,65 | 5,00 |
| Sm | 4,15 | 3,05 | 1,13 | 1,08 | 2,45 | 1,42 | 1,85 | 2,32 | 1,68 | 3,01 | 2,42 |
| Eu | 1,20 | 1,04 | 0,39 | 0,36 | 0,81 | 0,46 | 0,81 | 0,75 | 0,58 | 1,02 | 0,79 |
| Gd | 5,04 | 4,01 | – | – | – | – | – | 3,71 | – | – | 3,36 |
| Dy | 4,66 | 3,78 | 1,16 | 1,10 | 2,35 | 2,46 | 2,93 | 4,23 | 2,86 | 4,70 | 3,93 |
| Er | 2,61 | 2,18 | 0,59 | 0,59 | 1,22 | 1,36 | 1,97 | 2,74 | 2,09 | 3,19 | 2,76 |
| Yb | 2,37 | 2,39 | – | – | 1,01 | 1,42 | 1,61 | 2,52 | 1,89 | 2,86 | 2,70 |

*Примечание*. c – ядро; k – ксеногенное ядро; m – кайма вокруг ядра. 1–5 – суйсарский комплекс: 1–3 – пикробазальты; 4, 5 – долериты; 6–11 – заонежский комплекс: 6, 7 – низко-Ti долериты; 8, 9 – умеренно-Ti долериты; 10, 11 – высоко-Ti ферродолериты.

*Геохимическая характеристика базальтоидов*. Для всех петрохимических типов долеритов *заонежского комплекса* характерно слабое фракционирование некогерентных элементов, их спектры в области HFSE и HREE сопоставимы с E-MORB (рис. 3.23). Долериты обеднены Sr, Ti и Nb (Nb/Nb* = 0,3–0,8), имея выраженный Nb min на спайдер-диаграммах. Редкие земли фракционированы слабо, из них наименее фракционированы тяжелые земли: $La/Yb_N$ = 2,2–3,4, $La/Sm_N$ = 1,6–1,9, $Gd/Yb_N$ = 1,2–1,7, Dy/Yb = 1,1–1,4. Аномалия Eu наиболее отчетливая в высоко-Ti ферродолеритах (Eu/Eu* min 0,7). Содержание некогерентных элементов возрастает от низко-Ti долеритов к высоко-Ti ферродолеритам. Содержание элементов-примесей меняется в разных телах от низких значений, на уровне E-MORB (рис. 3.23, а), до более высоких значений (рис. 3.23, б).

Пикробазальты, базальты и долериты *суйсарского комплекса* геохимически резко отличаются от заонежских долеритов. Особой чертой суйсарских базальтоидов является обеднение их Y и HREE, концентрации этих элементов снижаются относительно MORB (рис. 3.24). Элементы-примеси в суйсарских базальтоидах более фракционированы, их нормированные спектры близки к спектру OIB. Легкие земли фракционированы умеренно, тяжелые земли – слабо: $La/Yb_N$ = 4,2–14,9, $La/Sm_N$ = 1,5–4, $Gd/Yb_N$ = 2,0–3,1, $Dy/Yb_N$ = 1,3–1,8. Аномалия Eu незначительная знакопеременная (Eu/Eu* min 0,8–0,9; Eu/Eu* max 1,1–1,3).

В суйсарских базальтоидах относительно заонежских также снижаются содержания элементов группы K (Rb, Cs, Ba, Sr) и Th (наиболее низкие их концентрации отмечаются в базальтах), и возрастают содержания LREE, Nb, Ta, Ti. Отношение Nb/Nb* = 0,6–1,4 показывает отсутствие или незначительную отрицательную аномалию ниобия. Наиболее низкими содержаниями некогерентных элементов характеризуются пикробазальты (рис. 3.24, а); в базальтах в среднем повышаются содержания HFSE и REE (рис. 3.24, б); в долеритах относительно пикробазальтов и базальтов возрастают содержания LILE, Th и REE (рис. 3.24, в).

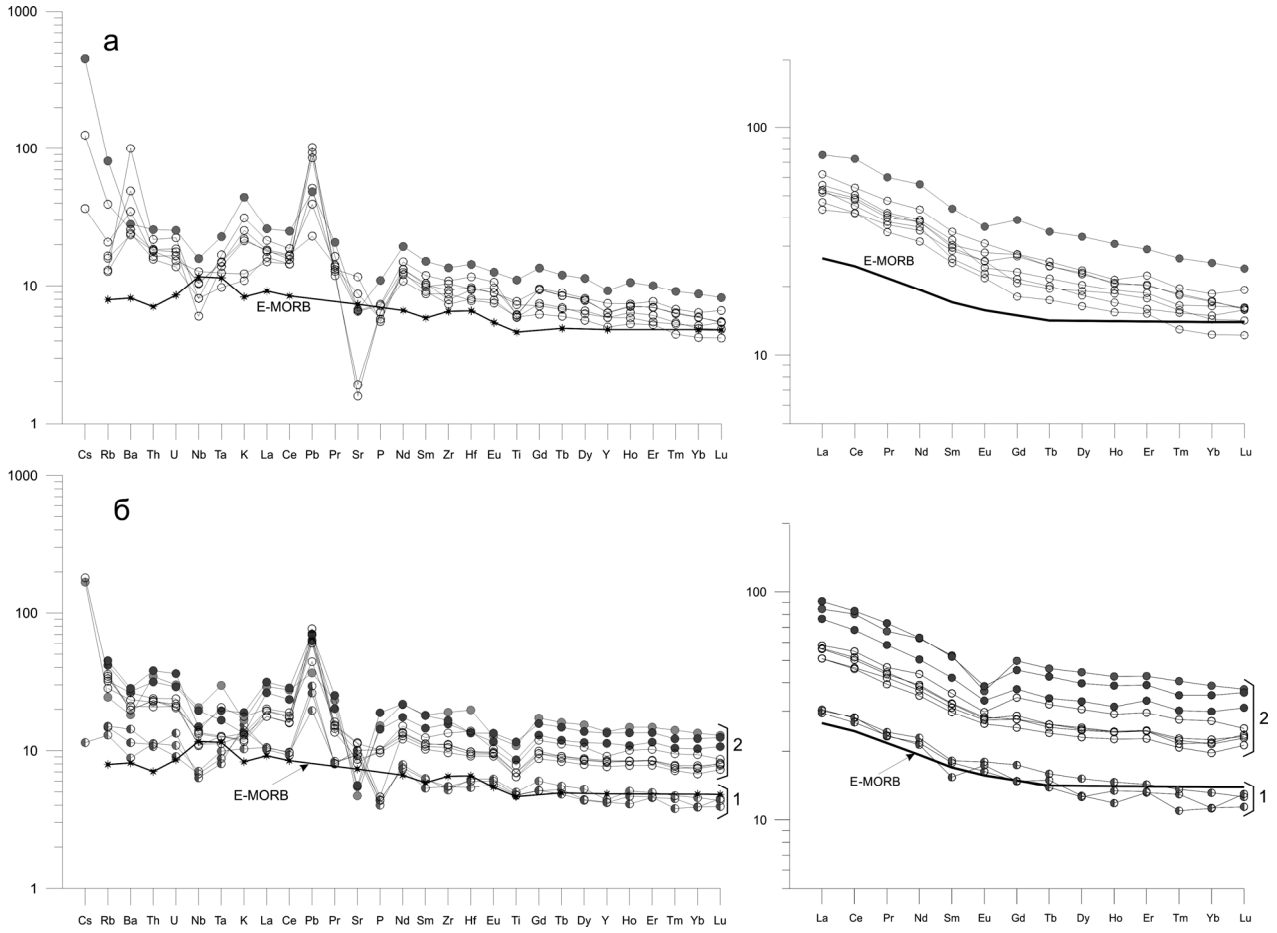



Рис. 3.23. Распределение редких элементов и РЗЭ в долеритах заонежского комплекса. Нормировано к PM и к хондриту C1, соответственно, по: [Sun, McDonough, 1989]:

покровы долеритов на глубине: а – 1226–1348 м; б-1 – 697–706 м; б-2 – 818–876 м. Значками показаны разности долеритов: высоко-Ti – залитые значки, умеренно-Ti – незалитые значки; низко-Ti – частично залитые значки. E-MORB по: [Sun, McDonough, 1989]

*Геохимия клинопироксенов*. Изучаемые клинопироксены обогащены HREE и Y относительно LREE и LILE (табл. 3.5), в их редкоэлементных спектрах (нормированных к PM) присутствуют минимумы Nb, Zr, (± Ti) (рис. 3.25). В заонежских долеритах (рис. 3.25, в, г) клинопироксены значительно обеднены LREE относительно HREE ($La/Yb_N$ 0,2–0,4, ранние генерации), тяжелые земли в них практически не фракционированы ($Dy/Yb_N$ 1,0–1,3). Их хондрит-нормированные спектры редких земель (рис. 3.40, г) идентичны спектру Cpx из ксенолитов шпинелевых лерцолитов по: [Ionov, 1996]. Редкие земли в Cpx суйсарских пикробазальтов и долеритов (рис. 3.25, а, б) более деплетированы тяжелыми землями и сильнее фракционированы ($La/Yb_N$ 0,7–0,8, $Dy/Yb_N$ 1,5–1,7). Их спектры REE (рис. 3.25, б) имеют куполовидный в области средних земель облик и близки к спектру Cpx из ксенолитов гранатовых лерцолитов по: [Bedini, Bodinier, 1999].

В ранних генерациях клинопироксенов *заонежских* долеритов содержание большинства некогерентных элементов увеличивается от низко-Ti долеритов к высоко-Ti ферродолеритам. В ранних генерациях *суйсарских* клинопироксенов наиболее низкие содержания элементов-примесей зафиксированы в Cpx-пикробазальтах (обр. 167) и долеритах нижней части силла (обр. 1143). В клинопироксенах из более дифференцированных долеритов верхней части силла (обр. 1020) содержания элементов-примесей в ранних генерациях более высокие. Поздние генерации Cpx обогащаются относительно ранних генераций элементами-примесями, что одновременно с уменьшением их Mg# связано с накоплением некогерентных элементов в кристаллизующемся расплаве.

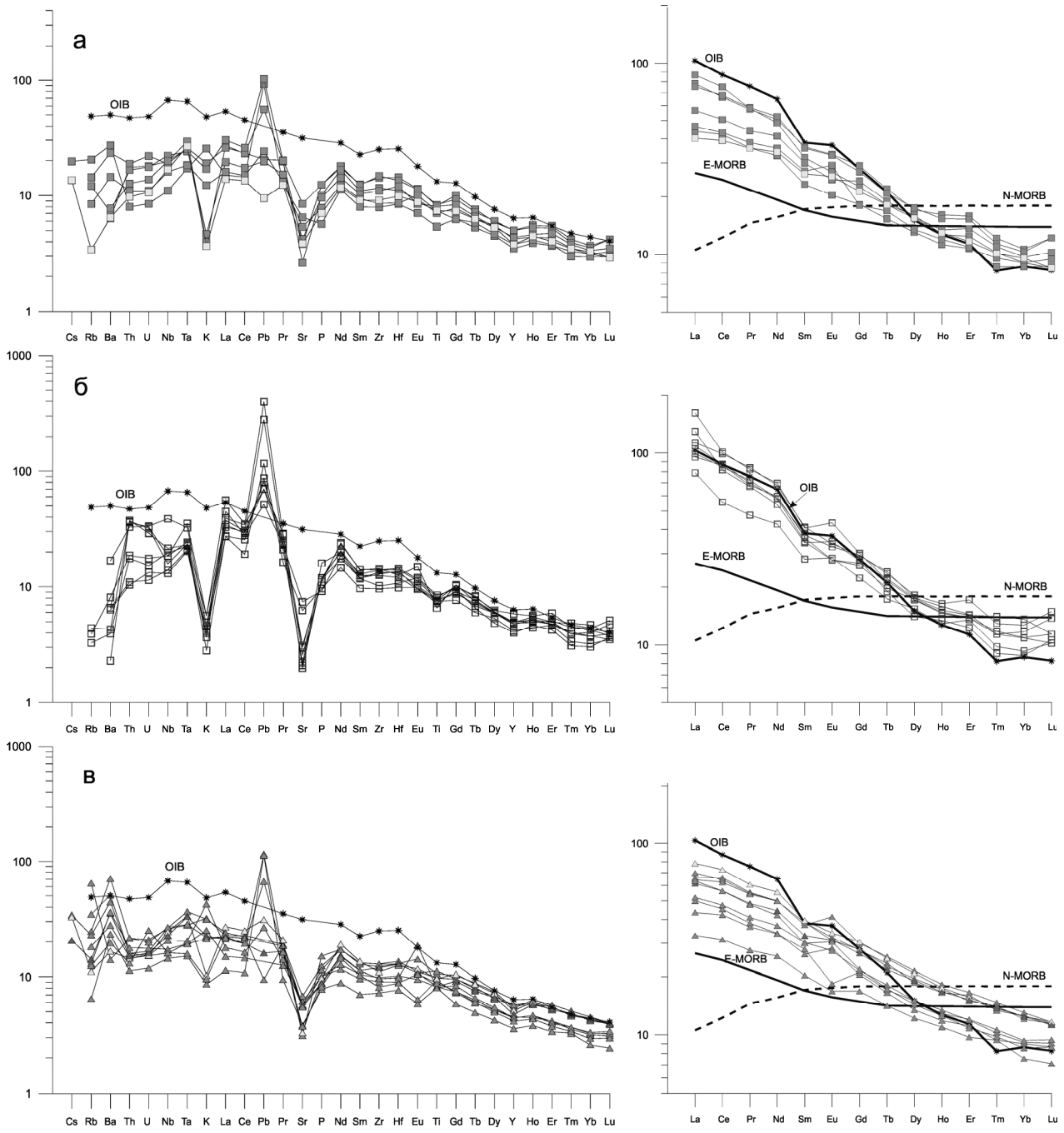



Рис. 3.24. Распределение редких элементов и РЗЭ в базальтоидах суйсарского комплекса. Нормировано к PM и к хондриту C1, соответственно, по: [Sun, McDonough, 1989]:

а – пикробазальты, б – базальты, в – долериты силла (инт. 915–945 м). OIB, N-MORB, E-MORB по: [Sun, McDonough, 1989]

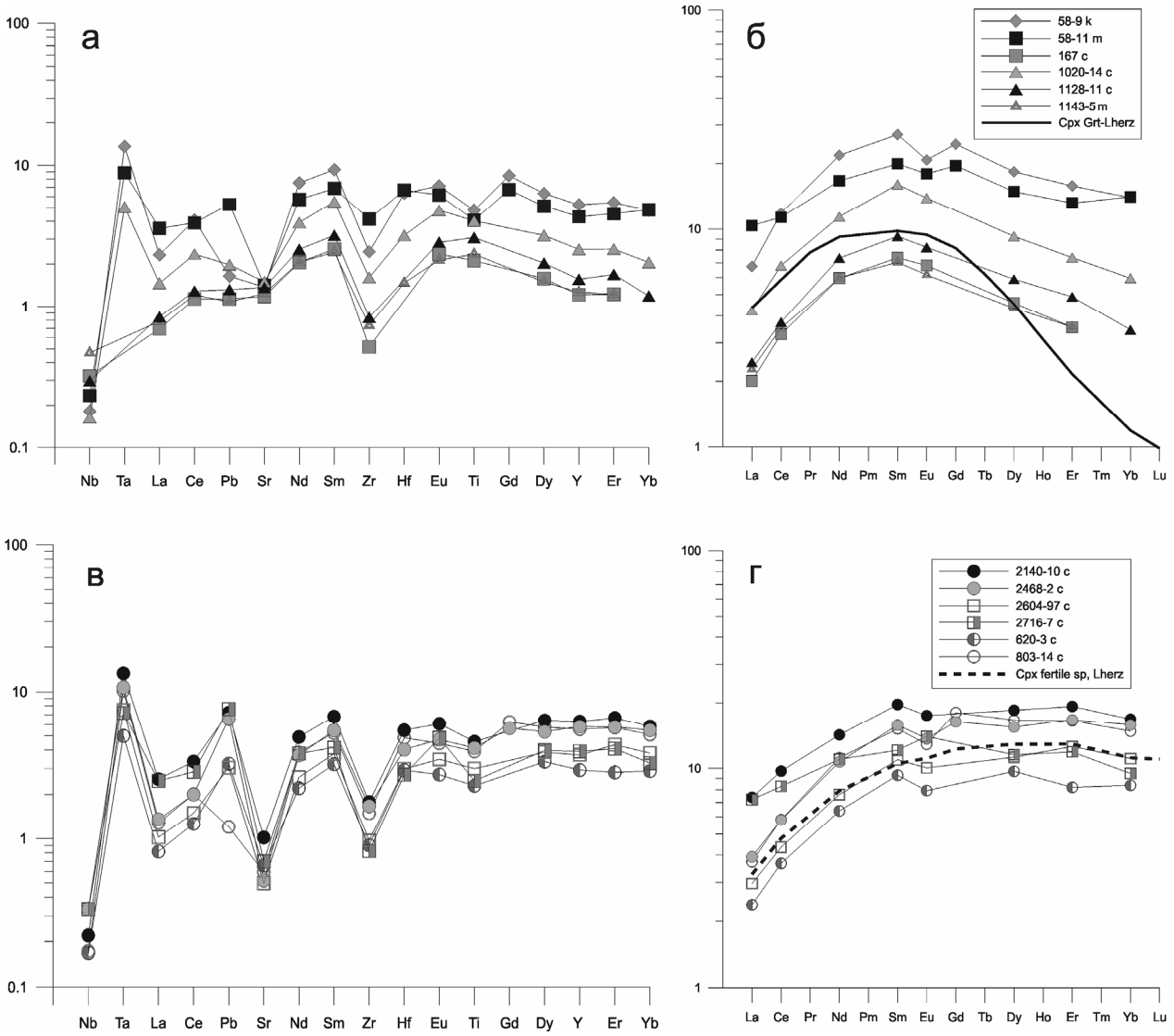



Рис. 3.25. Распределение редких элементов и РЗЭ в клинопироксенах из суйсарских и заонежских базальтоидов. Нормировано к PM и хондриту C1, соответственно, по: [Sun, McDonough, 1989]:

а, б – пикробазальты и долериты суйсарского комплекса; в, г – долериты заонежского комплекса. Условные значки: c – ядра зерен, m – промежуточные зоны; k – ксеногенное ядро. Cpx Grt-Lherz – клинопироксен из ксенолитов гранатовых лерцолитов по: [Bedini, Bodinier, 1999]. Cpx fertile sp.Lherz – Клинопироксен из ксенолитов шпинелевых лерцолитов из [Ionov, 1996]

*Мантийные источники и коровая контаминация*

Базальтоиды заонежского и суйсарского комплексов имеют свои собственные геохимические черты, различаясь как по содержанию, так и по характеру распределения редких элементов. По величине отношений $Sm/Yb_N$, Lu/Hf, Ti/Y заонежские и суйсарские базальтоиды образуют разные поля на диаграммах (рис. 3.26, а, б), и поскольку отношения этих элементов используются в качестве индикаторов для оценки глубины выплавления и/или степени плавления, это свидетельствует о различном составе их мантийных источников.

Заонежские долериты характеризуются низкими значениями отношений $Sm/Yb_N$ (1,4–2,4), Ti/Y (190–440) и высокими значениями Lu/Hf (0,11–0,22), что типично для пород, образовавших при плавлении шпинелевых перидотитов, в последних $Sm/Yb_N$ + 2,0, Ti/Y + 123, Lu/Hf + 0,16 [Sun, McDonough, 1989]. Геохимия изученных клинопироксенов также это подтверждает.

Мантийный источник суйсарских базальтоидов был более глубинным. Низкие отношения Lu/Hf = 0,07–0,09 указывают на гранатовый контроль в области плавления, что находит отражение и в геохимии клинопироксенов.

В Cpx-пикробазальтах (обр. 167) высокомагнезиальные (Mg# 0,85) ядра вкрапленников – Cr-содержащие эндиопсиды являются наиболее ранней кристаллической фазой после оливина, расчет в COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000]. Высокая магнезиальность ядер вкрапленников Cpx в пикробазальтах обр. 167, их равновесность валовому составу породы означают, что состав ранних генераций Cpx контролировался составом пикробазальтового расплава. Состав модельного расплава (при расчете приняты коэффициенты распределения элементов по: [McKenzie, O'Nions, 1991] для Cpx такого состава по характеру распределения REE идентичен валовому составу пикробазальта обр. 167 (рис. 3.27, б). Этому же пикробазальту равновесен Cpx из долеритов подошвы силла (обр. 1143), являющийся кумулятивной фазой в долерите с Mg# = 0,58 (рис. 3.27, б). Это позволяет предположить, что состав первичного расплава базальтоидов суйсарского комплекса был близок к пикробазальтовому (MgO 12–13 %, Mg# 0,65).

Высокие значения $Sm/Yb_N$ = 2,0–3,7 и Ti/Y = 416–800 в суйсарских базальтоидах являются признаком обогащения мантийного источника компонентом OIB; в OIB $Sm/Yb_N$ = 5,1, Ti/Y = 590 [Sun, McDonough, 1989]. Вместе с тем снижение LILE (Rb, Ba) и Th относительно Ta и La, что видно в нормированных к PM мультиэлементных спектрах пикробазальтов, базальтов и долеритов (рис. 3.24), свидетельствует, вероятно, о потерях этих наиболее несовместимых элементов в предыдущем плавлении. Таким образом, мантийным источником для пикробазальтов, базальтов и долеритов суйсарского комплекса являлись гранатовые перидотиты, что согласуется с выводами предшествующих исследователей [Puchtel et al., 1998, 1999].

Использование геохимических данных по людиковийским базальтоидам ОПС совместно с полученными ранее по ОС [Куликов и др., 1999; Puchtel et al., 1998] важно для восстановления особенностей их формирования, в частности участия коры в их генезисе. Сопоставление базальтоидов людиковия ОПС и изученных разрезов ОС показало полное соответствие геохимических черт суйсарских долеритов из Онежской скважины и долеритов Кончезерского силла в Ангозерском разрезе. Базальты и андезибазальты нижней части разреза о. Суйсари и всего разреза п. Соломенное обладают высокими значениями отношений $Sm/Yb_N$ = 2,9–3,3 и Ti/Y = 429–536 (рис. 3.26, б). Такие значения характерны для суйсарских базальтоидов ОПС и пикробазальтов оз. Ангозеро ($Sm/Yb_N$ = 2,9, Ti/Y = 515–542). На рис. 3.26, б, г вулканиты п. Соломенное и нижней части разреза о. Суйсари располагаются в поле суйсарских базальтоидов из ОПС, а не заонежских долеритов, что позволяет относить их к суйсарскому вулканическому комплексу.

Для оценки вклада коры в состав базальтоидов использованы отношения $Nb/La_N$, $Nb/Th_N$ (нормировано к PM), Nb/Nb*. В OIB и MORB значения этих отношений близки или превышают 1, в контаминированных коровым материалом внутриплитных породах они значительно снижаются. Низкие значения указанных отношений характерны для долеритов заонежского комплекса: $Nb/La_N$ = 0,3–0,6, $Nb/Th_N$ = 0,2–0,7 (рис. 3.26, г). Величина отношения Nb/Nb* снижается в них до 0,3–0,8 (рис. 3.26, в). При формировании больших объемов расплавов это может свидетельствовать о значительном вкладе коры в их состав.

В расчетных по Cpx составах модельного расплава долеритов заонежского комплекса возрастает относительно валового состава породы содержание тяжелых РЗЭ и снижается степень их фракционирования. На рис. 3.27, а показаны модельные расплавы для наиболее магнезиальных (0,49–0,54) низко-Ti долеритов. Наблюдаемое по РЗЭ несоответствие модельного расплава валовому составу породы может быть связано с кристаллизацией ранних генераций Cpx из контаминированных, частично дифференцированных расплавов.

В суйсарских базальтоидах величины рассматриваемых отношений сильно варьируют (рис. 3.26, в, г). В пикробазальтах и долеритах Онежской ПС и Ангозерского разреза они обычно превышают единицу: Nb/Nb* = 0,9–1,7, $Nb/La_N$ = 0,9–1,3, $(Nb/Th)_N$ = 1,0–2,1. В базальтах ОПС, а также в базальтах и андезибазальтах разреза о. Суйсари и п. Соломенное значения этих отношений понижены: $Nb/La_N$ = 0,3–0,7, $(Nb/Th)_N$ = 0,4–0,7, Nb/Nb* = 0,4–0,8. Таким образом, взаимодействие с корой расплавов пород, образующих в суйсарских разрезах часто маломощные тела, было различным. Вклад корового вещества в состав пикробазальтов и долеритов был минимальным, это характерно и для разреза ОПС и оз. Ангозеро. Суйсарские базальты и андезибазальты во всех изученных разрезах (ОПС, о. Суйсари, п. Соломенное) были сформированы уже при значительном участии коры. Объяснить это можно разной динамикой поступления расплавов к поверхности, степень контаминации могла возрастать при задержке расплавов в промежуточных камерах.

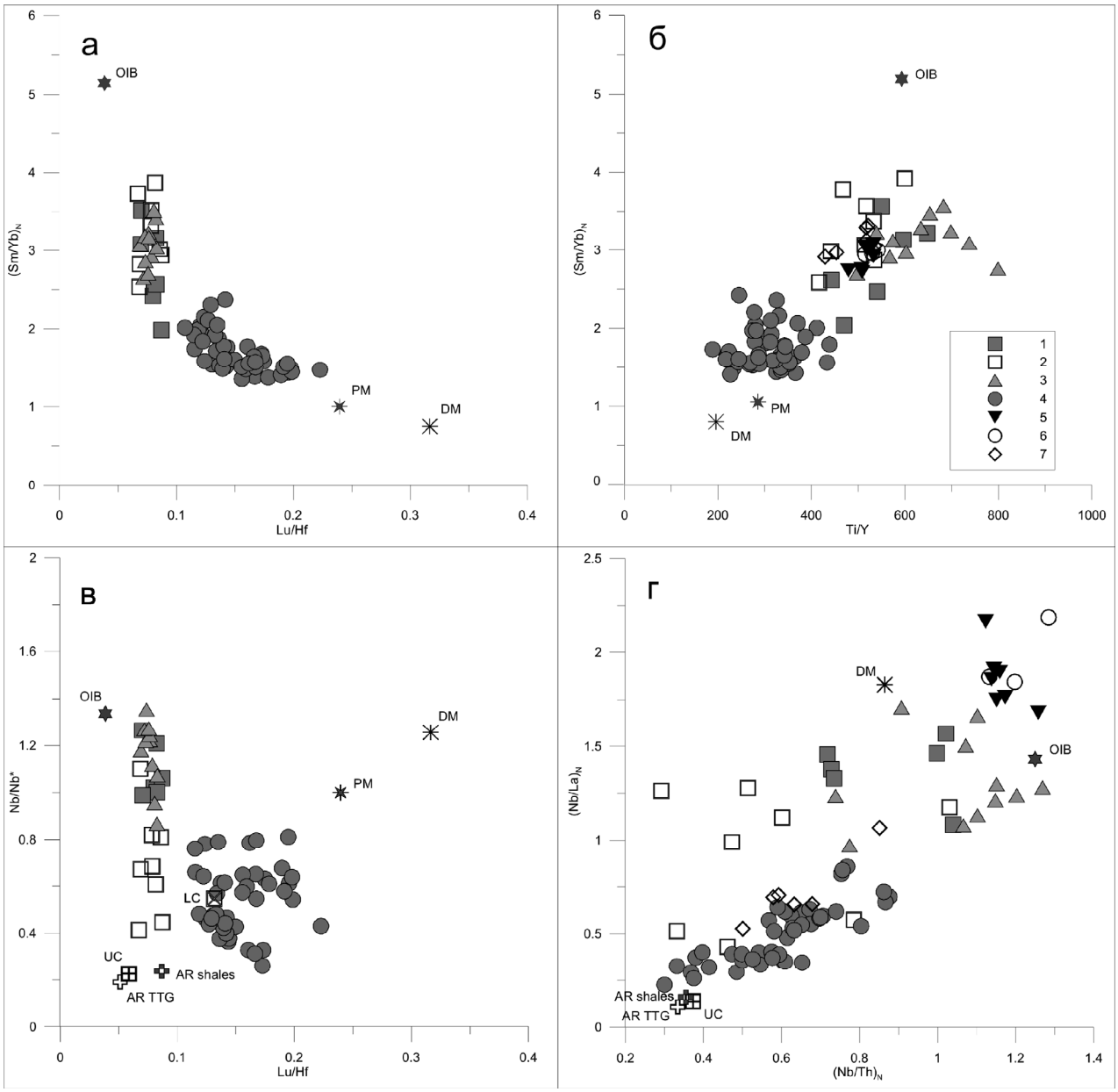



Рис. 3.26. Диаграммы Sm/YbN-Lu/Hf, Sm/YbN-Ti/Y, Nb/Nb*- Lu/Hf, Nb/LaN-Nb/ThN для базальтоидов суйсарского и заонежского комплексов. Нормировано к PM [Sun, McDonough, 1989]:

1–3 – суйсарские базальтоиды ОПС: 1 – пикробазальты, 2 – базальты, 3 – долериты; 4 – заонежские долериты ОПС; 5–7 – базальтоиды по: [Puchtel et al., 1998]: 5 – Кончезерский силл, оз. Ангозеро; 6 – пикробазальты оз. Ангозеро; 7 – базальты, андезибазальты п. Соломенное, о. Суйсари

Геохимический облик клинопироксенов «железистых» ядер из (Ol)-Cpx-суйсарских пикробазальтов обр. 58 ($La/Yb_N$ 0,5, $Dy/Yb_N$ 1,1–1,3), их неравновесность валовому составу породы ($KD^{cpx\text{-}liq}$ (Mg–Fe) > 0,33) позволяют считать их ксеногенными включениями. В каймах вокруг ксеногенного «железистого» клинопироксена кристаллизовался геохимически близкий ему Cpx ($La/Yb_N$ 0,6–0,7, $Dy/Yb_N$ 1,1–1,2), который по своей высокой магнезиальности (0,85) является наиболее ранней генерацией Cpx в этом расплаве. Геохимическая близость клинопироксена магнезиальных кайм и ксеногенных ядер (рис. 3.25, а, б) показывает влияние контаминирующего вещества на уровне кристаллизации ранних генераций клинопироксена в пикробазальтах.

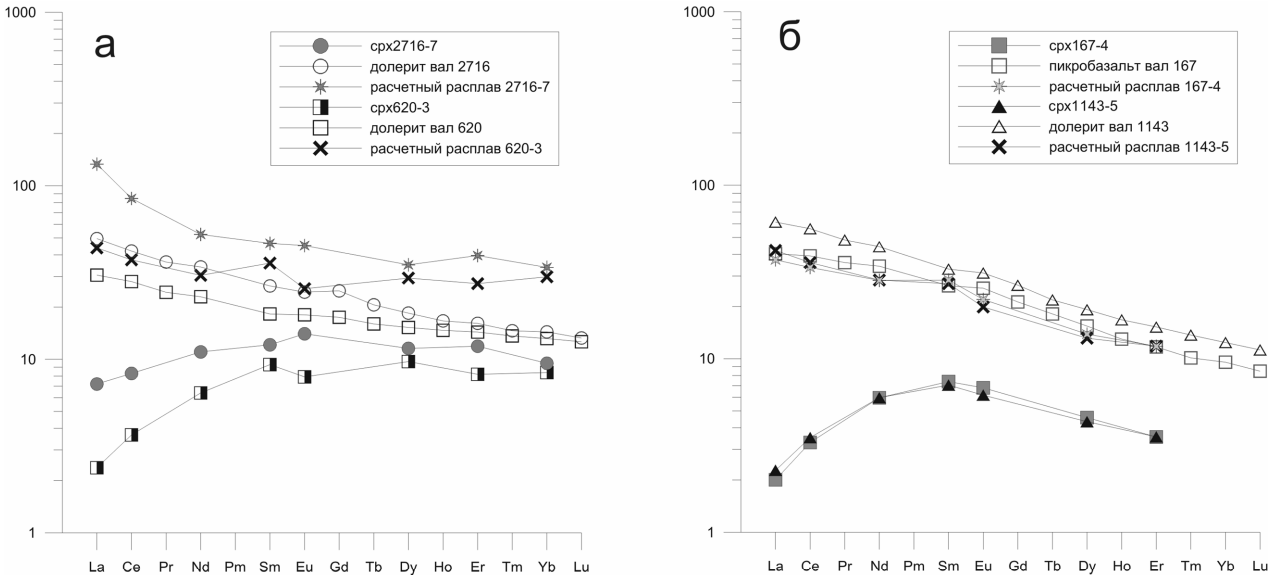



Рис. 3.27. Модельный состав расплавов базальтоидов людиковия. РЗЭ нормированы к хондриту $C_1$ [Sun, McDonough, 1989]:

а – заонежские низко-Ti долериты; б – суйсарские пикробазальты и долериты. Для расчетов использованы коэффициенты распределения из работы [McKenzie, O'Nions, 1991]

Суйсарские пикробазальты и долериты ОПС, долериты Кончезерского силла и пикробазальты разреза оз. Ангозеро характеризуются радиогенным изотопным составом Nd: $\varepsilon Nd_{(т)}$ = +3,2 в пикробазальтах ОПС; $\varepsilon Nd_{(т)}$ = +2,3–3,3 в долеритах Кончезерского силла и пикробазальтах оз. Ангозеро по: [Puchtel et al., 1998, 1999] (рис. 3.28, а, б). В суйсарских базальтах изотопный состав Nd меняется до низкорадиогенного: $\varepsilon Nd_{(т)}$ = –0,9 в базальтах ОПС, от +0,6 до –1,9÷–2,9 в базальтоидах о. Суйсари, п. Соломенное, по: [Puchtel et al., 1998, 1999] – за счет контаминации их расплавов коровыми породами, о чем также свидетельствуют низкие величины отношений Nb/Nb*, $Nb/La_N$ и $(Nb/Th)_N$.

Отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в заонежских долеритах ОПС близки к таким в долеритах Кончезерского силла и пикробазальтах разреза оз. Ангозеро (рис. 3.28, в, г), но в отличие от последних в долеритах незначительно возрастает величина отношения Sm/Nd и заметно снижается $\varepsilon Nd_{(т)}$ = +0,4÷+1,1, что при пониженных значениях Nb/Nb*, $Nb/La_N$, $(Nb/Th)_N$ следует связывать с коровой контаминацией их расплавов. Таким образом, участие коры в формировании заонежских долеритов и суйсарских базальтов фиксируется в их геохимическом составе и в изотопном составе Nd. Наблюдаемые различия в радиогенном изотопном составе Nd в заонежских долеритах и суйсарских базальтах могут быть связаны с природой контаминирующего вещества: преимущественно нижнекорового для первых и преимущественно верхнекорового для вторых.

Геохимические и изотопно-геохимические особенности базальтоидов людиковия в разрезе ОПС подтверждают внутриплитный характер палеопротерозойского магматизма, масштабно проявившегося в ОС. Он был базальтовым по составу в раннем людиковии (заонежский базальт-долеритовый комплекс) и ультраосновным-основным в позднем людиковии (суйсарский пикрит-базальтовый комплекс). Базальтоиды заонежского и суйсарского вулканических комплексов имеют собственную геохимическую специфику, обусловленную различиями в составе мантийного субстрата, условиями генерации расплавов, воздействием коровой контаминации. Мантийным субстратом заонежских долеритов являлись шпинелевые перидотиты; образованию значительных объемов их расплавов и мощных вулканических тел могли способствовать высокая степень плавления и условия растяжения; расплавы испытали контаминацию преимущественно в нижнекоровых промежуточных камерах; кристаллизационная дифференциация базальтовых расплавов происходила и в покровах после их излияния. Суйсарские пикробазальты, базальты и долериты образовались при плавлении гранатовых перидотитов; внедрение расплавов происходило, вероятно, в неустойчивом тектоническом режиме. Быстрый подъем расплавов и минимальное воздействие корового материала характерны для пикробазальтов и долеритов. Образование базальтов происходило при задержке расплавов на разных уровнях в коре, где они испытывали кристаллизационную дифференциацию и контаминацию.

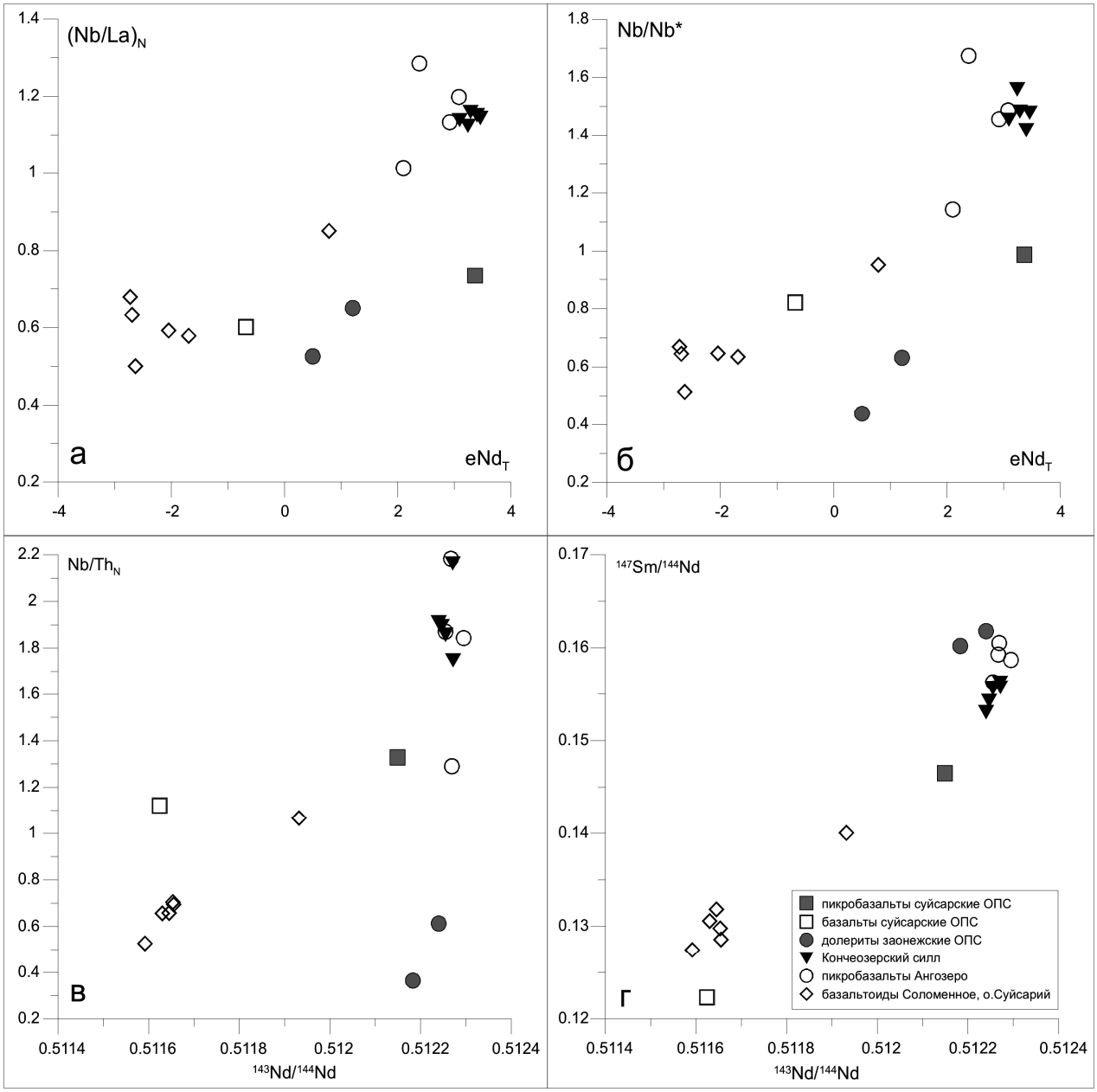



Рис. 3.28. Диаграммы $Nb/La_N$-εNdT, Nb/Nb*-εNdT, $(Nb/Th)_N$-$1^{43}Nd/^{144}Nd$, $^{147}Sm/^{144}Nd$-$1^{43}Nd/^{144}Nd$ для базальтоидов суйсарского и заонежского комплексов. Нормировано к PM [Sun, McDonough, 1989]. Расчет εNd производился на 1975 млн л

### 3.4.2. Породы фундамента (AR-PR)

В ОПС на глубине 2944–3500 м вскрыты граниты архейского фундамента и секущие их маломощные (4–10 м) дайки, имеющие состав низкотитанистых пикритов (на глубине 3162–3166 м и 3173–3182 м) и габброидов (на глубине 3248–3255 м**).**

*Граниты* биотитовые, лейкократового, порфировидного облика, неоднородны по структуре и текстуре, с признаками частичного плавления in situ. По составу граниты нормальнощелочные до субщелочных ($Na_2O + K_2O$ = 3,7–10,2 масс. %, в среднем 6,5 масс. %), калиевого, реже калиево-натриевого типа, весьма высокоглиноземистые ($Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO$ = 3–8), перглиноземистого типа (Al/(Na + K + Ca) = 1,1–1,3). Кремнекислотность гранитов (табл. 3.6) меняется в узких пределах (71,40–74,25 масс. %), содержание $Al_2O_3$ умеренно-низкое (12,3–14,4 масс. %). Содержание других оксидов значительно меняется: $FeO_{общ}$ (1,7–3,1 масс. %), CaO (0,76–2,03 масс. %), MgO (0,43–1,62

масс. %). Содержание $K_2O$ меняется от 2,2–3,35 масс. % до 4,1–6,0 масс. %. С ростом $K_2O$ содержание $Na_2O$ снижается от 4,0–4,46 % до 2,55–3,6 %. Магнезиальность пород 0,32–0,42, в редких случаях достигает 0,55–0,57, в среднем составляет 0,35. С ростом $SiO_2$ снижается общая щелочность и содержание $Al_2O_3$, остальные компоненты варьируют незакономерно.

Таблица 3.6. **Состав гранитов, габброидов и низкотитанистых пикритов (AR-PR) из разреза ОПС**

| № образца | 4864 | 4898 | 4970 | 5111 | 5160 | 5184 | 5523 | 5592 | 5339 | 5348 | 5406 | 5450 | 5464 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Глубина, м | 2947,0 | 2959,5 | 3024,9 | 3098,2 | 3111,4 | 3117,0 | 3265,5 | 3476,2 | 3162,9 | 3164,4 | 3179,1 | 3249,7 | 3254,7 |
| оксид/элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| $SiO_2$ | 71,47 | 72,70 | 71,50 | 72,43 | 72,70 | 73,86 | 73,17 | 73,41 | 45,00 | 45,89 | 46,53 | 48,00 | 49,70 |
| $TiO_2$ | 0,24 | 0,3 | 0,38 | 0,31 | 0,43 | 0,42 | 0,29 | 0,26 | 0,36 | 0,37 | 0,35 | 1,84 | 2,12 |
| $Al_2O_3$ | 14,22 | 13,9 | 13,8 | 13,78 | 13,4 | 12,35 | 13,25 | 13,23 | 6,94 | 7,98 | 7,63 | 13,24 | 13,3 |
| $FeO_{общ}$ | 1,71 | 1,90 | 2,41 | 1,79 | 2,50 | 2,32 | 1,82 | 1,58 | 8,92 | 9,41 | 9,05 | 16,88 | 14,70 |
| MnO | 0,01 | 0,015 | 0,018 | 0,02 | 0,029 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,17 | 0,19 | 0,18 | 0,27 | 0,28 |
| MgO | 0,70 | 0,56 | 1,62 | 0,61 | 0,74 | 0,91 | 0,58 | 0,43 | 24,4 | 21,82 | 23,14 | 6,75 | 4,93 |
| CaO | 0,95 | 1,23 | 0,76 | 1,77 | 1,32 | 1,56 | 1,63 | 1,48 | 5,81 | 7,22 | 6,32 | 3,77 | 7,67 |
| $Na_2O$ | 3,23 | 3,61 | 3,37 | 3,55 | 3,19 | 3,02 | 3,37 | 3,06 | – | 0,15 | 0,09 | 2,51 | 2,15 |
| $K_2O$ | 6,01 | 4,57 | 4,41 | 4,72 | 4,44 | 4,13 | 4,61 | 5,33 | 0,077 | 0,09 | 0,11 | 1,88 | 1,32 |
| $P_2O_5$ | 0,06 | – | 0,074 | 0,07 | 0,098 | 0,12 | 0,07 | 0,05 | – | 0,08 | 0,06 | 0,38 | 0,32 |
| ппп | 0,95 | 0,86 | 1,32 | 0,53 | 0,76 | 0,81 | 0,75 | 0,73 | 6,39 | 4,56 | 4,61 | 2,37 | 1,85 |
| Сумма | 99,74 | 99,9 | 99,9 | 99,78 | 99,9 | 99,78 | 99,77 | 99,76 | 99 | 99,12 | 99,14 | 99,83 | 99,9 |
| Ba | 1205 | 1020 | 887 | 804 | 725 | 836 | 900 | 975 | 5 | 5 | 5 | 496 | 293 |
| Rb | 112 | 117 | 154 | 86 | 152 | 102 | 106 | 151 | 3 | 8 | 11 | 118 | 66 |
| Sr | 110 | 149 | 89 | 177 | 150 | 137 | 167 | 143 | 10 | 21 | 10 | 89 | 223 |
| Cs | 0,65 | – | – | 0,72 | – | 0,68 | 1,00 | 0,58 | – | 0,65 | 1,3 | 3,1 | - |
| Li | 15 | 13 | 15 | 18 | 23 | 26 | 28 | 17 | 39 | 43 | 39 | 62 | 33 |
| Ta | 0,18 | 0,58 | 0,28 | 0,18 | 0,23 | 0,16 | 0,33 | 0,36 | 0,15 | 0,16 | 0,13 | 1,3 | 0,55 |
| Nb | 3,5 | 6,1 | 11,7 | 4,5 | 6,1 | 9,4 | 4,9 | 6,2 | 1,8 | 2,3 | 1,9 | 20,1 | 11,2 |
| Hf | 5,10 | 6,75 | 5,20 | 6,63 | 6,81 | 6,77 | 5,31 | 4,11 | 1,03 | 1,11 | 0,95 | 6,24 | 4,47 |
| Zr | 184 | 229 | 165 | 257 | 313 | 267 | 173 | 137 | 43 | 38 | 38 | 270 | 190 |
| Y | 5 | 9 | 9 | 7 | 12 | 15 | 8 | 12 | 8 | 8 | 7 | 54 | 39 |
| Th | 14,2 | 14,7 | 14,4 | 17,7 | 18,0 | 29,0 | 24,5 | 21,8 | 1,0 | 0,8 | 0,7 | 4,6 | 3,2 |
| U | 0,57 | 0,72 | 0,64 | 0,53 | 1,17 | 0,76 | 0,82 | 0,88 | 0,30 | 0,17 | 0,15 | 0,94 | 0,69 |
| Cr | 7 | 33 | 45 | 9 | 14 | 14 | 7 | 7 | 6270 | 4663 | 3463 | 119 | 85 |
| Ni | 7 | 16 | 12 | 7 | 4 | 14 | 8 | 8 | 972 | 1038 | 1114 | 57 | 33 |
| Co | 1,5 | 2,5 | 3,5 | 2,5 | – | 3,3 | 2,2 | 2,2 | – | 71 | 84 | 60 | – |
| Sc | 1,3 | – | – | 1,5 | – | 3,3 | 1,7 | 2,0 | – | 19,7 | 18,7 | 52,4 | – |
| V | 9 | 17 | 21 | 15 | 27 | 19 | 12 | 11 | 89 | 52 | 58 | 291 | 233 |
| Cu | 13 | 18 | 13 | 7 | 4 | 3 | 2 | 2 | 4 | – | – | 38 | 102 |
| Pb | 9 | 15 | 8 | 12 | 9 | 11 | 12 | 15 | – | 2 | 1 | 4 | 6 |
| Zn | 14 | 66 | 37 | 25 | 32 | 23 | 41 | 44 | 229 | 111 | 78 | 223 | 200 |
| La | 35,76 | 67,70 | 53,90 | 69,95 | 73,00 | 98,32 | 72,82 | 77,03 | 2,78 | 5,58 | 6,73 | 42,10 | 27,50 |
| Ce | 67,86 | 130,00 | 111,00 | 131,93 | 136,00 | 192,49 | 150,31 | 148,32 | 6,85 | 12,09 | 13,52 | 88,40 | 54,10 |
| Pr | 7,13 | 13,70 | 12,00 | 15,78 | 15,00 | 21,23 | 17,47 | 16,74 | 1,13 | 1,53 | 1,54 | 10,25 | 6,87 |
| Nd | 26,34 | 44,80 | 40,60 | 47,48 | 53,60 | 69,78 | 55,54 | 53,63 | 5,10 | 6,63 | 6,16 | 43,40 | 28,40 |
| Sm | 3,88 | 6,30 | 6,17 | 6,54 | 7,90 | 10,64 | 7,91 | 7,74 | 1,35 | 1,56 | 1,42 | 9,57 | 6,27 |
| Eu | 0,81 | 1,06 | 0,81 | 0,80 | 0,87 | 1,03 | 0,93 | 0,96 | 0,35 | 0,47 | 0,44 | 2,59 | 1,89 |
| Gd | 3,04 | 5,05 | 5,32 | 5,38 | 6,01 | 9,31 | 6,05 | 6,32 | 1,39 | 1,78 | 1,51 | 10,02 | 6,71 |
| Tb | 0,33 | 0,58 | 0,61 | 0,56 | 0,78 | 1,01 | 0,64 | 0,71 | 0,22 | 0,26 | 0,22 | 1,47 | 1,03 |
| Dy | 1,44 | 2,38 | 2,27 | 1,85 | 3,10 | 4,17 | 2,28 | 2,97 | 1,38 | 1,63 | 1,27 | 9,32 | 6,78 |
| Ho | 0,23 | 0,36 | 0,37 | 0,28 | 0,44 | 0,65 | 0,35 | 0,48 | 0,27 | 0,32 | 0,25 | 1,93 | 1,40 |
| Er | 0,59 | 0,83 | 0,90 | 0,73 | 0,94 | 1,58 | 0,86 | 1,27 | 0,74 | 0,91 | 0,74 | 5,39 | 4,15 |
| Tm | 0,08 | 0,12 | 0,12 | 0,10 | 0,12 | 0,18 | 0,11 | 0,17 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,78 | 0,58 |
| Yb | 0,52 | 0,81 | 0,71 | 0,62 | 0,81 | 1,14 | 0,71 | 0,96 | 0,71 | 0,83 | 0,69 | 5,23 | 4,10 |
| Lu | 0,08 | 0,12 | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,17 | 0,10 | 0,13 | 0,09 | 0,12 | 0,10 | 0,79 | 0,65 |
| *Mg#* | 0,42 | 0,34 | 0,55 | 0,38 | 0,34 | 0,41 | 0,36 | 0,33 | 0,83 | 0,80 | 0,82 | 0,42 | 0,37 |
| *Ti/Y* | 278 | 197 | 245 | 277 | 220 | 163 | 215 | 129 | 280 | 276 | 306 | 203 | 323 |
| *Lu/Hf* | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,09 | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,15 |
| *La/Ybn* | 50 | 60 | 54 | 81 | 65 | 62 | 74 | 58 | 3 | 5 | 7 | 6 | 5 |
| *Gd/Ybn* | 4,9 | 5,2 | 6,2 | 7,1 | 6,1 | 6,7 | 7,1 | 5,4 | 1,6 | 1,8 | 1,8 | 1,6 | 1,4 |
| *La/Nbn* | 11 | 12 | 5 | 16 | 12 | 11 | 15 | 13 | 2 | 3 | 4 | 2 | 3 |
| *Nb/Nb** | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,5 | 0,4 |
| *Eu/Eu** | 0,72 | 0,57 | 0,43 | 0,41 | 0,39 | 0,32 | 0,41 | 0,42 | 0,8 | 0,9 | 0,9 | 0,8 | 0,9 |
| *Nb/Lan* | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 0,5 | 0,4 |
| *Nb/Thn* | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,4 |
| *Sm/Ybn* | 8,3 | 8,6 | 9,7 | 11,7 | 10,8 | 10,3 | 12,5 | 9,0 | 2,1 | 2,1 | 2,3 | 2,0 | 1,7 |

*Примечание*. Mg# = aMgO/(aMgO + aFeOt), *La/Ybn* – нормировано к PM [Sun, McDonough, 1989]. 1–8 – граниты; низкотитанистые пикриты; 12, 13 – габброиды.

Породы обогащены LILE, Th, Pb, легкими РЗЭ, характеризуются низкими содержаниями Y, тяжелых РЗЭ и демонстрируют широкие незакономерные вариации многих элементов, таких, как Rb (56–186 г/т), Ba (308–1205 г/т), Th (10–52 г/т), Pb (2,6–22 г/т), Zr (106–637 г/т). Граниты верхней части вскрытого массива, залегающие непосредственно под солями на глубине 2947–3025 м, осолонены и неравномерно обогащены B (4,8–18 г/т), Ba (в среднем 945 г/т), в отдельных пробах Nb (27–43 г/т) и обеднены Li (в среднем 14 г/т) относительно залегающих ниже (B = 1,0–2,7 г/т, Nb = 2–12 г/т, $Li_{ср}$ = 23 г/т, $Ba_{ср}$ = 770 г/т).

На мультиэлементных спектрах в гранитах ярко проявлены резкие отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* = 0,3–0,5), Ti, Nb (Nb/Nb* = 0,1), Ta, а также U, Sr и P (рис. 3.29), что указывает на ведущую роль плагиоклаза, апатита и титаномагнетита в реститах, равновесных с этими расплавами. Легкие и тяжелые лантаноиды в гранитах сильно фракционированы ($La/Yb_N$ = 35,2–120, $La/Sm_N$ = 3,8–8,3, среднее 5,8; $Gd/Yb_N$ = 3,0–8,7, среднее 5,8). Такую высокую степень фракционирования тяжелых РЗЭ сложно объяснить только лишь унаследованностью характеристик от кислого корового источника этих гранитов, в качестве которого служили, вероятно, сильно деплетированные тяжелыми лантаноидами гранитоиды ТТГ типа.

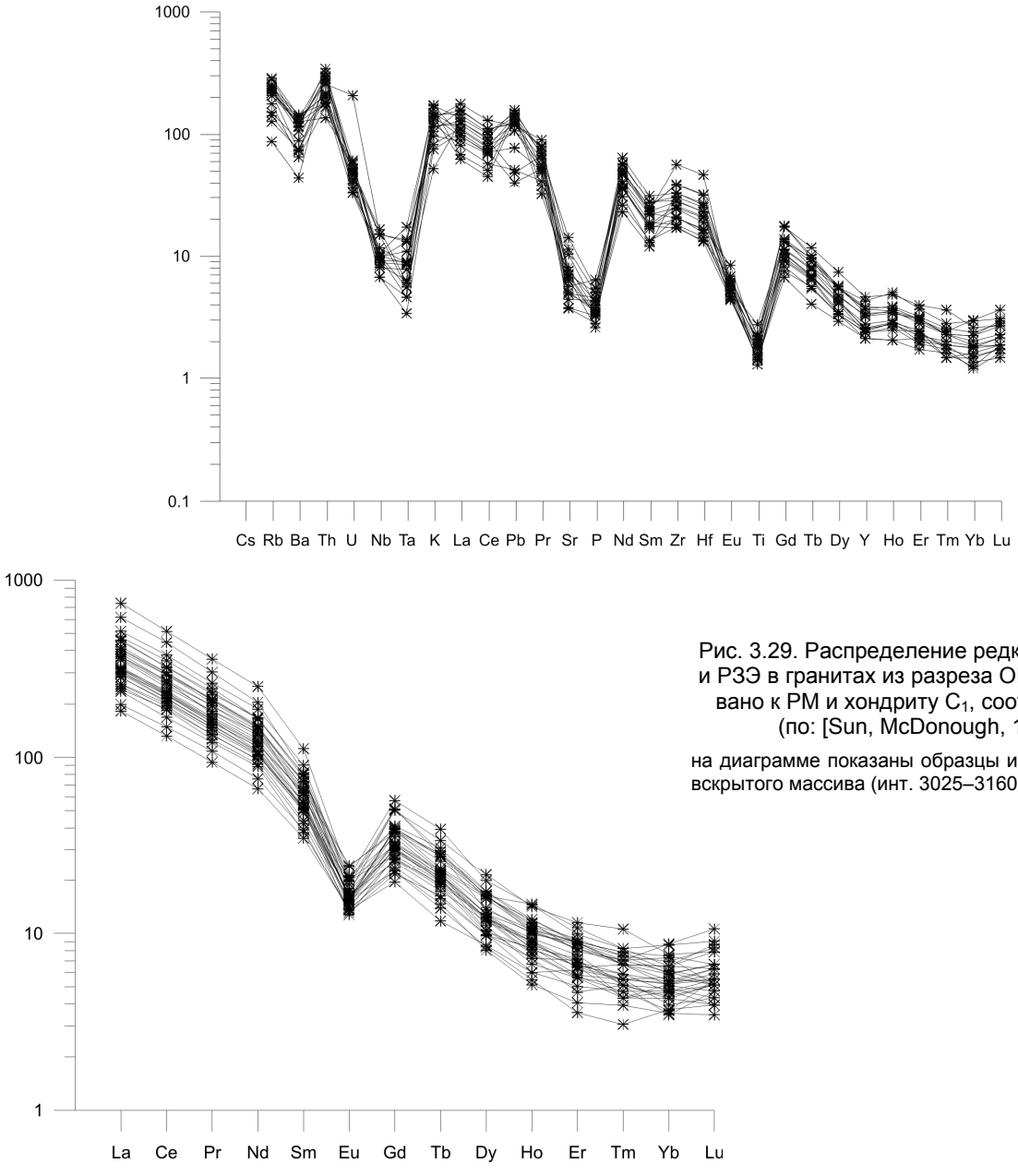



Рис. 3.29. Распределение редких элементов и РЗЭ в гранитах из разреза ОПС. Нормировано к PM и хондриту $C_1$, соответственно (по: [Sun, McDonough, 1989]):

на диаграмме показаны образцы из средней части вскрытого массива (инт. 3025–3160 м)

Изотопный состав неодима гранитов ($\varepsilon Nd_{(2700)}$ = +0,9÷+1,2) показывает, что их образование было связано, вероятно, с плавлением предшествующих (~ 2850 млн лет) гранитоидов тоналит-трондъемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации с ювенильными изотопно-геохимическими характеристиками ($\varepsilon Nd_{(2850)}$ ~ +3,0) [Ларионова и др., 2007; Puchtel et al., 1999]. Свидетельством этому являются находки в гранитах единичных зерен цирконов с U-Pb возрастами 2817 ± 14 – 2810 ± 9 млн лет, которые могли быть унаследованы от ТТГ-гранитоидного источника.

U-Pb возрастные данные для собственно магматической генерации цирконов в гранитах (2709 ± 16, 2711 ± 17, 2739 ± 19 млн лет) позволяет связывать их образование с завершающим этапом (от 2,74 до 2,69 млрд лет [Богатиков и др., 2006]) архейского магматизма на Карельском кратоне. В период 2,5–2,45 млрд лет (сумийский рифтогенез в Водлозерском блоке) граниты подверглись плавлению in-situ либо гранитоидному метасоматозу, что подтверждается датировками обнаруженных в них цирконов (2547 ± 26 млн лет, 2525 ± 52 млн лет, 2453 ± 13 млн лет).

*Габброиды и низкотитанистые пикриты* претерпели сильные зеленосланцевые изменения. Структуры пород частично сохранились, но все первичные породообразующие минералы полностью изменены за исключением акцессорных минералов. Пикриты сложены мелкими реликтовыми зернами оливина, пироксенов и акцессорным хромитом. В средней части тел оливин образует кумулятивные скопления. Микрозондовые исследования показали, что оливин псевдоморфно замещен актинолитом, тальком, актинолит-серпентиновым агрегатом, по трещинкам магнетитом и хлоритом. Пироксены замещены актинолитом и хлоритом, а также хлорит-серпентиновыми и актинолит-хлорит-серпентиновыми агрегатами. Состав вторичных минералов, среди которых встречаются также тремолит, эденит, тальк, гипс, указывает и на гидротермально-метасоматическое преобразование пород. Габброиды имеют апосубофитовую структуру, сложены мелкими и средними по размеру реликтами субпризматических зерен пироксена и плагиоклаза и акцессорным титаномагнетитом. Пироксен псевдоморфно замещен актинолитом, хлоритом, флогопитом и более редкой магнезиальной роговой обманкой. Плагиоклаз замещен альбитом, хлоритом и актинолитом. В титаномагнетите, частично замещенном сфеном, сохранились магнетит-ильменитовые структуры распада. Температура равновесия магнетит – ильменит по разным геотермометрам [Powell, Powell, 1977; Spencer, Lindsley, 1981] составляет от 440–460 ºС до 540–560 ºС.

*Пикриты* (табл. 3.6) – низкотитанистые (0,29–0,45 масс. % $TiO_2$), высокомагнезиальные (18,2–24,4 масс. % MgO, Mg# = 0,74–0,83) породы с высоким содержанием $SiO_2$ 45–48 масс. %, низкокальциевые (3,2–7,2 масс. % CaO) и малоглиноземистые (5,6–8,5 масс. % $Al_2O_3$), с высокими содержаниями Cr (3440–7170 г/т) и Ni (860–1100 г/т). Содержания K, Ba, Sr в породах крайне низкие. Высокозарядные элементы также присутствуют в низких концентрациях, особенно Nb (Nb/Nb* = 0,2–0,5), Ta, Ti, имеющие отрицательные аномалии на спайдер-диаграммах (рис. 3.30). Степень фракционирования легких земель очень широко варьирует, что объясняется кристаллизацией и осаждением оливина. Кумулятивные пикриты обеднены легкими землями ($La/Yb_N$ 1,8–2,8, $La/Sm_N$ 0,7–1,3) по сравнению с пикритами, образовавшимися из частично дифференцированного расплава ($La/Yb_N$ 4,4–10,9, $La/Sm_N$ 1,8–5,2). Тяжелые земли фракционированы очень слабо ($Gd/Yb_N$ 1,6–1,8, Dy/Yb 1,1–1,4). Аномалия Eu незначительная (Eu/Eu* = 0,7–0,9) либо отсутствует.

Отношения Lu/Hf (0,09–0,12); $Sm/Yb_N$ (2,1–2,6); Ti/Y (255–306), $Gd/Yb_N$ (1,6–1,8) указывают на то, что расплавы, из которых кристаллизовались низкотитанистые пикриты, могли сформироваться при смешении разноглубинных частичных выплавок (из гранатовых и шпинелевых перидотитов). Пониженные значения отношений $Nb/La_N$ (0,1–0,6, в одном случае 1,1), $Nb/Th_N$ (0,2–0,3) и показателя Nb/Nb* указывают на взаимодействие мантийных расплавов с коровым веществом. Значения eNd при расчете на T + 2450 млн лет (время вероятного внедрения) для низкотитанистых пикритов верхней и нижней даек (–5,7, +1,2, соответственно) показывают резко неоднородный вклад коры.

*Габброиды* (табл. 3.6) – низко-умеренно-Mg (4,9–9,3 масс. % MgO, Mg# = 0,33–0,48), умеренно-Ti (1,84–2,12 масс. %), нормальнощелочные ($Na_2O + K_2O$) = 3,0–4,4 масс. % породы с невысоким содержанием глинозема (12,4–13,3 масс. %). Содержание $K_2O$ значительно варьирует (0,5–1,9 масс. %). Концентрации Cr и Ni низкие (77–119 ppm и 32–57 ppm, соответственно). Редкие элементы фракционированы слабо, в мультиэлементных спектрах присутствуют минимумы Ba, Sr, Nb (Nb/Nb* = 0,4–0,5), Ta, Ti (рис. 3.30). Для распределения REE характерно умеренно-слабое фракционирование легких земель относительно тяжелых ($La/Yb_N$ = 4,8–5,8), слабое накопление легких земель относительно средних ($La/Sm_N$ = 2,8–2,9) и незначительное фракционирование тяжелых земель ($Gd/Yb_N$ = 1,2–1,6).

Наблюдаемые в габброидах отношения Lu/Hf (0,13–0,15), $Sm/Yb_N$ (1,7–2,0), Ti/Y (203–323), $Gd/Yb_N$ (1,2–1,6) указывают на формирование их расплавов на уровне шпинелевых перидотитов.

Высокие значения отношения $La/Sm_N$ (2,8–2,9) и пониженные $Nb/La_N$ (0,4–0,5), $Nb/Th_N$ (0,4–0,5), Nb/Nb* указывают на взаимодействие мантийных расплавов с коровым веществом и значительный вклад коры в их состав.

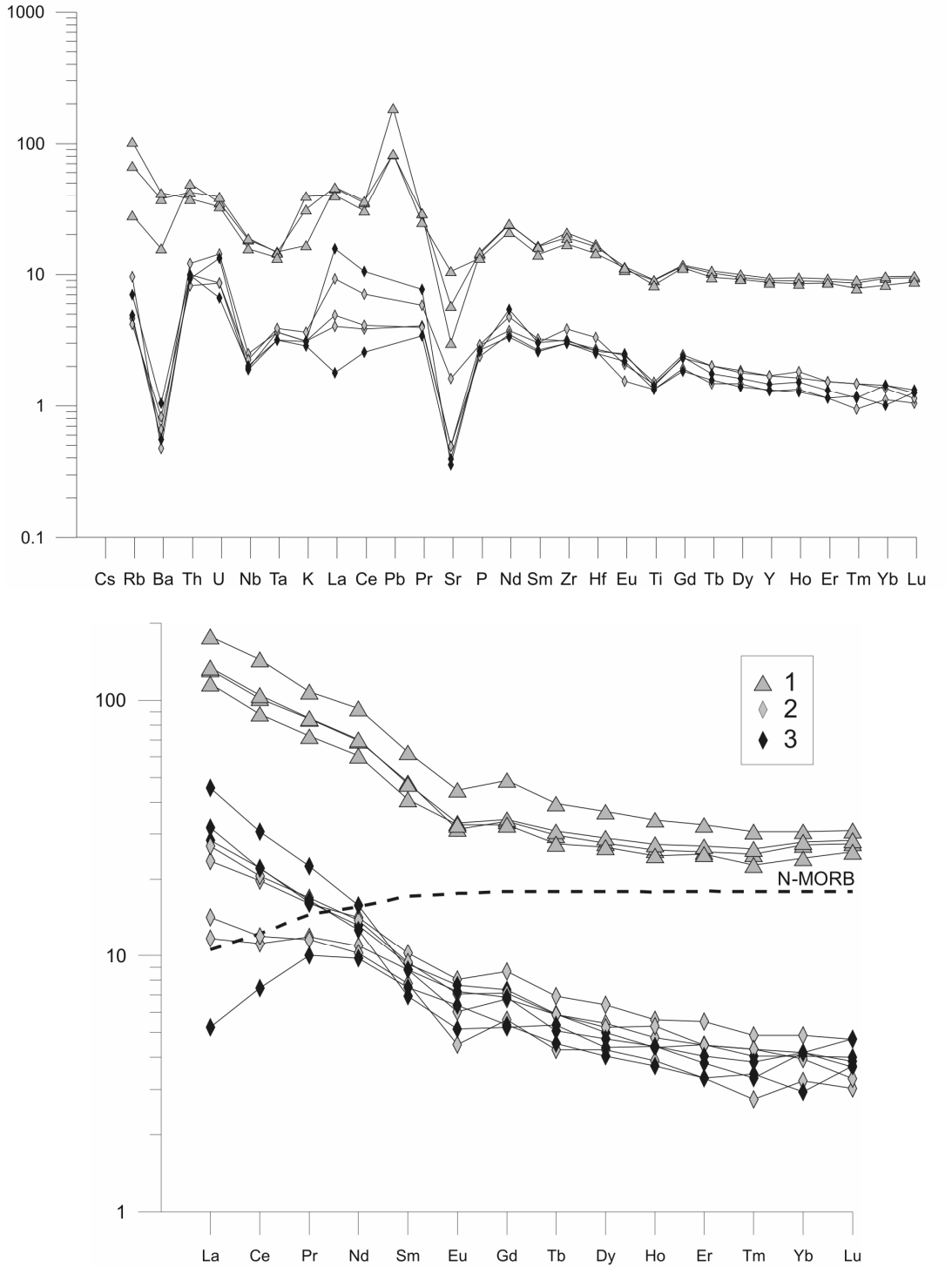



Рис. 3.30. Распределение редких элементов и РЗЭ в габброидах и низкотитанистых пикритовых даек разреза ОПС. Нормировано к PM и хондриту CI, соответственно (по: [Sun, McDonough, 1989]):

1 – долериты, 2 – дайка пикритов в инт. 3162–3166 м, 3 – дайка пикритов в инт. 3173–3182 м, N-MORB (по: [Sun, McDonough, 1989])

## 3.5. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И РУДНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗРЕЗА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ ОПС

В ходе изучения керна ОПС было проведены геохимические исследования пород фундамента и всех стратонов карелид от ятулия до калевия, включая ранее неизвестные галитовую и улитинскую (ангидрит-магнезитовую) толщи. Особенностью этих исследований было то, что они проводились в рамках единого проекта в одной лаборатории и в едином непрерывном разрезе, полученном в одной скважине. Также было произведено изучение состава рудной минерализации и закономерности ее размещения во вскрытом разрезе. Изучены наиболее общие геохимические особенности пород и закономерности распределения широкого спектра химических элементов и рудной минерализации в разрезе западного крыла ОС по материалам ОПС.

***Геохимические особенности разреза ОПС.*** В рамках геохимического изучения разреза Онежской параметрической скважины в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ были выполнены определения широкого спектра элементов современными количественными методами (табл. 3.7). По представительным выборкам были установлены средние содержания элементов для основных стратонов карелид вскрытого разреза (табл. 3.8), был выявлен ряд аномалий черных и цветных металлов, литофильных и редкоземельных элементов в них. Геохимические данные использованы для уточнения положения границ свит и толщ.

Таблица 3.7. **Виды анализа, измерительные приборы и реестр определяемых элементов**

| №№ | Вид анализа | Ед.изм. | Прибор | Реестр определяемых компонентов |
|---|---|---|---|---|
| 1 | ICP MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) | ppm | масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой «Элан-6100 DRC» фирмы «Перкин-Элмер» | Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sb, Ba, TR, Hf, Ta, Pb, Th, U, As, Se, Te, Bi, V, Ge, B |
| 2 | ICP AES (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) | %, ppm | атомно-эмиссионный спектрометр с индуктивно-связанной плазмой «Оптима-4300 DV» и «Оптима-2000 DV» фирмы «Перкин-Элмер» | $Al_2O_3$, MnO, CaO, MgO, $TiO_2$, $Fe_2O_3$, $P_2O_5$, $Na_2O$, $K_2O$ (%)<br>Cu, Ni, Zn, Li, Co, W (ppm) |

*Верхнеархейский фундамент*

Граниты, вскрытые ОПС, по результатам геохимического изучения обогащены щелочами, редкими и редкоземельными элементами, что сближает их с гранитами А-типа [Chappell, White, 1974; Loiselle, Wones, 1979; Whalen et al., 1987]. На дискриминационной диаграмме в координатах $(K_2O + Na_2O)/CaO – (Zr + Nb + Ce + Y)$ [Whalen et al., 1987] подавляющее число точек составов гранитов ОПС попадает в поле гранитов *А*-типа (рис. 3.31). Точки, попавшие в поле нефракционированных гранитов (OGT), представляют собой граниты, испытавшие плавление, перекристаллизацию и наложенные вторичные изменения. Это в первую очередь апикальная часть гранитного массива и эндоконтактовые зоны с телами базитов.

Верхняя часть гранитного массива (гл. 2944–3025 м) карбонатизирована, вследствие чего порода содержит повышенные содержания кальция (2,82–3,61 %), а также фосфора (0,1–0,21 %), бария (0,08–0,1 %) и мышьяка (2,19–2,65 г/т). В целом граниты характеризуются низкими средними содержаниями цветных, черных и радиоактивных металлов (см. табл. 3.8).

Тела умереннощелочных низкотитанистых пикритов, встреченных в разрезе гранитов, характеризуются повышенными содержаниями никеля до 0,1 % и хрома до 0,68 %, а тело мелкозернистого лейкогаббро содержит свыше 2 % титана, что выражено в большом количестве сфена и ильменита.

*Палеопротерозой*

*Ятулийский надгоризонт*

*Галитовая толща.* Толща каменной соли в Карело-Кольском регионе была вскрыта впервые. Выполненные анализы показали, что эти породы на 68–74 % состоят из галита с небольшими примесями ангидрита (8–19 %), магнезита (8–11 %), а также альбита, кварца и сильвина (до 2 %) (см. табл. 3.2, гл. 3.2).

В силу специфики состава каменные соли характеризуются низкими средними содержаниями цветных, черных, радиоактивных и редких элементов (см. табл. 3.8), однако в нижней части разреза солей с гл. 2886 м наблюдается умеренное повышение содержаний некоторых металлов (Pb – 28,9 г/т, Zn – 18,7 г/т, Cu – 52,7 г/т, Co – 14 г/т, Ni – 15,7 г/т, Cr – 22,7 г/т). Также в солях отмечены уровни, относительно обогащенные редкими землями до 11–12 г/т при фоновом значении суммы редких земель 8 г/т, а также торием, барием, стронцием и рубидием. Такие вариации содержаний химических элементов связаны с наличием в солях обломков пород различного состава.

Таблица 3.8. **Среднее содержание химических элементов в разрезе докембрийских пород ОС по данным ОПС**

| Комплекс пород | | | Ni | Co | Cr | $TiO_2$, % | V | Cu | Pb | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Нижний протерозой | Людиковий | Суйсарская свита | 221,17(*1790*) * 94 | 48,01(*204*) 82 | 334,72(*1420*) 94 | 1,58(*2,24*) 77 | 213(*300*) 94 | 108,81(*356*) 94 | 7,48(*61,1*) 91 | 129,41(*641*) 94 |
| | | Заонежская свита (туфогенно-осадочные породы) | 104(*539*) 185 | 27,64(*177*) 150 | 87,48(*702*) 185 | 0,59(*2,73*) 185 | 237,5(*1220*) 185 | 128,51(*2090*) 185 | 15,98(*257*) 174 | 201,81(*2790*) 185 |
| | Ятулий | Туломозерская свита | 61,64(*2760*) 119 | 11,81(*62,3*) 118 | 50,74(*511*) 119 | 0,32(*4,40*) 119 | 59,6(*858*) 119 | 161,21(*1520*) 119 | 7,82(*35,3*) 115 | 69,41(*173*) 119 |
| | | Улитинская толща | 23,86(*53,9*) 38 | 8,67(*21,8*) 28 | 55,53(*139*) 38 | 0,41(*1,31*) 38 | 77,53(*264*) 34 | 61,79(*153*) 38 | 4,31(*15,7*) 31 | 55,23(*108*) 38 |
| | | Галитовая толща | 10,54(15,7) 31 | 1,33(*14*) 31 | 13,63(22,7) 31 | 0,019(*0,045*) 26 | 27,55(73,7) 26 | 21,59(*52,7*) 31 | 12,02(*28,9*) 31 | 9,48(*18,7*) 31 |
| Архей | Лопий | Пикриты | 568,94(*1010*)* 11 | не опред. | 3587,77(*6780*) 11 | 0,76(*1,97*) 11 | 134,95(*244*) 11 | 26,4(*120*) 11 | 4,73(*13,2*) 6 | 153,3(*229*) 11 |
| | | Граниты | 14,88(*241*) 55 | 3,11(*4,81*) 8 | 29,82(*441*) 55 | 0,36(*0,6*) 55 | 26,32(*80,2*) 55 | 19,09(*309*) 55 | 8,69(*21,9*) 55 | 36,19(*121*) 55 |

Продолжение табл. 3.8

| Комплекс пород | | | Th | U | TR | Sr | Ba | As | Se | Te |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Нижний протерозой | Людиковий | Суйсарская свита | 2,29(*4,29*) 94 | 0,54(*1,22*) 94 | 104,92(*204,61*) 94 | 96,81(*255*) 94 | 253,39(*1640*) 94 | 3,10(*45,6*) 54 | 0,52(*1,04*) 90 | <0.05 |
| | | Заонежская свита (туфогенно-осадочные породы) | 4,96(*18,2*) 182 | 4,84(*55,3*) 185 | 97,26(*568,95*) 185 | 66,73(*331*) 185 | 487,97(*9340*) 185 | 28,6(*270*) 176 | 2,65(*18,5*) 184 | 0,35(*1,83*) 75 |
| | Ятулий | Туломозерская свита | 2,25(*11,4*) 119 | 1,04(*5,25*) 119 | 32,95(*123,98*) 119 | 245,3(*8370*) 119 | 290,6(*1730*) 119 | 3,69(*23,4*) 116 | 0,53(*3,9*) 108 | <0.05 |
| | | Улитинская толща | 4,33(*17,2*) 38 | 0,51(*83,7*) 36 | 50,56(*205,56*) 38 | 201,28(*875*) 38 | 150,24(*415*) 38 | 3,85(*13,8*) 35 | 0,51(*0,82*) 36 | <0.05 |
| | | Галитовая толща | 0,37(*1,18*) 26 | 0,153(*0,48*) 26 | 8,92(*12,23*) 31 | 214,5(*630*) 26 | не опред. | 1,26(*139*) 31 | 0,42(*0,59*) 29 | <0.05 |
| Архей | Лопий | Пикриты | 2,6(*10,2*) 11 | 0,39(*0,82*) 11 | 85,76(*176,51*) 11 | 47,07(*223*) 11 | 81,65(*293*) 11 | 1,45(*1,84*) 11 | 0,52(*0,75*) 11 | <0.05 |
| | | Граниты | 19,46(51,5) 55 | 1,04(*4,37*) 55 | 318,14(*1387,86*) 55 | 131,98(*299*) 55 | 760,58(*1070*) 55 | 1,5(*2,65*) 53 | 0,5(*0,93*) 54 | <0.05 |

* Среднее (максимум) кол-во проб

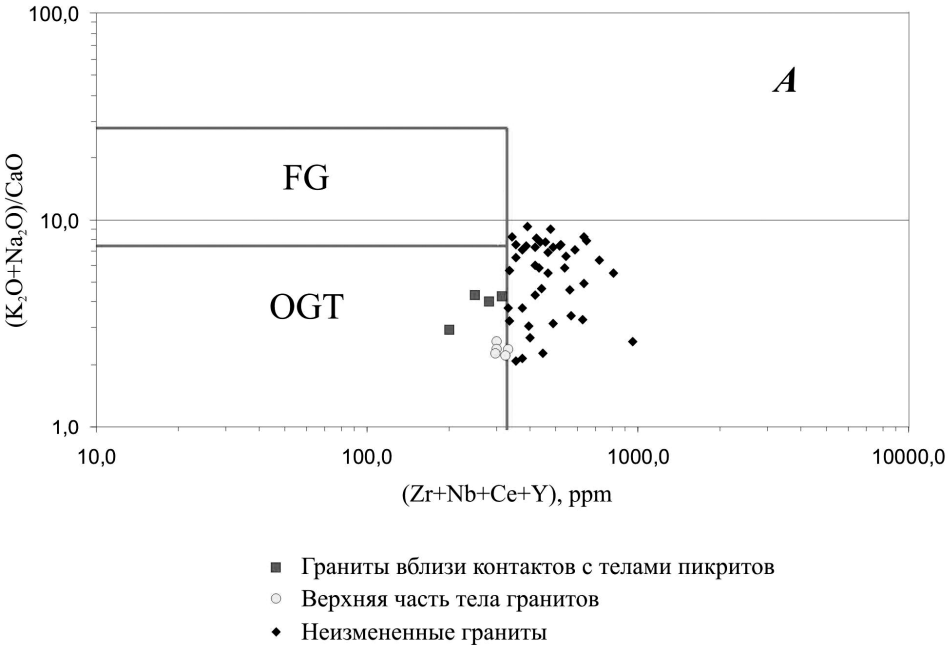



Рис. 3.31. Принадлежность гранитов, вскрытых ОПС, на классификационной диаграмме [Дж. Вейлин, 1987]:
A – граниты А-типа, FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты M-, I- и S-типов

*Улитинская толща.* Разрез улитинской толщи сложен белыми крупнозернистыми массивными ангидрит-магнезитовыми породами и тонкослоистыми пестроцветными магнезит-полевошпатовыми алевропелитами. Крупнозернистые ангидрит-магнезитовые породы характеризуются высоким содержанием MgO 25–48 %, средним CaO 4–18 % и низким кремнеземом 1–7 % (см. табл. 3.3, гл. 3.2). Магнезит в них составляет от 50 % до 100 %. В тонкослоистых магнезит-полевошпатовых алевропелитах наблюдается обогащение кремнеземом до 42–56 %, MgO содержится в пределах 18–21 %. Они отличаются высокой щелочностью (Na до 6,48 %, K до 4,85 %). В целом породы улитинской толщи характеризуются повышением содержаний металлов (см. табл. 3.8) по сравнению с нижележащими галитовыми породами, за исключением свинца. Концентрации стронция в обеих толщах сопоставимы между собой. В породах толщи наблюдается неравномерное распределение черных, цветных и радиоактивных металлов (табл. 3.9). Тонкослоистые магнезит-полевошпатовые алевропелиты по сравнению с крупнокристаллическими магнезитовыми породами обогащены титаном, свинцом, цинком, торием, редкими землями, стронцием и барием.

Таблица 3.9. **Среднее содержание химических элементов в породах улитинской толщи**

| Комплекс пород | | Ni | Co | Cr | $TiO_2$, % | V | Cu | Pb | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Улитинская толща | Магнезитовые породы | 19,66(*52,1*)<br>19 | 6,82(*15,9*)<br>12 | 45,21(*139*)<br>19 | 0,26(*0,56*)<br>19 | 58,79(*233*)<br>15 | 56,8(*153*)<br>19 | 2,41(*3,56*)<br>10 | 56,48(*95,8*)<br>19 |
| | Магнезит-полевошпатовые алевропелиты | 28,07(*53,9*)<br>19 | 10,06(*21,8*)<br>16 | 65,84(*125*)<br>19 | 0,57(*1,31*)<br>19 | 92,33(*228*)<br>19 | 66,79(*149*)<br>19 | 5,31(*15,7*)<br>19 | 53,98(*108*)<br>19 |

Продолжение табл. 3.9

| Комплекс пород | | Th | U | TR | Sr | Ba | As | Se | Te |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Улитинская толща | Магнезитовые породы | 2,62(*16,5*)<br>19 | 0,45(*1,8*)<br>17 | 31,94(*99,96*)<br>19 | 156,62(*439*)<br>19 | 91,98(*388*)<br>19 | 3,23(*13,8*)<br>18 | 0,54(*0,82*)<br>18 | <0.05 |
| | Магнезит-полевошпатовые алевропелиты | 6,04(*13*)<br>19 | 0,56(*1,22*)<br>19 | 69,18(*205,56*)<br>19 | 245,95(*875*)<br>19 | 208,49(*415*)<br>19 | 4,5(*11,1*)<br>17 | 0,48(*0,81*)<br>18 | <0.05 |

В приконтактовой зоне с вышележащими отложениями туломозерской свиты в инт. 2408–2414 м выявлена контрастная положительная аномалия урана, содержание которого достигает 83,7 г/т и в среднем составляет 70 г/т на 9 м при фоновых содержаниях 0,5–1,0 г/т. По результатам минералогического и микрозондового исследования пород этого интервала было установлено, что аномалия урана связана с присутствием в породах карнотита (ванадат урана), образующегося в зонах окисления урановых рудных залежей (рис. 3.32, 3.33).

*Туломозерская свита***.** Породы туломозерской свиты демонстрируют дальнейшее повышение средних содержаний черных и цветных металлов: никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, урана, стронция, бария (см. табл. 3.8). Концентрации хрома, титана, ванадия, мышьяка, селена остаются на уровне улитинской толщи, а тория и редких земель заметно понижаются.

В разрезе свиты выявлено несколько геохимических аномалий черных и цветных металлов (рис. 3.34). В средней части свиты присутствует горизонт высокотитанистых алевропелитов, содержащих до 4,4 % окиси титана. В прослоях кварцито-песчаников в единичных пробах фиксируются аномальные содержания никеля до 0,28 и хрома до 0,05 %. В тонкослоистых пелитоморфных доломитах выявлена мощная (70 м) медная аномалия, где концентрация меди варьирует от 0,016 до 0,11 %. К ним же приурочены и высокие концентрации стронция и бария (0,84 и 0,17 %, соответственно). В верхней части разреза свиты вблизи контакта с заонежской свитой в пестроцветных песчанистых доломитах отмечается ванадий-медно-никелевая аномалия с содержанием меди 0,15 %, ванадия – 858 г/т, никеля – 926 г/т. Обогащение пород туломозерской свиты перечисленными элементами определенно свидетельствует о высокой эндогенной активности во время ее формирования и поступлении гидротермальных эксгаляций в бассейн седиментации.

### *Людиковийский надгоризонт*

*Заонежская свита* на 60–70 % сложена покровами базальтов. В данном разделе основное внимание уделено осадочной (вулканогенно-осадочной) части разреза, представленной углеродистыми алевропелитами.

В заонежской свите наблюдается дальнейшее повышение средних содержаний черных (никеля, кобальта, хрома, титана, ванадия), цветных (свинца, цинка) и редких металлов (урана, тория, бария, мышьяка, селена), а также суммы редких земель (табл. 3.8). Для нее характерны максимальные в разрезе ОПС средние значения ванадия, свинца, цинка, урана, бария, мышьяка и селена. Исключение составляют медь и стронций, содержания которых относительно нижележащих пород заметно понижаются.

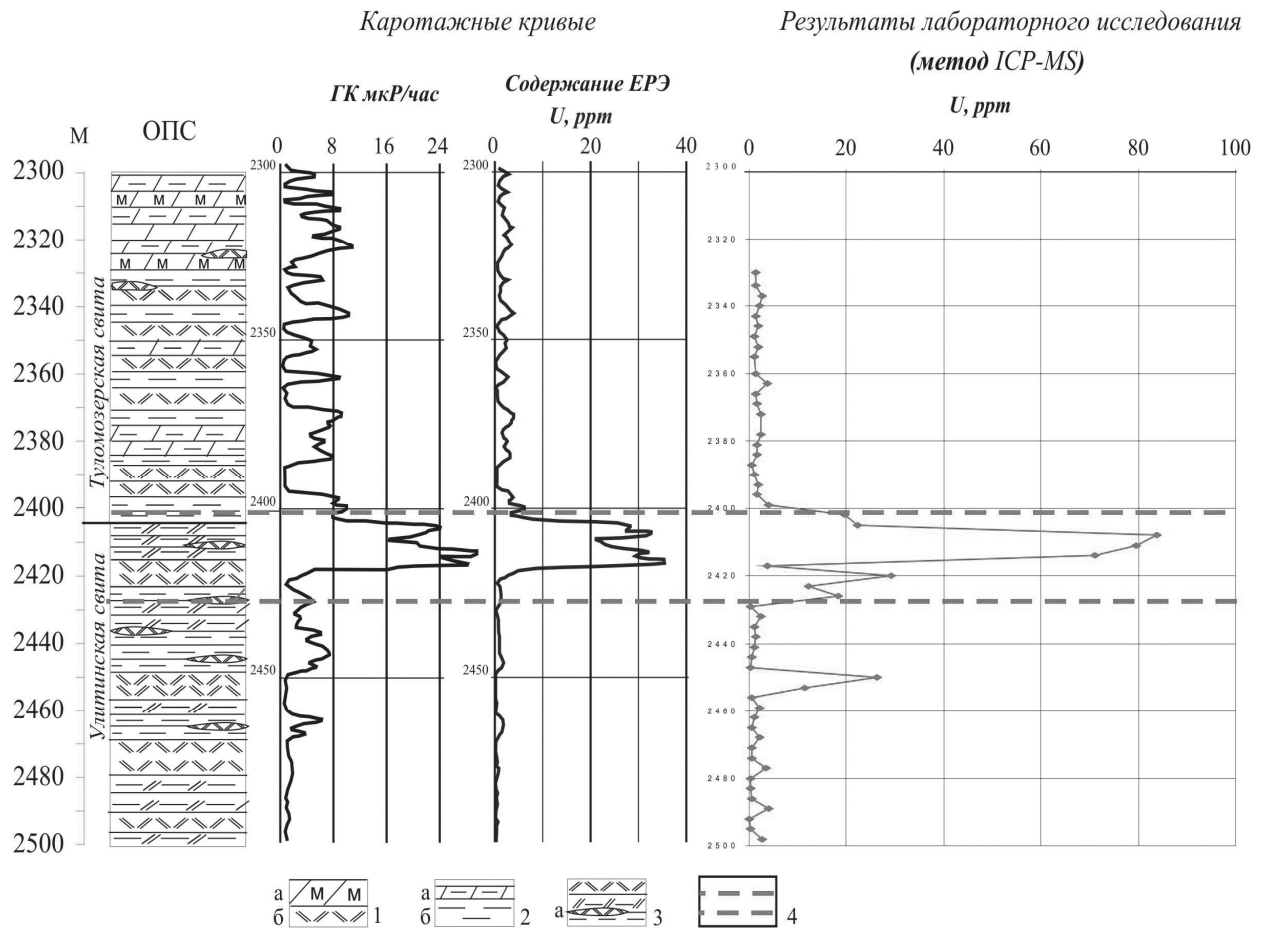



Рис. 3.32. Аномалия урана на границе туломозерской свиты и улитинской толщи. Сопоставление геохимических данных с каротажными диаграммами:

1 – переслаивание пород: а – доломит-магнезитовых, б – ангидрит-магнезитовых; 2 переслаивание: а – доломитистых пелитов, б – кварц-полевошпатовых алевролитов; 3 – чередование крупнозернистых ангидрит-магнезитовых пород с прослоями пелитоморфных магнезитов и тонкослоистых кварц-полевошпатовых алевропелитов с прожилками (а) альбит-ангидрит-магнезитового состава; 4 – интервал разреза, обогащенный ураном по данным опробования шлама

В свите выделяются две подсвиты, которые заметно отличаются между собой по составу и, соответственно, по геохимическим особенностям. В нижней подсвите в разрезе ОПС не встречено сколько-нибудь значительных геохимических аномалий за исключением лития. Она содержит прослои неяснослоистых мелкозернистых флогопит-полевошпатовых алевропелитов (туффитов) с содержаниями лития 107–289 г/т, тогда как чередующиеся с ними прослои серых доломитистых туффитов содержат 5–45,9 г/т лития. Повышенные содержания металла связаны с выделениями в породе литийсодержащего амфибола гольмквистита.

Верхняя подсвита заонежской свиты расчленяется на пять осадочно-вулканогенных ритмов (см. рис. 3.12, гл. 3.2). Ее характерной особенностью является преобладание в составе туфогенно-осадочных пород сульфидсодержащих шунгитоносных алевропелитов («сланцев»), которые являются «лицом» заонежской свиты. При ее описании эти породы упоминаются в первую очередь, несмотря на то что в составе свиты преобладают покровы базальтов. По масштабам накопления восстановленного углеродистого вещества (шунгита) верхняя подсвита заонежской свиты представляет собой уникальное явление в геологической истории докембрия. Кроме того, она имеет исключительно важное корреляционное значение при сопоставлении разрезов раннего протерозоя Карело-Кольского региона [Голубев и др., 1984]. В связи с этим становится очевидной необходимость получения обобщающей геохимической характеристики шунгитоносных пород заонежской свиты. В табл. 3.10 приведены средние содержания 50 элементов в породах подсвиты, полученные современными высокоточными методами (см. табл. 3.7).

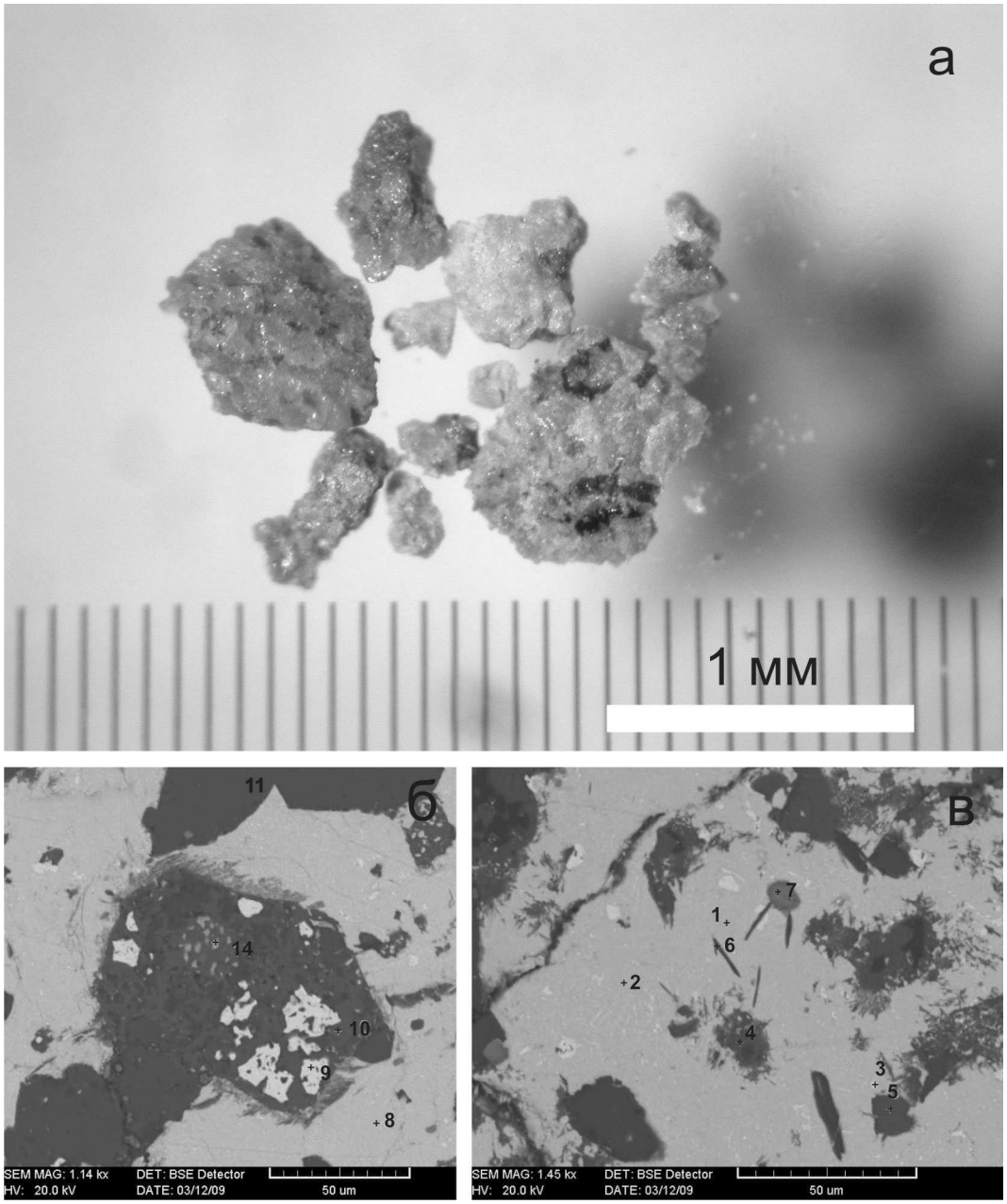



Рис. 3.33. Ванадий-урановая минерализация, выделенная из шлама ОПС, (гл. 2405–2408 м):

а – зерна карнотита, фото под бинокуляром; б,в – микрозондовое изучение включений в карнотите: 1, 2 – карнотит; 3 – ванадинит; 4, 5 – ангидрит; 6 – фенгит; 7 – гематит; 8 – карнотит; 9 – ванадинит; 10 – ангидрит; 11 – калиевый полевой шпат, 14 – барит

Выборка включает 132 пробы, представляющие все разновидности пород (без базальтов), слагающих верхнюю подсвиту заонежской свиты в разрезе ОПС. Общая мощность опробованных туфогенно-осадочных пород составляет 357 м. В выборку включены все проанализированные пробы, в т. ч. содержащие аномальные концентрации некоторых элементов. Отдавая себе отчет в том, что такой подход может вызвать обоснованную критику, мы сочли нужным использовать их при подсчете средних, т. к. они представляют значительную часть разрезов четвертого и пятого осадочно-вулканогенных ритмов верхней подсвиты заонежской свиты (см. рис. 3.12, гл. 3.2). Таким образом, в предлагаемой таблице (см. табл. 3.10) представлен средний состав шунгитоносного сланца заонежской свиты. Данную таблицу можно рассматривать шагом на пути создания геохимического эталона.

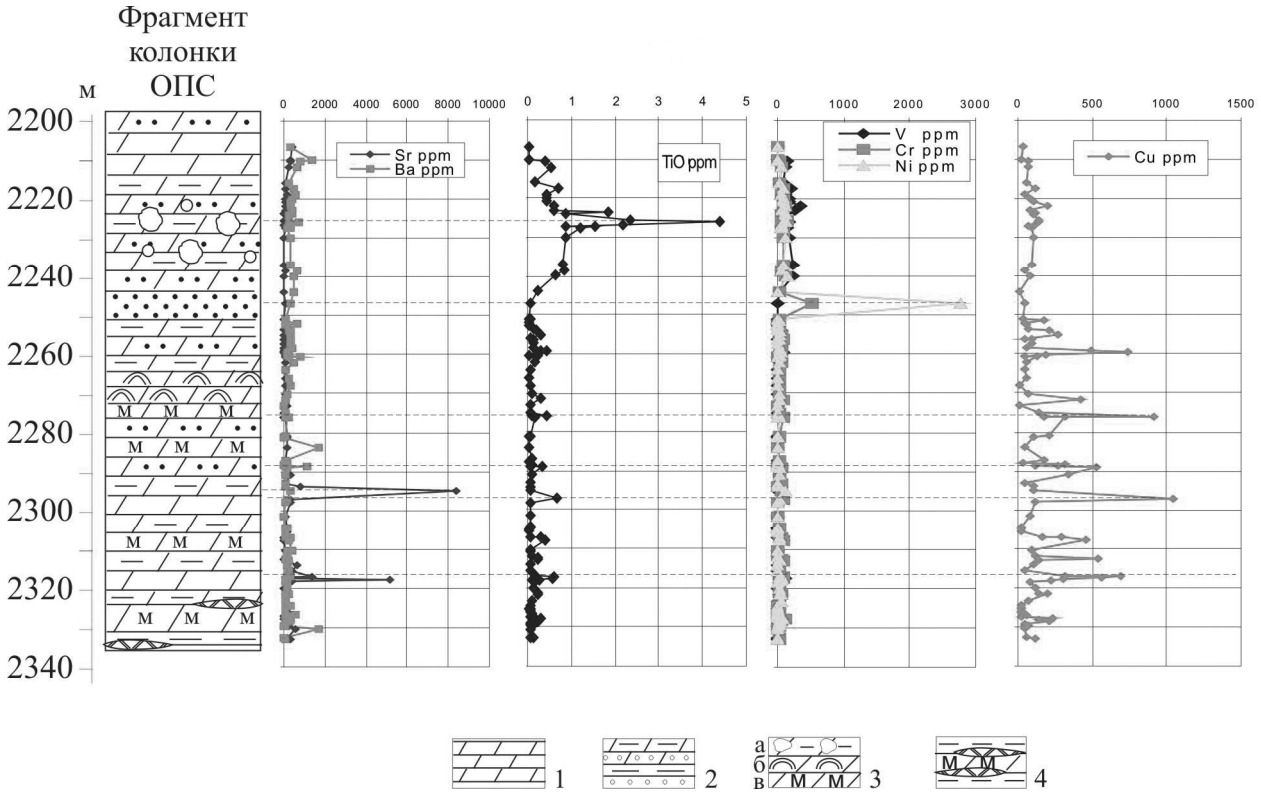



Рис. 3.34. Аномальные содержания металлов и редких элементов в породах туломозерской свиты:

1 – доломиты; 2 – переслаивание доломитистых пелитов, песчанистых доломитов, полевошпат-кварцевых алевропелитов и кварцевых песчаников; 3 – наличие в доломитах: а – стяжений доломита по ангидриту, б – строматолитовых доломитов, в – доломит-магнезитовых пород, 4 – прожилки альбит-ангидрит-магнезитового состава

Таблица 3.10. **Среднее содержание элементов в углеродистых алевропелитах верхней подсвиты заонежской свиты по разрезу ОПС**

| №№ | Оксид/Элемент | Сод-е | №№ | Элемент | Сод-е |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | $P_2O_5$ * | 0,078 | 26 | Nb | 8,72 |
| 2 | $Na_2O$ | 0,99 | 27 | Mo | 19,3 |
| 3 | MgO | 5,49 | 28 | Sb | 14,6 |
| 4 | $Al_2O_3$ | 6,43 | 29 | Ba | 470 |
| 5 | $K_2O$ | 1,59 | 30 | La | 17,2 |
| 6 | CaO | 10,33 | 31 | Ce | 33,1 |
| 7 | $TiO_2$ | 0,57 | 32 | Pr | 4,37 |
| 8 | MnO | 0,076 | 33 | Nd | 17,6 |
| 9 | $Fe_2O_3$(общ) | 7,22 | 34 | Sm | 3,86 |
| 10 | Cu | 157 | 35 | Eu | 1,06 |
| 11 | Ni | 122 | 36 | Gd | 4,02 |
| 12 | Zn | 244 | 37 | Tb | 0,61 |
| 13 | Li | 22,2 | 38 | Dy | 3,75 |
| 14 | B | 20,7 | 39 | Ho | 0,81 |
| 15 | As | 35,8 | 40 | Er | 2,45 |
| 16 | Se | 3,44 | 41 | Tm | 0,34 |
| 17 | Te | 0,22 | 42 | Yb | 2,20 |
| 18 | Bi | 0,16 | 43 | Lu | 0,35 |
| 19 | V | 295 | 44 | Hf | 2,25 |
| 20 | Cr | 85,1 | 45 | Ta | 0,65 |
| 21 | Ge | 1,00 | 46 | Pb | 19,2 |
| 22 | Rb | 34,2 | 47 | Th | 3,95 |
| 23 | Sr | 65,4 | 48 | U | 6,22 |
| 24 | Y | 26,2 | 49 | Co | 29,0 |
| 25 | Zr | 84,9 | 50 | W | 3,67 |

* Оксиды (%), остальные элементы (ppm).

В целом в верхней подсвите заонежской свиты наблюдается направленное повышение содержаний ряда элементов снизу вверх по разрезу. Углеродистые отложения первого осадочно-вулканогенного ритма (гл. 1865–1890 м) (рис. 3.35) отличаются низкой сульфидоносностью, в них встречены лишь единичные пробы с аномальным содержанием цинка – до 0,18 %. В расположенных выше по разрезу (гл. 1419–1440 м) углеродистых алевропелитах второго и третьего осадочно-вулканогенных ритмов отмечается повышение фона теллура, мышьяка и свинца.

Четвертый и пятый вулканогенно-осадочные ритмы верхней подсвиты заонежской свиты резко обогащены сульфидами и углеродистым (шунгитовым) веществом. В них выделяются геохимические аномалии двух типов – колчеданно-полиметаллический (Cu-Pb-Zn) и комплексный (Te-As-U-Mo-V). Четвертый вулканогенно-осадочный ритм (гл. 1080–1222 м) несет сложное сочетание нескольких видов аномалий (см. рис. 3.35). В углеродисто-известковистых породах с обильной халькопирит-пирит-пирротиновой вкрапленностью выявляется колчеданно-полиметаллическая аномалия (Cu – 0,13 %, Pb – 72 г/т, Zn – 0,17 %). В слоях массивных шунгитов отмечается небольшая молибден-ванадиевая аномалия (Mo – 51,5 г/т, V – 980 г/т). Этой аномалии сопутствует высокое содержание цинка (0,12–0,3 %). В верхней части горизонта, сложенной углеродистыми и карбонатно-углеродистыми алевропелитами, наблюдается интенсивная теллур-мышьяк-уран-молибден-ванадиевая аномалия. Содержание металлов приведено в табл. 3.11. Максимальное содержание металлов приурочено к массивным сажистым шунгитам, а переслаивающиеся с ними известковистые алевропелиты ими обеднены.

Рис. 3.35. Геохимическая характеристика углеродистых горизонтов заонежской свиты, вскрытой в ОПС:

условные обозначения к колонке см. на рис. 3.12, гл. 3.2

Таблица 3.11. **Комплексная геохимическая аномалия (Te-As-U-Mo-V) в шунгитоносном горизонте (интервал 1100–1138 м), ppm**

| Название шунгитоносной породы | As | Te | V | Mo | U |
|---|---|---|---|---|---|
| Тонкослоистая сульфидизированная | 51,2 | 0,1 | 825 | 40,1 | 16,4 |
| –«– | 107 | 0,6 | 1160 | 70,8 | 19 |
| –«– | 70,9 | 0,38 | 1130 | 94,2 | 14,7 |
| –«– | 270 | 0,44 | 1220 | 187 | 42,8 |
| –«– | 148 | 0,24 | 816 | 101 | 19,3 |
| –«– | 117 | 0,24 | 812 | 65,9 | 12,4 |
| –«– | 144 | 0,18 | 520 | 105 | 12 |
| Чередование серого шунгитоносного известняка и слоистой породы | 50,1 | 0,13 | 551 | 17,4 | 55,3 |
| Среднее значение элементов в карбонатно-углеродистых алевропелитах заонежской свиты ОПС | 37,1 | 0,21 | 291 | 20,1 | 6,5 |

Породы пятого осадочно-вулканогенного ритма (гл. 886–902 м) верхней подсвиты заонежской свиты также являются высокоуглеродистыми (до 20 % $C_{орг}$) и сульфидоносными (до 50 % об.). В них встречаются геохимические аномалии двух типов – полиметаллические (Pb – 105 г/т, Zn – 0,1 %) и теллур-мышьяк-уран-молибден-ванадиевые (Te – 1,12 г/т, As – 225 г/т, U – 19,9 г/т, Mo – 85,6 г/т, V – 646 г/т). Первые связаны с наличием в породах обильной массивной и вкраплено-прожилковой пирит-пирротиновой минерализации с примесью сфалерита и галенита. Вторая ассоциация свойственна высокоуглеродистым породам. В этом горизонте также наблюдается некоторое повышение фона никеля до 409 г/т. Прослои базальтовых туфов вблизи контакта с углеродистыми породами сульфидизированы и обогащены медью 0,17–0,21 %.

*Суйсарская свита.* В вулканогенно-туфогенных отложениях суйсарской свиты отмечаются максимальное по всему разрезу карелид, вскрытому ОПС, среднее содержание никеля, кобальта, хрома, отражающее влияние пикритового вулканизма и суммы редких земель (см. табл. 3.8). Цветные, редкие и радиоактивные металлы, напротив, имеют пониженные концентрации в отличие от отложений заонежской свиты.

В целом разрез карелид демонстрирует общее повышение среднего содержания элементов группы железа и цветных металлов (см. табл. 3.8) снизу вверх по разрезу, что отражает общее нарастание эндогенной активности в ятулийско-людиковийское время. Для верхнего ятулия характерен максимальный в изученном разрезе фон меди (161 г/т) в красноцветных песчано-карбонатных отложениях туломозерской свиты, что сближает их с рудоносной формацией медистых песчаников. Для ятулийского надгоризонта характерен также повышенный фон стронция в карбонатных и сульфатных породах (до 0,8 %). К границе улитинской толщи и туломозерской свиты приурочена контрастная аномалия урана, связанная с присутствием в породах карнотита (ванадат урана).

Наиболее интенсивные аномалии рудных элементов в разрезе ОПС имеют место в заонежской свите людиковия. В ней проявлены аномалии двух типов: комплексный теллур-мышьяк-уран-молибден-ванадиевый, свойственный высокоуглеродистым шунгитовым породам, и медь-свинец-цинковый (чаще раздельно), характерный для карбонатно-углеродистых алевропелитов ($C_{орг}$ < 5 %). По геохимическим особенностям разрез заонежской свиты, вскрытый ОПС, аналогичен разрезу Заонежского полуострова [Голубев, Новиков, 2005], где в зонах развития складчато-разрывных деформаций локализованы месторождения комплексных Cu-U-Mo-V руд. Для туфогенных пород суйсарской свиты характерны максимальные в разрезе карелид, вскрытом ОПС, средние содержания никеля, кобальта, хрома, связанные с пикритами. Аномалии рудных элементов в породах людиковийского надгоризонта связаны с проявлениями синхронного базальтоидного вулканизма.

### *Рудно-минералогическая характеристика разреза*

В разрезе Онежской параметрической скважины вскрытые породы в силу своего петрографического состава и особенностей генезиса характеризуются различным уровнем и содержанием рудной минерализации. Снизу вверх по разрезу наблюдается закономерная смена типов рудной минерализации (окисной и сульфидной) и ее интенсивности. Для гранитов и базитов архейского фундамента характерны весьма невысокие содержания рудных минералов – сульфидных и окисных. В галит-ангидрит-карбонатных породах ятулия встречена преимущественно окисная магнетит-гематитовая минерализация, достигающая умеренных концентраций на отдельных уровнях. Породы людиковийского надгоризонта – углеродистые отложения заонежской свиты – несут наиболее богатую сульфидную минерализацию. Вулканогенно-туфогенные породы суйсарской свиты характеризуются весьма невысоким содержанием как сульфидных, так и окисных минералов.

**Граниты фундамента** характеризуются крайне бедной рудной минерализацией. На отдельных участках они содержат до 0,1 % сульфидной вкрапленности, представленной пиритом и халькопиритом. Эти минералы встречаются в виде мелких ксеноморфных зерен (до 1–2 мм), в редких случаях гипидиоморфных кристаллов, иногда гнезд (до 5–8 мм) в ассоциации с вторичными минералами, такими, как хлорит, эпидот, кальцит, турмалин. В гранитах местами присутствуют кальцит-турмалиновые прожилки с бедной вкрапленностью халькопирита.

Залегающие в гранитах тела **пикритов** и **лейкогаббро** также характеризуются наличием бедной сульфидной и окисной минерализации с преобладанием последней. Лейкогаббро содержит вкрапленность магнетита двух генераций. Первая (ранняя генерация) – мирмекитоподобные реликтовые зерна, представляющие собой продукты распада первичного титаномагнетита. Ильменитовая составляющая полностью перешла в лейкоксен (рис. 3.36, А). Вторая форма (поздняя генерация)

представлена идиоморфными кристаллами магнетита, расположенными по краям зерен первой генерации или в виде рассеянной вкрапленности. Сульфидная минерализация присутствует в виде редких рассеянных идиоморфных зерен пирита вблизи выщелоченных агрегатов магнетита ранней генерации, иногда в сростках с магнетитом поздней генерации. Халькопирит встречен в поздних секущих карбонатных жилках в виде мелких ксеноморфных зерен.

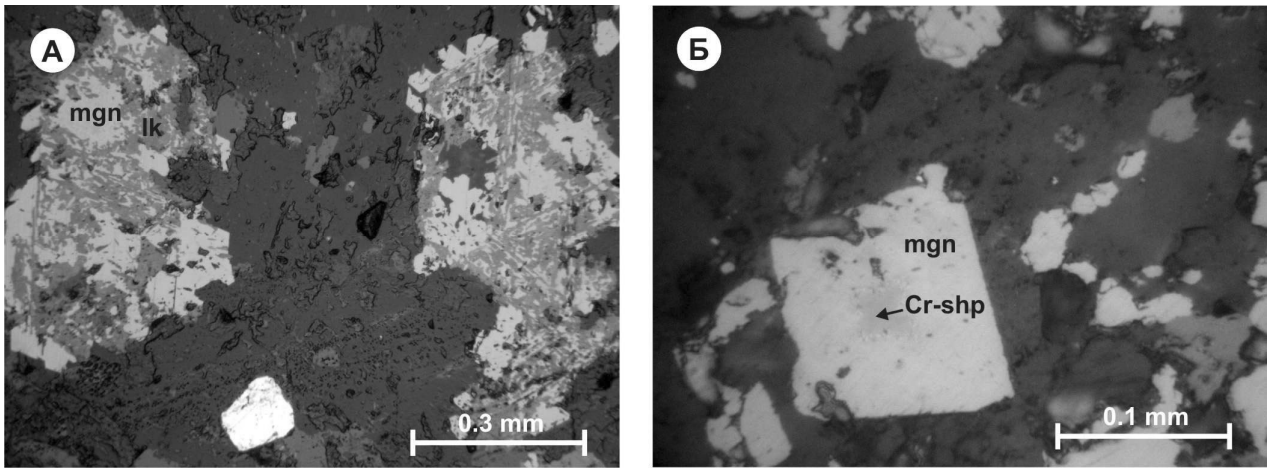



Рис. 3.36. Характер окисной минерализации в породах фундамента, вскрытого ОПС:

а – лейкогаббро, лейкоксен-магнетитовый агрегат по титаномагнетиту, б – магнетит-слюдистая жила, кристалл магнетита с хромшпинелидом в ядре. mgn – магнетит, lk – лейкоксен, Cr-shp – хромшпинелид

В телах пикритов присутствует убогая рудная минерализация в виде редких гипидиоморфных кристаллов магнетита. В экзоконтакте пикрита присутствует магнетит-слюдистая жила, содержащая до 20–25 % магнетита, который образует густую вкрапленность идиоморфных и гипидиоморфных зерен размером 0,01–0,03 мм (редко до 0,1 мм), а также их агрегаты. Встречаются зональные кристаллы магнетита, в ядрах которых установлен хромшпинелид (рис. 3.36, Б).

### *Ятулийский надгоризонт*

Для пород ятулийского надгоризонта характерна исключительно окисная форма рудной минерализации. Среди минералов преобладает гематит в рассеянной форме в ассоциации с ильменитом.

**Галитовая толща**, состоящая преимущественно из галита, а также ангидрита и магнезита, не содержит сульфидной минерализации. В виде примесей в этих породах встречены железистые (гематитовые) и титан-железистые шарики и идиоморфные таблитчатые кристаллы гематита до 0,7 % вес. (рис. 3.37, А, Б). В ядерной части кристаллов магнезита, выделенных из солей, обнаружена вкрапленность таблитчатых кристаллов гематита (рис. 3.37, В). Ангидрит-карбонат-кварц-полевошпатовые жилы, секущие галитовую породу, также характеризуются наличием гематита, ильменита и рутила (рис. 3.37, Г), ассоциирующих с крупными кристаллами магнезита. Гематит обнаружен в виде вкрапленности удлиненных кристаллов размером до 0,8 мм, а ильменит образует зерна с пластинками распада гематита. При микрозондовых исследованиях в гематите установлены торий-содержащие фазы.

Ангидрит-магнезитовые породы **улитинской толщи** характеризуются наличием до 3 % вкрапленности гематита, ильменита и рутила в отдельных участках. Гематит образует рассеянную вкрапленность идиоморфных мелких зерен (0,001–0,02 мм), ассоциирующих с ангидритом и карбонатом (рис. 3.38). Иногда в зернах гематита наблюдаются реликты мирмекитовых выделений ильменита. Часто гематит образует срастания с рутилом.

На границе улитинской толщи и туломозерской свиты (гл. 2408–2414 м) установлена уран-ванадиевая минерализация. Основным рудным минералом является карнотит ($K_2[(UO_2)V_2O_8]*3H_2O$), образующий срастания с ванадинитом – $Pb_5(VO_4)_3Cl$ (рис. 3.39). Вместе с карнотитом в породах встречены также редкие зерна сульфидов: пирит и пирротин.

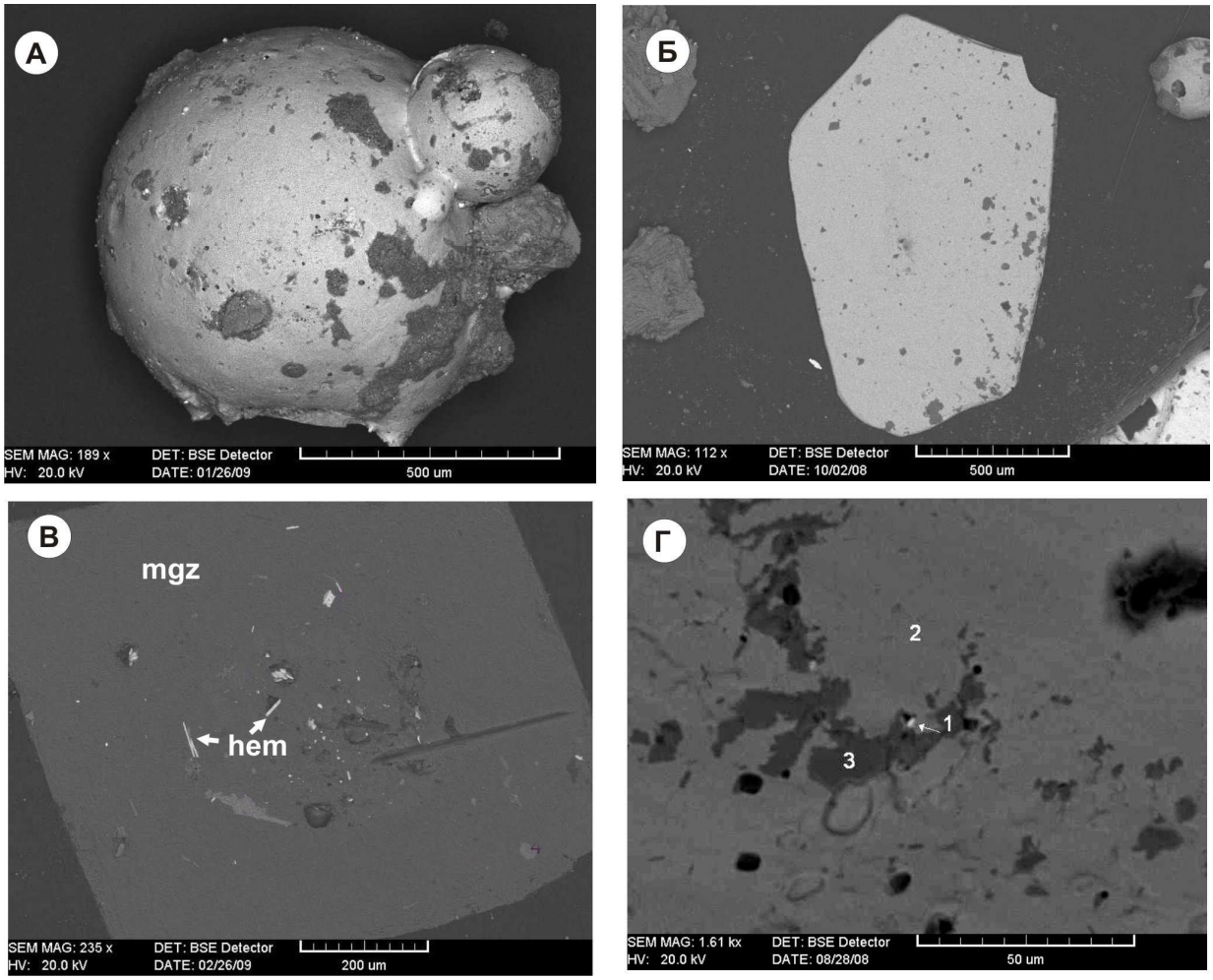



Рис. 3.37. Минералы-примеси, выделенные из галитовых пород, вскрытых ОПС:

А – ильменитовый шарик, Б – кристалл гематита, В – кристалл магнезита с пластинчатыми выделениями гематита, Г – Th-содержащая (Th – 24,59 %) фаза (1) и включения рутила (3) в гематите (2). mgz – магнезит, hem – гематит

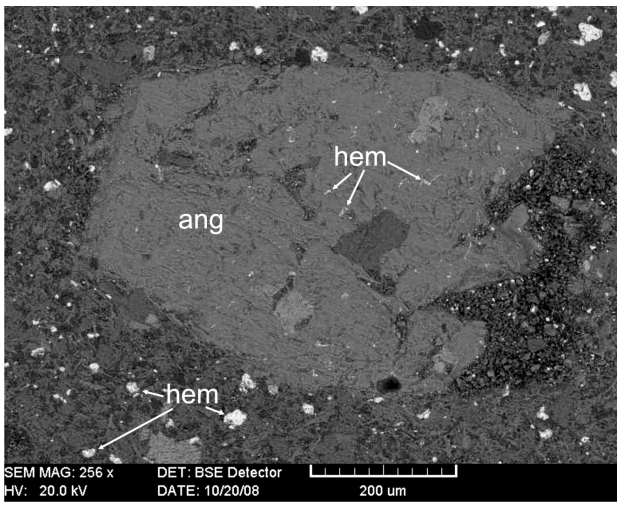



Рис. 3.38. Гематитовая вкрапленность в ангидрит-магнезитовых породах улитинской толщи:

ang – ангидрит, hem – гематит

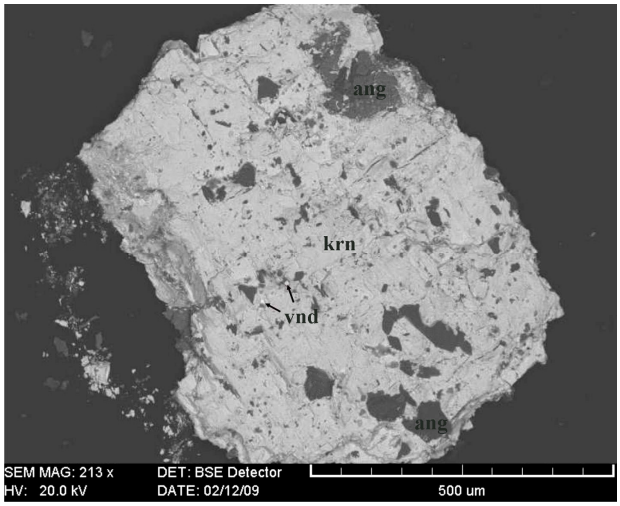



Рис. 3.39. Зерно карнотита с включениями ванадинита и ангидрита в пробах шлама инт. 2408–2414 м:

krn – карнотит, vnd -ванадинит, ang – ангидрит

Карбонатные породы **туломозерской свиты** также характеризуются наличием окисного оруденения в виде гематита и титансодержащих минералов – рутила и лейкоксена, которые в виде рассеянной примеси присутствуют во всех породах. Гематит образует две генерациями. Ранняя генерация встречается в решетке распада октаэдрических кристаллов титаномагнетита, в которой магнетит замещен гематитом, а ильменит – рутилом и лейкоксеном (рис. 3.40, А). Поздняя генерация гематита присутствует в микрозонках окварцевания в доломите в виде рассеянной вкрапленности идиоморфных призматических кристаллов размером 0,001–0,02 мм (рис. 3.40, Б), а также их сростков и агрегатов. Идиоморфный облик кристаллов гематита обеих генераций определенно свидетельствует о том, что они не подвергались переносу и образовались непосредственно в породе.

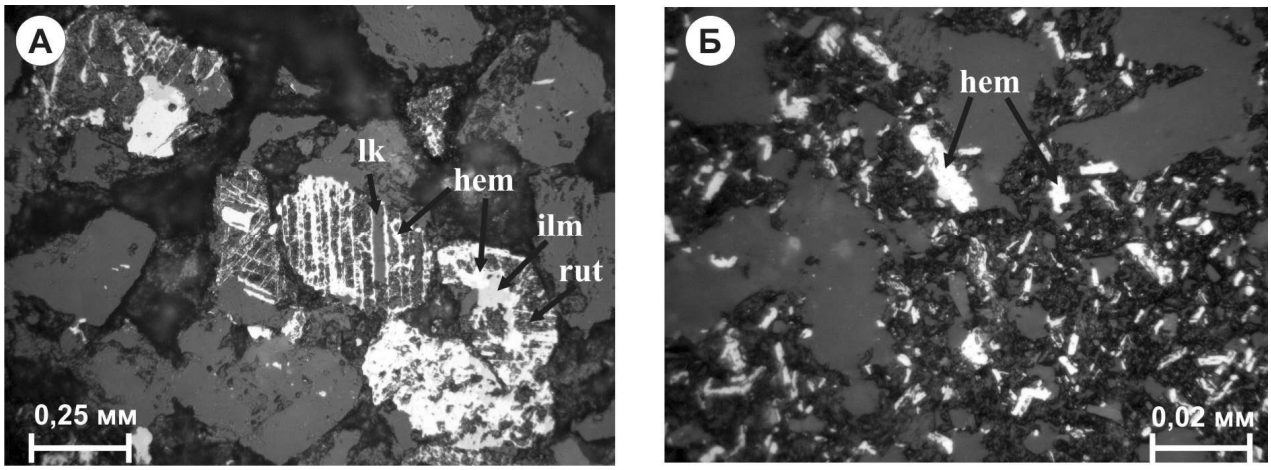



Рис. 3.40. Ильменит-гематитовое оруденение в карбонатных породах туломозерской свиты:

А – агрегаты гематита (hem), ильменита (ilm), рутила (rut) и лейкоксена (lk) по кристаллам титаномагнетита, Б – призматические кристаллы гематита в силикатных слойках в доломите

Таким образом, рутил-гематитовая минерализация в ятулийском надгоризонте носит сквозной характер и присутствует во всех породах: галите, агидрите, магнезите и доломите.

### *Людиковийский надгоризонт*

Породы **заонежской свиты** наиболее богаты сульфидной минерализацией, особенно углеродистые породы верхней подсвиты. Туфогенно-доломитовые отложения нижней подсвиты (инт. 1896–2115 м) содержат бедную сульфидную минерализацию. Самыми высокими содержаниями сульфидов (до 5 %) среди других пород выделяются светлые мелкозернистые известняки, которые имеют метасоматическое происхождение. Минерализация представлена преимущественно пиритом, а также халькопиритом и единичными зернами сфалерита.

Ритмично-слоистые углеродистые и углеродисто-карбонатные отложения верхней подсвиты характеризуются богатой и разнообразной сульфидной минерализацией. Шунгиты нижних вулканогенно-осадочных циклов (см. рис. 3.12, гл. 3.2) содержат до 5–8 % сульфидной минерализации, представленной крупными (3–4 см) пирит-пирротиновыми конкрециями, секущими пирротиновыми прожилками (от 1 мм до 0,5 см), а также рассеянной тонкозернистой вкрапленностью идиоморфных кристаллов пирротина. На фоне такой вкрапленности отмечаются шлировидные и прожилковые агрегаты (1–1,5 см), состоящие из мелких разноориентированных тесно сросшихся зерен пирротина, образующих мозаичную структуру. В краевых частях агрегатов иногда наблюдаются зерна халькопирита и сфалерита.

Карбонатно-углеродистые породы вулканогенно-осадочных циклов, расположенных выше (см. рис. 3.12, гл. 3.2), более обогащены сульфидной минерализацией (до 30–50 %). Выделяются два сульфидоносных горизонта, в которых сульфидная минерализация образует массивное оруденение, прожилки, слои и конкреции. Основным сульфидным минералом является пирит, ему уступает пирротин, еще более редок халькопирит. В интервале гл. 1067–1226,3 м расположен первый наиболее мощный сульфидоносный горизонт с разнообразными формами минерализации. В карбонатизированных шунгитоносных алевропелитах преобладает пирит в виде вкрапленности и скоплений хорошо ограненных кристаллов. В карбонатных слоях (диагенетических линзах) встречаются кристаллы пирита кубической формы размером до 1 см. Пирротин в углеродистых алевропелитах образует две генерации. Ранняя

представлена рассеянными ксеноморфными зернами (0,01–0,02 мм) и их агрегатами. Поздняя – мелкими призматическими табличками, часто в срастании с мелкими округлыми зернами пирита. Халькопирит образует редкие ксеноморфные автономные выделения, а также скопления мельчайших (менее 0,01 мм) «эмульсионных» зерен. В углеродистых сланцах наблюдаются процессы собирательной кристаллизации, которые приводят к образованию из мельчайших рассеянных идиоморфных зерен пирита (0,005–0,05 мм) более крупных сгустков и агрегатов (рис. 3.41), формирующих крупные кристаллы пирита (до 1 см) с кубооктаэдрическими гранями. Наблюдается последовательная смена морфологических форм пирита от начальных мельчайших изометрических индивидов (0,001 мм), рассеянных по породе, до стягивания таких зерен в сгустки, агрегаты и конкреции.

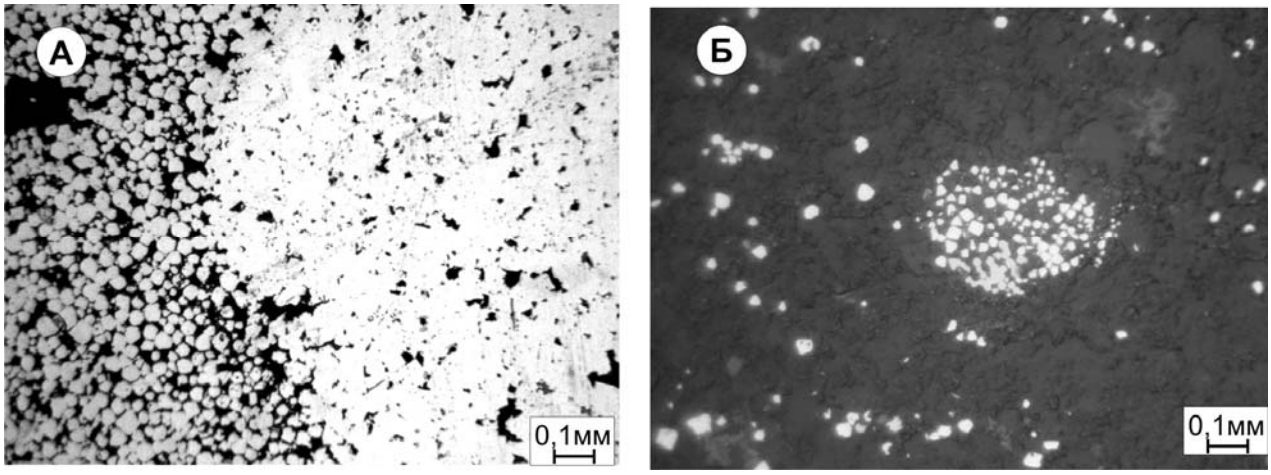


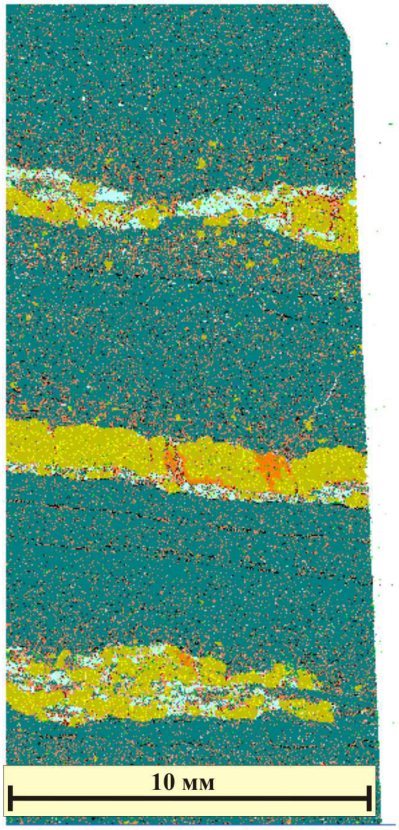

Рис. 3.41. Характер густовкрапленной пиритовой минерализации в углеродистых сланцах заонежской свиты:
А – процесс собирательной кристаллизации пирита, Б – сгустки тонкозернистого пирита

В интервале 876–913,7 м расположен второй сульфидоносный горизонт. Он менее мощный, чем первый, но превосходит его по степени насыщенности сульфидами. В тонкозернистых шунгитоносных алевропелитах и шунгитах наблюдается несколько разновидностей оруденения – мелкие конкреции, послойное массивное (рис. 3.42), густовкрапленное, прожилковое и прожилково-вкрапленное оруденение (рис. 3.43). Конкреции имеют зональное строение и пирротин-пиритовый состав, пиритовые и пирротиновые оболочки несколько раз сменяют друг друга в разрезе конкреции. Послойное густовкрапленное и массивное оруденение также имеет пирит-пирротиновый состав и тяготеет к слоям, обогащенным ШВ. Ранний пирротин представлен в двух генерациях. Первая, основная, генерация образует мелкие изометричные кристаллы (0,01–0,02 мм), ориентированные вдоль слоистости. Иногда зерна образуют скопления. Вторая генерация представлена более крупными агрегатами (0,05–0,15 мм) в виде прослоев и линз. Также встречены две поздние генерации пирротина – крупные гнезда (до 7 мм) в секущих и послойных карбонатных прожилках и последняя генерация – тонкие призматические (игольчатые) кристаллы низкотемпературного пирротина. Выделяются также своеобразные массивные тонкозернистые шунгит-пиритовые породы, состоящие на 54–55 % вес. из пирита (кристаллы размером 0,01–0,02 мм) и на 22–23 % вес. из $C_{орг}$. На долю силикатной составляющей приходится 22–24 %.

Неяснослоистые карбонатизированные туфы, расположенные внутри серий базальтовых покровов заонежской свиты, содержат обычно 1–3 % (до 8–10 %) послойно-прожилкового сульфидного оруденения пирит-пирротинового состава с примесью халькопирита и с единичными зернами сфалерита. Пирротин образует крупные (1–1,5 см) агрегаты неправильной формы. Иногда по краям агрегатов отмечаются халькопирит и сфалерит. Идиоморфные зерна пирита (2 мм) местами образуют срастания с пирротином.

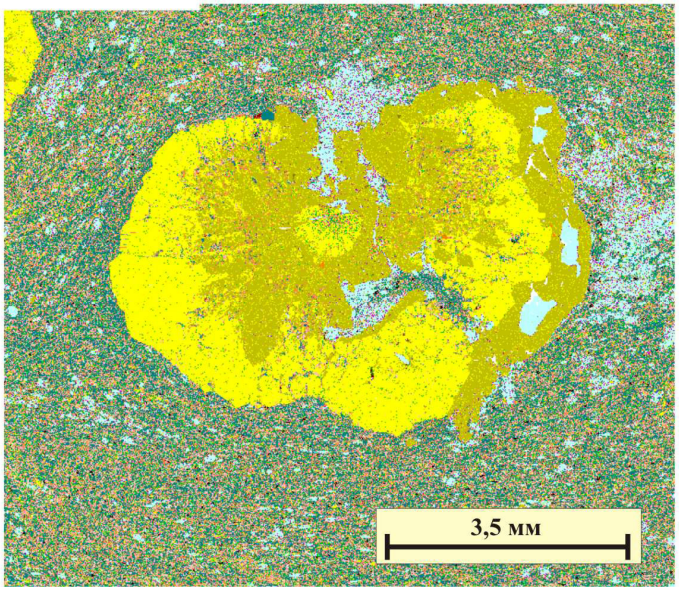
Анализ взаимоотношений сульфидной минерализации с вмещающими углеродистыми породами заонежской свиты определенно указывает на ранний конседиментационный или раннедиагенетический характер образования основной массы сульфидов. Об этом свидетельствуют послойное распределение сульфидов, наличие тонких слоев пиритов, присутствие конседиментационных брекчий с обломками пород, содержащих послойную густовкрапленную сульфидную минерализацию,

которые сцементированы сульфидсодержащими алевропелитами. Вокруг крупных конкреций наблюдаются характерные изгибы слоистости, что свидетельствует об их образовании до уплотнения осадка. Это свидетельствует об интенсивном поступлении металлоносных эксгаляций на дно Онежского палеобассейна во время формирования заонежской свиты.




А

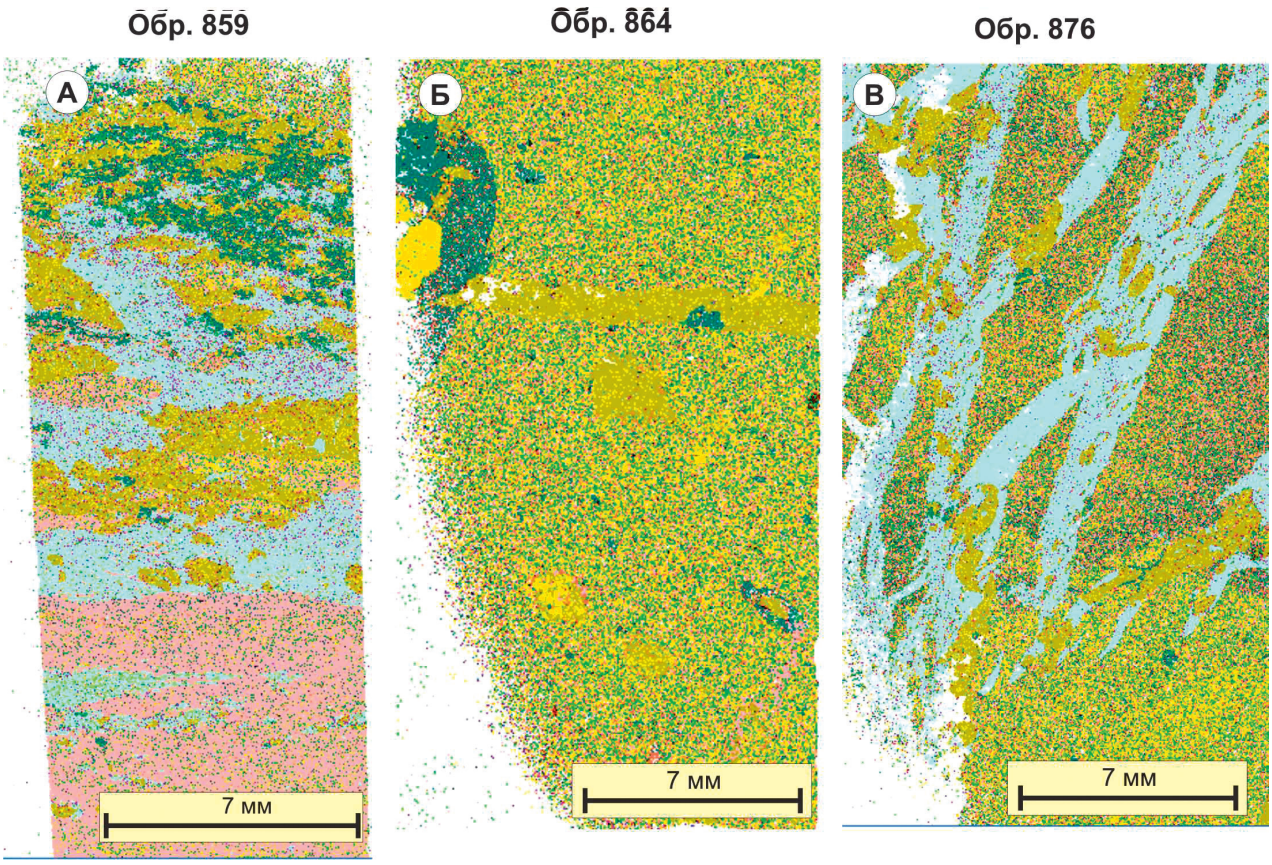
| минералы | обр.918 | обр.944 |
|---|---|---|
| породообразующие минералы, в об.% | | |
| вулк.стекло | 26,05 | 66,07 |
| ШВ | 16,84 | 2,29 |
| слюда | 16,42 | 13,25 |
| кальцит | 6,01 | 2,49 |
| тальк | 4,82 | 1,15 |
| хлорит | 0,60 | 1,76 |
| сфен | 0,54 | 1,39 |
| клинопироксен | 0,51 | 0,62 |
| ортопироксен | 0,23 | 0,09 |
| серпентин | 0,21 | 0,02 |
| гранат | 0,08 | 0,12 |
| другие карбонаты | 0,02 | 0,11 |
| апатит | 0,01 | 0,03 |
| амфибол | 0,01 | 0,01 |
| циркон | 0,01 | 0,01 |
| другие силикаты | 0,11 | 0,01 |
| рудные минералы, в об.% | | |
| халькопирит | 5,22 | 0,48 |
| пирит | 13,28 | 1,09 |
| пирротин | 8,00 | 8,92 |
| Арсениды | 0,01 | 0,02 |
| магнетит | 0,01 | 0,00 |
| сфалерит | 0,01 | 0,00 |




Б

Рис. 3.42. Минеральный состав сульфидной минерализации в углеродистых породах заонежской свиты по данным сканирования на приборе QEM Scan:

А – послойное пирротиновое оруденение в углеродистом туфоалевропелите, Б – пирит-пирротиновая конкреция в сульфидизированных углеродистых алевропелитах




| минералы | цвет спектра | обр. 859 | обр. 864 | обр. 876 |
|---|---|---|---|---|
| породообразующие минералы, в об.% | | | | |
| ШВ | | 32,58 | 18,66 | 12,75 |
| кальцит | | 22,49 | 0,01 | 26,26 |
| вулк.стекло | | 7,81 | 9,27 | 7,32 |
| слюда | | 2,33 | 11,27 | 12,91 |
| другие силикаты | | 3,37 | 0,11 | 1,56 |
| клинопироксен | | 1,41 | 0,01 | 0,19 |
| тальк | | 0,90 | 5,98 | 1,31 |
| гранат | | 0,48 | 0,06 | 0,10 |
| сфен | | 0,15 | 0,22 | 0,25 |
| хлорит | | 0,13 | 0,31 | 0,31 |
| серпентин | | 0,06 | 0,01 | 0,09 |
| другие карбонаты | | 0,03 | 0,40 | 0,10 |
| ортопироксен | | 0,02 | 0,12 | 0,08 |
| рудные минералы, в об.% | | | | |
| пирит | | 7,96 | 30,57 | 18,07 |
| халькопирит | | 4,32 | 15,04 | 10,88 |
| пирротин | | 15,87 | 7,48 | 7,67 |
| сфалерит | | 0,04 | 0,04 | 0,11 |

Рис. 3.43. Минеральный состав густовкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в углеродистых породах заонежской свиты по данным сканирования на приборе QEM Scan:

А – прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение в карбонатизированном углеродистом туфе, Б – густовкрапленное пиритовое оруденение в углеродсодержащем туфоалевропелите, В – прожилковое карбонат-сульфидное (пирротин-пиритовое) оруденение в углеродистом сланце

Вулканогенно-осадочные отложения **суйсарской свиты** обеднены рудной минерализацией. В базальтовых и пикробазальтовых покровах свиты сульфидная минерализация встречается в виде рассеянной вкрапленности пирита и пентландита (до 1 %), а также в карбонатных миндалинах (гнезда пирита) и вблизи контактов с туфами (до 3–5 % пирротина), причем сульфидами обогащаются не только базальты, но и нижележащие туфы. Пирит присутствует в двух генерациях. Ранняя образует агрегаты (0,1–1,0 мм) из мелких идиоморфных зерен. Поздний пирит заполняет промежутки между кристаллами силикатов. Пентландит обрастает кристаллы силикатов (пироксена). Присутствуют также зоны трещиноватости с тонкими прожилками пирита и халькопирита (1–2 %). В туфах сульфиды имеют послойный характер и образуют тонкую редкую вкрапленность пирротина в основании слойков или заполняют тонкие секущие трещины. Отсутствие богатой сульфидной минерализации в туфогенно-осадочных породах суйсарской свиты не следует рассматривать как свидетельство снижения эндогенной активности и ослабление интенсивности поступления металлоносных растворов на дно палеобассейна. Это, скорее, следствие резкого усиления привноса вулканогенного материала в бассейн седиментации, который разбавлял и подавлял эксгаляционное минералообразование.

В целом в разрезе карельских образований, вскрытых ОПС, имеет место закономерная смена рудной минерализации окисного типа в ятулийском надгоризонте минерализацией сульфидного типа в людиковийском. Одновременно происходит усиление интенсивности рудного минералообразования. В табл. 3.12 показаны ведущие ассоциации рудных минералов в породах разреза.

Таблица 3.12. **Ассоциации рудных минералов в разрезе карелид**

| Горизонт | Свита | Порода | Ведущая ассоциация рудных минералов |
|---|---|---|---|
| Людиковий | Суйсарская свита | Базальты, пикробазальты | Пентландит, пирротин, пирит |
| | | Туфы | Пирротин-пирит |
| | Заонежская свита | Базальты | Пирротин, пирит (халькопирит, пентландит)* |
| | | Туфы | Пирротин, пирит, халькопирит |
| | | Карбонатно-углеродистые алевропелиты | Пирротин, пирит, халькопирит |
| | | Шунгитоносные сланцы | Пирит-халькопирит |
| | | Пестроцветные доломиты, доломитистые алевропелиты | Пирит, (халькопирит-пирротин) |
| Ятулий | Туломозерская свита | Доломиты, доломитистые алевропелиты | Гематит, рутил, (ильменит, титаномагнетит) |
| | Улитинская толща | Ангидрит-магнезитовые | Гематит, ильменит, рутил |
| | Галитовая толща | Галитовая порода | Гематит, ильменит, рутил |
| Архей | Верхний архей – нижний протерозой | Граниты | (Пирит-халькопирит) |
| | | Пикриты | Магнетит |
| | | Лейкогаббро | Титаномагнетит, пирит, халькопирит |
| | | Магнетитовая жила | Магнетит, хромшпинель |

* В скобках – минералы, имеющие подчиненное значение.

На границе ятулийского и людиковийского надгоризонтов происходит целый ряд коренных изменений в разрезе карелид. Исчезают сульфаты и их следы, которые в нижней части ятулийского разреза присутствуют в виде ангидрита (улитинская толща), а в верхней – в виде псевдоморфоз (туломозерская свита). В людиковийском надгоризонте сера присутствует в восстановленном виде. Появление сульфидов происходит одновременно с появлением восстановленного углерода, представленного шунгитовым веществом (заонежская свита). Названные события происходят синхронно с резкими изменениями эндогенного режима на данной площади. Граница ятулий – людиковий знаменует начало активного базальтоидного вулканизма в Онежском палеобассейне. Анализ особенностей состава и взаимоотношений с вмещающими породами свидетельствует о сингенетичном характере сульфидной минерализации. Ее связь с вулканизмом очевидна. Образование сульфидной минерализации в Онежском палеобассейне в людиковии происходило в эксгаляционно-гидротермальных системах типа современных черных курильщиков [Куликова и др., 2007]. Сокращение объема рудной (сульфидной) минерализации в людиковии также происходит резко на границе заонежской и суйсарской свит. Данная граница знаменует изменение состава продуктов вулканизма – возрастает их основность, в разрезе появляются пикриты и их туфы. Активное сульфидонакопление прекращается сразу после фазы максимальной его интенсивности в верхней части заонежской свиты, где они представлены сульфидными рудами, содержащими до 50 % об. и более пирита. Сокращение количества сульфидного материала в суйсарской свите является следствием резкого увеличения скорости вулканогенной седиментации. Туфогенный материал, в возросших количествах поступающий в палеобассейн в период формирования суйсарской свиты, разбавлял и подавлял эксгаляционное минералообразование. Таким образом, основная роль в формировании определенных

типов рудной минерализации и интенсивности ее проявления в разрезе карелид ОС принадлежит эндогенным процессам и, в частности, вулканизму.

## 3.6. ВАРИАЦИИ СОСТАВОВ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ В РАЗРЕЗЕ ОПС

### 3.6.1. Методика исследований

Минераграфическое изучение полированных шлифов проводилось с помощью рудных микроскопов МИН-9 и ROW Rathenow (Германия). Микрофотографирование проводилось на микроскопах Olympus BX 51, оснащенных цифровыми камерами, в лабораториях редкометалльного магматизма и рудных месторождений ИГЕМ РАН.

Электронно-микроскопические исследования проводились на аналитическом сканирующем электронном микроскопе Camscan Link CRC-07 PR Cambrige с энергодисперсионной приставкой LAN 10000 OXFORD LINK ANALYTICAL (ВНИИХТ, г. Москва, аналитик к.г.-м.н. Д.И. Кринов).

Определение изотопного состава серы сульфидных минералов проводилось на газовом модернизированном масс-спектрометре МИ 1311.

Для оценки характера источника флюидов исследовались стабильные изотопы серы в сульфидах. Изотопный состав S измерялся в газе $SO_2$ на газовом модернизированном масс-спектрометре МИ 1311 относительно общепринятого стандарта серы – метеоритной серы Каньон Дьябло с отношением $n^{34}S/n^{32}S + 0{,}0450045$. Сера сульфидов переводилась в $SO_2$ прокаливанием их с окисью меди при температуре 700–800 ºС. Точность измерения изотопного состава S и C не хуже $\pm$ 0,1 ‰.

Определение концентраций редких элементов проводилось методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИПТ РАН (г. Черноголовка). Пределы обнаружения для РЗЭ, Hf, Ta, Th, U составляли 0,02–0,03 г/т, для Nb, Be, Co – 0,03–0,05 г/т, для Li, Ni, Ga, Y – 0,1 г/т, для Zr – 0,2 г/т, для Rb, Sr, Ba – 0,3 г/т, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 г/т. Точность анализа контролировалась измерением международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0,3 при измерении содержания этих элементов до 5*ПО и не превышало 0,15 при измерении содержания > 5*ПО.

Петрогенные и малые элементы определялись методом рентгенофлюоресцентной спектрометрии (РФА) на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. (Нидерланды) (ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев) и инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) (ИГЕМ РАН, аналитик А.Л. Керзин). Методом ИНАА определялись содержания элементов со следующим порогом чувствительности (г/т): K, Ca, Fe, Sr, Rb, Zr, Ba, Sn – 100–1000; Cr, Zn, Br, Ga, Ge, Cd, Mo, Ag, W, Re – 10–1000; Na, As, Cs, Sb, Ta, Th, U – 1–5; Co, Au – 0,1–0,5.

*Распределение рудной минерализации в литологических разностях пород заонежской свиты (ассоциации, последовательность их формирования и особенности составов сульфидов).*

В разрезе ОПС выделяются следующие основные литологические разности пород заонежской свиты: 1) углеродсодержащие метапелиты, метаалевролиты, шунгиты, 2) доломиты и карбонатные породы, 3) кремнистые породы, 4) пестроцветные сланцы, а также внедрившиеся в них силлы долеритов людиковия.

Для электронно-микроскопического и микрозондового изучения составов рудных минералов были отобраны представительные образцы, характеризующие различные литологические разности пород из разреза скважины, а также зоны метасоматически-вкрапленной и прожилковой минерализации из участков дробления и брекчирования (табл. 3.13). Преобладающий характер распределения рудных минералов во всем изученном разрезе – прожилково-вкрапленный, свидетельствующий об их гидротермально-метасоматическом образовании. Помимо этого, присутствуют сингенетичные рудные минералы, рассеянная вкрапленность которых подчеркивает микрослоистую текстуру пород. В зонах дробления сульфиды приурочены к трещинкам заполнения в цементе брекчий.

Метасоматическая вкрапленность в тектонически слабо нарушенных интервалах разреза представлена в основном простым набором сульфидных минералов, в которых не отмечается существенных концентраций изоморфных примесей. В зонах дробления и прожилкования во всех разностях пород (в т. ч. в базальтах и долеритах) набор рудных минералов расширяется, и в ассоциации с ними присутствует переотложенное углеродистое вещество. Золотоносные пирит и халькопирит (хейкокит)

выявлены в наиболее тектонически нарушенных доломитах, где также присутствует переотложенное углеродистое вещество. Отчетливая вертикальная зональность как для отдельных литологических разностей пород, так и для разреза скважины в целом не устанавливается в связи с многократным переотложением рудного вещества из метаосадочных пород заонежской свиты (табл. 3.13).

Таблица 3.13. **Последовательность образования и состав ассоциаций рудных минералов в основных литологических разностях пород разреза ОПС**

| Глубина, м | Макроскопическое описание | Последовательность минералообразования | Составы рудных минералов, определенные микрозондовым анализом |
|---|---|---|---|
| 847 | Сульфидная кварц-карбонат-амфиболовая жилка на контакте с долеритом | Жилка: Кварц + амфибол → Карбонат + пирротин + пентландит + халькопирит + сфалерит<br>Метасоматическая вкрапленность в долерите:<br>Кварц + хлорит + халькопирит + сфалерит → Пирит | Пирит $Fe_{0,887}S_2 – Fe_{0,910}S_2$<br>Сфалерит $Zn_{1,067}Fe_{0,135S} – Zn_{1,032}Fe_{0,133}Co_{0,005}Cu_{0,009}S$<br>Халькопирит $Cu_{0,953}Fe_{1,100}S_2 – Cu_{0,996}Fe_{1,133}S_2$ |
| 890–912 | Шунгитоносные метапелиты и метаалевролиты, послойно пиритизированные, перемятые, с сульфидными линзами и стяжениями | Ранняя послойная пиритизация (сингенетичный пирит)→ Кварц → Карбонат (1) → Пирротин (1) + (пентландит) + халькопирит → Пирит, марказит → Карбонат (2), пирроротин (2), переотложенное ШВ → Арсенопирит | Пирит $Fe_{1,017}S_2 – Fe_{1,044}S_2$<br>Пирротин $Fe_{6,687}S_8 – Fe_{6,795}S_8$<br>Халькопирит $Cu_{1,094}Fe_{1,105}S_2$<br>Арсенопирит $Fe_{1,003}Co_{0,061}As_{1,120}S – Fe_{1,065}Co_{0,034}As_{1,158}S$ |
| 912–927 | Базальты с наложенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; на пересечениях прожилков развиты гнездовидные обособления сульфидов | Пирротин-1 + халькопирит-1 → Карбонат + пирротин-2 + халькопирит-2 + ШВ → [(Марказит) → пирит] | Пирит $Fe_{1,037}S_2 – Fe_{1,029}S_2$<br>Никельсодержащий пирротин $Fe_{6,803}Ni_{0,035}S_8 – Fe_{6,717}S_8$<br>Халькопирит $Cu_{1,094}Fe_{1,123}S_2 – Cu_{1,023}Fe_{1,114}S_2$ |
| 927–1080 | Долериты с тектоническими зонками, которые трассируются ветвящимися прожилками и гнездовыми выделениями сульфидов | Халькопирит + сфалерит + пирротин → Пирит (по марказиту).<br>Тектонические зонки с обломками переотложенного ШВ | Пирит $Fe_{0,904}S_2 – Fe_{0,894}S_2$<br>Ртутьсодержащий пирит $Fe_{0,906}Hg_{0,008}S_2$<br>Золотосодержащий пирит $Fe_{1,005}Au_{0,007}S_2$<br>Сфалерит $Zn_{1,060}Fe_{0,121}S$<br>Халькопирит $Cu_{0,985}Fe_{1,113}S_2 – Cu_{0,969}Fe_{1,072}S_2$<br>Золотосодержащий халькопирит (хейкокит) $Cu_{6,008}Fe_{6,894}Au_{0,041}S_8$ |
| 1108–1167 | Тектоническая зонка в доломите, с развитием сульфидной минерализации. Переслаивание доломитов и шунгитоносных сланцев | ШВ → Карбонат + халькопирит + сфалерит → Карбонат + пирит. Переотложенное ШВ | Пирит $Fe_{1,049}S_2 – Fe_{1,032}S_2$<br>Цинксодержащий пирит $Fe_{1,040}Zn_{0,010}S_2$<br>Мышьяксодержащий пирит $Fe_{1,047}As_{0,009}S_2$<br>Сфалерит $Zn_{1,206}Fe_{0,015}S – Zn_{1,169}Fe_{0,015}S$<br>Марматит (Железистый сфалерит) $Zn_{0,880}Fe_{0,165}S$<br>Халькопирит $Cu_{0,977}Fe_{1,124}S_2$ |
| 1716–1902 | Переслаивание кремнистых, слюдистых углеродистых пелитов и известковистых пород с гнездовым и послойным развитием сульфидов. Шунгитоносные метапелиты с редкими тонкими субвертикальными прожилками и гнездами сульфидов | Кварц + хлорит + халькопирит (1) + сфалерит (1) + пирротин (1) + пентландит → Кварц + пирротин (2) + халькопирит (2) + галенит → Мельниковитпирит + ковеллин. Переотложенное ШВ | Пирротин $Fe_{6,855}S_8 – Fe_{6,726}S_8$ |
| 1902–1915 | Кремнистые породы с редкими тонкими линзочками и послойной вкрапленностью сульфидов | Кальцит + пирротин + халькопирит + пентландит → Пирит | Пирротин $Fe_{7,190}S_8$<br>Никельсодержащий пирротин $Fe_{7,204}Ni_{0,030}S_8 – Fe_{7,182}Ni_{0,036}S_8$<br>Халькопирит $Cu_{1,001}Fe_{1,110}S_2 – Cu_{0,986}Fe_{1,115}S_2$ |
| 2036,5 | Шунгитоносные сланцы. Субвертикальные и наклонные прожилки, гнездовидные скопления сульфидов | Кварц + карбонат + арсенопирит + пирит + халькопирит + галенит. Обломок Кварц + (карбонат) + пирротин + пентландит | Пирротин $Fe_{6,495}Ni_{0,029}Au_{0,025}S_8$<br>Пентландит $Fe_{7,115}Ni_{1,107}Co_{0,084}S_8$<br>Бравоит $Fe_{0,804}Ni_{0,070}Co_{0,011}Se_{0,003}S_2 – Fe_{0,740}Ni_{0,124}Co_{0,021}Se_{0,006}S_2$<br>Сфалерит $Zn_{1,139}Fe_{0,010}S$<br>Халькопирит $Cu_{0,955}Fe_{1,080}S_2 – Cu_{0,923}Fe_{1,037}Te_{0,012}S_2$<br>Селенсодержащий галенит $Pb_{0,829}Se_{0,012}S – Pb_{0,796}Se_{0,011}S$ |

| Глубина, м | Макроскопическое описание | Последовательность минералообразования | Составы рудных минералов, определенные микрозондовым анализом |
|---|---|---|---|
| 2076,5–2102,5 | Брекчия доломитов и микрокварцитов, с сульфидной вкрапленностью в цементе | Кварц + кальцит + пирит + халькопирит + сфалерит + галенит.<br>ШВ | Пирит $Fe_{1,038}S_2 – Fe_{1,011}S_2$<br>Галенит $Pb_{0,744}Fe_{0,012}S$<br>Селенсодержащий галенит<br>$Pb_{0,831}Se_{0,009}S – Pb_{0,767}Se_{0,014}S$<br>Теллур- и селенсодержащий галенит<br>$Pb_{0,770}Te_{0,006}Se_{0,012}S$<br>Цинксодержащий галенит<br>$Pb_{0,792}Zn_{0,061}Fe_{0,019}S – Pb_{0,709}Zn_{0,146}Fe_{0,010}S$<br>Сфалерит $Zn_{1,183}Fe_{0,017}S$<br>Медьсодержащий сфалерит<br>$Zn_{1,169}Fe_{0,018}Cu_{0,006}S$<br>Халькопирит $Cu_{0,976}Fe_{1,065}S_2 – Cu_{0,928}Fe_{1,009}S_2$<br>Цинксодержащий халькопирит<br>$Cu_{0,955}Fe_{1,080}Zn_{0,082}S_2 – Cu_{0,944}Fe_{1,045}Zn_{0,024}S_2$ |
| 2117,5–2129 | Брекчия карбонатных пород и мергелистых сланцев из коры выветривания туломозерской свиты. Прожилки развиты по сети взаимопересекающихся трещин, сульфиды изменены | Кварц + кальцит + пирит + халькопирит + сфалерит + галенит | Селенсодержащий галенит<br>$Pb_{0,779}Se_{0,010}S – Pb_{0,821}Se_{0,010}S$<br>Пирит $Fe_{1,033}S_2$ |

В *шунгитоносных метапелитах, метаалевролитах и шунгитах* представлена прожилково-вкрапленная переотложенная минерализация. Основными ассоциациями в последовательности образования являются:

Сингенетичный глобулярный пирит(1) →

Кварц + карбонат + пирротин (1) + халькопирит (1) + сфалерит (1) + пентландит →

Кварц + карбонат + пирит (2) + пирротин (2) + халькопирит (2) + сфалерит (2) + галенит + антраксолит →

Кальцит + марказит + пирит (3), арсенопирит.

Местами в трещиноватых интервалах разреза метапелитов по пирротину развивается мельниковит-пиритовый агрегат, а по халькопириту – вторичный ковеллин.

Таким образом, для углеродсодержащих пород характерны арсенопирит, галенит, пентландит; часто устанавливается миграционное углеродистое вещество (при наличии также и сингенетичного ШВ). Здесь происходит частая смена окислительно-восстановительных условий, о чем свидетельствуют наличие нескольких генераций пирротина, замещение пирротина пиритом и наоборот.

Микрозондовым анализом в углеродсодержащих породах установлены золото-никельсодержащий пирротин, кобальтсодержащий арсенопирит, пентландит, селенсодержащий бравоит, селенсодержащий галенит и монацит.

*В доломитах и доломитах брекчированных* представлена прожилково-вкрапленная переотложенная минерализация, как и в других литологических разностях пород, без признаков вертикальной зональности. Обобщенная последовательность образования ассоциаций рудных минералов имеет вид:

Кварц → антраксолит →

Кальцит + пирит + халькопирит + сфалерит + галенит →

Окварцевание, марказит + пирит.

В отличие от изверженных пород и углеродсодержащих сланцев, в доломитах не установлены никель-кобальтовая минерализация и арсенопирит.

Микрозондовым анализом здесь определены цинк- и мышьяксодержащий пирит, медьсодержащий сфалерит, марматит (железистый сфалерит, на глубине 1108–1122 м в тектонической зонке с ШВ), цинк-, теллур- и селенсодержащий галенит.

В *кремнистых породах и окварцованных сланцах* установлены ассоциации рудных минералов, аналогичные установленным в доломитах и углеродсодержащих породах. Их последовательность образования:

Кварц → Магнетит →

Кальцит (1) + пирротин + халькопирит + пентландит →

Кварц + кальцит (2) + пирит →

Кальцит (3).

Микрозондовым анализом здесь определен никельсодержащий пирротин.

В *базальтах, долеритах и туфах базальтового состава* представлена наложенная прожилково-вкрапленная минерализация, в последовательности (стадийности) образования:

Кварц + амфибол + хлорит + пирротин (1) + халькопирит (1) + сфалерит + пентландит →
Карбонат + пирротин (2) + халькопирит (2) + антраксолит →
Кальцит + пирит + марказит.

Микрозондовым анализом в составе прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в катаклазированных базальтах установлен никельсодержащий пирротин, в катаклазированных долеритах (на глубине 920 м) – ртуть- и золотосодержащие фазы – золотосодержащий пирит, золотосодержащий халькопирит (хейкокит), а также ртутьсодержащий пирит. Наиболее типичные ассоциации рудных минералов и характер их срастаний приведены на рис. 3.44–3.45.

### 3.6.2. Рудно-геохимические особенности пород заонежской свиты

Результаты нейтронно-активационного анализа были получены для интервалов разреза, где было проведено микрозондовое определение составов рудных минералов и их минераграфическое изучение.

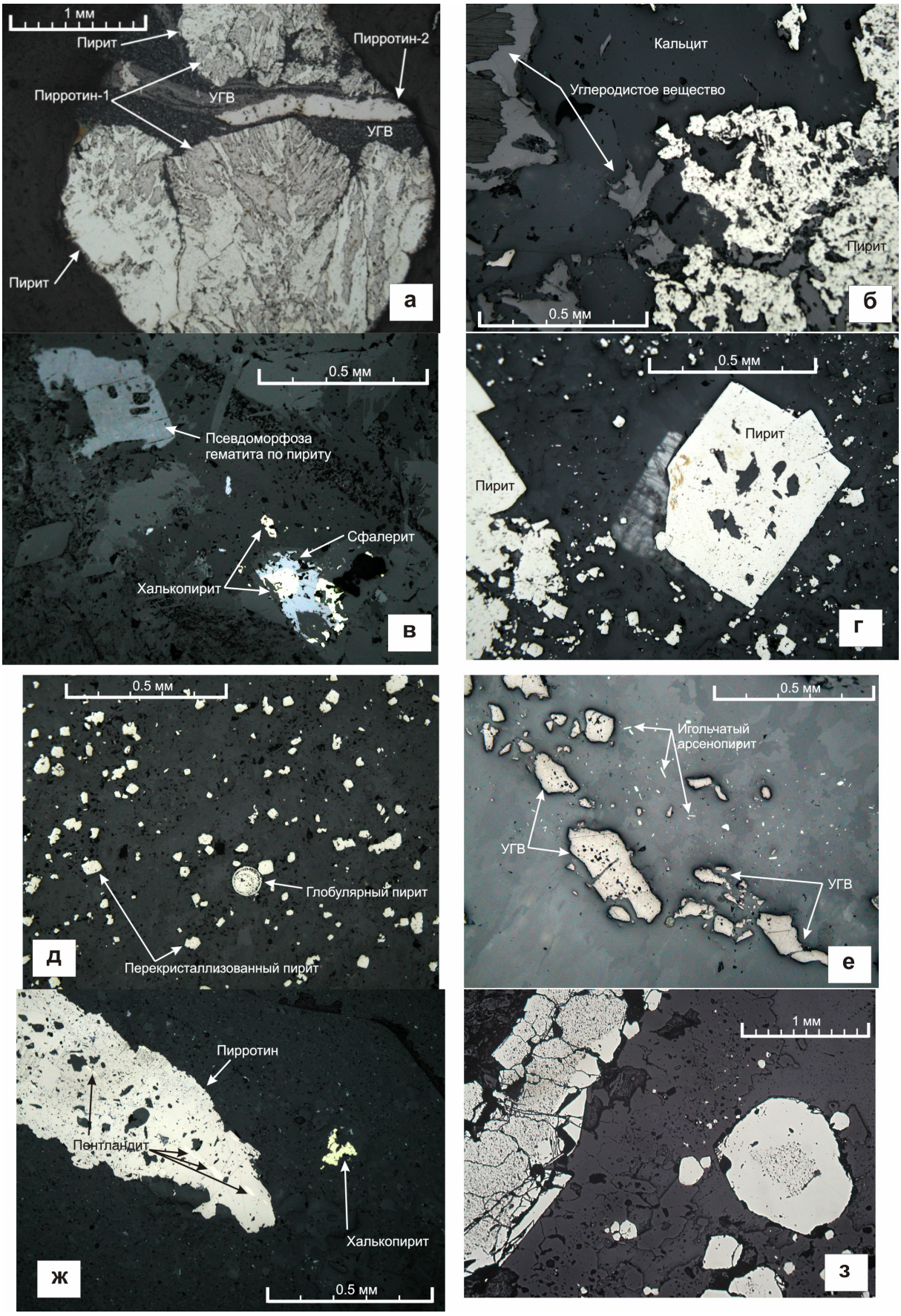
Для *базальтов* характерны повышенные уровни содержаний хрома, кобальта, никеля, скандия, что согласуется с их базальтоидной магматической природой. В отношении рудных элементов их отличают повышенные концентрации мышьяка (среднее 9 г/т, максимальное 27 г/т) и селена (среднее 14 г/т, максимальное 68 г/т).

*Метапелиты* отличаются высокими-умеренными уровнями концентраций хрома, кобальта, никеля, скандия, что связано с примесью вулканического материала. В отношении рудных элементов для них, так же, как и для базальтов, характерны повышенные содержания мышьяка и селена, однако в отличие от базальтов отношение в них As/Se > 1 и отмечаются повышенные содержания теллура. Кроме того, в них повышены концентрации тория и урана при отношении этих элементов, близком к 1. Важно также отметить повышенные содержания молибдена (среднее 21 г/т, максимальное 113 г/т), что при отсутствии собственно молибденовых фаз можно объяснить его сорбцией углеродистым веществом.

*Доломиты* характеризуются низкими концентрациями хрома, кобальта, никеля и скандия, но обладают наиболее высокими содержаниями рудных элементов. Концентрации мышьяка составляют в среднем 215 г/т и достигают 444 г/т, но селена не превышают 7 г/т, т. е. отношение As/Se > 1. При этом в них много теллура (его содержания достигают 11 г/т). В доломитах также отмечаются высокие содержания тория и урана, причем U/Th отношение очень высокое.

Таким образом, рудная геохимия в метапелитах и доломитах имеет сходный характер и несколько отличается от рудной геохимии в базальтах. Для доломитов и метапелитов характерна ассоциация As-Se-Sb-Te-Mo ± Zn ± U, в базальтах она приобретает вид Se-Co-Ni-Zn. В отношении золота можно отметить, что наибольшие его содержания, как средние, так и максимальные, отмечаются в доломитах (до 0,03 г/т). Золото положительно коррелирует с молибденом, кобальтом, РЗЭ и ураном в доломитах, с селеном, барием и легкими РЗЭ в метапелитах, а в базальтах значимые корреляции золота не фиксируются. Геохимические особенности распределения рудных элементов указывают на вероятную принадлежность рудного процесса к мезотермальному типу, связанному с наложенными зонами тектонических нарушений. Наиболее существенное их развитие отмечено в доломитах, что, возможно, связано с их большей подверженностью хрупким тектоническим деформациям.

***Геохимические особенности сульфидной минерализации и шунгитоносных пород.*** Методом ICP-MS были изучены пробы мономинеральных фракций сульфидных минералов и углеродистых сланцев. Пробы сульфидов по характеру геохимических ассоциаций могут быть разделены на три группы. К первой группе можно отнести пирротин, пирит и халькопирит из шунгитов верхней части разреза (обр. 914 и 1518). Для них характерны повышенные концентрации As, Mo, W и U. Ко второй группе отнесены пирротин и пирит из туффитов и брекчий шунгитов (соответственно) средней части разреза (обр. 2410 и 3111). Их геохимической особенностью являются повышенные концентрации Se, U и Ni. Третья группа представлена пиритом с примесью галенита из углеродистых сланцев (обр. 1949) и пиритом из доломитов (обр. 3463). Для этих сульфидов характерны повышенные содержания Te и Bi. Элементы платиновой группы (палладий) в повышенных концентрациях установлены в сульфидах из средней части разреза (обр. 1518, 1949 и 2410). Au не обнаружено, однако можно ожидать присутствие золоторудной минерализации в зоне развития сульфидов третьей группы. Для углеродистого вещества фиксируются очень высокие содержания Cd при повышенных концентрациях Pt и Pd (обр. 80), а также обогащение As, Se, Sb, Th, U при повышенных концентрациях Re и Pt (обр. 3201).


1 мм
Пирит
Пирротин-2
Пирротин-1
УГВ
УГВ
Пирит
а
Кальцит
Углеродистое вещество
Пирит
0.5 мм
б
0.5 мм
Псевдоморфоза
гематита по пириту
Сфалерит
Халькопирит
в
0.5 мм
Пирит
Пирит
г
0.5 мм
Глобулярный пирит
Перекристаллизованный пирит
д
0.5 мм
Игольчатый
арсенопирит
УГВ
УГВ
е
Пирротин
Пентландит
Халькопирит
0.5 мм
ж
1 мм
з

***Изотопный состав серы сульфидов.*** Вариации величин $\delta^{34}S$ сульфидов из пород заонежской свиты представлены на рис. 3.46 и составляют для пирротина –1,2÷+4,8 ‰ (включая пробы с незначительными примесями других сульфидов), для пирита +2,7÷+5,8 ‰ (включая пробы с примесью халькопирита). Общий интервал величин $\delta^{34}S$ от –1,2 до 6,2 ‰ при среднем значении 3,7 ‰. Среднее значение $\delta^{34}S$ для сульфидов из пород заонежской свиты близко к полученному значению для сульфидов из гранитоидов основания разреза ОПС, составляющему 3,2 ‰.

С глубиной не отмечается значительных изменений изотопного состава серы сульфидов, за исключением пирротина (рис. 3.47), что связано, возможно, с составом вмещающих пород.

*Изотопный состав серы мономинеральных проб сульфидов* образует достаточно узкий интервал по сравнению с величинами изотопного состава серы вулканогенно-осадочных пород заонежской свиты (рис. 3.48, 3.49). На гистограмме (рис. 3.48) четко выделяются три области значений: –15÷–10 ‰, +4÷+14 ‰ и +17÷+27 ‰. Средний интервал частично перекрывается со значениями, полученными для мономинеральных проб сульфидов.

Из рис. 3.49 видно, что изотопные составы серы толщ, слагающих заонежскую свиту, значительно отличаются между собой. Для нижней (глинисто-карбонатной) и верхней (вулканогенно-осадочной) толщ величины $\delta^{34}S$ довольно близки к значениям, полученным по сульфидам из пород заонежской свиты и гранитов. Для средней толщи (переслаивание углеродистых и высокоуглеродистых туфоалевропелитов с базальтами и долеритами) получены отрицательные величины $\delta^{34}S$ (–14,5÷–10 ‰). Верхняя вулканогенно-осадочная толща в основании представлена углеродистыми и высокоуглеродистыми осадочными породами. Здесь обнаружен максимальный разброс значений и наибольшие положительные (+17÷+27 ‰) величины $\delta^{34}S$.

В результате проведенного изучения рудной минерализации можно заключить, что терригенные породы заонежской свиты в разрезе ОПС являются источником изотопно-легкой, а карбонатные и карбонатно-сульфатные толщи – преимущественно изотопно-тяжелой серы, хотя окислительно-восстановительные процессы на стадии катагенеза нередко существенно искажают эту закономерность. Отрицательные величины $\delta^{34}S$ показывают образование сульфидов в присутствии водных сульфатов или $SO_2$, положительные $\delta^{34}S$ – восстановление водных сульфатов до сульфидов в присутствии сильного восстановителя, такого, как $CH_4$ или $H_2$.

***Основные этапы формирования рудной минерализации.*** Разрезом скважины вскрыты раннепротерозойские углеродсодержащие вулканогенно-осадочные образования заонежской свиты, прорванные телами основных пород – базальтов и долеритов (инт. 650–2115 м), и гранитоиды архейского фундамента. На различие в составе ассоциаций рудных минералов литологический фактор (шунгитоносные, кремнистые, карбонатные, магматические породы) оказывает незначительное влияние. В целом набор и последовательность образования ассоциаций рудных минералов постоянен в вертикальном разрезе скважины. Это обусловлено тем, что рудные минералы в основном приурочены к зонам дробления и трещиноватости (часто с переотложенным ШВ) и образовались в результате более поздних тектонических нарушений пород разреза. Миграционное ШВ установлено во всех литологических разностях пород, включая базальты и долериты, где оно приурочено к зонам дробления и катаклаза.

---

Рис. 3.44. Основные ассоциации рудных минералов в разрезе ОПС:

а) Обр. 852 / гл. 890–902 м. Шунгитоносные сульфидизированные метапелиты. Пирротин ранней генерации замещается пиритом и по трещинке катаклаза пересекается прожилком с пирротином поздней генерации, находящемся в срастании с ШВ.

б) Обр. 991 / гл. 912–927 м. Базальты с развитием наложенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Пирротин, ассоциирующий с антраксолитом, карбонатом и халькопиритом в прожилке, полностью замещен пиритом.

в) Обр. 1128 / гл. 920 м. Меланократовые долериты. Рассеянная метасоматическая вкрапленность сфалерита, халькопирита и пирита. Пирит замещен гематитом.

г) Обр. 1603 м / гл. 1108–1122 м. Тектоническая зонка в доломите. Метакристалл пирита в оторочке кварц-карбонат-сульфидного (халькопирит, сфалерит, пирит) прожилка.

д) Обр. 1774 / гл. 1167 м. Карбонатизированный углеродистый сланец с развитием глобулярного и перекристаллизованного пирита.

е) Обр. 1846 / гл. 1187–1198 м. Кварц-карбонатный прожилок в сланце с «обрывками» ШВ. В карбонате развиты мелкие игольчатые кристаллы позднего арсенопирита.

ж) Обр. 3189 / гл. 1902–1915 м. Кремнистая порода с редкими тонкими линзочками и послойной вкрапленностью сульфидов. Сульфиды (пирротин, пентландит и халькопирит) образуют вкрапленность в карбонатных прослоях.

з) Обр. 3624 / 2077–2084 м. Метакристаллы пирита в брекчированном доломите

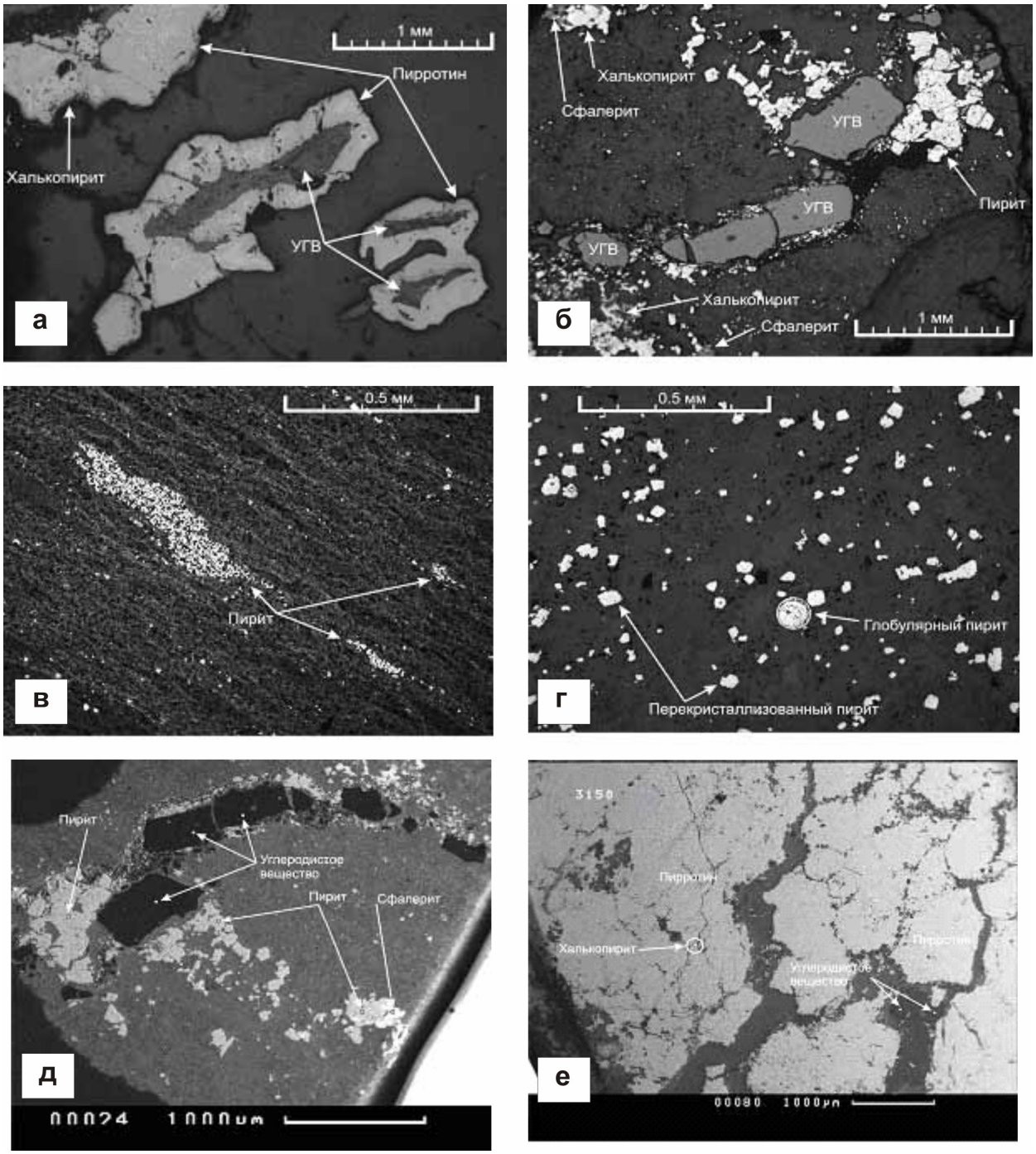



Рис. 3.45. Ассоциации сульфидов с сингенетичным и переотложенным углеродистым веществом в разрезе ОПС:

а) Обр. 852 / гл. 890–902 м. Шунгитоносные метапелиты. Пирротин нарастает на линзочки переотложенного ШВ в карбонатной линзочке. По периферии линзочек развиты пирротин-халькопиритовые срастания.

б) Обр. 1603 м / гл. 1108–1122 м. Тектоническая зонка в доломите. Передробленное крупночешуйчатое ШВ. Кварц-карбонат-сульфидный (халькопирит, сфалерит, пирит) агрегат цементирует обломки антраксолита.

в) Обр. 1758 / гл 1164 м. Линзочки в метапелите с тонкодисперсным ШВ, заполненные карбонатом и мелкозернистыми агрегатами глобулярного сингенетичного пирита

г) Обр. 1774 / гл. 1167 м. Карбонатизированный углеродистый сланец с развитием глобулярного сингенетичного и перекристаллизованного пирита.

д) Обр. 3150 / гл. 1880–1887 м. Антраксолит с пиритом и сфалеритом в прожилке в черном доломите. Снимок в обратно отраженных электронах.

е) Обр. 3150 / гл. 1880–1887 м. Конкреция пирротина в черных метапелитах с высоким содержанием антраксолита. Снимок в обратно отраженных электронах

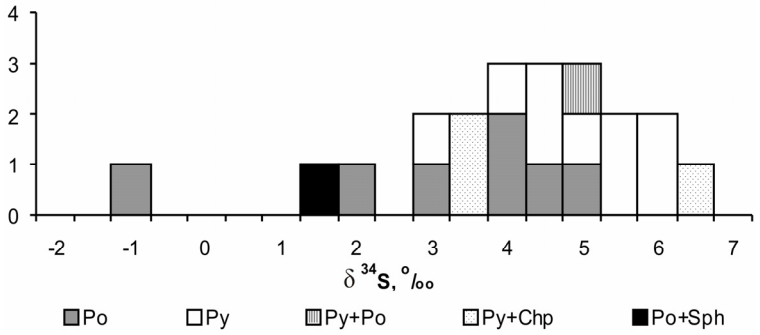



Рис. 3.46. Изотопный состав серы сульфидов из пород заонежской свиты:
Po – пирротин, Py – пирит, Chp – халькопирит, Sph – сфалерит

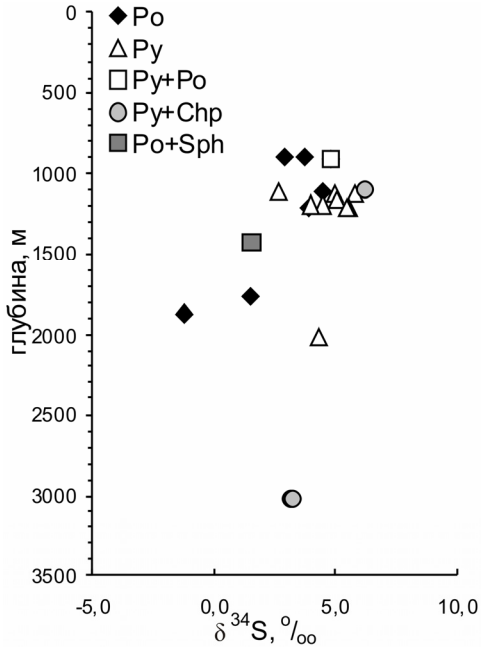



Рис. 3.47. Вариации изотопного состава серы сульфидов с глубиной

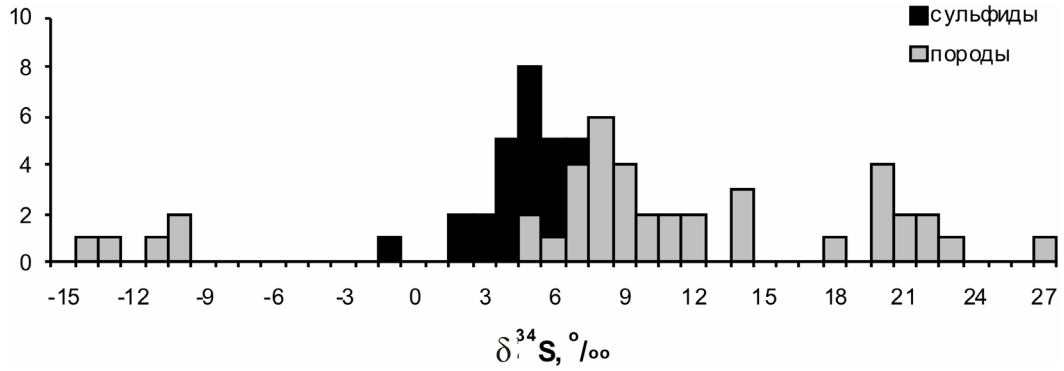



Рис. 3.48. Вариации величин $\delta^{34}S$ в породах заонежской свиты и мономинеральных пробах сульфидов

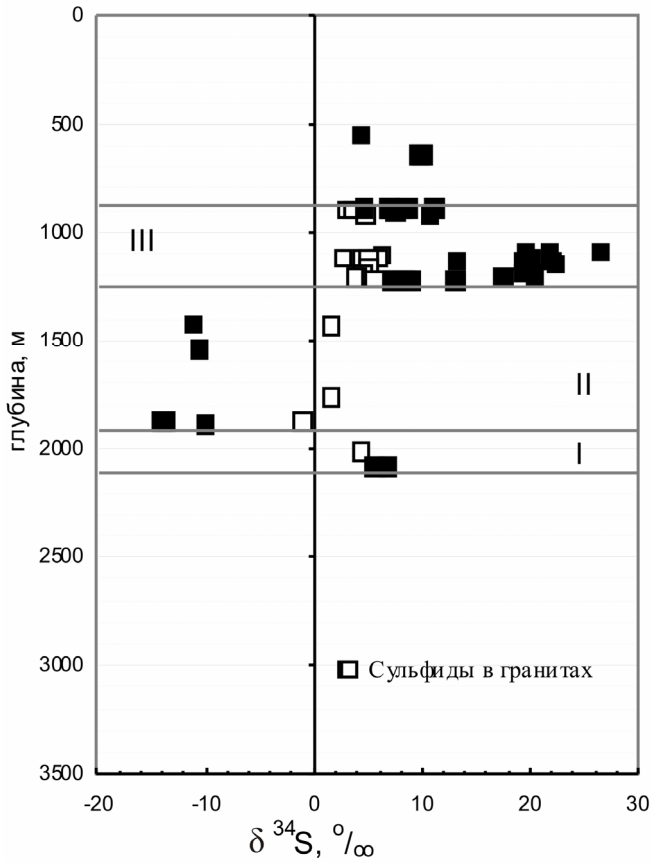



Рис. 3.49. Вариации $\delta^{34}S$ в породах, вскрытых ОПС: незалитые значки – изотопный состав серы сульфидов мономинеральных проб, залитые – валовые по породе (I, II, III – толщи заонежской свиты). Нижнее значение соответствует обр. 4925 с глубины 3012,9 м

Установленные в разрезе ОПС ассоциации рудных минералов и последовательность их образования хорошо согласуются с имеющимися минерагеническими данными по околоскважинному пространству.

Геологические, структурно-тектонические, петрографические, минералогические, геохимические и изотопные данные по золоторудным проявлениям и месторождениям Карельского блока свидетельствуют о полигенной и полихронной природе рудной минерализации в этом кратоне [Иващенко, Голубев, 2009; Минерально-сырьевая база…, 2005]. При формировании рудной минерализации в околоскважинном пространстве установлена следующая последовательность событий.

1. Формирование осадочно-вулканогенных карбонатно-глинистых, органо-глинистых, органо-кремнистых пород заонежской свиты с образованием толщ сапропелевого вещества (2100–1920 млн лет назад), накопление рудных элементов в результате подводного вулканизма. Литификация пород и *образование сингенетичной сульфидной минерализации* (глобулярный пирит в разрезе ОПС развит по сингенетичному сапропелевому ОВ).

2. Внедрение базальтов, долеритов, отложение базальтовых туфов и формирование сингенетичной базальтам *титано-магнетитовой, медно-никелевой минерализации и платиноидов*. Разрушение первичных залежей ОВ, его миграция, перераспределение в разломные зоны и метаморфизм. Образование *шунгитоносных пород* заонежской свиты (сапробитумолитовые породы со смешанным сапропелевым и миграционным углеродистым веществом), с содержанием углерода до 45–80 % [Атлас…, 2007]).

В разрезе ОПС этому этапу формирования рудной минерализации соответствуют ассоциации: кварц + амфибол + хлорит + пирротин (1) + халькопирит (1) + сфалерит + пентландит (в базальтоидах); → Карбонат + пирротин (2) + халькопирит (2) + миграционное углеродистое вещество (в базальтоидах); кварц + карбонат + пирит (2) + пирротин (2) + халькопирит (2) + сфалерит (2) + галенит + антраксолит (в метапелитах); кальцит (1) + пирротин (1) + халькопирит (1) + пентландит (в доломитах).

В дальнейшем происходили многостадийное преобразование и распад органно-кремнистых комплексов в результате неоднократной структурной перестройки раннепротерозойских пород, переотложение рудного вещества, активное участие ШВ в процессе рудообразования со сменой зон восстановленных и окисленных руд.

3. Наиболее масштабные тектонические события – образование системы крупных сдвиговых зон, с которыми связано формирование рудных (U, Au) объектов, – имели место в конце палеопротерозоя. На U-V-(Au) рудном месторождении Средняя Падма оценки времени минерализации составляют от 1780 до 1710 млн лет [Билибина и др., 1991]. Работами ПГО «Севзапгеология» установлены проявления *битумов с урановой минерализацией,* имеющие возраст 2070–1850 млн лет, располагающиеся на глубинах до 500 м и приуроченные к рудоконтролирующим структурам, где проявлены современные активные гидрогеохимические процессы. На золоторудном месторождении Педролампи, в СЗ борту ОС, получена оценка возраста (Rb-Sr минеральная изохрона) метасоматитов березитового типа из сдвиговой зоны, к которой приурочено оруденение 1717 ± 10 млн лет назад [Ларионова, 2008].

В разрезе ОПС этому этапу соответствуют ассоциации: кальцит + марказит + пирит (3), арсенопирит (в метапелитах); кальцит + пирит + халькопирит + сфалерит + галенит (в доломитах) → кварц + кальцит (2) + марказит + пирит (во всех изученных породах разреза).

## 3.7. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИНЫ

Геофизические исследования (ГИС) в ОПС выполнены силами ОАО НПЦ «Недра» и подрядных организаций в 2007–2009 гг. в соответствии с проектом и «Технической инструкцией по проведению геофизических исследований и работ приборами на кабеле в нефтяных и газовых скважинах» РД 153-39,0-072-01. Запись диаграмм проводилась по интервалам: 9–303 м, 298–540 м; 298–964 м; 900–1710 м, 1650–2070 м, 2050–2523 м, 2450–3020 м. При достижении проектной глубины 3500 м выполнен заключительный комплекс ГИС. Исследования проводились в открытом стволе диаметром 394 мм до глубины 303 м и 216 мм до 3500 м, заполненном технической водой или глинистым раствором.

Исследования осуществлялись серийной аппаратурой отечественного производства с регистрацией параметров в цифровой форме. Использовалась скважинная аппаратура: RADB – для кавернометрии-профилеметрии и радиусометрии; ЕК-73Р – для стандартного электрического каротажа, бокового каротажного зондирования (БКЗ), бокового каротажа (БК), потенциалов самопроизвольной поляризации (ПС), резистивиметрии; IKZ 2M – индукционного каротажа (ИК – определение удельной электрической проводимости пород); МК-ВМК-120 – для бокового микрокаротажа (БМК) и микрокаротажа (МК – кажущееся электрическое сопротивление пород, диаметр скважины); 2GGKP – для плотностного гамма-гамма каротажа (ГГК-П – объемная плотность пород); SGK 1024 TP – для спектрометрического варианта гамма-каротажа (СГК – массовое содержание в породе естественных радиоактивных элементов: калия, урана, тория); SRK 89 – для нейтрон-нейтронного каротажа по тепловым (ННК-Т) и надтепловым (ННК-НТ) нейтронам (измерение экспозиционной дозы наведенного нейтронного излучения пород по тепловым и надтепловым нейтронам); MI 6404M – для каротажа магнитной восприимчивости (КМВ – магнитная восприимчивость пород), каротажа магнитного поля (КМП – модуль полного вектора геомагнитной индукции); АК 73РМ – для широкополосного акустического каротажа (АКШ), акустической цементометрии (АКЦ – кинематические и динамические параметры распространения упругих волн, фазакорреляционные диаграммы, волновые картины); «Magistr» ТМ-73V – термометрия (ТМ); ION – для инклинометрии (зенитный угол и азимут скважины). При измерениях использовались каротажная станция «КАРАТ-ССП», подъемник ПКС-5, регистратор «КАРАТ». Тип кабеля КГ-3-180, длина кабеля 6000 м [Наркисова, 2009].

Реализованные на различных интервалах скважины методы ГИС и некоторые технические данные представлены в табл. 3.14.

Таблица 3.14. **Комплекс геофизических исследований на различных интервалах ОПС**

| Интервал, м | Комплекс ГИС |
|---|---|
| 0–303 | Температура на глубине 303 м 14,3 °С. Угол отклонения скважины от вертикали 1,15°. Стандартный каротаж (2 зонда), ГК, НГК, СГК, ПС, БК, АК, инклинометрия, кавернометрия-профилеметрия, термометрия. Из-за большого диаметра в интервале исследований наблюдается затухание первых вступлений полезного сигнала акустического каротажа. Данные АК могут быть использованы для качественной интерпретации. Завышенные показания БК в терригенной части разреза связаны с использованием пресного бурового раствора |
| 298–540 | Температура на глубине 540 м 10,8 °С. Угол отклонения скважины от вертикали 3,45°, направление искривления скважины юго-юго-западное. Диаметр ствола скважины номинальный. Стандартный каротаж (2 зонда), ГК, НГК, ННК-Т, ННК-НТ, СГК, ГГК-П, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия, ИК, АК, инклинометрия, кавернометрия-профилеметрия, ТМ (0–540 м), АКЦ (0–299 м) |
| 480–964 | Температура на глубине 964 м составляет 11,7 °С. Угол отклонения ствола от вертикали 4,45°, направление искривления скважины юго-юго-западное. Диаметр ствола номинальный, в интервалах развития трещиноватости увеличен до 230 мм. Стандартный каротаж (2 зонда), ГК, НГК, ННК-Т, ННК-НТ, СГК, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия, ИК, АКШ, инклинометрия. ТМ (0–964 м), ГГК-П, КМВ, КМП (H, Z), кавернометрия-профилеметрия (298,6–964 м) |
| 900–1710 | Температура на глубине 1710 м 18,5 °С. Угол отклонения ствола от вертикали 7,1°. Направление искривления скважины юго-западное. Диаметр ствола номинальный, в интервалах развития локальных каверн увеличен до 250 мм Стандартный каротаж (2 зонда), резистивиметрия, ГК, НГК, ННК-Т, ННК-НТ, СГК, ГГК-П, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия, МК, ИК, КМВ, КМП, АКШ, инклинометрия, ТМ (0–1710 м), кавернометрия-профилеметрия (298,6–1710 м) |
| 1650–2070 | Температура на глубине 1830 м 18,8 °С. Угол отклонения ствола от вертикали на забое 12°. Направление искривления скважины юго-западное. Диаметр ствола номинальный или близкий к номинальному, в интервале 1770–1800 м локальные каверны до 400–550 мм. Стандартный каротаж (2 зонда), резистивиметрия, ГК, НГК, ННК-Т, ННК-НТ, СГК, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия, МК, ИК, КМВ, КМП, АКШ, инклинометрия, ГГК-П (890–2070 м), ТМ (0–1830 м), каверно-метрия-профилеметрия (298,6–2070 м) |

Окончание табл. 3.14.2

| Интервал, м | Комплекс ГИС |
|---|---|
| 2050–2523 | Температура на глубине 2523 м 27,4 °С. Угол отклонения ствола от вертикали на забое 5,5°. Направление искривления скважины юго-западное. Диаметр ствола номинальный или близкий к номинальному, в интервале 2119–2245 м развитие локальных каверн глубиной до 400 мм. Стандартный каротаж (2 зонда), резистивиметрия, ГК, НГК, ГГК-П, ННК-Т, ННК-НТ, СГК, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия, ИК, АКШ, инклинометрия, термометрия, кавернометрия-профилеметрия (298,6–2523 м) |
| 2450–2940 | Температура на глубине 2948 м 29,7 °С. Угол отклонения ствола от вертикали на забое 4,45°. Направление искривления скважины южное. Диаметр ствола в верхней части разреза до кровли соляной толщи на глубине 2751 м номинальный или близок к номинальному, в интервале 2751–2792 м диаметр скважины размыт до 700 мм. Стандартный каротаж (2 зонда), резистивиметрия; ГК, НГК, ГГК-П, ННК-Т, ННК-НТ (2450–2745 м), ИК, СГК, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия (2450–2940 м), АКШ (2450–3020 м), инклинометрия (2450–2772 м), термометрия (2450–2948 м), кавернометрия-профилеметрия (494–2792 м) |
| 2700–3500 | Температура на глубине 3500 м 36 °С. Угол отклонения ствола от вертикали 3°, направление искривления скважины юго-западное. Диаметр ствола в интервале 2750–2944 м, представленном солями и засоленными породами, осложнен кавернами круглой формы диаметром до 700 мм. В интервалах 2944–3070 м, 3158–3182 м, 3283–3320 м сечение ствола круглой формы, диаметр сечения номинальный, на остальных участках сечение имеет форму эллипса с соотношением по осям 1,2–1,5. Стандартный каротаж (2 зонда), резистивиметрия, ГК, НГК, ННК-Т, ННК-НТ, ГГК-П, ПС, БК, БМК, микрокавернометрия, АКШ, инклинометрия; ТМ (0–3500 м), кавернометрия, профилеметрия, КМВ, КМП |
| | Термометрия (512–3500 м), ИК (2436–3500 м), СГК (2937–3500 м) |

Основные решаемые геологические задачи и используемые для этого методы ГИС: 1. Определение физических свойств пород и закономерностей их изменения с глубиной с целью изучения глубинного строения структуры. 2. Литолого-стратиграфическое расчленение разреза. 3. Выделение зон оруденения, определение их мощности и элементов залегания. 4. Определение содержания U, Th, K. 5. Определение интервальных и пластовых скоростей, коэффициента затухания всех типов волн. 6. Определение удельного электрического сопротивления пород. 7. Определение объемной плотности пород. 8. Определение магнитной восприимчивости и элементов залегания рудных тел. 9. Изучение теплового поля скважины. 10. Выделение зон трещиноватости, тектонических нарушений и определение закономерностей в развитии трещиноватости с глубиной. 11. Расчет и построение геолого-геофизических моделей разреза. 12. Определение пространственного положения и контроль за состоянием ствола скважины.

Первичный контроль получаемых данных осуществляется непосредственно на скважине оператором. Вторичный контроль качества осуществлялся при приемке интерпретационной службой геофизического отдела первичных материалов от каротажной партии. Окончательный контроль качества материалов осуществлялся во время их комплексной геологической интерпретации путем сопоставления исходных кривых разных методов между собой (КС, АК, НГК, ГГК-П) и результатов обработки данных ГИС с лабораторными анализами образцов керна. В случае установления некондиционного геофизического материала в процессе бурения и при заключительном каротаже проводились повторные измерения.

Для ввода, редактирования, хранения и комплексной интерпретации геолого-геофизических данных была использована автоматизированная система обработки данных ГИС – LogTools с комплексом программ, предназначенных для обработки и анализа данных электрического, электромагнитного, радиоактивного и акустического каротажа. Построение, просмотр и графическая визуализация геолого-геофизических разрезов и корреляционных схем проведены с использованием программы VideoLog. В итоге сформирована база геолого-геофизических данных по ОПС в интервале 0–3500 м (288 326 п. м каротажных кривых), оцифрованы также аналоговые кривые и сформирована база данных по следующим опорным скважинам ККГРЭ 1991 г. (западно-вашозерской № 1, восточно-ровкозерской № 4, укшозерской № 5, северо-пялозерской № 9, северо-ровкозерской № 2, северо-сундозерской № 8. Помимо этого, сформированная база данных по околоскважинному пространству (12 194 п. м каротажных кривых, а также данные исследований керна и шлама).

*Геофизическая характеристика разреза.* По данным ГИС построен геолого-геофизический разрез в интервале 5–3500 м (рис. 3.50). На разрезе представлены стратиграфическая колонка, интервалы отбора керна, литологическая колонка по керну, диаметр скважины, данные радиоактивного каротажа (ГК, СГК, НГК, УЭС по БК, скорость продольной волны и коэффициент затухания по АК, объемная плотность по ГГК-П, магнитная восприимчивость по КМВ, литологическая колонка, построенная по результатам интерпретации данных ГИС с учетом результатов исследований керна и шлама). С учетом результатов описания керна и полученных граничных значений по данным ГИС были выделены основные, встреченные в разрезе петротипы пород, для которых были оценены диапазоны изменения основных геофизических параметров и построена непрерывная по глубине колонка петротипов в интервале 5–3500 м.

С учетом построенной колонки петротипов и выявленных закономерностей изменения геофизических параметров с глубиной было осуществлено расчленение разреза на толщи, пачки, слои. При этом были использованы методические приемы (технологии), разработанные ранее при обработке материалов ГИС по Уральской СГ-4, Воротиловской ГС и другим скважинам.

Широкий комплекс ГИС, выполненный в ОПС, позволил решить целый ряд геологических задач. В том числе:

- получена параметрическая информация о физических свойствах пород и характере их изменения с глубиной во вскрытом разрезе;
- осуществлено литолого-стратиграфическое расчленение разреза с учетом данных исследования керна;
- уточнены глубины основных литолого-стратиграфических границ в разрезе скважины и определена их геологическая природа;
- установлены зоны геофизических аномалий, соответствующие интервалам развития трещиноватости, повышенного содержания урана и углерода, рудной вкрапленности, выделена толща соленосных пород;
- построен геолого-геофизический разрез, отражающий изменения основных геофизических параметров с глубиной по всему вскрытому разрезу скважины.

*Геолого-геофизические модели Онежской параметрической скважины*

С целью обобщения и изучения изменения физических свойств горных пород с глубиной в ОПС был построен ряд геолого-геофизических моделей – геоэлектрическая, георадиационная, геоплотностная, геомагнитная, геоакустическая.

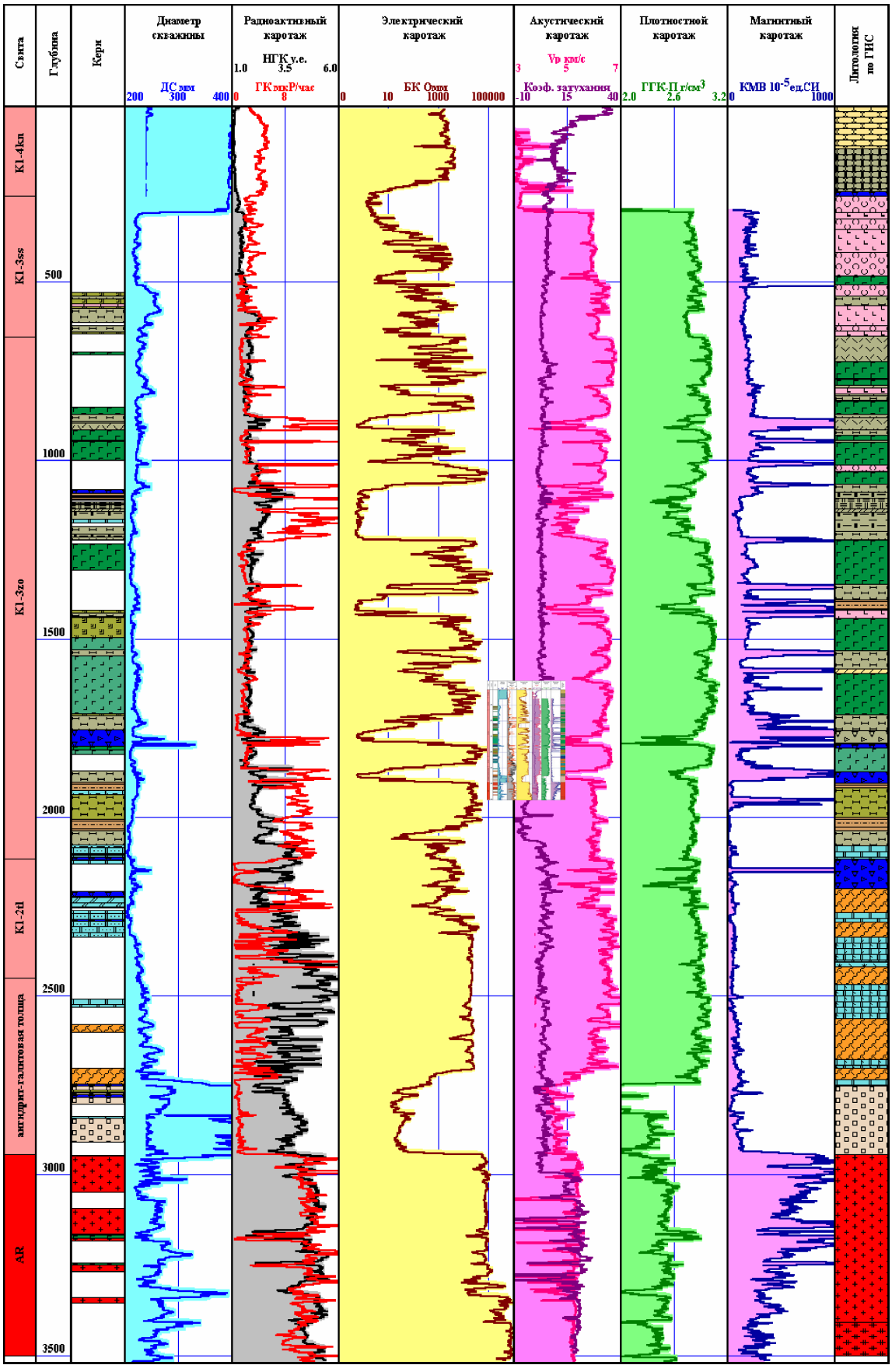
Геолого-геофизические модели для удобства сопоставления построены однотипно. На них даны стратиграфическая разбивка, интервалы отбора керна, литологическая колонка по данным ГИС с учетом результатов исследований керна и шлама, кривые геофизических параметров и результаты их интерпретации, определения на керне физических свойств пород, тонограмма и геофизическая модель (рис. 3.51–3.55). Геофизическая модель представляет собой колонку геологических тел, различающихся по значениям геофизических параметров либо по структурным особенностям (однородная толща, толща, представленная чередованием геологических тел низшего порядка).

*Геоэлектрическая модель* построена по данным измерения удельного электрического сопротивления (УЭС) методом бокового каротажа (БК), которые сопоставлены с результатами измерений УЭС на керне. В целом эти данные коррелируются между собой. Имеющиеся расхождения на отдельных интервалах разреза вполне объяснимы. Данные определения УЭС на керне могут отличаться от УЭС пород в естественном залегании вследствие недонасыщения образцов пород или насыщения их растворами с минерализацией, отличной от фактической. Значения УЭС по данным БК в области высоких значений (более 40 000 Ом·м) могут быть искажены, так как аппаратура БК имеет определенный рабочий диапазон измерения. Надо также учитывать, что объем породы, на котором осуществляется определение УЭС, различен при измерениях методом БК и на образцах керна (точечное определение).

Тем не менее, несмотря на эти ограничения, разрез четко дифференцируется по уровню значений УЭС. Наиболее низкими значениями УЭС в разрезе характеризуются интервалы, представленные породами с электронной проводимостью. К таким породам относятся черные углеродистые сланцы и шунгит-метаморфизованный каменный уголь, являющийся переходной стадией от антрацита к графиту. В результате метаморфизма в условиях сжатия и воздействия на органические осадки высоких температур образуется распыленный в минеральной матрице аморфный углерод, что ведет к возникновению электронной проводимости. В зависимости от концентрации углерода различают следующие разновидности шунгита: блестящая (С + 94 %), матово-серая (С + 64 %) и др. Другой возможной причиной возникновения электронной проводимости в породах является высокое содержание в них рудных минералов. Рассеянная вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина достигает 15 % по данным анализа керна, а в отдельных интервалах 30–40 %.

Наиболее высокими значениями проводимости (300–500 м Сим/м) и низкими значениями УЭС (< 1,0 Ом·м), характеризуются интервалы 876–914 м, 1070–1226 м, 1379–1439 м, 1762–1794 м, 1867–1903 м. Целый ряд интервалов имеют значения сопротивления в диапазоне (1÷10 Ом·м).

Возможно, это связано с вариациями концентраций углерода и рудных минералов в породах, что позволяет классифицировать разрез на породы с высоким, средним и низким содержанием минералов, обеспечивающих возникновение электронной проводимости.


Свита
Глубина
Керн
Диаметр скважины
ДС мм
200 300 400
Радиоактивный каротаж
НГК у.е.
1.0 3.5 6.0
ГК мкР/час
0 8
Электрический каротаж
0 10 1000 100000
БК Омм
Акустический каротаж
Vp км/с
3 5 7
Коэф. затухания
-10 15 40
Плотностной каротаж
ГГК-П г/см3
2.0 2.6 3.2
Магнитный каротаж
КМВ 10-5ед.СИ
0 1000
Литология по ГИС
K1-4kn
K1-3ss
K1-3zo
K1-2tl
ангидрит-галитовая толща
AR
500
1000
1500
2000
2500
3000
3500

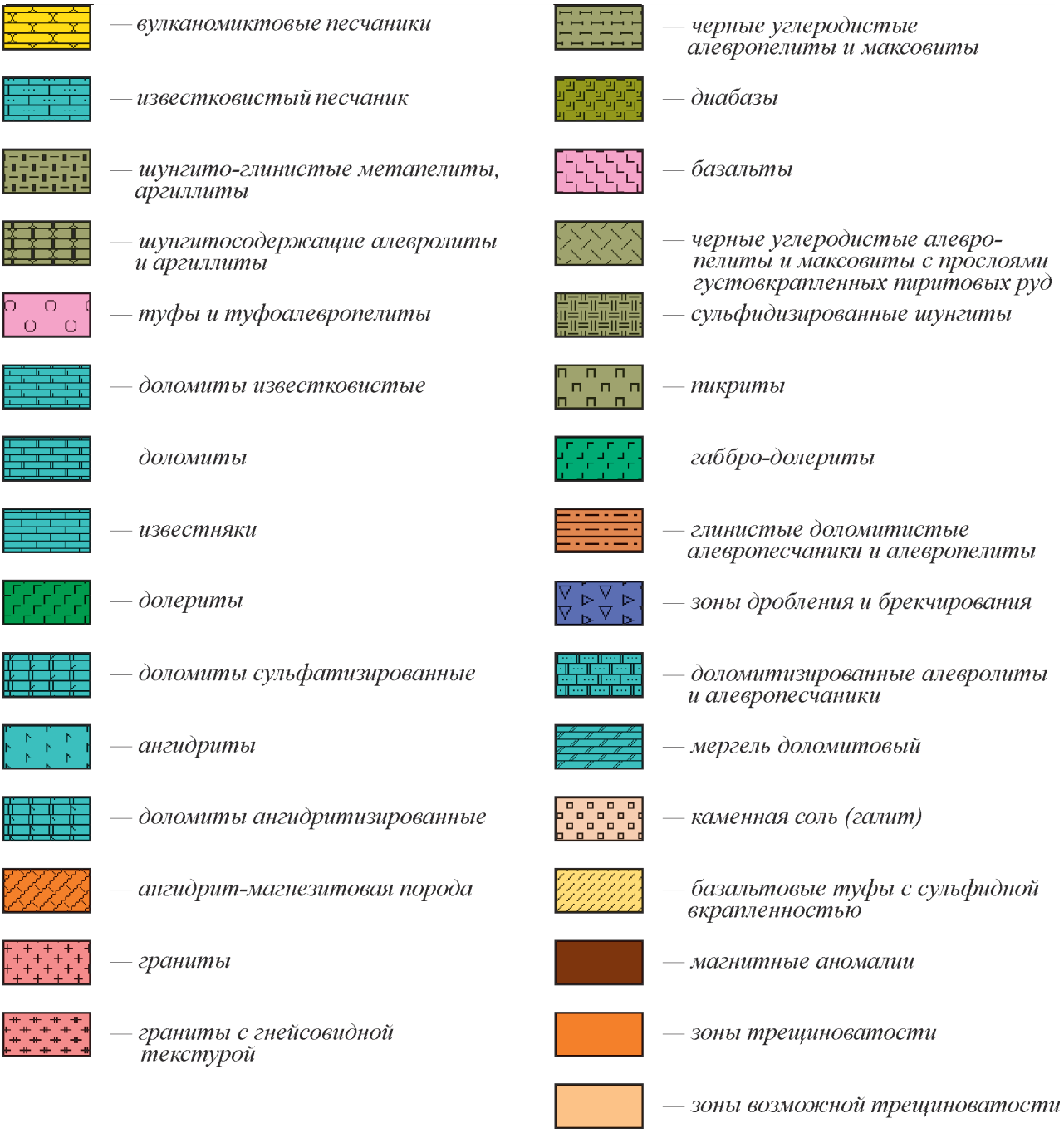



Рис. 3.50. Геолого-геофизический разрез ОПС

Другой тип аномалии удельного электрического сопротивления встречен в интервале 2751–2944 м. По данным БК УЭС составляет 10–100 Ом·м, по данным исследований керна диапазон значений составляет 4–100 Ом·м. Рассматриваемый интервал представлен каменной солью с прослоями сульфатизированных пород. Понижение УЭС относительно ожидаемых обусловлено искажением показаний БК в интервалах развития каверн диаметром свыше 0,5 м и осолонением высокоминерализованными рассолами пород, залегающих в этой толще. В свою очередь, результаты измерения УЭС на образцах пород, слагающих прослои в соленосной толще, могут быть занижены за счет насыщения их при лабораторных измерениях высокоминерализованной жидкостью с концентраций солей выше, чем в естественном залегании.

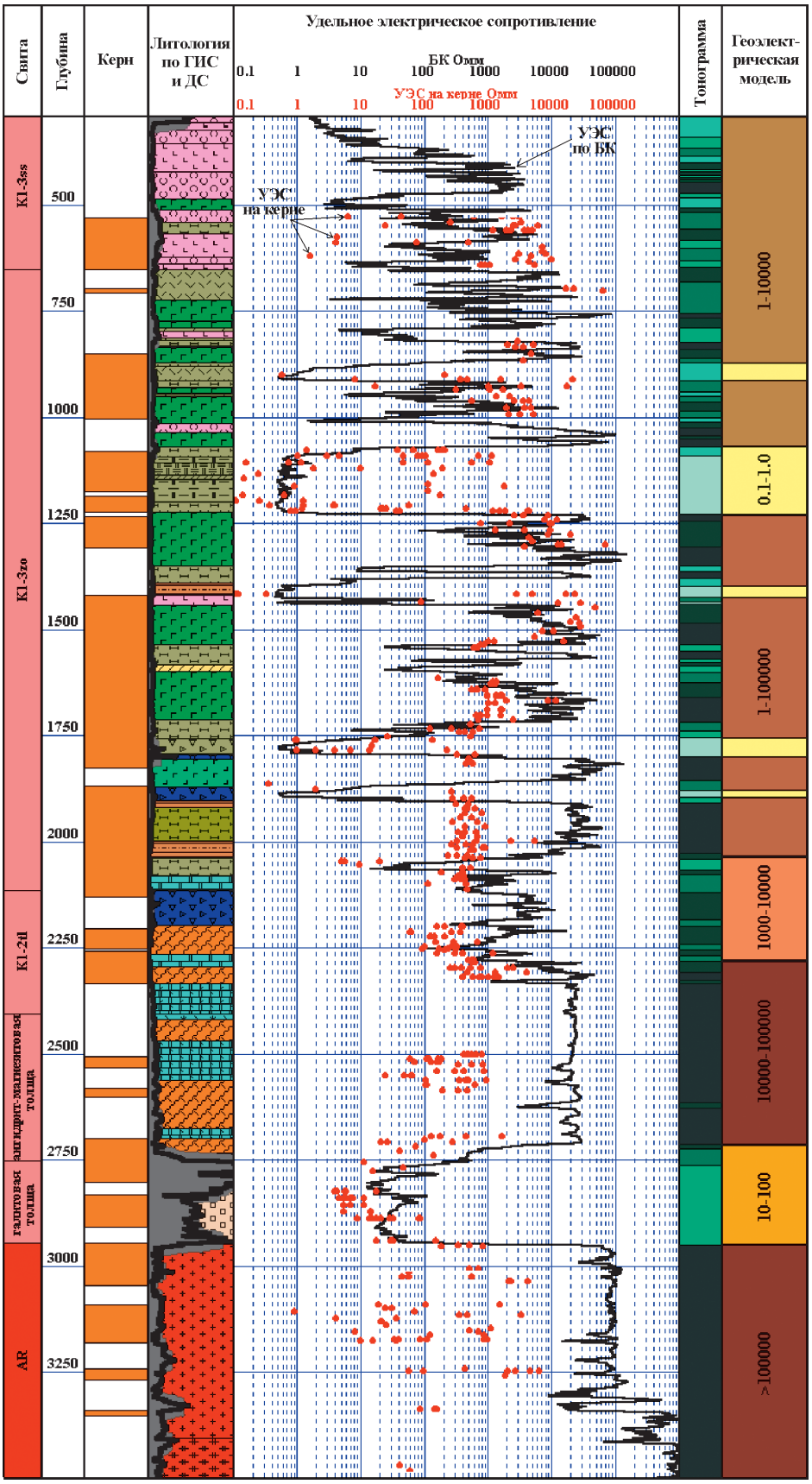



Рис. 3.51. Геоэлектрическая модель ОПС

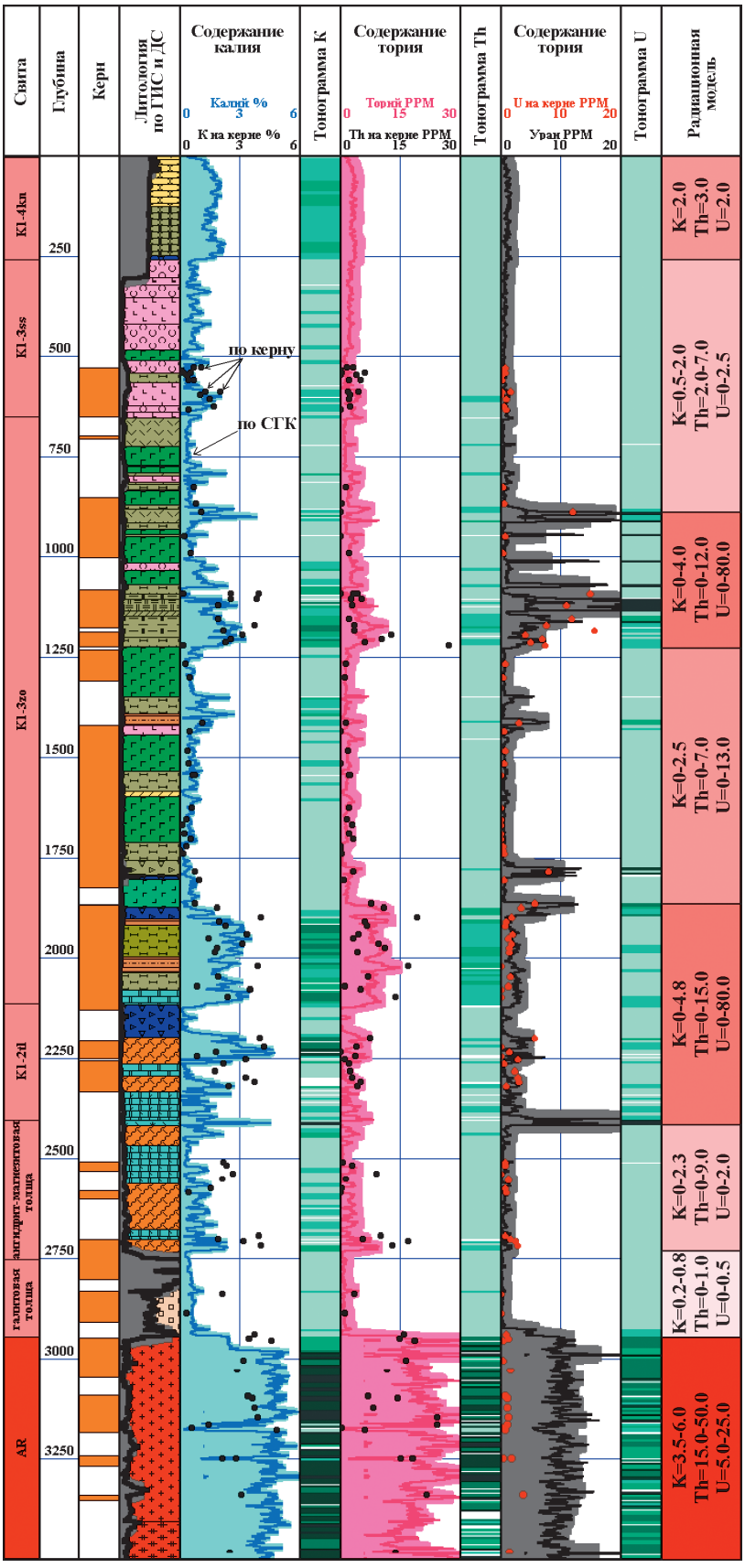



Рис. 3.52. Георадиационная модель ОПС

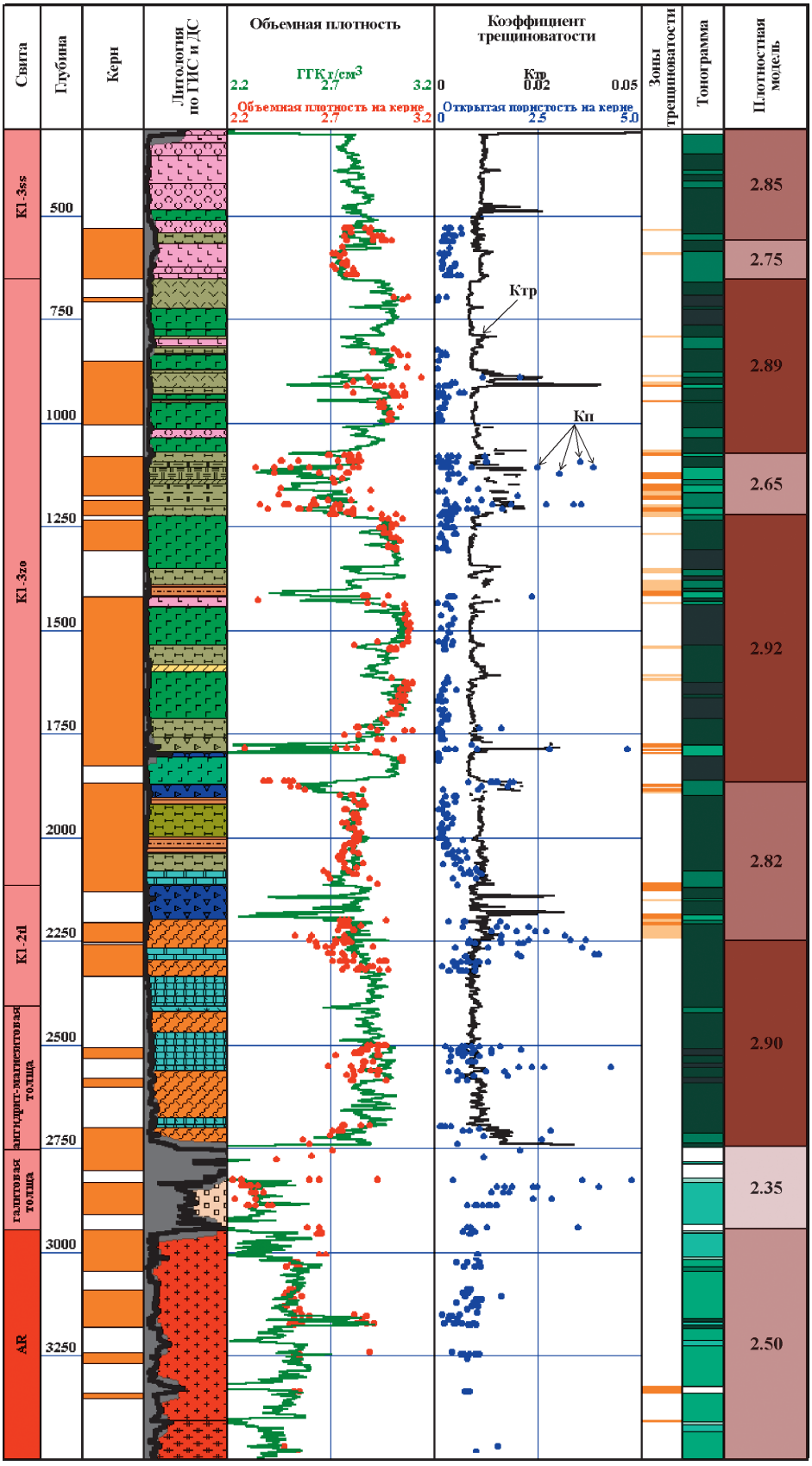



Рис. 3.53. Геоплотностная модель ОПС

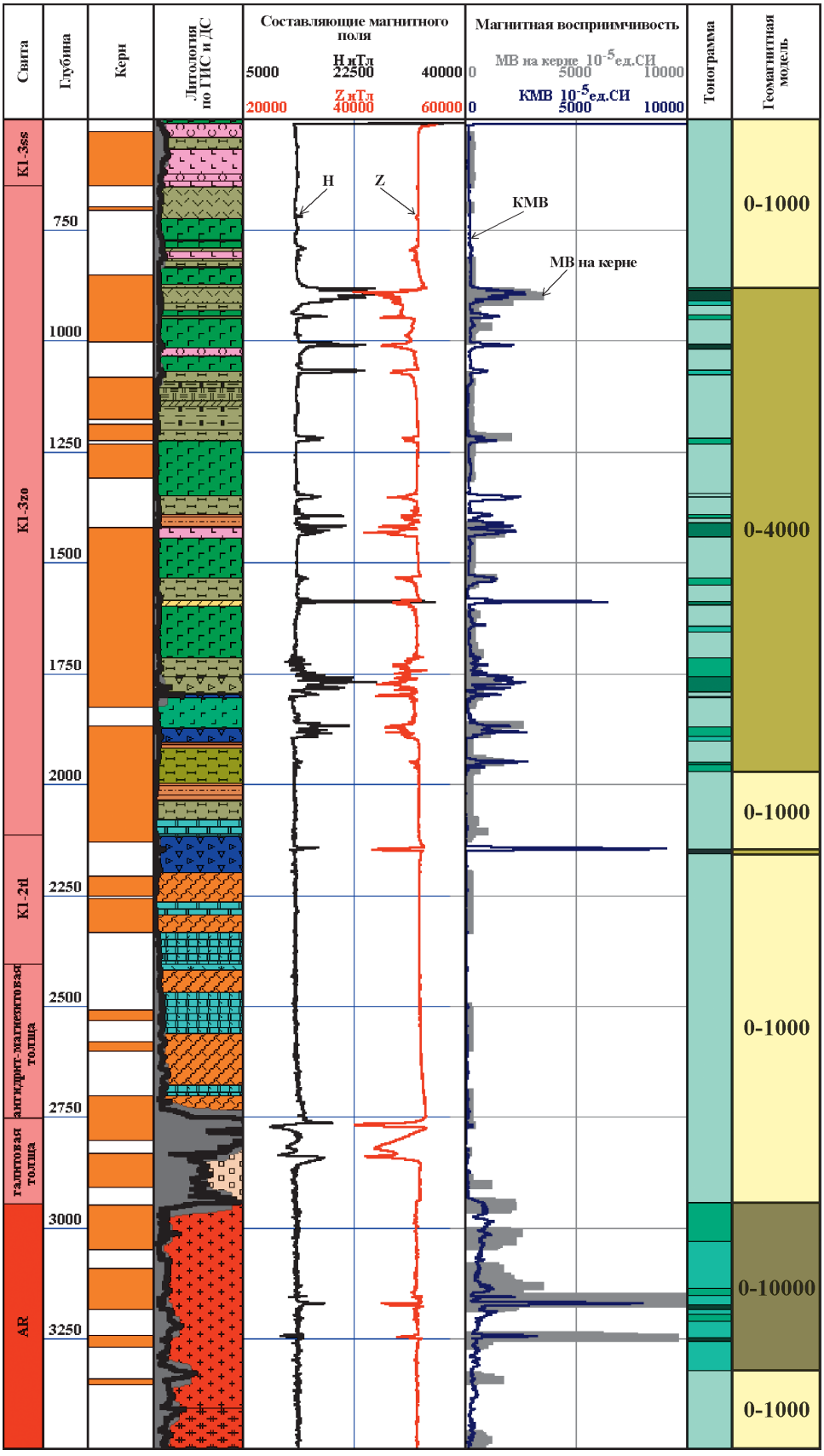



Рис. 3.54. Геомагнитная модель ОПС

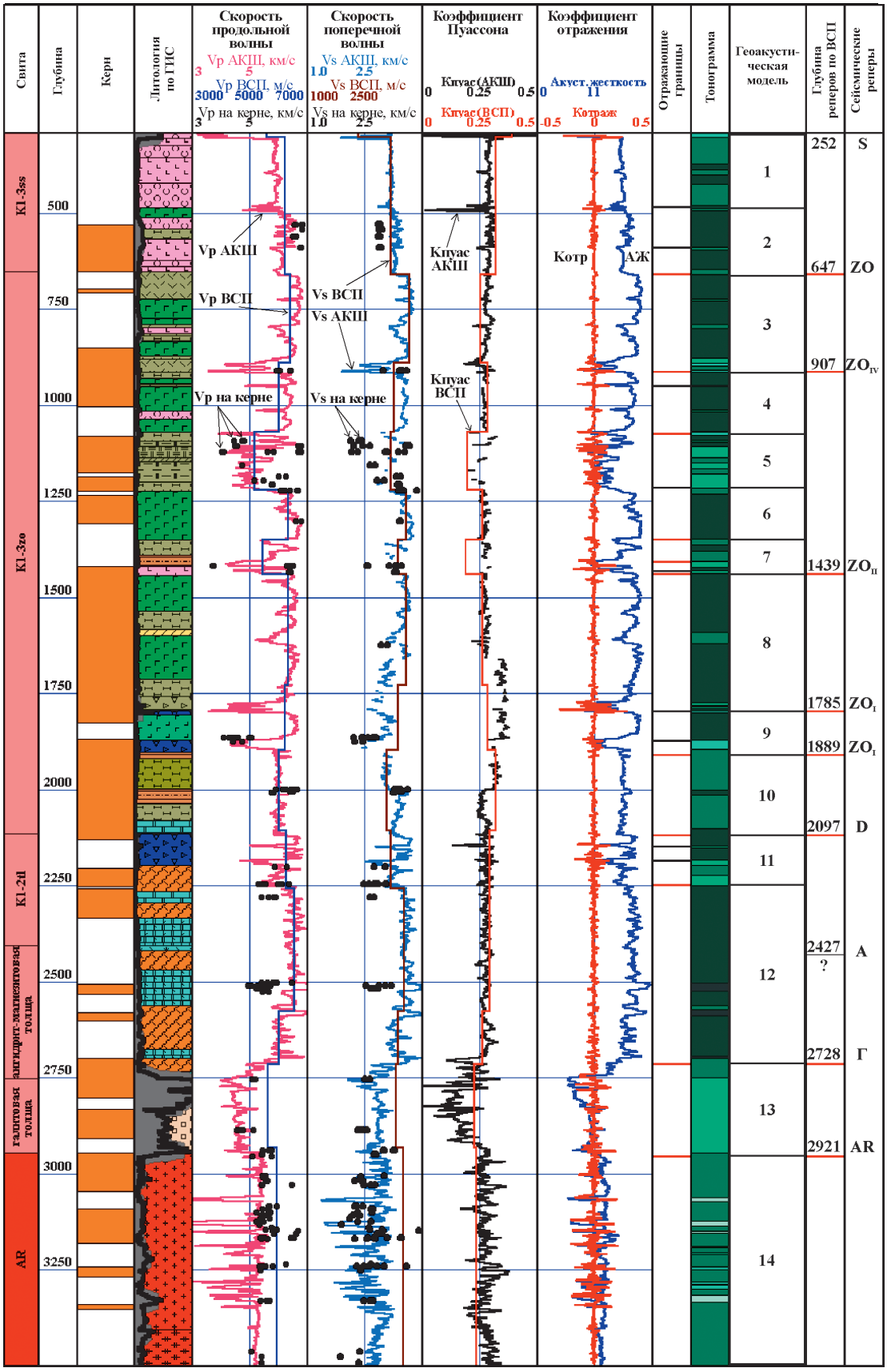



Рис. 3.55. Геоакустическая модель ОПС

В надсолевой части разреза диапазон УЭС пород составляет от 100 до 40 000 Ом·м и более. Наиболее высокоомными являются интрузивные породы: долериты и габбро-долериты (более 40 000 Ом·м). УЭС ангидрит-магнезитов и ангидритов отличается стабильным характером по разрезу и составляет в среднем 20 000 Ом·м. В подсолевой части разреза УЭС гранитов и гранито-гнейсов максимально по разрезу. Оценить реальные УЭС гранитоидов сложно, т. к. значения их находятся за пределами диапазона измерений используемой аппаратуры.

На рис. 3.51 показано деление разреза на толщи, отличающиеся по уровню УЭС пород и по особенностям их строения. В целом наблюдается тенденция роста с глубиной средних и максимальных значений УЭС пород, на фоне которой четко выделяются низкоомные аномалии.

*Георадиационная модель.* Проведение в скважине широкого комплекса радиоактивных методов, включающих и спектрометрический гамма-каротаж (СГК) с определением процентного содержания K, U, Th, а также результаты определения их концентрации в породе на образцах керна, позволили построить георадиационную модель (рис. 3.52). Результаты СГК и исследований керна достаточно хорошо согласуются между собой. Хорошо видны аномалии, связанные как с изменением вещественного состава пород, так и локальные аномалии, обусловленные наличием трещин или повышенным содержанием в породах ШВ.

Примером первого типа аномалий являются толща гранитов архея, толщи пелитов. Примером локальных аномалий второго типа – интервалы, представленные черными углеродистыми сланцами и зонами развития трещиноватости, которые отмечаются в разрезе резким увеличением урана до 0,01 %.

Разрез, вскрытый скважиной, по данным СГК, расчленен на 8 толщ по уровню значений K, Th с учетом аномалий U. Минимальным уровнем значений U, Th и K характеризуется галитовая толща, максимальными значениями U, Th и повышенными U граниты архея. Наиболее высокая концентрация U наблюдается на интервалах 888–914 м, 1106–1136 м, 2405–2417 м (зона трещиноватости).

*Геоплотностная модель.* При построении геоплотностной модели использованы результаты плотностного каротажа (ГГК-П), которые сопоставлены с результатами определения объемной плотности горных пород на керне, а также результаты определений величин коэффициента открытой пористости на образцах керна и рассчитанные значения коэффициента трещиноватости пород по данным акустического каротажа (рис. 3.53).

Наблюдается закономерный рост максимальных значений объемной плотности пород до глубины 1700 м (до 3,0 г/см$^3$). Ниже объемная плотность на интервале 1700–2750 м в целом стабильна 2,8–3,0 г/см$^3$. В соленосной толще она минимальна (2,2–2,3 г/см$^3$), а в гранитах архея изменяется в пределах 2,4–2,6 г/см$^3$. Исключение составляет интервал 3160–3180 м, в котором объемная плотность, по данным ГИС и исследования керна, достигает 2,8–2,85 г/см$^3$.

Некоторое занижение объемной плотности ниже 2751 м в отдельных интервалах относительно ожидаемых величин вызвано влиянием на показания плотностного каротажа отхода прижимного устройства прибора от стенки скважины из-за кавернозности ствола.

Открытая пористость пород изменяется в большей части разреза в диапазоне 0–2,5 %, возрастая в отдельных интервалах, представленных сланцами и карбонатными породами, до 4,5–5,0 %. По данным определения коэффициента трещиноватости, выделяется несколько аномальных интервалов, как правило, наблюдаемых в карбонатных породах, черных слоистых сланцах либо на границах с долеритами.

В целом во вскрытом разрезе выделено девять толщ, отличных по характеру изменения объемной плотности и емкостно-фильтрационных свойств пород, для которых даны осредненные значения объемной плотности.

*Геомагнитная модель* построена по результатам каротажа магнитного поля (КМП) и каротажа магнитной восприимчивости (КМВ). На рис. 3.54 приведены результаты измерения составляющих естественного магнитного поля Земли (вертикальная Z- и горизонтальная H-составляющие), а также магнитной восприимчивости пород по данным КМВ и результатам определения ее на керне. Результаты сопоставления в интервалах, где был проведен отбор керна, хорошо коррелируются между собой.

В целом вскрытые в разрезе породы характеризуются низким уровнем значений магнитной восприимчивости. Наряду с этим наблюдается ряд аномалий относительно фоновых значений, связанных с зонами оруденения и повышенной концентрации в породах рудных минералов (876–914 м, 1009–1015 м, 1220–1230 м, 1716–1777 м, 1867–1899 м).

Максимальные значения магнитной восприимчивости отмечены на глубинах: 1585–1595 м, 2145–2155 м, а также в разрезе архея против даек долеритов и пикробазальтов (3170–3175 м, 3248–3253 м).

Разрез скважины поделен на 7 основных толщ – с преобладанием пород с низкими, средними и относительно высокими магнитными характеристиками.

*Геоакустическая модель.* При построении геоакустической модели использованы результаты обработки широкополосного акустического каротажа (АКШ), вертикального сейсмического профилирования (ВСП), а также исследований керна. Сопоставление между собой величин скоростей продольной и поперечной акустических волн, оцененных этими методами, показывает, что в большей части разреза они хорошо коррелируются между собой (рис. 3.55). Заметное расхождение между данными ВСП и АКШ отмечается ниже 2700 м против галитовой толщи и гранитов архея. Это вызвано как возможным влиянием на АКШ кавернозности ствола скважины в этой части разреза, так и чередованием интервалов пород, характеризующихся различными коэффициентами отражения упругих волн. Именно в таких частях разреза отмечаются расхождения в значениях Vp и Vs, оцененных двумя различными независимыми методами. Следует также учитывать, что разрешение по глубине данных АКШ выше, чем при ВСП. Результаты определения скоростей на образцах керна в целом хорошо согласуются с данными АКШ.

Рассчитанные величины коэффициента Пуассона меняются по разрезу в реальном диапазоне значений 0,20–0,30.

Весь комплекс использованных параметров: Vp, Vs, коэффициент Пуассона, коэффициент отражения, акустическая жесткость ($Vp \cdot \delta_п$) по данным АКШ, ВСП и исследований керна позволил установить глубины нахождения отражающих границ и построить геоакустическую модель.

Разрез расчленен на 14 толщ по уровню средних значений акустических параметров, характеру строения, с учетом глубин нахождения отражающих границ. Полученные результаты сопоставлены с глубинами залегания сейсмических реперов по результатам комплексного анализа волновых полей ВСП и ГИС (по данным ОАО «Костромагеофизика»).

В целом глубины сейсмоотражающих реперов согласуются с построенной геоакустической моделью. Исключение составляет сейсмический репер А, приуроченный к кровле ангидрит-магнезитовой толщи (глубина 2427 м). На данной глубине не отмечается какое-либо значительное изменение акустических или других геофизических параметров за исключением повышения содержания урана по данным СГК (интервал 2405–2417 м).

Отражающие границы приурочены либо к глубинам скачкообразного изменения величин акустических параметров и плотности пород, обусловленных сменой петротипа, либо к глубинам развития зон трещиноватости.

## 3.8. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ОПС

### 3.8.1. Изотопный состав гелия и аргона в галите

В четырех пробах галита было выполнено определение изотопного состава He и Ar. Аналитические исследования проводились в изотопном центре ВСЕГЕИ. Исследовались валовые пробы пород весом ~2 г. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. При таком способе вскрытия анализируются преимущественно газы из флюидных включений. Определения изотопного состава He и Ar проводились на масс-спектрометре MicroMass NG 5400. Измеренные значения корректировались с помощью общепринятых стандартов – воздушного гелия, неона и аргона. Все полученные результаты, таким образом, были привязаны к стандартам с известным соотношением изотопов ($^3He/^4He + 1{,}40 \cdot 10^{-6}$; $^4He/^{20}Ne + 0{,}32$; $^{40}Ar/^{36}Ar + 295{,}6$; $^{38}Ar/^{36}Ar + 0{,}1880$). Две пробы для контроля анализировались дважды. Полученные результаты представлены в таблицах (табл. 3.15, табл. 3.16).

Галитовые породы из ОПС имеют изотопное отношение $^3He/^4He$ в среднем равное $0{,}076 \times 10^{-6}$ (от $0{,}059$ до $0{,}1 \times 10^{-6}$), что несколько превышает значение отношения $^3He/^4He$ для газов земной коры ($0{,}02 \times 10^{-6}$) и более чем на порядок ниже такового в атмосфере (RA – 0,042–0,071). Это может свидетельствовать о небольшой примеси гелия из атмосферного или, формально, из мантийного источника с отношением $^3He/^4He$ $12 \times 10^{-6}$. Расчетное количество мантийного гелия составляет 0,3–0,7 % и находится на уровне погрешности измерений. Проникновение радиогенного изотопа $^4He$ во включения из кристаллической решетки маловероятно, т. к. содержание U и Th в исследуемых галитовых породах невелико (в среднем 0,37 и 0,15 ppm, соответственно). Но этими элементами обогащены граниты фундамента, на которых непосредственно залегают соли, вскрытые ОПС. Примечательно, что в гранитах имеется зона, содержащая многочисленные поры, выполненные галитом.

Таблица 3.15. **Изотопный состав гелия в галите ОПС**

| № п/п | № пробы | Глубина | $He10^{-6}$ см$^3$/г | $^3He/^4He10^{-6}$ измер. | $^4He/^{20}Ne$ измер. | $^3He/^4He10^{-6}$ корр. | $R_A$ корр. | $He_m/He$ % | $^4He/^{40}Ar_{rad}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4636/42 | 2840 | 4,0 | 0,059 | 2103 | **0,059** | 0,042 | **0,3** | 30 |
| 2 | 4636/42 | – « – | 4,4 | 0,075 | 1361 | **0,074** | 0,053 | **0,4** | 26 |
| 3 | 4750/55 | 2873 | 25 | 0,100 | 3927 | **0,100** | 0,071 | **0,7** | 22 |
| 4 | 4803/10 | 2895 | 9,0 | 0,066 | 2503 | **0,066** | 0,047 | **0,4** | 11 |
| 5 | 4849/60 | 2907 | 6,1 | 0,083 | 3234 | **0,083** | 0,059 | **0,5** | 14 |
| 6 | 4849/60 | – « – | 11,0 | 0,077 | 2274 | **0,077** | 0,055 | **0,5** | 22 |

*Примечание.* $^3He/^4He*10^{-6}$ корр. – значение изотопного отношения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, рассчитанную по соотношению $^4He/^{20}Ne$. RA – скорректированное отношение изотопов гелия, деленное на таковое в атмосферном гелии ($1{,}4x10^{-6}$). $He_m/He$ – доля мантийного гелия, рассчитанная для значений $^3He/^4He$ в верхней мантии $1{,}2x10^{-5}$ [Толстихин, 1986] и $2x10^{-8}$ в земной коре [Прасолов, 1990].

Таблица 3.16. **Изотопный состав аргона в галите ОПС**

| № п/п | № пробы | Глубина | $Ar10^{-6}$ см$^3$/г | $^{40}Ar/^{36}Ar$ измер. | $^{38}Ar/^{36}Ar$ измер. | $^{40}Ar/^{36}Ar$ корр. | $Ar_a/Ar$ %** | $Ar_r/Ar$ %** | $^{40}Ar_{rad}\,10^{-6}$ см$^3$/г** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4636/42 | 2840 | 0,59 | 373,6 | 0,1856 | **383** | 77,1 | **22,9** | 0,14 |
| 2 | 4636/42 | - « - | 0,75 | 384,3 | 0,1885 | **382** | 77,4 | **22,6** | 0,17 |
| 3 | 4750/55 | 2873 | 1,6 | 1114 | 0,1862 | **1135** | 26,0 | **74,0** | 1,17 |
| 4 | 4803/10 | 2895 | 1,4 | 680,9 | 0,1855 | **699** | 42,3 | **57,7** | 0,80 |
| 5 | 4849/60 | 2907 | 0,90 | 547,4 | 0,1855 | **562** | 52,6 | **47,4** | 0,43 |
| 6 | 4849/60 | - « - | 1,24 | 497,7 | 0,1872 | **502** | 58,9 | **41,1** | 0,51 |

*Примечание*. $^{40}Ar/^{36}Ar$ корр. – значение изотопного отношения, скорректированное за фракционирование изотопов аргона, выявленное по отклонению измеренного отношения $^{38}Ar/^{36}Ar$ от воздушного. Доля атмосферного и радиогенного аргона ($Ar_a$ и $Ar_{r)}$ в пробах рассчитаны по обычной методике, принимая, что отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ для атмосферы 296.

Отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ в галитовой породе изменяется от 382 до 1135 и в среднем составляет 687. Газы флюидных включений галита обогащены радиогенным $^{40}Ar$. Принимая современное отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ в атмосфере (296), можно оценить вклад воздушного и радиогенного аргона. В среднем доля радиогенного аргона составляет около 50 %.

По изотопному составу гелия и аргона из флюидных включений соли, вскрытые ОПС, существенно отличаются от солей месторождений Русской платформы [Прасолов и др., 1987] высоким отношением $^3He/^4He$ и низким отношением $^{40}Ar/^{36}Ar$ (рис. 3.56).

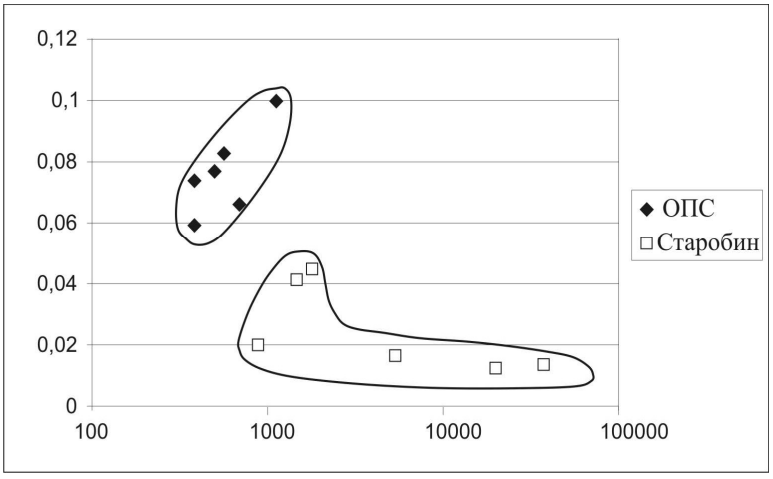



Рис. 3.56. Изотопные отношения $^3He/^4He$ и $^{40}Ar/^{36}Ar$ в галите ОПС и солях Старобинского месторождения Припятского бассейна

В целом полученные данные свидетельствуют о том, что благородные газы (гелий и аргон) в галитовых породах ОС имеют коровое происхождение. Эти газы могли быть захвачены солями при их формировании в условиях активной гидротермальной деятельности [Горбачев и др., 2011].

### 3.8.2. Изотопный состав углерода, кислорода и серы в породах людиковийского и ятулийского надгоризонтов

*Изотопный состав серы.* Изотопный анализ серы выполнен в изотопном центре ВСЕГЕИ с использованием масс-спектрометра DELTAplus XL с препаративной приставкой EA-Conflo III. Ошибка измерений величины $\delta^{34}S$ ‰ составляла около 0,2 ‰.

В разрезе карелид, вскрытом ОПС, широкое распространение имеют сульфатоносные и сульфидоносные породы. Первые характерны для ятулийского надгоризонта, вторые – для людиковийского.

Изотопный состав сульфатной серы был измерен в монофракциях ангидрита из галитовой толщи и в ангидритсодержащих породах улитинской толщи ятулия (табл. 3.17).

Изотопный состав серы в ангидрите из галитовой толщи изменяется в узких пределах от +5,2 до +6,1 ‰, среднее значение равно +5,7 ‰. В ангидритсодержащих породах улитинской толщи (пластовых и жильных) состав сульфатной серы изменяется от +4,8 до +5,7 ‰ и в среднем составляет +5,2 ‰. В целом сера ангидритов галитовой и улитинской толщ имеет близкий и очень выдержанный состав $\delta^{34}S = 5,5 \pm 0,6$ ‰. Известно, что изотопный состав серы сульфатов современных эвапоритов совпадает с составом сульфат-иона морской воды и равен ~ 20 ‰ [Paytan et al., 1998; Thode et al., 1961; Zak et al., 1980]. Полученные данные свидетельствуют об ином (не морском) гомогенном источнике, поставлявшем изотопно легкую серу в Онежский бассейн в течение длительного времени. Таким источником могли быть глубинные эксгаляции.

Таблица 3.17. **Изотопный состав сульфатной серы в породах галитовой и улитинской толщ ятулийского надгоризонта**

| № обр | Порода (минерал) | Толща | $\delta^{34}S$ ‰ (CDT) |
|---|---|---|---|
| 4328 | ангидрит-магнезитовая порода | Улитинская | 5,7 |
| 4336 | - « - | | 5,1 |
| 4373 | - « - | | 5,1 |
| 4443 | - « - | | 5,1 |
| 4476 | - « - | | 4,8 |
| 4573 | - « - | | 5,2 |
| 4630/35 | монофракция ангидрита | Галитовая | 5,5 |
| 4636/41 | - « - | | 5,8 |
| 4654/57 | - « - | | 5,9 |
| 4678/92 | - « - | | 6,1 |
| 4736/40 | - « - | | 5,8 |
| 4797 | - « - | | 5,8 |
| 4803/10 | - « - | | 5,7 |
| 4849/60 | - « - | | 5,2 |

В породах заонежской и суйсарской свит людиковийского надгоризонта был изучен изотопный состав серы сульфидов. Величина $\delta^{34}S$ во вскрытом разрезе изменяется от –14,3 до +26,4 ‰ (CDT). Диапазон значений составляет 40,7 ‰. Полученные результаты согласуются с данными предшествующих работ [Ахмедов, Ефремов, 1989; Шатский, 1990]. Распределение величины $\delta^{34}S$ по типам минерализации и вмещающих пород представлено на диаграмме (рис. 3.57). Гистограмма демонстрирует тримодальное распределение составов. Небольшая группа измерений попадает в интервал отрицательных значений $\delta^{34}S$ от –14,3 до –10,1 ‰. Подавляющее большинство проб (34 из 39) имеют положительные значения $\delta^{34}S > +4,4$ ‰. Более половины измерений (21 из 39) лежат в интервале значений от +4,4 до +11,2 ‰, мода 7,2 ‰. Третья группа проб отличается высокими значениями $\delta^{34}S$ от +17,6 до +26,4 ‰. Анализ гистограммы показывает, что изотопный состав серы не подчиняется явной зависимости от типов сульфидной минерализации и сульфидсодержащих пород (на имеющемся уровне изученности). Во всех трех модах равномерно представлены различные типы минерализации.

В то же время имеется отчетливая зависимость $\delta^{34}S$ от положения в разрезе (рис. 3.58). Изотопный состав серы пирита из нижней подсвиты заонежской свиты составляет 5,5÷6,7 ‰. Наиболее низкими значениями $\delta^{34}S$ отличается нижняя часть верхней подсвиты заонежской свиты (первый – третий вулканогенно-осадочные ритмы), где состав серы изменяется от –10,1 до –14,3 ‰. В средней части верхней подсвиты (четвертый ритм), напротив, наблюдается изотопно-тяжелая сера от +17,6 до +26,4 ‰. Широкие пределы колебаний состава серы определенно свидетельствуют о развитии процессов сульфатредукции в ходе отложения сульфидоносных осадков людиковийского надгоризонта [Шатский, 1990; Melezhik et al., 1999]. Распределение изотопного

состава серы сульфидов людиковийского надгоризонта укладывается в диапазон составов диагенетических и эпигенетических сульфидов по В.И. Виноградову [2007]. Сульфидная сера с избытком легкого изотопа ($\delta^{34}S < -10$ ‰) образуется в ходе диагенеза при бактериальном восстановлении сульфата, растворенного в воде. При эпигенезе, в условиях ограниченного объема растворенного сульфата в толще осадка, процессы восстановления сульфатных отложений приводят к образованию сульфидов со значительным обогащением тяжелого изотопа $^{34}S$ (20 ‰ и выше). По-видимому, такие условия эффективно реализовывались при образовании известковистых шунгитов, карбонатных и сульфидных конкреций, значительная доля которых содержит изотопно тяжелую серу (см. рис. 3.57).

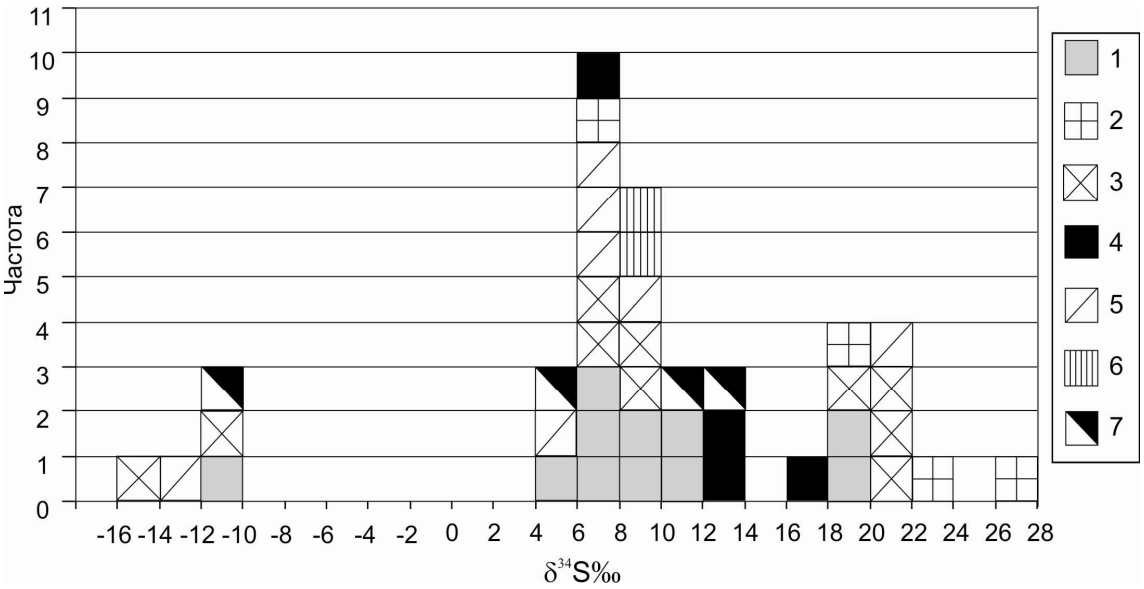



Рис. 3.57. Распределение $\delta^{34}S$ по типам пирит-пирротиновой минерализации в породах людиковийского надгоризонта, по данным ОПС:

1 – вкрапленность в слоистых максовитах ($C_{орг} < 25$ %), 2 – вкрапленность в известковистых максовитах ($C_{орг} < 25$ %), 3 – пирит-пирротиновые конкреции, 4 – диагенетические известняки и доломиты, 5 – шунгит-кальцит-сульфидные жилы, 6 – вкрапленность в базальтовых туфах, 7 – вкрапленность в базальтах

Как было сказано выше, в людиковийском надгоризонте выделяется наиболее многочисленная группа проб с контрастным максимумом $\delta^{34}S$ равным 7,2 ‰ (+4,4÷+10,1 ‰). В нее входят породы разного состава и генезиса: высоко- и низкоуглеродистые алевропелиты нижней и верхней подсвит заонежской свиты, туфы и базальты, прожилковая минерализация и конкреции. Этот уровень по ряду точек отчетливо прослеживается на кривой распределения $\delta^{34}S$ в разрезе нижней подсвиты заонежской свиты, в верхних пачках верхней подсвиты и в суйсарской свите (см. рис. 3.58). Указанные факты можно непротиворечиво объяснить тем, что эти породы имели единый источник серы постоянного состава, соответствующего ~ 7 ‰. В противном случае необходимо привлечь целый ряд процессов фракционирования изотопов серы, которые в разных условиях среды и динамики седиментации (и вулканизма) на выходе давали бы серу одного и того же состава – 7 ± 3 ‰. Нам представляется, что таким источником могли быть подводные эксгаляции, связанные с базальтоидным вулканизмом. В качестве примера подобной системы можно привести активное гидротермальное поле ТАГ Срединно-Атлантического хребта, в котором изотопный состав серы сульфидов гидротермальных построек изменяется в пределах +4÷+11 ‰ и в среднем составляет 7,5 ‰ [Gemmel, Sharpe, 1998]. Необходимо, конечно, иметь в виду, что Онежский палеобассейн развивался в иной геодинамической обстановке.

В разрезе ятулийского надгоризонта изотопный состав сульфатной серы составляет 5,5 ± 0,6 ‰, что на 1,7 ‰ ниже моды $\delta^{34}S$ сульфидной серы в породах людиковийского надгоризонта. Вероятно, сульфиды людиковийского надгоризонта и ангидриты ятулия имели единый глубинный источник серы, а разница объясняется эффектом фракционирования при гидротермальном восстановлении $SO_4^{2-}$ глубинного флюида до $S^{2-}$. Возможно также, что это является результатом

вычислений по небольшой выборке. Проверка данной гипотезы требует дополнительных исследований.

*Изотопный состав $C_{карб}$ и $O_{карб}$.* Изотопный анализ кислорода и углерода был выполнен в изотопном центре ВСЕГЕИ по стандартной схеме: разложение карбоната ортофосфорной кислотой при комнатной температуре в течение 5 часов, очистка полученного газа от паров воды и сбор углекислого газа в стеклянные ампулы. Измерения были осуществлены при помощи двухканального масс-спектрометра ThermoFinnigan Delta plus, в качестве рабочего стандарта использован стандартный карбонат КН-2, имеющий параметры: $\delta^{13}C$ = +1,97 ± 0,09 ‰ и $\delta^{18}O$ = –2,96 ± 0,13 ‰ PDB. Воспроизводимость и точность анализа была не хуже ± 0,1 ‰ по углероду и ± 0,2 ‰ по кислороду.

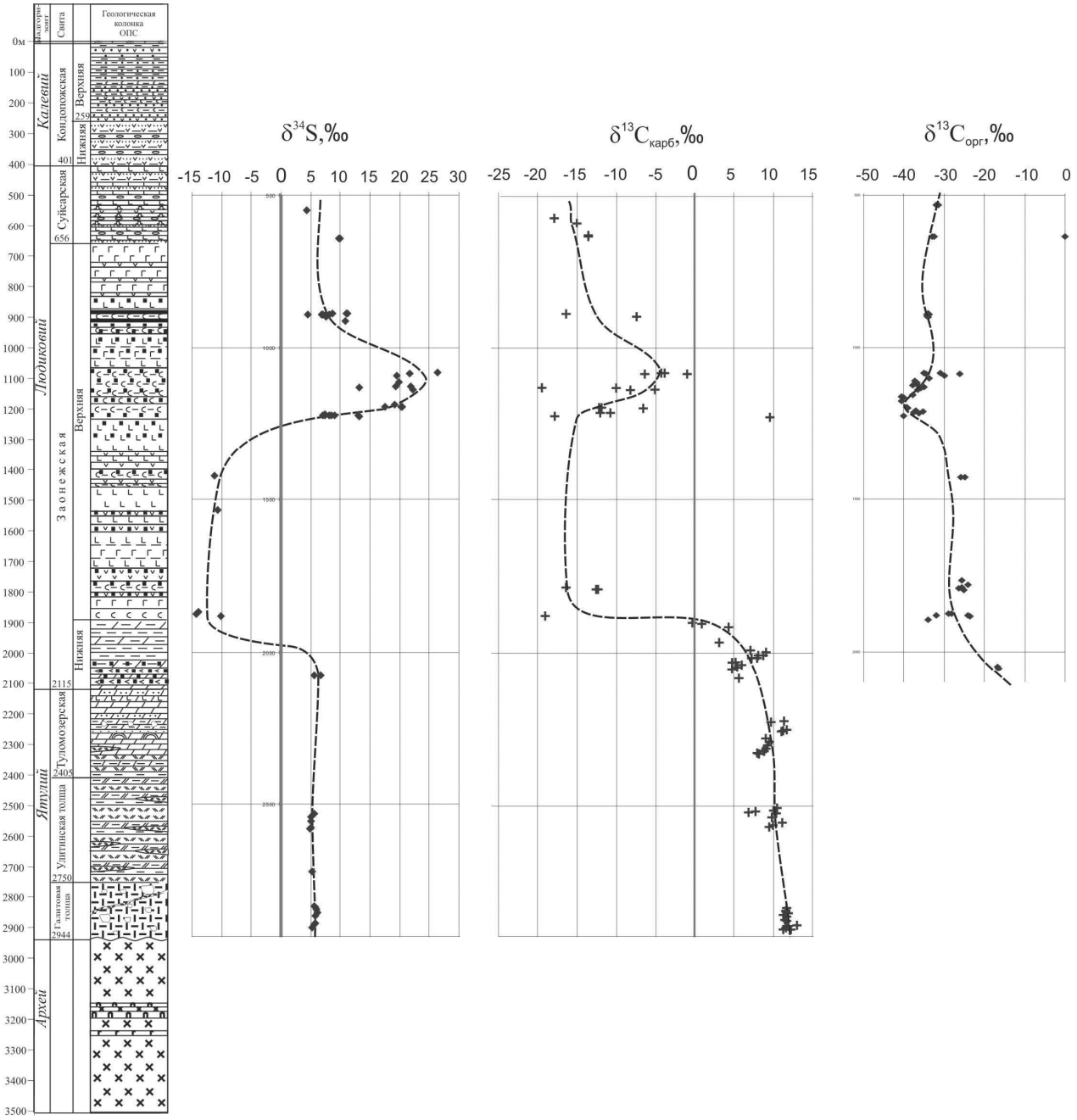



Рис. 3.58. Вариации составов $\delta^{34}S$ сульфатов и сульфидов, $\delta^{13}C$ карбонатов и $\delta^{13}C$ ШВ в разрезе ранних карелид, вскрытых ОПС

Разрез ОПС охарактеризован 73 определениями изотопного состава карбонатного углерода и кислорода. Опробованы все вскрытые подразделения карелид. Наглядное представление об особенностях изотопного состава углерода и кислорода дает диаграмма, построенная в координатах $\delta^{13}C - \delta^{18}O$ (рис. 3.59), на которую нанесены данные по ОПС и для сравнения – поля составов соответствующих подразделений, полученные ранее по стратотипическим разрезам ОС [Ахмедов, Крупеник, 1995]. Исходные данные по изотопному составу кислорода пересчитаны относительно PDB с использованием формулы $\delta^{18}O_{SMOW} + 1{,}03039\delta^{18}O_{SMOW} + 30{,}39$ [O'Neil, 1986]. Состав углерода закономерно изменяется от галитовой толщи, залегающей в основании разреза карелид, вскрытого ОПС, к суйсарской свите. Наиболее тяжелый углерод +11,6 ‰ VPDB (11,2÷12,2 ‰), среднее из 13 определений имеет магнезит галитовой толщи. Он характеризуются также наиболее легким (среди карбонатов ятулия) изотопным составом кислорода –15,8 ‰ VPDB (–16,7÷–14,7 ‰). Поле составов магнезита в координатах $\delta^{13}C - \delta^{18}O$ очень компактно и тяготеет к полю известковистых пелитов основания туломозерской свиты, ранее изученных на Сундозерско-Пялозерской стратотипической площади. Несколько легче углерод из слоистых магнезитовых пород улитинской толщи +9,5 ‰ (7,7÷11,1 ‰), среднее из 9 определений. Изотопный состав углерода карбонатных (доломитовых) пород туломозерской свиты совпадает с составом углерода пород улитинской толщи и составляет +9,7 ‰ (7,9÷11,7 ‰), среднее из 13 определений.

Пестроцветные доломитовые алевропелиты нижней подсвиты заонежской свиты на диаграмме образуют поле, вытянутое вдоль оси $\delta^{13}C$, и имеют состав углерода переходный от аномально тяжелого к нормальному (+8,7÷–0,3 ‰). Углеродисто-карбонатные породы заонежской и особенно суйсарской свит имеют в своем составе резко облегченный углерод, средние значения, соответственно: –10,4 ‰ (–19,5÷–1 ‰, 20 определений) и –14,4 ‰ (–15,1÷–13,6 ‰, 2 определения).

Анализ диаграммы показывает, что точки изотопного состава углерода и кислорода туломозерской, заонежской и суйсарской свит хорошо укладываются в соответствующие поля, ранее установленные для этих свит в стратотипических разрезах ОС (см. рис. 3.59). Поля улитинской (ангидрит-магнезитовой) толщи и туломозерской свиты совпадают, что свидетельствует о принадлежности их к единому седиментационному циклу. Особняком стоит поле изотопных составов углерода и кислорода галитовой толщи, что подчеркивает ее уникальность. В целом полученные данные подтвердили устойчивость аномалии тяжелого изотопного состава углерода карбонатных пород верхнего ятулия. Совокупность полученных данных свидетельствует о том, что изотопный состав углерода и кислорода в разрезе ятулия и людиковия в ОПС меняется направленно и закономерно и отражает эволюцию обстановок седиментации, проявившуюся в Онежском бассейне в раннем протерозое.

В разрезе ятулийского надгоризонта наблюдается постепенное облегчение углерода и утяжеление кислорода карбонатных пород. Линия тренда на диаграмме $\delta^{13}C - \delta^{18}O$ (см. рис. 3.59) направлена к началу координат – к составам нормальных морских карбонатов. Она отражает общую тенденцию развития обстановки седиментации в изолированном Онежском палеобассейне от континентальной к морской. В разрезе людиковийского надгоризонта сохраняется тенденция к облегчению углерода, но одновременно, с подошвы верхней подсвиты заонежской свиты, наблюдается утяжеление кислорода карбонатов. Карбонатные породы, вскрытые ОПС в этом интервале, имеют диагенетическую природу, и их изотопный состав ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) определялся процессами, протекавшими в толще осадков. Одним из ведущих среди них был процесс биогенной сульфатредукции, в результате которой при окислении органики образовывался изотопно легкий диоксид углерода. Вариации состава от –1,0 до –19,5 ‰ могут быть объяснены участием в карбонатообразовании легкого «диагенетического» углерода и более тяжелого углерода придонных вод [Melezhik et al., 1999].

*Изотопный состав $C_{орг}$.* В шунгитоносных породах людиковийского надгоризонта, вскрытых ОПС, выполнено 65 определений изотопного состава ШВ из 51 образца. Из них 61 определение представляют заонежскую свиту и 4 – суйсарскую свиту. Анализы выполнены в изотопном центре ВСЕГЕИ с использованием масс-спектрометра DELTAplus XL с препаративной приставкой EA-Conflo III. Ошибка измерений величины $\delta^{13}C_{орг}$ составляла около 0,2 ‰.

Изотопный состав $\delta^{13}C_{орг}$ в породах людиковия изменяется в диапазоне –16,5÷–40,6 ‰ (VPDB). Среднее равно –32,7 ‰. В разрезе людиковийского надгоризонта наблюдается неравномерное распределение значений $\delta^{13}C_{орг}$ с общей тенденцией к изотопному облегчению снизу вверх по разрезу (см. рис. 3.58). Относительно более тяжелый углерод, от –16,5 до –33,9 ‰ (среднее – 25,4 ‰), наблюдается в шунгитоносных породах нижней части заонежской свиты, включающей

нижнюю подсвиту и три нижних осадочно-вулканогенных ритма верхней подсвиты. Породы четвертого осадочно-вулканогенного ритма характеризуются наиболее легким углеродом, от –26,0 до –40,7 ‰ (среднее –36,4 ‰). В породах верхней части людиковийского надгоризонта, включающей пятый осадочно-вулканогенный ритм заонежской свиты и нижние пачки суйсарской свиты, углерод несколько утяжеляется, но остается более легким, чем в нижней части разреза заонежской свиты. Он изменяется в диапазоне от –31,5 до –34,2 ‰ (среднее –33,7 ‰).

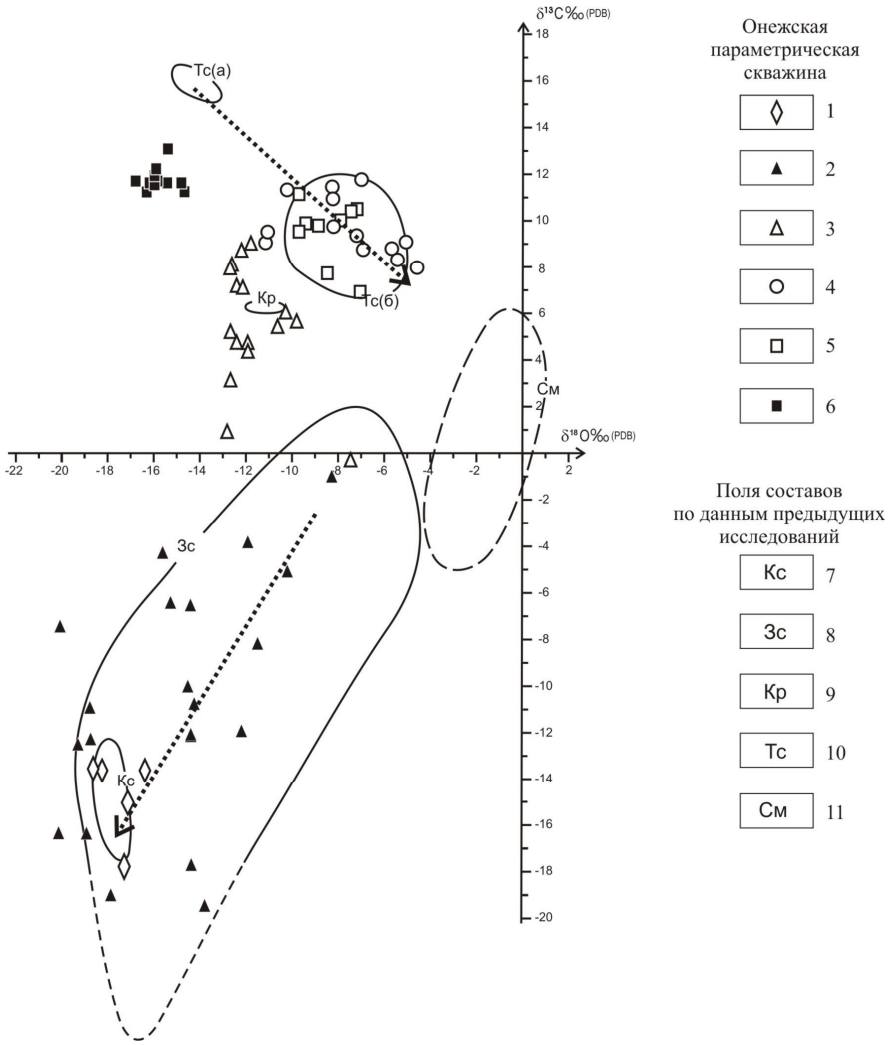



Рис. 3.59. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород основных подразделений разреза карелид, вскрытых в ОПС:

1 – суйсарская свита – известковистые туффиты, 2 – заонежская свита – углеродисто-известковистые алевропелиты, конкреции, цемент шунгитовых брекчий, 3 – заонежская свита – пестроцветные доломитовые алевролиты (кривозериты), 4 – туломозерская свита – доломиты, доломитистые алевропелиты и песчаники, 5 – улитинская толща – ангидрит-магнезитовые породы, магнезитсодержащие алевролиты, 6 – галитовая толща – мономинеральные фракции магнезита.

*Поля составов по данным предыдущих исследований*: 7 – кондопожская свита – известковистые конкреции, 8 – заонежская свита – углеродисто-карбонатные алевропелиты, 9 – заонежская свита – пестроцветные доломитовые алевролиты (кривозериты), 10 – туломозерская свита: Тс(а) – известковые пелиты; Тс(б) – доломиты, доломитистые алевропелиты и песчаники, 11 – современные морские карбонатные осадки (по: [Hudson, 1977])

Характерно, что изменения изотопного состава углерода происходят согласованно в различных типах пород – шунгитистых алевропелитах, слоистых и миграционных шунгитах – и подчиняются общей тенденции, наблюдаемой в разрезе. Так, антраксолиты первого и второго осадочно-вулканогенных ритмов заонежской свиты имеют более тяжелый изотопный состав углерода (23,7–26,3 ‰ по 3 пробам) по сравнению с антраксолитами четвертого ритма (34,6–35,0 ‰ по 3 пробам).

Полученные данные по изотопному составу $C_{орг}$ в шунгитоносных породах людиковийского надгоризонта ОС в разрезе ОПС укладываются в рамки значений, установленных предыдущими исследованиями [Галдобина и др., 1984; Гольцин и др., 2010; Филиппов, 1994; Филиппов, Голубев, 1995; Melezhik et al., 1999, 2004]. Для объяснения изотопно-легкого состава $C_{орг}$ в людиковийском надгоризонте ОС привлекается традиционная модель, предполагающая высокую биопродуктивность и степень захоронения органического вещества в Онежском палеобассейне, миграционные шунгиты сравниваются с нефтью [Melezhik et al., 1999]. По данной модели можно ожидать наличия комплиментарных одновозрастных осадочных карбонатных пород с изотопно утяжеленным (или нулевым) углеродом, которые в ОС неизвестны. Высказывается мнение о диагенетической и постдиагенетической природе изотопного облегчения углерода шунгитового вещества [Гольцин и др., 2010; Melezhik et al., 1999]. Эта модель также встретит определенные трудности при детальной проработке, т. к. по ней изотопные сдвиги должны сопровождаться удалением значительных масс изотопно тяжелого углерода из мощной толщи высокоуглеродистых литифицированных пород на всей площади ОС или привносом таких же масс изотопно легкого углерода. Нам представляется, что изотопный состав $C_{орг}$ мощной толщи шунгитоносных пород людиковийского надгоризонта определяется интенсивным поступлением изотопно легкого углерода в бассейн седиментации синхронно с осадконакоплением в результате гидротермально-эксгаляционной активности, связанной с базальтовым вулканизмом. Справедливым является утверждение о том, что углеродистое вещество в людиковийском надгоризонте следует рассматривать в неразрывной связи с вулканизмом [Галдобина и др., 1986; Трофимов, Голубев, 2000].

## 3.9. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЛАНЫ

ОПС пройдена в западной части ОС с целью получения параметрической геолого-геофизической информации о геологической среде для повышения эффективности геологической интерпретации данных глубинных геофизических исследований на опорных профилях в СЗ части Восточно-Европейской платформы (Балтийский щит) и разработки современных моделей глубинного строения.

В результате выполненных работ:

– впервые для западной части ОС получен полный разрез заонежской свиты и соответственно охарактеризована граница людиковия и ятулия;

– установлены контрастные различия вулканитов заонежской и суйсарской свит по петрохимическим параметрам, что позволяет их уверенно идентифицировать в разрезах региона;

– впервые в мировой практике для раннего протерозоя (ятулия) получен полный разрез эвапоритовой формации, который включает (сверху вниз) ритмичное чередование доломитов, доломитовых алевропелитов, слоев доломит-магнезитовых пород (туломозерская свита мощностью 290 м); ангидриты, магнезиты, магнезит-слюдистые породы, алевролиты (впервые выделенная ангидрит-магнезитовая толща мощностью 346 м); толща каменных солей – галит 70–75 %, ангидрит 15–18 %, магнезит 12–15 % (впервые в мире выделенная в нижнем протерозое галитовая толща мощностью 193 м). Содержание магнезита в ангидрит-магнезитовой толще от 10 до 100 %, т. е. она по сути является мощной залежью магнезитового сырья;

– над кровлей галитовой толщи отмечены признаки, характерные для кепроков; не исключено, что скважина в интервале 2699–2944 м вскрыла соляную диапировую структуру (шток или купол), а наличие кепрока большой мощности указывает на длительный период ее размыва; по этой причине разрез туломозерской свиты в ОПС, вероятно, сокращен; диапировая модель может объяснить непосредственное залегание галитовой толщи на породах фундамента;

– интервал 2404–2419 м представляет зону тектонического нарушения с сульфидной и U-Th минерализацией: здесь фиксируется относительно пониженная плотность, повышенное содержание U и Th; зона состоит из двух частей, существенно отличающихся отношениями U/K и Th/K, что свидетельствует о полистадийном оруденении; не исключено, что тектоническое нарушение является еще одной из причин сокращения туломозерской свиты;

– установлены резкие отличия изотопных характеристик пород людиковия и ятулия по изотопному составу карбонатного углерода, серы и стронция в карбонатах, что указывает на резкую смену режима развития Онежского бассейна на границе ятулий – людиковий;

– впервые вскрыт фундамент ОС во внутренней ее зоне на значительном удалении от края в интервале глубин 2944–3500 м. Установлено, что граниты фундамента прошли несколько этапов становления и преобразования. По данным уран-свинцового датирования, возраст становления гранитов составил 2711 ± 15 млн лет, возраст метасоматической переработки – 2452,5 ±

7,5 млн лет, внедрение в граниты жильных тел долеритов – 2702 ± 11 млн лет, пикритов – 2627 ± 14 млн лет;

– анализ данных о глубинном строении района (профиль 1-ЕВ и др.) свидетельствует, что район заложения ОС приурочен к области раннедокембрийской деструкции континентальной коры.

Полученная параметрическая информация по ОС и результаты ее интерпретации являются базой для дальнейшего уточнения глубинного тектонического строения земной коры Карельского геоблока Балтийского щита. Они могут быть эффективно использованы при интерпретации данных глубинных геофизических исследований на опорных и региональных профилях в СЗ части Восточно-Европейской платформы, а также других геологических исследований и построений (уточнения опорного разреза ОС; корреляции разрезов карелид; геодинамических, палеотектонических и палеофациальных реконструкций).

Вскрытие скважиной соленосной толщи палеопротерозойского возраста является уникальным событием мирового масштаба, которое требует дальнейшего изучения и осмысления как с позиций ее генезиса, так и площадного распространения. Подтверждением может служить то, что в 2010 г. международный комитет (ICDP) уже рассмотрел проект («Earth earliest massive calcium sulphate and halite deposit») бурения скважины, параллельной ОПС и с полным отбором керна, подготовленный группой специалистов разных стран.

Для уточнения строения ОС и использования данных, полученных при бурении и исследовании ОПС, авторы рекомендуют:

– проведение с целью увязки результатов бурения и скважинных исследований с материалами на опорном профиле 1-ЕВ высокоразрешающих сейсмических работ МОВ-ОГТ на пространственной системе взаимоувязанных профилей (длиной не менее 70–100 п. км), пересекающих опорный профиль 1-ЕВ и ОПС;

– выполнение специализированных исследований для обоснования целесообразности бурения глубокой (4–5 км) и даже сверхглубокой (7–8 км) скважины для уточнения природы сейсмических границ и глубинного строения ОС (включая решение вопросов о площадном распространении галитовой толщи палеопротерозоя и о месте заложения скважины).

# ГЛАВА 4

# ГЛОБАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕСТРОЙКИ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ НА РУБЕЖЕ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ, ИЗОТОПНАЯ ХРОНОМЕТРИЯ

## 4.1. СОБЫТИЯ ГЛОБАЛЬНОГО МАСШТАБА, ПРОЯВЛЕННЫЕ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Развитие новой аналитической техники и совершенствование моделей планетарной эволюции способствовали интенсификации исследований эволюции земной системы, сконцентрировавшихся на нескольких критических интервалах в истории Земли, когда биосфера испытала изменения глобального масштаба. Архейская земная система (3,85–2,50 млрд лет) функционировала в бедной кислородом атмосфере. Существовали лишь отдельные кислородные оазисы на морском мелководье и в континентальных водоемах, где эволюционирующие цианобактерии начали продуцировать кислород более 2,7 млрд лет назад. В течение первых 500 млн лет протерозоя происходило становление аэробной земной системы, использующей высокоэнергетические биогеохимиче-ские циклы. Кардинальные изменения окружающей среды, их причинно-следственные связи и условия эволюции ранней жизни еще предстоит выяснить. Здесь представлен синтез основных особенностей палеопротерозоя, показывающий сегодняшнее понимание биогеохимической эволюции земной системы и условий для жизни. В последнее десятилетие был достигнут значительный прогресс в хемостратиграфии, бассейновом анализе, палеомагнитных и геохронологических исследованиях. Результаты этих исследований служат для лучшего понимания глобальных процессов, происходивших в интервале 2,5–2,0 млрд лет назад. В последнее время наблюдается рождение многочисленных гипотез и теоретических моделей, связывающих степень окисления мантии и атмосферы, тектоническую эволюцию, изменения климата и состава атмосферы [Bekker et al., 2004, 2005; Melezhik et al., 2005]. В главе сделана попытка увязать конкретные региональные исследования в ОС с обсуждаемыми в научной печати моделями.

### 4.1.1. Глобальные процессы и события на рубеже архея и протерозоя (обзор)

Осадочные толщи палеопротерозоя в интервале 2,5–2,0 млрд лет (от сумия до людиковия включительно) имеют глобальное распространение и фиксируют последовательно сменяющиеся отчетливые события: тектонические, климатические и биогеохимические изменения в экзосфере Земли. Это: 1) суперплюм (2,48–2,45 млрд лет), выразившийся в повсеместном распространении бимодальных вулканических и плутонических пород, начало рифтогенеза и накопление полосчатых железорудных формаций (BIF); 2) глобальное оледенение (2,45–2,30 млрд лет), сопровождаемое отклонениями в изотопном составе углерода; 3) период интенсивного выветривания; 4) суперплюм (2,25–2,20 млрд лет), ставший причиной второй стадии рифтогенеза, сформировавший рои даек и вызвавший излияния платобазальтов; 5) глобальная аномалия карбонатного углерода (2,22–2,10 млрд лет); 6) рост содержания кислорода в атмосфере; 7) окончательный раскол суперконтинента Кенорландия (2,1–2,0 млрд лет). Распознавание этих событий в осадочной летописи Земли с помощью комбинации стратиграфических методов и точной геохронологии имеет огромный потенциал для межрегиональных корреляций и познания эволюции палеопротерозойской экзосферы.

Интервал 2,5–2,0 млрд лет был временем значительных перемен в истории Земли. Наращивание площади суперконтинента Кенорландии, начавшееся около 2,48 млрд лет назад, совпало с накоплением железистых формаций и бимодальным магматизмом на континентальных окраинах, что зафиксировано первыми мощными осадочными толщами на кратонах. После накопления железистых формаций рифтогенез сменяется процессом сжатия, проявившегося и на других кратонах. Вскоре климат резко изменился, началось покровное оледенение, достигавшее низких широт и состоявшее из трех ледниковых эпох. Накопление осадочных карбонатных толщ с негативными значениями изотопов углерода произошло после второй эпохи оледенения. Рост содержания кислорода в атмосфере совпал с этим оледенением. Зрелые песчаники, красноцветы и обогащенные алюминием глинистые породы свидетельствуют о значительном химическом выветривании на континентах после парниковых условий в меж- и постледниковье. Осадочные толщи возрастом 2,22–2,10 млрд

лет включают в себя карбонатные породы с аномально высокими положительными значениями $\delta^{13}C_{карб}$, указывающими на значительное отклонение в изотопном составе морской воды. Конец изотопной аномалии углерода в интервале 2,11–2,06 млрд лет совпадает с накоплением марганца, фосфоритов, железистых формаций и углеродистых сланцев, вероятно, связанных с развитием океанических бассейнов. Этот временной интервал совпадает с окончательным расколом Кенорландии.

Сопоставление осадочных толщ докембрия затруднено вследствие несовершенства возрастных определений границ стратиграфических подразделений. Преодолеть эту трудность можно с помощью событийно-стратиграфического метода, основанного на выделении толщ, маркирующих глобальные события. Такой подход особенно полезен для палеопротерозоя, поскольку в интервале от 2,5 до 2,0 млрд лет назад экзосфера Земли испытала целый ряд кардинальных тектонических, климатических и биогеохимических изменений, зафиксированных в геологической летописи как глобальные события.

*Гуронское оледенение.* Глобальное оледенение (2450–2220 млн лет назад), внезапно начавшееся после стабильных климатических условий, является первым значительным биосферным событием в раннем палеопротерозое. В разрезе гуронской надгруппы (надсерии) к северу от Великих озер установлено три ледниковых горизонта. Их возраст оценивается приблизительно в 2,33–2,22 млрд лет [Crowell, 1999]. Хорошо обнаженные и изученные разрезы гуронской надгруппы демонстрируют мощные преимущественно силикластические толщи вдоль южной окраины кратона Сьюпириор. Породы изменены в зеленосланцевой стадии метаморфизма [Card, 1978]. Нижняя часть разреза накопилась в обстановке рифта, возможно на востоке соединявшегося с океаном. Верхняя часть разреза, начиная со свиты Гоуганда, сформировалась в условиях пассивной окраины, заполнявшейся силикластическими осадками [Young et al., 2001]. Гуронская надгруппа делится (по несогласиям) на 4 группы (серии). Верхние три представлены климатически контролируемыми циклами с базальными ледниковыми диамиктитами, перекрытыми дельтовыми глинистыми или карбонатными осадками и мощной толщей флювиальных песчаников. Основание надгруппы залегает несогласно с сохранившейся местами палеопочвой на породах архея. Базальные конгломераты с детритовым пиритом и уранинитом свидетельствуют о низком парциальном давлении кислорода в атмосфере. По датированию вулканитов основного состава и секущих гранитов возраст основания гуронского разреза лежит в интервале 2,49–2,45 млрд лет [Krogh et al., 1984, 1996; Smith, Heaman, 1999]. По всему разрезу зафиксированы силлы и дайки возрастом 2217,5 ± 1,6 млн лет [Andrews et al., 1986]. Красноцветные песчаники и алевролиты верхов свиты Гоуганда и окисленные палеопочвы, подстилающие красноцветы свиты Лоррэйн, являются первыми признаками кислородной атмосферы [Young et al., 2001]. Псевдоморфозы по ангидриту в свите Гордон Лэйк свидетельствуют об интенсификации окислительной части цикла серы [Chandler, 1988]. Обогащенные алюминием кварцито-песчаники свиты Лоррэйн, залегающие выше ледниковых диамиктитов свиты Гоуганда, подверглись интенсивному химическому выветриванию вследствие быстрого увлажнения климата после оледенения. Направления течений, замеренные в нижнегуронских песчаниках, совместно с данными фациального анализа и изменения мощности отложений предполагают наличие палеосклона, направленного к югу и местами осложненного поднятиями фундамента [Bekker et al., 2005].

Наиболее убедительные возрастные датировки этого события получены в Южной Африке, где ледниковые диамиктиты возрастом 2316 ± 7 Ma [Hannah et al., 2004] залегают несогласно на различных осадочных, в том числе полосчатых железистых формациях. Некоторые ученые связывают гуронское ледниковое событие с окончанием (коллапсом) архейского метанового парникового эффекта, вызванного ростом содержания атмосферного кислорода [Claire et al., 2006], в то время как другие ссылаются на множественность вызвавших его причин [Melezhik, 2006].

В ОС с гуронским оледенением традиционно связывают полимиктовые конгломераты и ленточные сланцы сариолийского надгоризонта. Предположение о гляциогенном происхождении этих образований, высказанное в начале XX века [Эскола, 1967], позднее подтвердилось находками диамиктитов [Negrutsa, Negrutsa, 1981] и дропстоунов [Ojakangas, 1988], свидетельствующих об участии в осадконакоплении ледниковых процессов.

*«Великое окислительное событие».* Данные по изотопии S, свидетельствующие об исчезновении масс-независимых меток осадочных сульфидов, доказывают существенное увеличение содержания кислорода в атмосфере в интервале от 2450 до 2320 млн лет, приблизительно совпадающим по времени с гуронским оледенением [Hannah et al., 2004]. Аномально высокие продуктивность и темпы захоронения органического углерода, вызванные значительным ростом содержания кислорода, отражены в ломагунди-ятулийском изотопном событии. Положительная изотопная аномалия

$\delta^{13}C_{карб}$, первоначально считалась причиной «великого окислительного события», но в настоящее время начало резкого роста кислорода по данным масс-независимой изотопии серы удревнено (2330–2060 млн лет) [Bekker et al., 2004; Guo et al., 2009]. Поскольку первые кислородные фотосинтетики появились более 2700 млн лет назад [Olson, 2006], данное событие могло быть вызвано уменьшением кислородного резервуара из-за окисления восстановленных вулканических и метаморфических флюидов, а не из-за увеличения источника кислорода [Melezhik et al., 2005a]. С другой стороны, изменения окислительного состояния континентальной коры стало причиной соответствующего уменьшения кислородного резервуара. Это позволяет предположить, что вулканические процессы могли вызвать рост содержания атмосферного кислорода после гуронского оледенения [Melezhik et al., 2010].

Дополнительным доказательством существования «великого окислительного события» являются породы возрастом около 2100 млн лет, в изобилии содержащие сингенетический барит и псевдоморфозы по сульфатам кальция. Наличие эвапоритов подразумевает, что приповерхностные воды были окислены и что сульфаты начали накапливаться вблизи поверхности моря. Это предположение согласуется с разбросом данных по $\delta^{34}S$, зафиксированным для этого временного интервала. Как много было морских сульфатов, остается неизвестным, но существование значительного сульфатного резервуара 2100 млн лет назад противоречит точке зрения, что до мезопротерозоя осаждению $CaSO_4$ препятствовали малые размеры сульфатного резервуара и высокое насыщение карбонатами морской воды [Kah et al., 2004].

Геологические и геохимические индикаторы указывают на то, что атмосфера еще оставалась бескислородной во время тектоно-магматического события 2,48–2,45 млрд лет (рис. 4.1). Это: 1) восстановленные палеопочвы в основании разреза Гурона, 2) детритовые зерна пирита и уранинита в свите Матиненда, 3) изотопный состав S из диагенетических сульфидов, 4) отсутствие Ce аномалии в железорудных формациях этого возрастного интервала из Южной Африки. Отложения, перекрывающие древнейшие ледниковые диамиктиты, имеют в своем составе радиоактивные и пиритсодержащие конгломераты и песчаники, что предполагает низкий уровень содержания кислорода между первым и вторым ледниковыми событиями. Имеется множество свидетельств того, что количество кислорода в атмосфере значительно возросло между вторым и третьим ледниковыми событиями. Породы, перекрывающие наиболее молодые палеопротерозойские ледниковые диамиктиты, содержат множество свидетельств существования окислительной атмосферы начиная с рубежа 2,22 млрд лет назад [Bekker et al., 2005].

*«Ломагунди-ятулийский парадокс».* В геологической летописи зафиксировано два временных интервала, когда морские карбонатные осадки значительно обогащались изотопом углерода $^{13}C$, один в палеопротерозое, другой в неопротерозое. В интервале 2,2–2,1 млрд лет средние значения $\delta^{13}C_{карб}$ достигают величины 10 ‰ и более, при среднем значении $\delta^{13}C$ морских карбонатов 0 ‰ [Karhu, Holland, 1996]. Изотопный баланс масс предполагает значительное увеличение скорости захоронения органического углерода в это время. Процесс захоронения органического углерода является источником поступления кислорода в окружающую среду, следовательно, это событие связано с насыщением земной атмосферы кислородом. Однако согласно некоторым исследованиям, процесс окисления атмосферы начался на 150 млн лет раньше изотопной аномалии карбонатного углерода [Bekker et al., 2004].

Необычно обогащенные $^{13}C$ палеопротерозойские осадочные карбонаты представляют одну из ранних и главных перестроек глобального цикла углерода в земной истории, названного «ломагунди-ятулийский парадокс» [Melezhik, Fallick, 1996]. Эта изотопная аномалия является уникальной как по своей длительности (> 300 млн лет), так и по величине обогащения $^{13}C$, и связана с серией других значимых изменений в земной системе.

*Фундаментальные изменения в раннем диагенезе органического вещества.* За исключением пород карбонатной фации полосчатой железистой формации значения $\delta^{13}C$ первичных и диагенетических карбонатов из пород допалеопротерозойского возраста группируются около 0 ± 3 ‰. Конец ломагунди-ятулийского события отмечен первым известным появлением, а затем и глобальным распространением диагенетических карбонатных конкреций с отрицательными значениями $\delta^{13}C_{карб}$. Эти конкреции разнообразны и многочисленны в осадочных толщах возрастом 2,0 млрд лет и представляют важнейший этап в эволюции биосферы, связанный с установлением современного стиля круговорота органического вещества [Melezhik et al., 2005a].

Бактериальный серный метаболизм появился приблизительно 3,47 млрд лет назад [Shen, Buick, 2004]. Несмотря на отсутствие многочисленных доказательств биогенности, микробиальная сульфатредукция с минимальным изотопным фракционированием либо из-за высокой температуры

и/или чрезвычайно низкой концентрации сульфата в океане предполагается начиная с архея. Осадочные толщи возрастом 2,0 млрд лет значительно отличаются от более древних большим количеством различных диагенетических генераций сульфидов железа – значения $\delta S^{34}$ от –22 до +31 ‰. Такие значения являются доказательством бактериальной сульфатредукции и подразумевают глубокое изменение характера глобального цикла серы. Он становится близким к современному, при котором окислительное выветривание, перенос реками сульфатов в океан и биологический серный цикл доминируют над вулканически-гидротермальным циклом серы [Melezhik et al., 2005a].

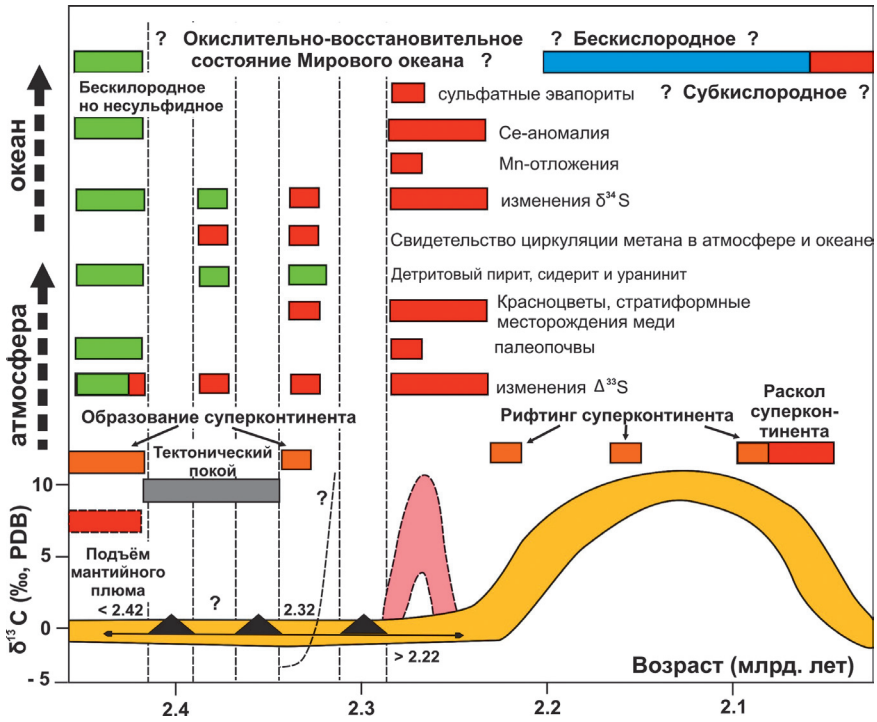



Рис. 4.1. Индикаторы окислительной (красный цвет) и восстановительной (зеленый цвет) обстановок в атмосфере и океане раннего палеопротерозоя [Bekker, Kaufman, 2007]. События вдоль временной горизонтальной оси: тектоно-термальное 2,48–2,45 млрд лет, три оледенения 2,4–2,3 млрд лет (черные треугольники) и кривая изотопного состава карбонатного углерода (желтый цвет) [Karhu, Holland, 1996] с дополнительными данными (пунктир) [Bekker et al., 2001, 2005]. Индикаторы распределены снизу вверх от более к менее чувствительным к уровню кислорода

Древнейшие из известных фосфоритов обычно связаны с сульфидами и органическим веществом в толщах возрастом 2,0 млрд лет. Наиболее распространенный способ концентрации растворенного фосфата в донных осадках включает органическое вещество, содержащее фосфат, сконцентрированный за счет биологической активности. Осадки возрастом 2,0 млрд лет фиксируют главное изменение в диагенетической минерализации органического вещества, возможно, отражающее начало или увеличение скорости диссимиляторной сульфатредукции, что, в свою очередь, увеличило концентрацию интерстициального фосфата [Melezhik et al., 2010].

*Людиковийское черносланцевое событие (феномен «Шуньга»).* Наиболее значимое накопление ОВ и, соответственно, образование гигантского объема нефти произошло около 2 млрд лет назад сразу после ломагунди-ятулийского события [Melezhik et al., 2009], хотя проявления раннедокембрийской нефти известны из многих мест на Земле. Залежи ОВ, существенно обедненного $^{13}C$, возрастом 2,0 млрд лет обнаружены в Северной Америке, Гренландии, Северной Африке и на северо-западе России [Melezhik et al., 2004]. Они отражают глобальное людиковийское черносланцевое событие. Многочисленные данные позволяют предположить, что наиболее вероятным источником ОВ являлись планктонные микроорганизмы, а причинами беспрецедентного по масштабу его накопления были высокая биопродуктивность и благоприятные условия сохранности, при которых не происходило полное окисление ОВ до $CO_2$.

### 4.1.2. Ломагунди-ятулийское изотопное событие

Палеопротерозойские водные бассейны испытали резкое отклонение в изотопном составе углерода в интервале от 2,2 до 2,1 млрд лет назад [Karhu, Holland, 1996]. Свидетельства этого отклонения зафиксированы в карбонатных осадках того времени. Значения $\delta^{13}C_{карб}$ систематически выше 4 ‰, часто достигая 10 ‰[1]. Данные значения сильно отличаются как от предшествующих, так и от последующих интервалов геологического времени, когда величина $\delta^{13}C_{карб}$ оставалась постоянной и близкой к 0 ‰ [Strauss et al., 1992]. Поскольку океаны являются основным резервуаром углерода на поверхности Земли, такое отклонение должно быть вызвано значимой перестройкой в глобальном углеродном цикле.

Помимо положительного отклонения в изотопном отношении углерода в океанах, Земля в палеопротерозое испытала и другие системные перестройки. Глобальное магматическое событие 2,45 млрд лет назад обусловило пик в отложении полосчатых железистых формаций [Barley et al., 1997; Heaman, 1997]. Выделено три этапа оледенения в интервале 2,45–2,22 млрд лет назад [Eyles, Young, 1994]. Наиболее значимым изменением в земной системе явился рост содержания кислорода в атмосфере 2,3–2,0 млрд лет назад [Holland, 1994]. Для понимания взаимосвязи между отклонениями в изотопном составе углерода и этими глобальными событиями важно знать форму и временные рамки кривой значений величины $\delta^{13}C_{карб}$.

Сводка изотопных анализов углерода из осадочных карбонатных пород палеопротерозойского возраста, опубликованная Ю. Карху и Х. Холландом [Karhu, Holland, 1996], показала однопиковую кривую положительных значений $\delta^{13}C$ в интервале 2,2–2,1 млрд лет назад (см. рис. 4.1). В.А. Мележик и др. представили более сложную кривую, состоящую из 4 пиков в интервале 2,3–1,9 млрд лет назад [Melezhik et al., 1999в]. Такое мультимодальное распределение похоже на изотопную кривую, полученную для неопротерозойских океанов, где максимумы значений $\delta^{13}C_{карб}$ чередуются с резкими минимумами, совпадающими с оледенениями [Jacobsen, Kaufman, 1999].

Наиболее значимые данные, определяющие начало и конец изотопной аномалии углерода, получены из осадочных карбонатных пород Фенноскандинавского щита. Эти породы образовались из карбонатных осадков в бассейнах, сформировавшихся в результате рифтинга архейского кратона и возникновения пассивных материковых окраин примерно 2,2–2,1 млрд лет назад. Новые изотопные определения углерода и возраста горных пород, опубликованные в последние годы, обновляют и детализируют палеопротерозойскую кривую положительных значений $\delta^{13}C$.

Первые свидетельства значительного сдвига в отношении изотопов углерода в палеопротерозое были получены Э.М. Галимовым по результатам 4 анализов доломитов из Кейв на Кольском полуострове (два анализа показали значения $\delta^{13}C_{карб}$ 8,0 и 8,1 ‰) и из Райгубы в Карелии (два анализа показали значения $\delta^{13}C_{карб}$ 6,3 и 9,1 ‰). Позднее эти данные были дополнены 5 анализами из Кейв со средним значением $\delta^{13}C_{карб}$ 7,4 ‰ и 20 анализами из центральной Карелии со средним значением $\delta^{13}C_{карб}$ 7,5 ‰. Одновременно М. Шидловски опубликовал результаты 8 анализов доломитов из Перяпохья в северной Финляндии, где значения $\delta^{13}C_{карб}$ меняются от 3,1 до 8,6 ‰ (5,2 ‰ в среднем) и привел первые данные по серии Ломагунди в Зимбабве [Schidlowski et al., 1975]. Исключая 4 образца неопределенного стратиграфического положения, 11 образцов показали высокие положительные значения $\delta^{13}C_{карб}$ от 7,3 до 13,4 ‰ (при среднем значении 9,7 ‰). Отмечая необычно высокие положительные значения величины $\delta^{13}C_{карб}$, авторы заключили, что для их объяснения не стоит привлекать какие-то особенные условия осадконакопления доломитов Ломагунди.

Необычные изотопные характеристики карбонатных пород Ломагунди привели М. Шидловски к повторному отбору образцов и новым детальным изотопным исследованиям [Schidlowski et al., 1976]. Было проанализировано 67 образцов доломитов, показавших среднее значение величины $\delta^{13}C_{карб}$ = 8,2 ‰, кроме того, было показано, что доломиты Ломагунди мало изменены и, возможно, сохранили свой первичный изотопный состав. Мотивированные проблемой привлечения модели глобального углеродного цикла для объяснения полученных результатов, авторы изменили ранее высказанную точку зрения и предположили, что доломиты Ломагунди накапливались в необычных локальных условиях, вызвавших обогащение карбонатного осадка тяжелым изотопом углерода.

Вывод о локальном характере причин утяжеления изотопного состава углерода был впоследствии оспорен, после того как стали известны палеопротерозойские карбонатные породы, обогащенные $^{13}C$, распространенные как локально: Норвегия [Baker, Fallick, 1989a], Шотландия [Baker,

[1] $\delta^{13}C$ – это отношение (R) содержания изотопов $^{13}C$ и $^{12}C$, измеренное в образце к отношению стандарта V-PDB и выраженное в промиллях: $\delta^{13}C = (R_{образец} / R_{стандарт} - 1) \times 10^3$.

Fallick, 1989b], Украина, так и регионально по Фенноскандинавскому щиту [Юдович и др., 1990; Karhu, 1993]. С тех пор существование глобального события, вызвавшего кардинальные изменения в палеопротерозойском цикле углерода, подтверждено многочисленными исследованиями по разным континентам и щитам: Северная Америка [Bekker et al., 2003; Melezhik et al., 1997], Южная Америка [Bekker et al., 2003], Фенноскандия [Melezhik et al., 1999; Karhu, Melezhik, 1992], Африка [Bekker et al., 2001; Buick et al., 1998; Master et al., 1993, 2010], Австралия [Lindsay, Brasier, 2002] и Индия [Maheshwari et al., 1999; Sreenivas et al., 2001]. Следует заметить, что обнаруженные карбонатные породы, обогащенные $^{13}C$, приурочены к различным фациальным обстановкам: мелководье, открытое море, изолированные бассейны. Это позволяет сгладить эффект утяжеления изотопного состава карбонатного углерода за счет таких локальных факторов, как жизнедеятельность цианобактерий-строматолитообразователей и гиперсоленых условий карбонатонакопления.

Величина распределения $\delta^{13}C_{карб}$ в осадочных карбонатных породах палеопротерозойского возраста по всему Фенноскандинавскому щиту имеет два максимума: около 1 и 10 ‰ [Karhu, 1993]. Причем если карбонатные породы с величиной $\delta^{13}C_{карб}$ около 1 ‰ распространены по всей территории, то карбонатные породы с величиной $\delta^{13}C_{карб}$ около 10 ‰ приурочены исключительно к архейскому кратону и одному временному интервалу. Карбонатные осадки, обогащенные изотопом $^{13}C$, накапливались в ятулийское время, когда кратон испытывал процессы рифтинга. Поскольку карбонатные породы с величиной $\delta^{13}C_{карб} > 4$ ‰ распространены регионально на площади около 720 000 км$^2$, обогащение осадков тяжелым изотопом углерода не могло быть вызвано локальными особенностями осадконакопления. Во всех районах распространения ятулийских карбонатных пород наблюдается один максимум значений величины $\delta^{13}C$: Перяпохья и Куусамо в северной Финляндии [Karhu, 1993], Печенга и Имандра-Варзуга на Кольском полуострове [Karhu, Melezhik, 1992], Онежский осадочный бассейн в Карелии [Melezhik et al., 1999в]. В Онежском бассейне мощность толщи доломитов, обогащенных $^{13}C$, превышает 800 м. Несмотря на то что в отдельных районах своего распространения карбонатные толщи сохранились лишь частично, совокупность фактов свидетельствует о существовании одной продолжительной во времени аномалии изотопного состава карбонатного углерода [Karhu, 2005].

Данные по Фенноскандинавскому щиту позволяют определить хронологические границы этой аномалии. По изотопным определениям возраста из районов Куусамо и Перяпохья начало изотопной аномалии приурочено к рубежу более чем 2,21 млрд лет назад. Карбонатные породы с высокими значениями величины $\delta^{13}C_{карб}$ моложе несогласия и интенсивного выветривания на рубеже около 2,3 млрд лет назад. Максимальный возраст 2405 ± 6 млн лет определен U-Pb методом по цирконам из гальки изверженных пород в базальном конгломерате, подстилающем карбонатные породы в Куусамо [Silvennoinen, 1991]. Однако даже эту цифру нельзя считать временем начала аномалии, так как в основании карбонатного разреза величина $\delta^{13}C_{карб}$ превышает 4 ‰ [Karhu, 1993].

Конец изотопной аномалии определяется по возрастным датировкам из двух районов Финляндии. В Киителисваара цирконы из лав, подстилающих доломиты с уменьшающимися значениями величины $\delta^{13}C_{карб}$, имеют U-Pb возраст 2113 ± 4 млн лет. В Сиилинъярви кислые лавы, перекрывающие карбонатные породы со значениями величины $\delta^{13}C_{карб}$ близкими к 0 ‰, датированы U-Pb методом по цирконам 2062 ± 2 млн лет. Комбинация этих двух датировок определяет конец изотопной аномалии углерода во временном интервале от 2113 ± 4 до 2062 ± 2 млн лет назад [Karhu, 1993]. Данные из района Перяпохья позволили уточнить верхний возрастной рубеж аномалии. Кислые эффузивные порфиры, с которыми чередуются доломиты и черные сланцы, имеют U-Pb возраст по цирконам равный 2050 ± 8 млн лет [Perttunen, Vaasjoki, 2001]. По четырем определениям из этих доломитов, имеющих первично-осадочный изотопный состав, средняя величина $\delta^{13}C_{карб}$ оказалась равной –0,52 ± 0,81 ‰ [Karhu, 2005]. Непосредственно подстилающие их карбонатные толщи серии Кивало характеризуются аномально высокими значениями величины $\delta^{13}C_{карб}$. Таким образом, около 2050 ± 8 млн лет значения величины $\delta^{13}C_{карб}$ в морских карбонатах снова стали около 0 ‰, зафиксировав конец изотопной аномалии карбонатного углерода.

Кривая распределения величины $\delta^{13}C_{карб}$ в палеопротерозое по мировым данным имеет максимум в интервале 2,2–2,1 млрд лет [Karhu, Holland, 1996]. В компиляцию включались данные по карбонатным породам с точностью возрастных датировок не более чем ± 125 млн лет, при этом предпочтение отдавалось U-Pb датированию цирконов из магматических пород, а при отсутствии таковых использовались Pb-Pb датировки карбонатов. В последующем с появлением новых данных как по изотопным определениям $\delta^{13}C_{карб}$, так и по новым изотопным определениям возраста график кривой был дополнен и уточнен [Karhu, 2005]. Например, появились новые возрастные определения доломитов Ломагунди 2150 ± 50 млн лет, полученные Pb-Pb методом по карбонатам

[Schidlowski, Todt, 1998]. Высокие положительные значения величины $\delta^{13}C_{карб}$ (9,7 ± 2,8 ‰ в среднем) были обнаружены в карбонатных породах Лабрадорского трога в Канаде [Melezhik et al., 1997]. По данным U-Pb датирования цирконов возраст этих пород составляет от 2169 ± 2 до 2142 ± 4 млн лет [Rohon et al., 1993]. В Западной Австралии карбонатные породы свиты Джадерина из осадочного бассейна Йеррида показали среднее значение величины $\delta^{13}C_{карб}$ 7,2 ± 0,7 ‰ по 11 анализам [Lindsay, Brasier, 2002]. Изотопный возраст карбонатных пород этой свиты, установленный Pb-Pb методом, равен 2170 ± 60 млн лет. Начало изотопной аномалии карбонатного углерода совпадает с возрастом свиты Руихугкт из серии Претория, определенным Re-Os методом в 2322 ± 15 млн лет.

Таким образом, опираясь на данные по Фенноскандии и Южной Африке, можно заключить, что начало изотопной аномалии лежит в интервале от 2,32–2,21 млрд лет назад, а конец – в интервале 2,11–2,06 млрд лет назад. Минимальная продолжительность ее во времени составила 100 млн лет, при этом значения $\delta^{13}C_{карб}$ в морских карбонатах достигали величины более 10 ‰. Изотопные геохимические и возрастные данные по другим докембрийским щитам примерно соответствуют данным, полученныи из карбонатных толщ Фенноскандинавского щита [Karhu, 2005]. Следует заметить, что не зафиксировано ни одного стратиграфического подразделения палеопротерозоя моложе 2,06 млрд лет, в котором значения $\delta^{13}C_{карб}$ превышали бы 4 ‰. Форма изотопной аномалии в палеопротерозое резко отличается от неопротерозойской кривой, которая характеризуется длительными интервалами положительных значений $\delta^{13}C_{карб}$, чередующимися с короткими минимумами, совпадающими с оледенениями [Jacobsen, Kaufman, 1999]. Палеопротерозойские карбонатные толщи, накопившиеся в интервале 2,2–2,1 млрд лет, образовались после трех ледниковых событий. На Фенноскандинавском щите гляциогенные толщи сариолия отделены от перекрывающих их доломитов с высокими значениями $\delta^{13}C_{карб}$ несогласием возрастом около 2,3 млрд лет.

Изменения в изотопном составе карбонатного углерода отражают геохимическую эволюцию углеродного цикла на протяжении длительного времени земной истории. Углеродный баланс масс предполагает, что изотопная аномалия связана с увеличением скорости захоронения органического углерода относительно карбонатного. Это, в свою очередь, способствовало высвобождению большого количества кислорода как побочного продукта. Множество геохимических и геологических данных свидетельствует о значительном росте уровня атмосферного кислорода в интервале 2,3–2,0 млрд лет назад [Holland, 1994]. Открытие масс-независимого фракционирования изотопов серы в сульфидах и сульфатах из осадочных пород древнее 2,47 млрд лет и отсутствие такого фракционирования в породах моложе 2,4 млрд лет явилось независимым доказательством в пользу коренного изменения содержания атмосферного кислорода в палеопротерозое. Причина и эффект взаимодействия тектонических и экологических событий, вызвавших столь фундаментальное изменение, еще слабо изучены. Требуются дальнейшие исследования как для выяснения этих взаимоотношений, так и для освещения значимости изотопной аномалии карбонатного углерода в необратимом процессе насыщения кислородом атмосферы, океанов и земной поверхности в целом.

*Онежская структура*. За последнее время существенно пополнились данные по изучению изотопного состава карбонатов, что позволило произвести их статистическую обработку [Хейсканен, Рычанчик, 1999; Melezhik et al., 1999]. Карбонатные породы (строматолитовые доломиты с подчиненным количеством магнезита) вопреки их органогенно-осадочной природе характеризуются повышенным содержанием тяжелого изотопа углерода. Значения $\delta^{13}C_{карб}$ варьируют в пределах от +5,7 до 17,2 ‰ (среднее +9,9 ± 2,3 ‰) и $\delta^{18}O$ от 18,6 до 26,0 ‰ (среднее +22 ± 1,6 ‰). Отмечается увеличение $\delta^{13}C_{карб}$ стратиграфически сверху вниз, от 8 до 17,2 ‰, в то время как колебания $\delta^{18}O$ не имеют четкой системы. Эти данные в основном согласуются с ранее опубликованными [Ахмедов и др., 1993; Юдович и др., 1990; Karhu, 1993; Tikhomirova, Makarikhin, 1993].

Доломит осаждался из диагенетического порового раствора, который по изотопии был, очевидно, схож с водами бассейна. Магнезит, встречающийся в виде прослоев мощностью 1–2 м, откладывался во вторую очередь стадии раннего диагенеза при эвапоритовых условиях. Магнезитовая минерализация сопоставляется с процессами, наблюдаемыми в плайевых озерах [Melezhik et al., 2001].

Формирование осадков с подобными вариациями $\delta^{13}C_{карб}$ (+5 … +17 ‰) в современных условиях не отмечается. Диагенетическая и эвапоритовая модели так же, как и модель замкнутого бассейна с высокой биопродуктивностью, неприемлемы, т. к. они противоречат имеющимся данным. Аномалия $\delta^{13}C_{карб}$ Онежского палеобассейна имеет глобальный масштаб, поскольку фиксируется повсеместно. Как один из возможных механизмов, обусловивших аномалию, рассматривается интенсификация накопления органического углерода. Этот процесс мог происходить

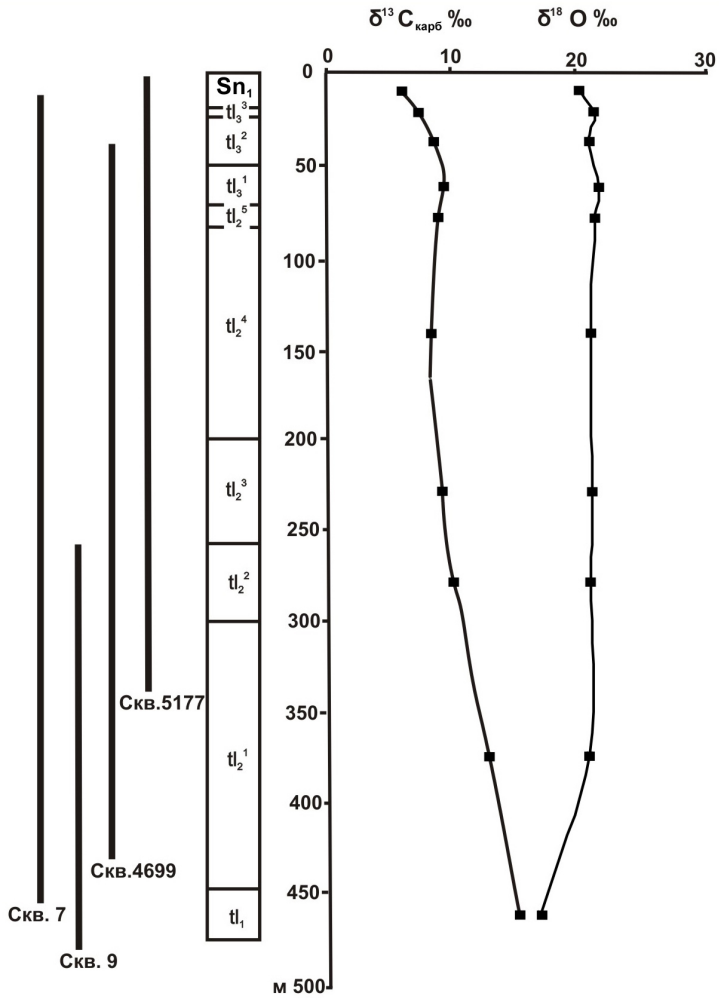



Рис. 4.2. Вариации $\delta^{13}C_{карб}$ (относительно PDB) в туломозерской свите:

линией соединены средние значения для пачек

за пределами Онежского палеобассейна. Для объяснения причин привлекаются: тектоническая модель, модель расслоенного океана, а также модель строматолитового бассейна (залив Шарк-бей) как возможные механизмы, контролирующие рост значений $\delta^{13}C_{карб}$ [Melezhik et al., 1999в].

На рис. 4.2 показаны вариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород туломозерской свиты. Данные были получены авторами при описании и опробовании опорных скважин, пробуренных Карельской геологической экспедицией в Северо-Онежском синклинории, где вскрыт наиболее полный разрез свиты. Изотопные определения проводились в Реакторном центре Шотландских университетов в г. Глазго (Великобритания).

Представленные диаграммы отчетливо показывают, что карбонаты туломозерской свиты в целом имеют аномально тяжелый изотопный состав углерода, варьирующий от +5 до +17 ‰, что значительно отличается от нормальных карбонатных отложений, для которых характерны значения близкие к нулевым. Также отчетливо видно, что наиболее высокие значения величины $\delta^{13}C_{карб}$ приурочены к самым нижним частям туломозерской свиты. Изотопный состав кислорода по разрезу свиты меняется слабо. Его значения варьируют от +15 до +25 ‰ (относительно SMOW), что несколько ниже тех же величин в современных карбонатах, для которых характерны значения $\delta^{18}O$ от +20 до +30 ‰. Лишь в самых нижних частях рассматриваемого разреза заметно некоторое облегчение изотопного состава карбонатного кислорода.

Таким образом, аномалия тяжелого углерода в ятулийских карбонатах Онежской структуры имеет тенденцию к стратиграфическому контролю. Положительные значения $\delta^{13}C_{карб}$ выходят за рамки нормальных морских и пресноводных карбонатов. На границе с людиковием значения $\delta^{13}C_{карб}$ приближаются к нулю. В верхней части заонежского горизонта изотопный состав карбонатного углерода заметно облегчается [Медведев, Рычанчик, 1994]. Вероятно, большая часть карбонатных пород этого стратиграфического уровня имеет диагенетическое происхождение, связанное с изотопно-легким свободным углеродом. Общий тренд изменений изотопного состава кислорода карбонатов указывает на прямую корреляцию с трендом изменений изотопного состава углерода, с небольшим запаздыванием величины значений $\delta^{18}O$ относительно $\delta^{13}C_{карб}$ (рис. 4.3).

Массовое накопление карбонатных осадков и изотопия входящего в их состав углерода в конечном итоге были предопределены закономерностями геодинамического развития планеты. При этом синхронность массового появления карбонатов с изотопно-тяжелым углеродом и свободного кислорода в атмосфере, проявившего себя, в частности, в процессах выветривания, не является случайной. Это явление, побудившее исследователей к поискам фоссилизированного вещества, может найти объяснение не в его захоронении, а в беспрецедентном росте объема биомассы в биосфере, вызванном потеплением климата после сариолийской эпохи оледенения и частью связанного с этим быстрого роста объема и еще более быстрого увеличения площади водных бассейнов.

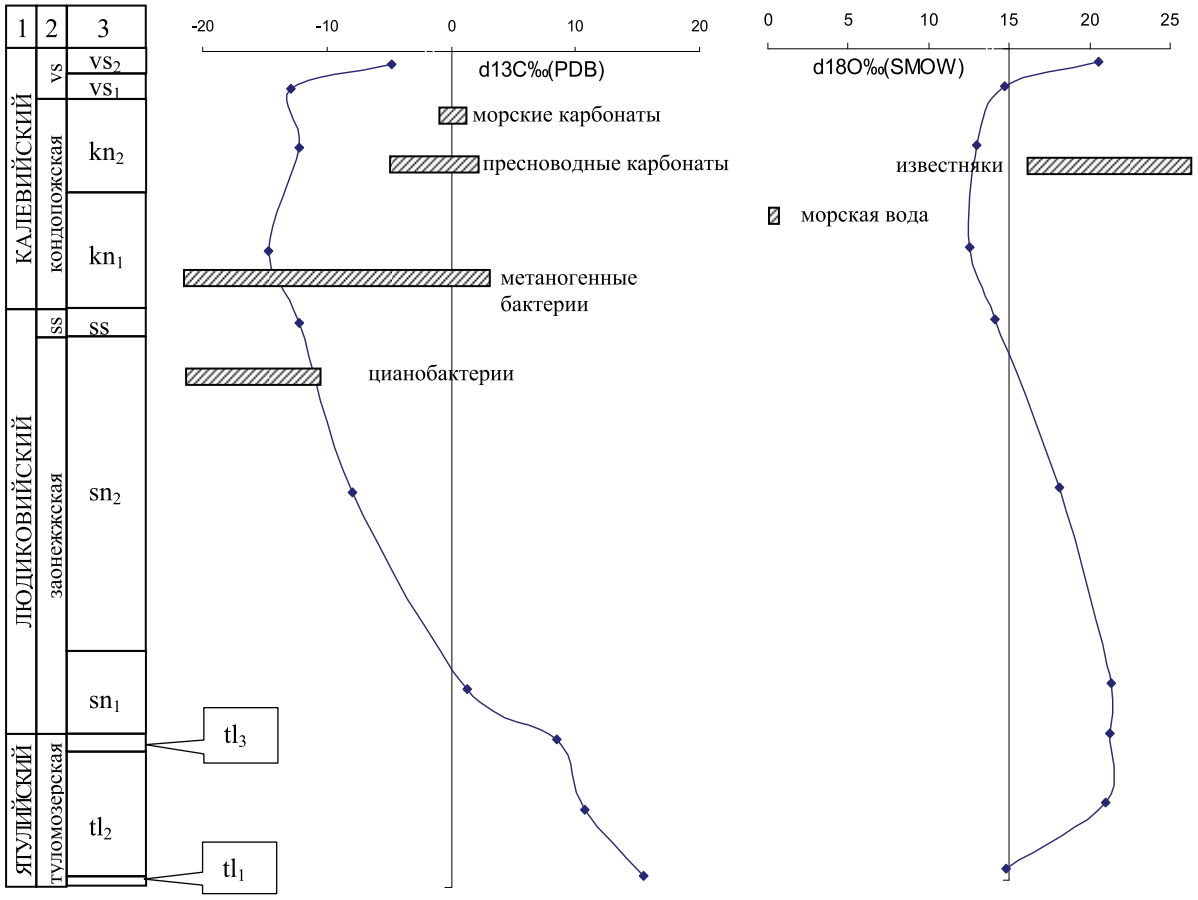



Рис. 4.3. Изменение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов в разрезе нижнепротерозойских отложений Онежской структуры:

ss – суйсарская свита, vs – вашозерская свита; столбцы в колонке: 1 – надгоризонт, 2 – свита, 3 – подсвита

### 4.1.3. Окисление верхней мантии и насыщение кислородом экзосферы Земли

Вулканические породы возрастом 2060 млн лет имеют высокие $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ отношения, свидетельствующее о вероятном изменении окислительно-восстановительного потенциала вулканических газов, которое могло вызвать необратимое окисление атмосферы Земли. В разрезе ятулийского надгоризонта в ОС выделяются 3 фазы вулканизма [Голубев, Светов, 1983], различающиеся геохимическими характеристиками и степенью окисленности (отношение $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$). Признаки процесса мантийного окисления базальтов этого стратиграфического уровня фиксируются и на Кольском полуострове. В вулканогенной части куэтсъярвинской серии Печенгской структуры, входящей в состав ятулийского надгоризонта, встречены базальты с лопардитовыми текстурами – с шаровой отдельностью, в которой шары и межшаровое пространство зонально окислены и приобретают цвета от зеленого и желтого до оранжевого и красного, образуя полосчатый и пятнистый узор породы. Средняя степень окисленности этих вулканитов составляет 0,37. Скважинами проекта FAR-DEEP вскрыто более 300 м интенсивно-окисленных базальтов, которые могут интерпретироваться как признаки окисления магмы в верхнемантийных очагах [Melezhik et al., 2010].

Степень окисленности ятулийских базальтов Карелии в целом сопоставима с куэтсъярвинскими, а в ОС может достигать 0,75 (рис. 4.4). В пользу гипотезы окисления свидетельствует характерный красноватый цвет пород (краснокаменное изменение), местами обильная вкрапленность гематита. Существует и альтернативный вариант окисления базальтов – в коровых очагах. В этом случае разные порции выжимаемой магмы должны были бы иметь разную степень окисленности.

Множество признаков существования окислительных условий на земной поверхности зафиксировано в терригенно-карбонатных толщах верхнего ятулия в ОС, развитых на площади 2000 км$^2$ при средней мощности сохранившихся пород 500 м. Разрезы отложений онежского горизонта

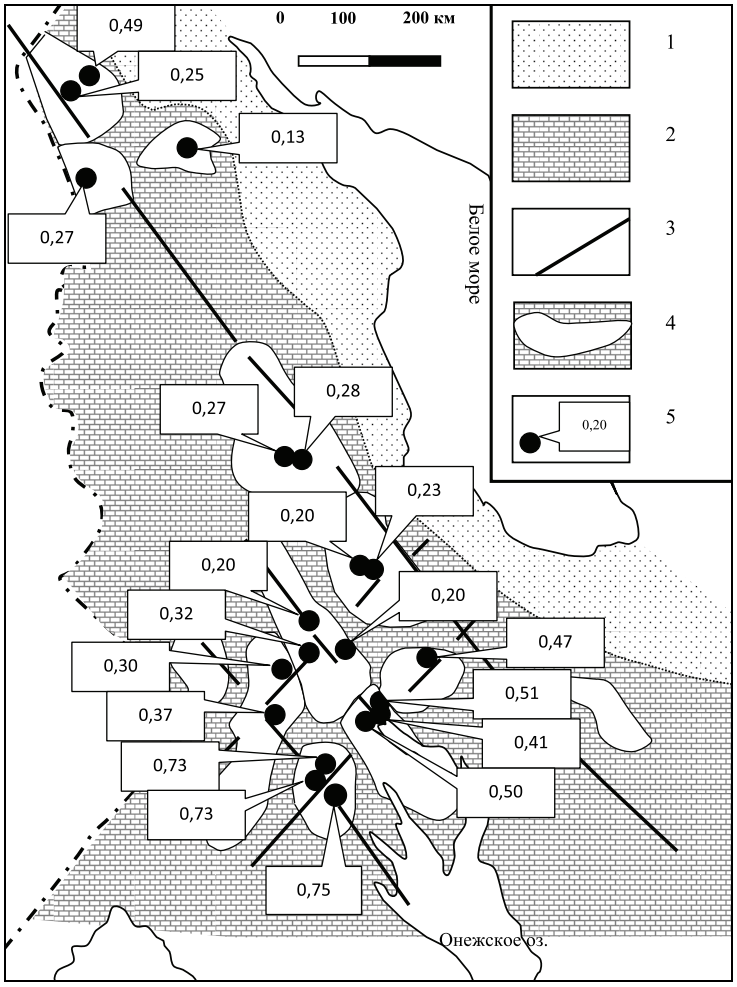



Рис. 4.4. Степень окисленности ятулийских базальтов [Голубев, Светов, 1983]:

1 – область континентального выветривания и сноса обломочного материала; 2 – область бассейнового осадконакопления; 3 – основные магмовыводящие разломы; 4 – лавовые поля; 5 – местоположение разрезов и коэффициент окисленности базальтов

ятулия были задокументированы с максимальной детальностью для того, чтобы получить литологические данные, пригодные для комплексной генетической интерпретации. Изучение выявило множественные свидетельства участия эвапоритовых процессов в ятулийском седиментогенезе. Общий разрез представляет собой магнезит-строматолит-доломит-красноцветную последовательность пород. Терригенные красноцветные отложения развиты по всему разрезу и представлены осадками, сформировавшимися в трех фациальных обстановках: 1 – разветвленная прибрежная речная система; 2 – замкнутая лагуна или бухта; 3 – плайевое озеро. В терригенно-карбонатных отложениях установлено массовое распространение псевдоморфоз карбонатов, реже других минералов по гипсу-ангидриту, а также магнезит и широкое развитие доломитов, образованных по пластовым залежам гипса. Имеются отдельные глиптоморфозы по скелетным кристаллам галита. Бывшие сульфаты кальция представляют собой доломитовые или кремнистые псевдоморфозы по ангидриту в виде единичных или сдвоенных кристаллов либо в виде разнообразных нодулей «цыплячьего пуха» или ламинитов с энтеролитными текстурами [Melezhik et al., 2005в]. Некоторые брекчии обладают особенностями отложений, характерных для соляного карста. Породы, содержащие признаки сульфатов и хлоридов, образованы из осадков, накопившихся в разных фациальных обстановках. Это иловые отложения плайевых озер, строматолитовые доломиты сабкхи, разнообразные доломиты, в т. ч. со строматолитами, и тонкослоистые глинисто-иловые осадки приливно-отливной зоны [Melezhik et al., 2000].

В результате бурения ОПС получены прямые доказательства существования соли и гипса-ангидрита в разрезе верхнего ятулия. Скважина вскрыла ангидрит-магнезитовую толщу пород мощностью около 300 м и залегающую под ней соленосную, существенно галитовую, толщу мощностью около 200 м [Морозов и др., 2010]. Былые соленосно-гипсовые отложения по самым умеренным оценкам на значительной территории составляли 20 % и более от общей мощности (до 800 м) верхнеятулийских осадков, что совместно с предположением об их первоначальной соленосности позволяет говорить о наличии существенно сульфатных раннепротерозойских эвапоритов. Такие эвапориты отмечают последствия событий, вызвавших насыщение кислородом земной поверхности, которое началось около 2320 млн лет назад, о чем свидетельствуют красноцветные континентальные отложения [Melezhik et al., 1999в].

### 4.1.4. Феномен «Шуньга»

Практически на всех докембрийских щитах в нижнем протерозое в период 2,1–1,85 млрд лет фиксируется природное явление (феномен «Шуньга»), заключающееся в гигантском накоплении биогенного ОВ и в последующем его перераспределении путем генерации и миграции УВ, а также за счет

переотложения как первичного, так и новообразованного ОВ. Характерные примеры: Канадский щит – бассейн Айрон Ривер-Кристл Фолс, свита мичигамм (США, шт. Мичиган); Фенноскандинавский щит – Онежская структура (Северо-Онежский синклинорий, заонежская свита), Карелия; зеленокаменный пояс Печенга, пилгуярвинская свита, Кольский п-в; сланцевый пояс северной Карелии, свита Петийокко (Финляндия); Воронежский массив, Тим-Ястребовская структура, тимская свита оскольской серии, КМА; бассейн Франсевиль, свиты FB-FD (Габон); геосинклиналь Пайн Крик, свита Вайт (северная Австралия); кратон Аравелли, свита джамаркотра (Индия). О гигантских объемах накопления ОВ, помимо содержания углерода в пелитовых породах, свидетельствуют большие площади сохранившихся структур и большие мощности черносланцевых отложений. Для палеобассейнов характерно как типично высокое (фоновое) содержание $C_{орг}$ (5÷7 %), так и экстремально высокое (10÷80 %). Биогенная природа ОВ большинства палеобассейнов доказана палеонтологическими находками, изотопными и геохимическими данными. Для большинства примеров выявлены также признаки эпигенетического перераспределения ОВ (концентрирования и рассеивания): экструзия органо-минерального вещества как в пределах первичного слоя, так и во вмещающие породы, массовая генерация УВ, последующая их миграция, накапливание в коллекторах, гипергенное разрушение пород с ОВ и ловушек УВ, перезахоронение терригенного материала с остаточным ОВ, в т. ч. с битумами. Большие объемы накопленного ОВ создавали условия для замедленного диагенеза и катагенеза и органического, и минерального вещества, а также предпосылки для образования карбонатных пород с экстремально низкими значениями $\delta^{13}C_{карб}$.

Феномен «Шуньга» имеет несколько основных признаков, по которым можно проводить сопоставление палеобассейнов и выявлять аналоги. В каждом из указанных районов присутствуют общие и особенные признаки феномена, совокупный анализ которых позволяет получить полную характеристику этого уникального природного явления. Изученность палеобассейнов разная, наиболее детально исследованы Онежская структура, бассейн Франсевиль, Тим-Ястребовская структура, бассейн Айрон Ривер-Кристл Фолс.

*Онежский палеобассейн*

В ОС объем сохранившегося углерода, по данным Н.В. Лопатина, составляет $65x10^9$ м$^3$. При этом количество исходного ОВ могло быть до $650x10^9$ м$^3$, а ежегодная биопродуктивность бассейна достигала 2÷4 кг $C_{орг}$/м$^2$ [Лопатин, 1983], что возможно при чрезвычайно благоприятных условиях. В расчетах приняты следующие параметры: мощность шунгитоносных отложений 600 м, площадь их распространения – 8000 км$^2$, минимальное содержание ШВ 2 %, в зоне раннего метагенеза сохранилось 10 % от объема исходного ОВ. Как видно, расчеты были сделаны без учета факторов эпигенетического перераспределения ОВ. Решение этой задачи не является тривиальным, поскольку в должной мере не исследована проблема сохранности ОВ на стадии формирования осадков, в диагенезе, катагенезе и при метаморфизме, не всегда возможно определение даже его типа (первичное, миграционное или переотложенное); не изучены процессы рассеивания или вторичного концентрирования ОВ. Изучение указанных процессов возможно на примере Северо-Онежского синклинория, поскольку низкий уровень метаморфизма обусловил сохранность генетических признаков ОВ, следов первичного взаимодействия гелей водного кремнезема, глин и ОВ, развития процесса миграции УВ в пределах залежей. Сохранились также признаки развития основных этапов формирования локальных купольных структур по законам диапировой тектоники, их разрушения и рассеивания ОВ. Информация о полном разрезе шунгитоносных свит (заонежской и кондопожской) позволила получить дополнительные сведения об условиях накопления, вторичного концентрирования и рассеивания ОВ и сделать вывод о том, что главные признаки феномена «Шуньга» присутствуют на всей территории синклинория.

Накопление ОВ в раннем протерозое было приурочено к формированию глинисто-карбонатных осадков заонежской свиты мощностью до 1 км в условиях мелководного бассейна с синхронным базальтовым вулканизмом. В составе свиты выделено девять горизонтов высокоуглеродистых пород, среди которых известны локальные залежи максовитов и шунгитов с исключительно высоким содержанием ОВ (15÷80 %). Согласно гипотезе, развиваемой в работе [Филиппов, 2002], породы с таким необычно высоким содержанием древнего ОВ образованы не одноактно, т. е. не как обычные осадочные породы, а в течение нескольких этапов. Первый из них – накопление сапропелевых илов, содержащих ОВ биогенного происхождения, водный кремнезем, глинистые минералы, в подчиненном количестве карбонатный, терригенный и пирокластический материал. В диагенезе ОВ взаимодействовало с водным кремнеземом и глинистыми минералами, в результате чего были образованы органоминеральные соединения. После литификации осадков и перекрытия их более

плотными породами в локальных участках структуры возникали благоприятные условия для развития складок нагнетания (диапиров) по горизонтам с ОВ. В этом процессе наблюдается постепенное вторичное обогащение ОВ центральных и верхних частей диапировых структур за счет дифференциации осадочного материала по плотности. Третий этап связан с обогащением верхних частей купольных структур миграционными УВ. Позднее породы заонежской свиты частично были размыты, и терригенный материал, содержащий ОВ, накапливался уже в составе вулканогенно-осадочных пород кондопожской свиты.

Биогенная природа ОВ шунгитоносных пород заонежской свиты обоснована [Филиппов, 2002] общими геологическими фактами, палеонтологическими, геохимическими (в т. ч. биогеохимическими). Активный вулканизм способствовал жизнедеятельности цианобактериальных сообществ, а восстановительные условия среды обитания – сохранению ОВ в ископаемом состоянии.

*Вторичное концентрирование ОВ в структурах диапирового типа.* Локальные тела максовитов широко распространены практически по всей территории ОС в составе первой и второй пачек верхней подсвиты заонежской свиты. С разной степенью детальности изучены Шуньгская, Максовская, Зажогинская и Калейская залежи, участки – Лебещина, Подсосонье, Карнаволок, Чеболакша, о. Березовец и др. В северной части Толвуйской синклинали и в других аналогичных структурах купольные тела максовитов приурочены к антиклинальным складкам 3-го порядка. Наиболее изучены тела, сформированные по шестому горизонту шунгитоносных пород второй пачки, они имеют структурные и литологические признаки, позволяющие с высокой вероятностью отнести их к складкам нагнетания. Эталонным объектом является Максовская залежь. Она хорошо разбурена и опробована, ее породы обнажаются на дневной поверхности или перекрыты вышележащими осадочными и интрузивными породами свиты и четвертичными отложениями.

Распределение $C_{орг}$ в теле залежи носит сложный, мозаичный характер (рис. 4.5). Участки пород с различными концентрациями углерода, на первый взгляд, хаотично распределены в объеме постройки. Однако можно заметить, что локальные высокоуглеродистые фрагменты имеют тенденцию группироваться вокруг некоторых центров, а в разрезе заметна их специфическая форма, близкая к диапировым шляпам соляных структур. Эти области в целом соответствуют более слюдистым породам. Можно предполагать, что при формировании купола наиболее легкие органоглины опережали относительно более тяжелые органокремнистые комплексы и, тем более, кремнистые фтаниты и карбонатсодержащие породы, т. е. в основе развития тел лежали закономерности гравитационной тектоники. Локальные обособления пород разного состава отнесены к полидиапировым структурам.

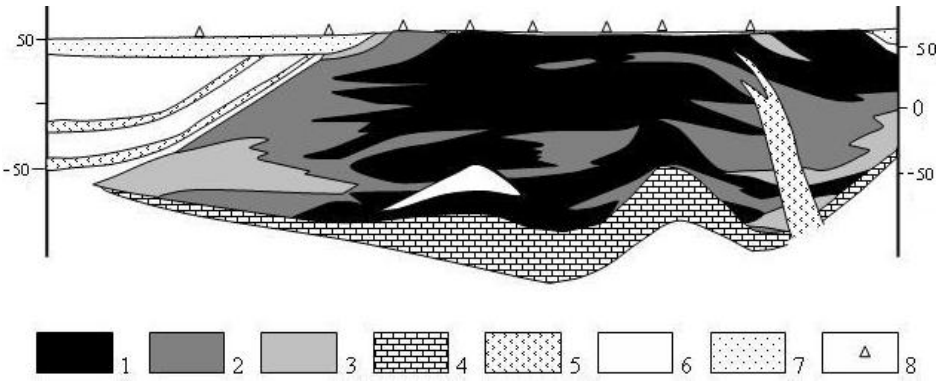



Рис. 4.5. Разрез Максовского купольного тела:

1–3 – градации $C_{орг}$: 1 – > 29 %, 2 – 24÷29 %, 3 – < 24 %; 4 – карбонатные породы; 5 – вулканиты; 6 – вмещающие породы разного состава; 7 – четвертичные отложения; 8 – разведочные скважины

Особенности внутреннего строения залежей выражаются также в текстурных признаках. Например, в развитии своеобразных псевдобрекчий в подошве Максовской залежи, где встречаются участки постепенного нарушения слоистости, смятия, растащивания и закручивания, что свидетельствует о пластичном состоянии деформируемого вещества.

В теории диапиризма доказывается: развитие отдельного купола сопровождается распространением по питающему слою гравитационной неустойчивости, что вызывает появление соседних куполов, и в благоприятных условиях формируется система генетически связанных диапировых

складок. Для них выделяется доминирующая длина волны (расстояние между центрами куполов), зависящая от мощности питающего слоя и соотношения его вязкости с вязкостью перекрывающей толщи. Наиболее детально исследована система (семейство) купольных структур в Толвуйской синклинали, однако практически во всех других аналогичных синклиналях ОС установлены признаки подобного явления. Следовательно, процесс эпигенетического перераспределения ОВ в пределах шунгитоносных горизонтов носил массовый характер.

В районе пос. Шуньга известна субпластовая залежь шунгитов. Особенностью геологического строения участка является резкая смена фациальных типов пород по вертикали и в горизонтальном направлении, отсутствие постепенных переходов между лидитами и доломитами, лидитами, доломитами и максовитами. На месторождении выявлена мелкая складчатость с амплитудой 4–5 м и шириной складок до 25–30 м [Рябов, 1933]. Содержание $C_{орг}$ в пласте обычно закономерно растет к верхним частям складок разного порядка. Мощность пласта на коротком расстоянии резко меняется, а в ряде сечений пласт состоит из нескольких пропластков. Параллелепипедальная отдельность шунгитов подчеркивает картину течения вещества, обходящего будины доломитов. Характерные особенности Шуньгского месторождения находят свое объяснение за счет экструзии органоминерального вещества из купольной структуры под давлением. Дифференциация вещества по плотности на заключительной стадии развития диапировой структуры проявляется в повышении содержания углерода в шунгитах (до 80 %). Шунгиты и антраксолиты Шуньгского месторождения имеют практически одинаковые значения $\delta^{13}C_{орг}$, соответственно, –37,07 и –37,36 ‰, что указывает на высокую долю УВ в составе максовитов верхних частей разреза заонежской свиты.

Итак, в шунгитах и максовитах концентрация углерода нехарактерна для осадочных пород палеопротерозоя, поскольку в основе формирования залежей лежит процесс длительной дифференциации органоминеральных веществ. Многочисленные примеры развития купольных и субпластовых тел максовитов и шунгитов указывают на масштабное эпигенетическое перераспределение первично-осадочного ОВ.

*Другие процессы перераспределения ОВ.* В перераспределении ОВ большую роль играли магматические тела основных пород (силлы, покровы, дайки). Пример контактового воздействия силла долеритов на породы Максовского месторождения описан в работе [Филиппов и др., 2009]. Долериты в зоне контактов с высокоуглеродистыми породами обуглерожены. ШВ также выполняет миндалины, проникает в долериты по трещинам, формирует жилы мощностью до нескольких сантиметров, в которых ШВ обычно цементируется кварцем, карбонатами, пиритом. Прожилки с антраксолитом встречаются в центральной части силлов, однако в подошве и кровле их значительно больше. Маломощные тела и зоны выклинивания мощных тел целиком сложены породами приконтактовой фации. В зоне контакта по максовитам развивается природный кокс и брекчии с антраксолитовым цементом. Области развития максовитов с миндалевидными включениями ШВ приурочены к верхнему контакту силла габбродолеритов. ШВ в миндалинах обычно концентрируется в центре, реже образует оторочку вокруг кварца или пирита. Вероятно, формирование миндалин связано с давлением газообразных УВ, появившихся в результате внедрения силла на заключительной стадии развития купола.

Близкий пример – участок «Лебещина» (СВ часть Толвуйской синклинали). Здесь закартированы шунгитоносные породы второго горизонта нижней подсвиты заонежской свиты в т. ч. максовиты. Минеральный состав максовитов соответствует граувакково-туфогенным и смешанно-слюдистым глинистым (монтмориллониты натриевого ряда) осадкам. Содержание $C_{орг}$ в них 40–50 %, редко достигает 60 %. Максовиты имеют ряд признаков, которые в совокупности позволяют их отнести к породам, сформированным в процессе развития складок нагнетания. Большой вклад в содержание $C_{орг}$ вносит миграционное ШВ. ОВ в габбродолеритах частично ассимилировано из ксенолитов осадочных пород и максовитов. На контакте с ними в габбродолеритах развиваются жилы максовитов длиной до 5 м, близкие по составу к максовитам основной части залежи.

*Перераспределение ОВ при генерации и миграции углеводородов.* Шунгитоносные породы купольных залежей максовитов содержат разнообразные микропроявления миграционного углеродистого вещества в виде прожилков, выполненных им совместно с минералами гидротермального генезиса (кварцем, кальцитом, сульфидами, слюдами, хлоритом). Миграционное вещество в максовитах выполняет также жеоды, поры и мельчайшие трещинки, образует зоны пропитки, присутствует в мелких выделениях разной формы [Бискэ, 2007]. В слоистых максовитах углеродистое вещество в виде струек, полосок, микропрожилков и линзовидных обособлений развивается вдоль плоскостей напластования.

Катагенез ОВ в протерозое шел ускоренно при локальном тепловом влиянии силлов, покровов и даек основных пород, а также из-за общего повышенного геотермического градиента, характерного для палеорифтов. В таких условиях образовывались нафтоиды – УВ с высоким содержанием

олефинов, склонные к полимеризации и потому, вероятно, в большей своей части не обладающие способностью к дальней миграции. Это объясняет высокое содержание миграционного вещества в составе максовитов купольных и субпластовых тел.

Для макропроявлений битумов наиболее характерна жильная форма. На месторождении Шуньга – это линзовидные, быстро выклинивающиеся скопления, иногда субпластовые жилы мощностью до 0,4 м, приуроченные, как правило, к кровле пластов шунгитов, образующих своды антиклинальных складок; помимо этого антраксолиты нередко заполняют тонкие прожилки в доломитах и лидитах. На безымянном острове в Чеболакшской губе Онежского озера выявлены две пересекающиеся под прямым углом жилы антраксолита в максовите. Их мощность до 0,3 м и протяженность более 10 м. На Максовском месторождении известна жила антраксолита мощностью до 3 см в брекчированном максовите. На Зажогинском месторождении, при его отработке, часто встречаются крупные жилы кварца с включениями антраксолита. Антраксолит участка «Красная горка» (пос. Толвуя) заполняет субвертикальную жилу в максовите; это гнездовые выделения размером до 2 см; одновременно в этой жиле присутствует система жил (напоминающая лестничную форму), заполненных антраксолитом. В.М. Тимофеевым (см. гл. 1) описаны жеоды антраксолита с кварцем и кальцитом, встречающиеся среди шаровых лав заонежской свиты (о. Суйсари, Шардонские о-ва и др.), указывающие на развитие миграции УВ в составе гидротермальных растворов. Визуально они выглядят как скорлуповатые (натечные) выделения с характерной бугристой верхней поверхностью, образованные путем многократного отложения пленок на щетках кварца ранней генерации.

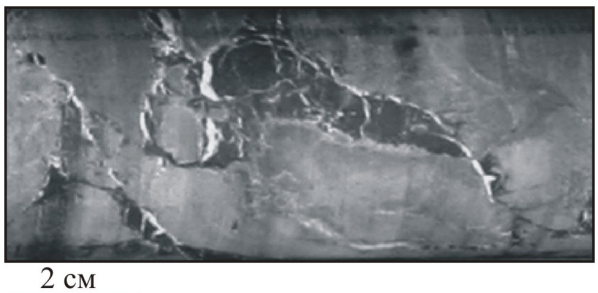



Рис. 4.6. Брекчированный известняк с антраксолитовым цементом (участок Тетюгино)

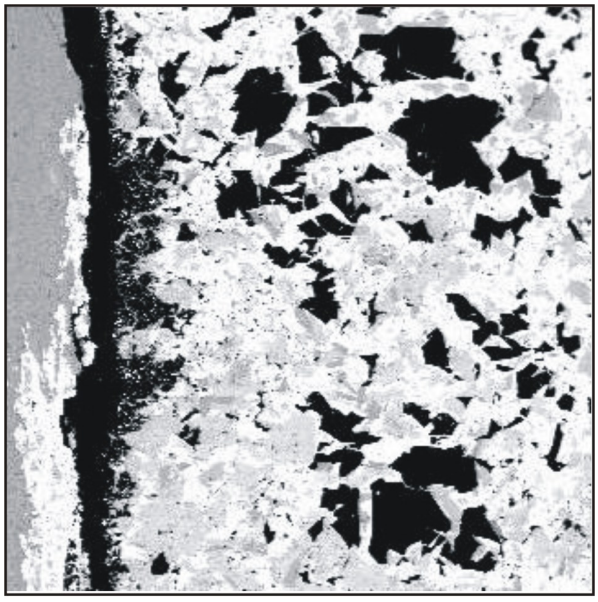



Рис. 4.7. Брекчированный известняк. Пограничная область обломка пропитана битумом (черное). TESCAN 5130LS, детектор рассеянных электронов

Миграция УВ шла не только в материнских породах или вблизи от них, но и во вмещающие породы. Характерным примером может служить Мельничная залежь максовитов, расположенная в 1,7 км к северу от Максовского месторождения. Над ней сохранена от эрозии надкупольная часть разреза, она разбита на отдельные блоки под влиянием растущей диапировой складки. Перекрывающие купол лидиты, известняки, доломиты интенсивно брекчированы и сцементированы обычно антраксолитом, в ряде случаев органо-минеральным веществом, по-видимому, выжатым из верхней части купола (рис. 4.6). Предполагается, что процесс брекчирования прямо связан с развитием диапировой структуры, поскольку его интенсивность затухает по мере удаления от центра купола. Возможно, эти процессы развивались под воздействием аномально высокого пластового давления (АВПД), возникающего на стадии катагенеза органического и минерального вещества, и максимально проявились в апикальных частях купольных структур. Давление могло быть причиной брекчирования пород надкупольного пространства. В таких брекчиях вдоль стенок относительно крупных трещин присутствуют обломки, смещенные от своего первоначального положения на некоторое расстояние и развернутые вокруг своей оси, что указывает на движение флюида под давлением. Цемент брекчий состоит из двух фаз: первая фаза представлена остроугольными обломками, состоящими из смеси органического и минерального вещества (экструзивный метасапропелит); вторая фаза, антраксолит, цементирует обломки первой фазы. Существенно, что по краям обломков битум проникает по микротрещинам и между зернами известняка (рис. 4.7), что также указывает на повышенное давление УВ во время заполнения трещин.

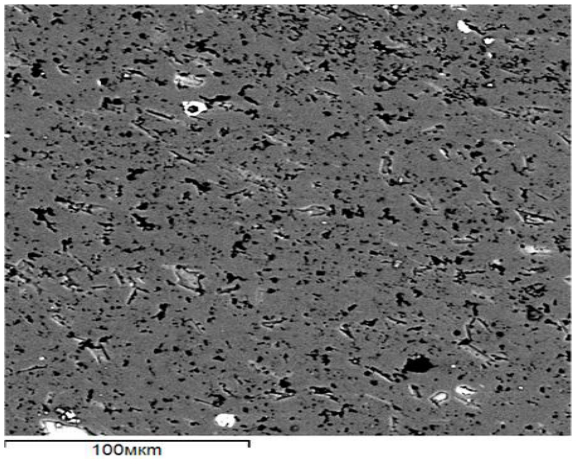



Рис. 4.8. Максовит с пелоидной пористостью (кремнистая матрица). Поры заполнены вторичным антраксолитом (черное) и сульфидами, преимущественно пиритом. TESCAN 5130LS, детектор рассеянных электронов

В условиях повышенного давления породы, содержащие кероген, становятся менее плотными за счет появления вторичной пористости и трещин гидроразрыва, по которым часть УВ покидает материнскую породу, а некоторая его часть, менее подвижная, остается на месте, заполняя трещины. В метасапропелитах эти процессы разуплотнения фиксируются большим количеством миндалин, прожилков, заполненных антраксолитом, минералами гидротермального генезиса и тяготеющих к апикальным частям залежей. Дегидратация содержащих воду минералов также создавала условия для развития вторичной пористости (рис. 4.8). Жесткие термальные условия, вероятно, могли стимулировать переход новообразованных нафтоидов в газ и рост давления при низкой проницаемости сапропелитов. Сидетельством активных флюидодинамических процессов в залежах метасапропелитов могут служить кластические микропрожилки, а также каналы разгрузки флюидов в виде субвертикальных, прихотливо изгибающихся зон повышенной трещиноватости диаметром от 0,05 до 2 м. От вмещающих пород они отличаются повышенным содержанием углерода (до 73,3 %, при среднем для Максовской залежи около 30 %) и ряда микроэлементов.

Примером типичных коллекторов УВ, мигрировавших на дальнее расстояние от материнских пород, являются песчаники петрозаводской свиты, Сайнаволокской вулканно-тектонической структуры [Иванова и др., 1994].

*Рассеивание ОВ при гипергенном разрушении шунгитоносных пород заонежской свиты и коллекторов углеводородов разного возраста.* Шунгитоносные вулканогенно-осадочные породы кондопожской свиты, как уже это было отмечено ранее, являются примером накапливания в палеопротерозое переотложенного ОВ. Доказательство гипотезы переотложенного генезиса шунгитоносных пород кондопожской свиты приведено в работе [Горлов и др., 1987]. Сохранности ОВ в зоне гипергенеза благоприятствовали: активная тектоническая деятельность, низкие концентрации кислорода в атмосфере, препятствующие его окислению, высокие скорости седиментации в районах активного вулканизма. Переотложенный генезис ШВ подтверждается тем, что в основании разреза свиты оно присутствует в конгломератах, в гальке различных шунгитоносных пород; в залегающих выше пирокласто-тефроидных песчаниках – как в составе окатанных обломков шунгитоносных пород, так и в форме пылеватых и сгустковых частиц в составе цемента. Для свиты выявлена общая закономерность: размерность обломочных частиц уменьшается при движении вверх по разрезу. Кроме того, накопление ШВ не зависит от явлений сорбции, то есть повышение глинистости пород не вело к обогащению их ОВ. Обоснованным представляется вывод о том, что во время осадкообразования отсутствовало ОВ в растворенной форме, которая и предполагает активную сорбцию его глинистыми частицами. Содержание ШВ в различных породах свиты составляет 1,5–2 %. В структурах второго порядка шунгитоносные породы распространены не на всей площади, а лишь в замковых СЗ частях. В направлении на ЮВ шунгитоносный разрез в большей своей части замещается бесшунгитовым, который в общих чертах сохраняет черты строения, свойственные стратотипу. В этих участках структур присутствие ШВ ограничивается только груборитмичной частью разреза, где оно встречается в виде редких обломков в конгломератах, в гравелитах и песчаниках, а в распыленном состоянии обогащает тонкие (0,1–1 мм) слойки альбит-хлоритовых сланцев в кровле ритмов.

В породах кондопожской свиты встречаются седиментационные формы антраксолитов – линзовидные в разрезе и округлые или вытянутые в плане диаметром до 10 см, толщиной не более 5 см (рис. 4.9). Это свидетельство высачивания УВ из ловушек, сформированных в породах суйсарской и заонежской свит, и последующего отложения в бассейне кондопожского времени. Трещины синерезиса, делящие антраксолит на полигональные участки, указывают на то, что в осадок битум попадал неконсолидированным, вероятно, вязким. Из некоторых включений часть материала была инъецирована во вмещающие породы. Включения по краям обычно имеют переходные области, в

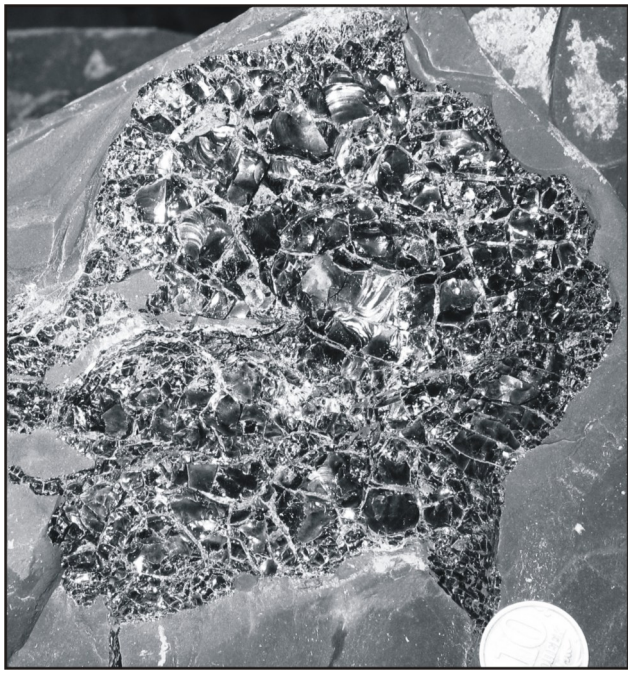


Рис. 4.9. Седиментационное включение антраксолита в туфоалевролите кондопожской свиты калевийского надгоризонта. Фото В.А. Мележика

которых ОВ присутствует в виде тончайших разрозненных пленок, которые первоначально были отдельными каплями жидких УВ [Melezhik et al., 2009]. Следовательно, в осадок поступал материал, имеющий разную степень углефикации: от вязких, вероятно, имевших консистенцию мальт, до петрифицированных УВ в обломочном виде. Менее обычны антраксолиты, заполняющие пустотное пространство, образующееся в структурах оползания и в синседиментационных трещинах, развитых в ритмично-слоистых песчаниках, что, очевидно, также указывает на низкую степень петрификации первичного битума и на существование ограниченной по дальности и объемам миграции УВ из относительно крупных включений. В их составе много окатанного материала вмещающих пород, захваченного битумом при его захоронении в условиях мелководной, волноприбойной зоны, что подтверждает переотложенный генезис битумов.

Антраксолитсодержащий горизонт на месторождении Нигозеро имеет широкое площадное распространение и мощность до 80 м (см. гл. 1). Следовательно, существовал длительный период разрушения коллекторов УВ, сформированных в заонежской и суйсарской свитах, переноса и перезахоронения миграционного ОВ в осадках прибрежных фаций.

$\delta^{13}C_{орг}$ нигозеритов месторождения Нигозеро равно –33,1 ‰, а пород третьей пачки заонежской свиты –33,4 ‰ [Melezhik et al., 2009]. Близость значений может служить еще одним признаком переотложенного генезиса ШВ калевийских пород, источником терригенного шунгитоносного материала которых, очевидно, служили верхние горизонты заонежской свиты. Образцы антраксолита кондопожской свиты по $\delta^{13}C_{орг}$ попадают в очень узкий интервал: от –35,4 до –36,0 ‰. Это означает, что с высокой вероятностью источником вещества для кондопожских антраксолитов являются коллекторы УВ верхних частей заонежской и, возможно, суйсарской свит.

Отсутствие сульфидов и обильное развитие конкреций анкерита в алевролитах объясняется условиями пресноводной озерной системы. $\delta^{13}C_{карб}$ конкреций –15÷–14 ‰, что свидетельствует о незавершенном катагенезе ОВ, содержащегося в первичном осадочном терригенном материале, и о длительном влиянии (последействии) заонежской эпохи его массового накопления. В основании заонежской свиты абсолютные значений $\delta^{13}C_{карб}$ близки к нулю (см. рис. 4.3). Большие отрицательные значения $\delta^{13}C_{карб}$ отмечены уже к верхней части заонежской свиты, что легко объясняется именно появлением мощного резервуара органического углерода, имеющего низкие значения $\delta^{13}C_{орг}$. Последействие резервуара проявляется в составе и суйсарских, и кондопожских карбонатных пород калевия. Минимум значений $\delta^{13}C_{карб}$ совпадает с максимальными концентрациями антраксолитовых (битумных) включений в отложениях кондопожской свиты, т. е. с этапом активного формирования скоплений УВ и их разрушения. Завершение процесса катагенетического преобразования керогена ведет к восстановлению нормальных для карбонатных пород изотопных значений.

Высказанное в 1979 г. Н.В. Лопатиным предположение о том, что ОС являлась крупнейшим протерозойским нефтеносным бассейном, таким образом, приобретает вполне реальное наполнение. В верхних стратиграфических шунгитоносных горизонтах очевидны процессы разрушения первичных залежей ОВ и коллекторов УВ, переноса и перезахоронения (переотложения) вещества. Этот этап соответствует массовому рассеиванию ранее накопленного ОВ. Необычная по масштабам накопления ОВ эпоха, фиксируемая в ОС, коррелирует с аналогичными по возрасту отложениями других регионов и знаменует наиболее благоприятные условия в истории Земли для высокой биопродуктивности морских водоемов и для последующей сохранности ОВ. К этим факторам можно отнести активную вулканическую деятельность, теплый климат, широкое проявление гидротерм, относительно высокие скорости седиментации, низкое содержание кислорода в атмосфере, отсутствие развитых трофических цепочек. ОВ является важным фактором, определяющим специфику

геохимических условий в процессе накопления осадков (окислительно-восстановительные условия, способствующие накоплению биофильных элементов). В диагенезе в результате химического взаимодействия ОВ с водными алюмосиликатами и с водным кремнеземом существенно замедлялась скорость литификации минерального вещества и обеспечивалась защита ОВ от биодеградации. В катагенезе ОВ генерировало в больших объемах газы ($CO_2$, $CH_4$ и др.), способствующие созданию вторичной пористости, а также жидкие УВ, которые мигрировали и накапливались как в пределах материнских горизонтов, так и на значительном расстоянии от места своего образования.

*Бассейн Франчевиль*

Ближайшим аналогом Онежского палеобассейна может служить осадочный бассейн Франчевиль, Габон. Серия Франчевиль (рис. 4.10) залегает на архейском основании; сложена слабо метаморфизованными кластическими и вулканогенно-осадочными породами нижнего протерозоя (2,1–1,95 ± 0,03 млрд лет) [Gauthier-Lafaye, Weber, 1989; Mossman, Nagy, 1996; Mossman et al., 2001]. Серия подразделена на 4 свиты. Нижняя свита (FA) представлена грубыми полевошпатовыми песчаниками и конгломератами (дельтовые и речные отложения). В красноцветной части разреза присутствует ангидрит и гипс, а неокисленные интервалы содержат пирит и битумы. Свита FB мощностью 600–1000 м на 80 % объема сложена пелитовыми кремнистыми, иногда карбонатными морскими отложениями, содержащими от 2 до 20 % углерода. Подсвита FB1 сложена черными сланцами и турбидитовыми отложениями с характерными для мутьевых потоков полигенными брекчиями. В кровле свиты есть горизонты марганцовых руд. Подсвита FB2 сложена песчаниками и черными сланцами, в подчиненном количестве карбонатными породами. В породах свиты установлены следы фоссилизированных микробных сообществ в виде кремнистых строматолитов и обильные микробные формы. Возрастная граница между свитами FA и FB находится на 2,14 млрд лет [Bonhomme et al., 1982]. Свита FC мощностью до 150 м сложена массивными доломитами и кремнистыми породами, служащими хорошим репером при корреляции разрезов разных частей бассейна. Свита FD представлена черными сланцами с туфами ингимбритов, преобладающими в кровле. Свита FE – переслаивание песчаников и сланцев. Общая мощность последних трех свит достигает 1000 м. Площадь бассейна Франчевиль составляет около 35000 км$^2$. При формировании свиты район испытал активизацию тектонической деятельности, субмеридиональные разломы сформировали грабен длиной 60 и шириной 30 км. В бассейне также закартирована пликативная складчатость. Наиболее высокие концентрации ОВ в свите FB и FD, пределы содержания $C_{орг}$ 2–11 %, в отдельных прослоях более 20 %, среднее содержание $C_{орг}$ в свите FB 5 %, в свите FD 8 %. Огромные масштабы накопления ОВ сапропелевого типа указывают на высокую биопродуктивность морского бассейна.

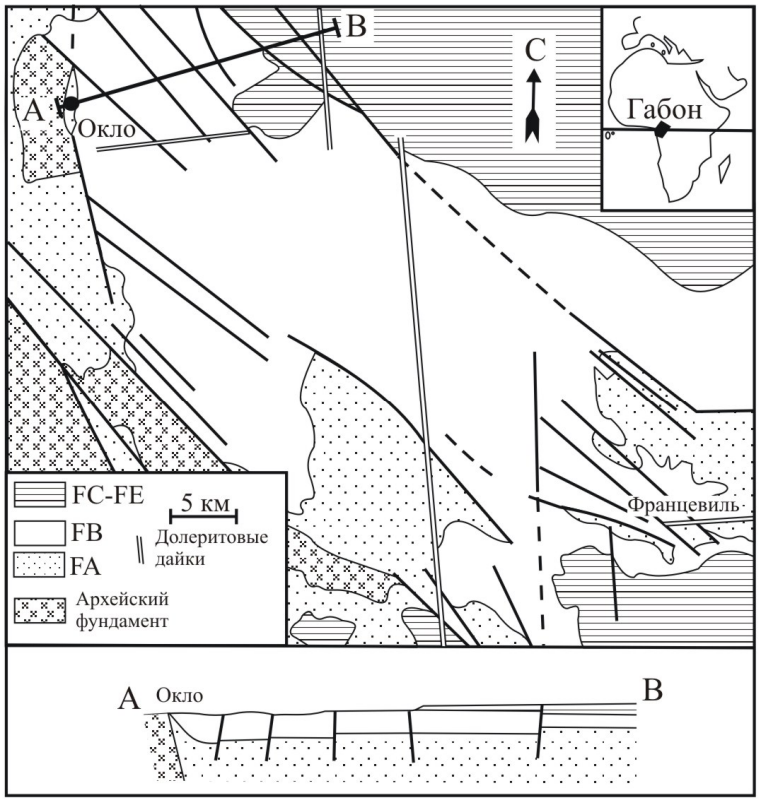



Рис. 4.10. Геологическая схема и разрез палеопротерозойского бассейна Франчевиль. FA-FE-свиты серии Франчевиль [Gauthier-Lafaye, Weber, 1989]

Формы проявления ОВ различны. В грубообломочных прослоях свиты FB хорошо распознаются два вида включений: автохтонное и аллохтонное (кероген и битумы, образованные при первичной миграции нефти и не покинувшие материнскую породу). Упоминается также «уголь» Микоулонга – отдельные включения, расположенные согласно со слоистостью, или самостоятельные слои мощно-

стью до нескольких метров с признаками пластических деформаций [Mossman et al., 2001]. Это вещество названо богхедовым углем, в котором обнаружены микрофоссилии. В этой работе упоминаются также кокс, две генерации битумов и три этапа миграции УВ. По данным Д. Дж. Моссмана [Mossman, 2001], первый, основной, этап связан с катагенетическим преобразованием керогена при температуре 180–200 ºС и давлении около 400 бар (главная фаза «нефтяного окна»). Второй, локальный, этап связан с работой природных ядерных реакторов в период 1,968 ± 0,050 млрд лет. Третий этап (тоже локальный, по объему незначительный) ассоциирует с внедрением даек долерита возрастом 0,977–0,988 ± 0,050 млрд лет [Bonhomme et al., 1982]. Этап обусловлен генерированием УВ из остаточного керогена и битумов, образованных ранее и мигрировавших при участии гидротермальных растворов. Антраксолиты заполняют полости в карбонатных породах и трещины кливажа в черных сланцах свиты FB (миграционное вещество в составе предполагаемых материнских пород), а также в песчаниках и в брекчиях доломитов свиты FA (УВ в коллекторах и на путях миграции). Таким образом, многие признаки указывают на существующий ранее высокий нефтематеринский потенциал пород свит FB, FC, FD. Из пород свиты FB образовалось около $84 \cdot 10^9$ баррелей нефти, что сопоставимо с современными гигантскими нефтеносными бассейнами мира [Mossman et al., 2001]. В структурных нефтяных ловушках свиты FA часть УВ сохранилась в виде антраксолитов.

Установлено [Weber et al., 1983], что изотопный состав углерода связан со стратиграфическим положением сланцев серии Францевиль: в основании $\delta^{13}C_{орг}$ около –21, в верхних горизонтах –37 и даже –46 ‰. Предполагается, что накопление ОВ шло в замкнутом бассейне с прогрессирующим режимом стагнации и возрастающим использованием фитопланктоном биогенного метана. По этой причине и твердые битумы, генетически связанные с «легким» керогеном ($\delta^{13}C_{орг}$ – 33 ‰), имеют $\delta^{13}C_{орг}$ в диапазоне –38 ÷–46 ‰, а битумы, образованные из ОВ нижних горизонтов, от –21 до –29 ‰. Эти данные подтверждаются и Д. Моссманом с соавторами [Mossman et al., 2001]: $\delta^{13}C$ керогена пелитовых пород свиты FA – 28,9 ‰, черных сланцев основания свиты FB (основного источника битумов) –23,6, битумов из подошвенной части этой же свиты –25,4, а из ее кровли от –38 и до –46 ‰, неминерализованных (безурановых) битумов свиты FA – 27,6, битумов из гидротермальных жил этой же свиты –35,5, битумов из реакторной зоны –25,8 ‰. Неминерализованные битумы отождествляются с первичным миграционным ОВ, минерализованные – с веществом, подвергшимся воздействию ионизирующих излучений урана и продуктов его распада, а также нейтронов, возникающих при работе природных ядерных реакторов. $\delta^{13}C_{орг}$ битумов вне реакторных зон в среднем –35,5 ‰, а в самом реакторе и непосредственно возле него – 25,8 ‰. Такой разительный контраст объясняется обычно термальным эффектом и процессами радиолиза, развивающимися в области воздействия реакторной зоны. Однако не исключается и то, что сечения ядерных реакций на атомах $^{12}C$ существенно более высокие, чем на $^{13}C$, т. е. при длительной работе ядерного реактора изотопное отношение должно сдвигаться в сторону $^{13}C$. Генетическую связь между керогеном свиты FB и битумами подтверждают также изотопные данные по неодиму и самарию.

### *Воронежский массив*[2]

Черносланцевые отложения присутствуют в нескольких структурах нижнего протерозоя Воронежского массива [Закруткин, Жмур, 1989; Созинов и др., 1988], наиболее изученными являются две грабен-синклинальные структуры – Рыльская (размером 25х80 км) и Тим-Ястребовская (30х50 км). Содержание углерода в Рыльской структуре не превышает 1,5 %. Высокие содержания $C_{орг}$ встречены в породах тимской свиты Оскольской серии (возрастом 2,3 ± 0,1–2,0 ± 0,1 млрд лет), а именно в углеродистых фосфоритсодержащих породах (до 36,3 %) и в метапелитах (до 19,7 %) нижней подсвиты, которая на 50–70 % сложена черными углеродистыми сланцами. Оскольская серия залегает на отложениях курской серии, содержащей железистые кварциты (возраст 2,6–2,3 млрд лет).

Рядовые содержания углерода для тимской свиты составляют 5–7 %. Мощность свиты до 2,5 км, она сложена сланцами, песчаниками, конгломератами, карбонатными породами, вулканитами (эффузивами среднего и основного состава, туфами). Черносланцевая часть свиты (тимские слои мощностью до 600 м) имеет ритмичное строение: в основании олигомиктовые метапесчаники, затем алевролиты и пелиты. Мощность углеродсодержащих частей ритмов достигает 50 м. Доля углеродистых пород в разрезе нижней подсвиты в некоторых частях структуры составляет 80 %.

[2] Раздел подготовлен при участии В.К. Кушнеренко.

В метапелитах основными породообразующими минералами являются кварц, в меньшем количестве слюды. Некоторые интервалы высокоуглеродистых сланцев содержат сульфиды до 30 %. Наиболее характерными особенностями состава сланцев являются такие показатели, как: близкие соотношения CaO и MgO, преобладание FeO над $Fe_2O_3$, высокое содержание $K_2O$ и резкое преобладание его над $Na_2O$, повышенная концентрация фосфора и особенно серы (до 3,6 %), распределение которой коррелируется с $C_{орг}$; высокое содержание Cu, Ni, Cr, V, Pb, Zn, Ba, TR и др.

Основная масса углеродистого вещества (графита) представлена тонкодисперсной (0,005–0,01 мкм) рассеянной формой. Довольно часто графит образует нитевидные прожилки и отдельные прослои, параллельные сланцеватости или подчеркивающие микроскладчатую текстуру. В ряде случаев мощность таких прослоев и скоплений, представленных почти мономинеральным графитом, достигает 5–10 см. Нередко отмечаются прожилки и линзы углеродисто-сульфидного состава. Секущий характер прожилков и линз с крупными чешуйками графита указывает на их эпигенетическую природу. Относительно широко распространена межзерновая форма графита.

Условия накопления сланцев – мелководный морской бассейн лагунного типа, аридная климатическая зона, спокойные гидродинамические условия. Изотопный состав свободного углерода Тимской свиты находится в пределах –27,4÷–31,1 ‰. В сланцах тимской свиты обнаружены остатки цианофитов. Состав битумоидов, извлекаемых органическими растворителями из метапелитов, соответствует ОВ сапропелевого типа. Для пород с высоким содержанием углерода характерно повышенное содержание P, V, Ni, Mn, Pb, Zn, Co, Cu, Mo. Тесная пространственно-временная сопряженность углеродистых сланцев с базальтоидами океанического типа не исключает определенного влияния эндогенного источника углерода, ассимилируемого хемотрофными организмами.

Косвенным признаком больших объемов накопления ОВ и генерации УВ в тимское время (как и в Онежском бассейне) может служить необычно легкий изотопный состав углерода карбонатных пород. Отрицательная аномалия ($\delta^{13}C_{карб}$ до –17,0 ‰) наблюдается в верхних горизонтах тимской свиты [Созинов и др., 1988]. На перераспределение ОВ указывают повышенное содержание $C_{орг}$ в сланцах, смятых в мелкие складки, а также жильные проявления графита в сланцах тимской свиты и графитсодержащий цемент кварцито-песчаников. Признаки переотложения ОВ в тимской свите зафиксированы в песчаниках с обломками сланцев, содержащих графит.

*Бассейн Айрон Ривер-Кристл Фолс*

Сохранившаяся от эрозии часть бассейна с черносланцевыми отложениями по форме напоминает треугольник с вершинами в районе городов Айрон Ривер, Кристл Фолс и озера Стэджер и представляет собой синклинорную структуру площадью около 460 км$^2$ (рис. 4.11). Черносланцевая свита Мичигамм входит в состав серии (группы) Анимики [Young, 1983] и представлена метааргиллитами и сланцами, в которых содержание углерода колеблется от 5 до 29 %, в подчиненном количестве метаграувакками, кварцитами, конгломератами, метаагломератами и амфиболитами [Dutton, 1971; James et al., 1968; Mancuso et al., 1989]. Черносланцевая часть разреза хорошо исследована буровыми скважинами и горными выработками. Мощность до 2000 м; возраст 2,0–1,9 млрд лет. В основании свиты повсеместно встречена характерная брекчия, состоящая из нерегулярно распределенных фрагментов сланца, находящегося в плотной матрице тонкого углеродисто-кремнистого материала [James et al., 1968]. Мощность брекчии до 10 м, в ряде мест в несколько раз больше из-за влияния складчатости. Типичное содержание углерода в брекчии около 15 %. Брекчия перекрыта углеродсодержащими сланцами, переслаивающимися с пиритсодержащими аналогами. Черные сланцы – тонкое переслаивание пелитовых отложений с различным содержанием углерода и пирита, постепенно переходящие в массивные с выраженной слоистостью углеродистые метааргиллиты. Содержание углерода в сланце до 12,4 %, содержание пирита – до 38,7 %. На поверхностях рассланцевания пород присутствуют тонкие пленки углеродистого вещества. По составу черные сланцы существенно кремнистые, отношение Si/Al около 6, в них также довольно высокое содержание азота, что, по С. Тэйлору и др. [Tyler et al., 1957], свидетельствует в пользу биогенного происхождения углерода. Первичная основа брекчий и сланцев – иловые отложения (сапропели), накапливающиеся в условиях застойного бассейна. Мощность слоев до 6 м, однако в ряде мест она увеличена в несколько раз или, наоборот, приближается к нулю под влиянием складчатости (складки течения). Общая мощность сланцев до 750 м. Черные сланцы смяты в серию антиклинальных и синклинальных складок разного размера. На территории бассейна выявлена складчатость первого – четвертого порядков. И сланцы, и аргиллиты в процессе складчатости вели себя как пластичные породы. Интрузивные породы основного ряда представлены силлами и дайками.

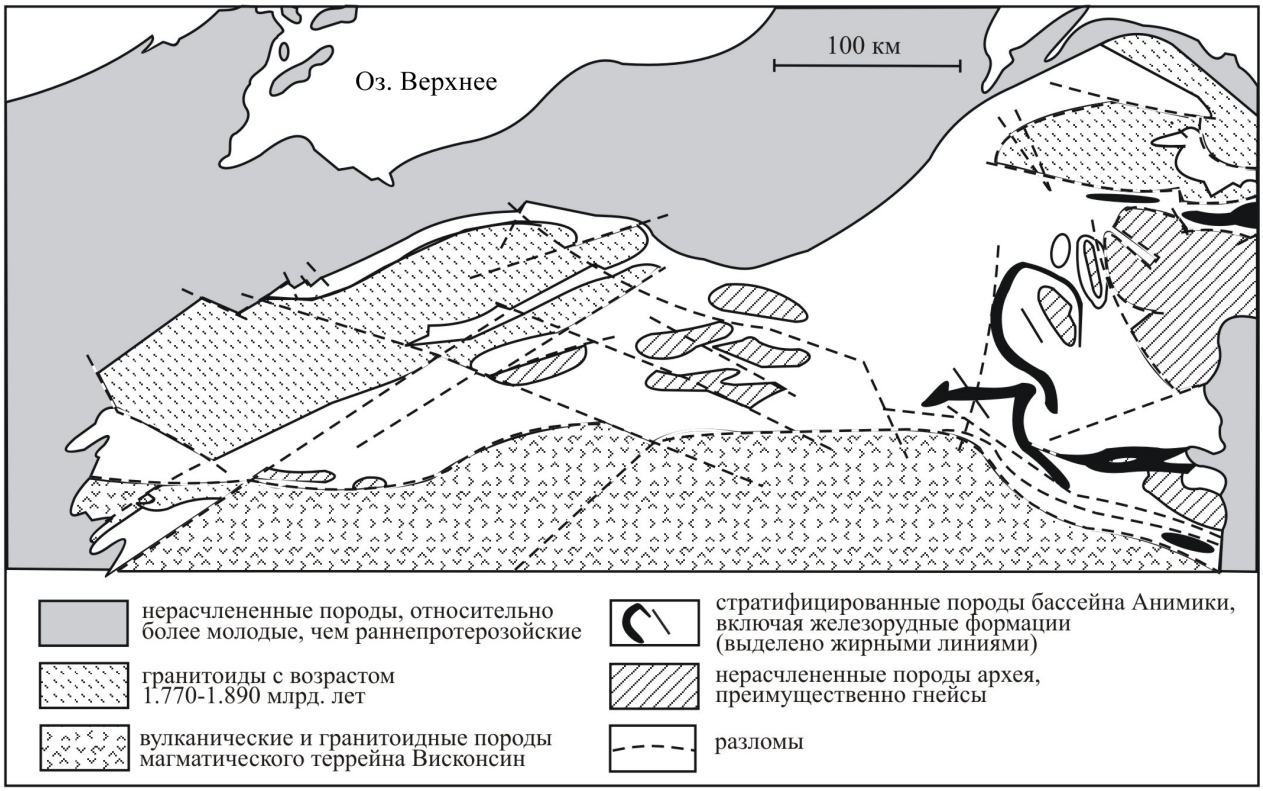



Рис. 4.11. Геологическая схема палеопротерозойской синклинорной структуры Айрон Ривер-Кристл Фолс [James et al., 1968]

Следы генерации и миграции нефти присутствуют в виде тонких пленок углеродистого вещества (антраксолита) на поверхностях наслоения метааргиллитов. В ряде мест встречаются линзовидные и жилоподобные включения черного блестящего углеподобного материала, принимаемого длительное время за антрацит [Tyler et al., 1957]. В настоящее время доказана миграционная природа этих образований [Mancuso et al., 1989]. Крупные проявления антраксолитов, представленные линзами длиной до 2 м и мощностью до 1 м, залегают в черных сланцах. Контакты сланца и линз согласные, сланец облекает включения антраксолита. Иногда сланец в виде тонких прослоев, расположенных параллельно контакту, присутствует внутри включений. В некоторых проявлениях в подошвенной части линз обнаружены постепенные переходы от сланца к аргиллиту и затем к антраксолиту. Линзовидная форма антраксолитовых включений С. Тэйлором и др. (1957) объясняется будинированием когда-то протяженного единого слоя. Зольность антраксолита 18,1 %, содержание углерода 76,4 %, летучих веществ 4,0 %, влаги 1,5 %. Мичиганские антраксолиты можно отнести к будинированным субпластовым жилам, сформированным внутри нефтематеринских пород, т. е. к тектонафтоидам, а по содержанию углерода и водорода – к высшим антраксолитам. Генетическая связь ОВ черных сланцев и антраксолитов подтверждается изотопными данными.

В приведенных примерах палеобассейнов присутствуют основные признаки феномена «Шуньга»: огромные объемы накопленного первичного ОВ, адекватные этому объемы генерации нефти, наличие древних коллекторов УВ, почти везде – следы разрушения накопленных отложений и последующего перезахоронения ОВ и УВ.

### *Остаточные битумоиды в породах протерозоя Онежской структуры*

#### *Результаты предыдущих исследований (обзор)*[3]

*Заонежская свита.* По А.В. и С.А. Сидоренко [1971], выход хлороформенного экстракта из пород составляет 0,004–0,006 % в расчете на ШВ. В составе битумоида обнаружены бензольные

[3] Автор: М.М. Филиппов.

кольца с парафиновыми цепочками средней длины, неуглеводородные компоненты представлены сложноэфирными соединениями, производными карбоновых кислот. З.А. Мишунина и А.Г. Корсакова [1978] выполнили исследование битумоидов А и С, экстрагированных из 13 образцов месторождений Шуньга и Максово. По их данным, количество битумоидов в расчете на ШВ составляет от 0,06 до 0,96 %. Спирто-бензольный экстракт преобладает над хлороформенным: отношение кислых битумоидов к нейтральным находится в пределах 0,03–0,36 и лишь для отдельных образцов достигает 1. Выход битумоидов растет при увеличении содержания ШВ. В битумоиде А преобладает метано-нафтеновая фракция (до 81,5 %), в большом количестве присутствуют кислородные соединения (алифатические эфиры). Е.Б. Бондарь и др. [1987] исследовали битумоиды А (хлороформенный экстракт) максовита Зажогинского месторождения, С (бензол-метанольный экстракт), В (бензольный экстракт при 300 ºС и давлении МПа) и гидрогенизат, извлекаемый бензолом при температуре 380 ºС и давлении 22–25 МПа (табл. 4.1). Унимодельное распределение *н*-алканов битумоида А с максимумом на $C_{15}$ характерно для катагенетически зрелого ОВ нефтематеринских пород, об этом же свидетельствует отношение низших изопреноидов к сумме содержания пристана и фитана (1,06) и отношение суммы пристан + фитан к сумме нормальных алканов $C_{17}$ и $C_{18}$ (1,46). Преобладание фитана над пристаном (0,81) рассматривается обычно как признак восстановительных условий накопления ОВ. Битумоид С по сравнению с битумоидом А считается более сохранившимся из-за его лучшей связи с минеральной частью пород. Это подтверждается относительно меньшим содержанием низших изопреноидов – продуктов разрушения их высших гомологов (0,25), более высоким коэффициентом нечетности. В составе битумоида С обнаружены жирные кислоты $C_9$–$C_{24}$, главным образом $C_9$–$C_{18}$, максимальное содержание имеют четные гомологи $C_{18}$, $C_{19}$. Такой состав жирных кислот наиболее характерен для липидов низших водных организмов.

Таблица 4.1. **Состав битумоидов максовита Зажогинского месторождения [Бондарь и др., 1987]**

| Показатель | Битумоид | | | |
|---|---|---|---|---|
| | А | С | В | Гидрогенизат |
| Выход на породу, % | 0,02 | 0,06 | 0,014 | 0,08 |
| Нормальные алканы, % | Преобладают | 25,3 | ~3 | ~3 |
| Тип распределения $C_{12}$–$C_{24}$ | макс. $C_{15}$ | макс. $C_{15}$, $C_{17}$ | макс. $C_9$, $C_{17}$ | макс. $C_{12}$ |
| Коэф. нечетности | 1,17 | 1,22 | – | – |
| *i*-$C_{19}$/*i*-$C_{20}$ | 0,81 | – | – | – |
| Ароматические УВ, % | Следы | 11,1 н-алкилбензолы $C_{14}$–$C_{20}$ | Преобладают | Преобладают |

По мнению Е.Б. Бондаря и др., изо- и антеизокислоты относятся к бактериальным «биологическим меткам». Сохранность ненасыщенных реакционно-способных кислот в ШВ объясняется низким уровнем его метаморфизма. Кислоты на ранних этапах накопления осадков прочно связываются в органо-минеральном комплексе и теряют свою реакционную активность, что способствует их сохранности в процессе бактериальной переработки ОВ и при катагенезе. Обнаружены и конденсированные УВ: фенантрен, антрацен, пирен, флуорантен, хризен, триофенилен, бензатрацен, нафтацен, в незначительном количестве – метилзамещенные нафталины – все конденсированные соединения с количеством бензольных ядер не более четырех. В этом сказывается высокий уровень углефикации ШВ. В составе слабополярных гетеросоединений битумоида С идентифицированы азотсодержащие структуры ряда акридина, типичные для каменноугольного дегтя и высококипящих нефтяных фракций. В составе ароматических УВ битумоида В выделены соединения с изолированными бензольными ядрами – дифенил и его производные, в небольшом количестве обнаружены фенилциклогексан, метилфлуорен и др. В гидрогенизате основными являются ароматические УВ, преимущественно с изолированными бензольными ядрами: 3-этил- и 2-этилдифенил (~ 70 % всех ароматических УВ). В незначительном количестве содержатся тетралин, нафталин, метилнафталины, метилтетралин, диметилнафталины, тетраметилтетралины и др. По данным ИК-спектроскопии, фиксируется присутствие С-О-С-группы алкилароматических простых эфиров. Особенности битумоидов, полученных в условиях мягкой термической деструкции ШВ, объясняются тем, что производные дифенила образовались при циклизации и последующей ароматизации исходных биогенных *н*-алкановых цепей.

Б. Мик с соавторами [Mycke et al., 1987] изучили состав насыщенных УВ «холодного» экстракта и гидрогенизата для образца шунгита из месторождения Шуньга ($C_{орг}$ – 52,25 %), содержащего сингенетичный глобулярный пирит. По мнению авторов, условия гидрогенизации позволяют «растворить» сингенетичные пириты и высвободить из них ОВ, законсервированное с момента отмирания древних сульфатредуцирующих бактерий. В составе *н*-алканов экстракта (табл. 4.2) преобладают короткие цепи, среди изопреноидов – пристан и фитан. Преобладание

пристана над фитаном объясняется условиями накопления ОВ, которые близки к фациям пересыхающих водоемов. Резкое преобладание нормальных алканов над изопреноидами в гидрогенизате, по сравнению с «холодным» экстрактом, может свидетельствовать о том, что источники ОВ для них могли быть разными. В составе гидрогенизата обнаружены циклические алканы, это позволило авторам сделать вывод о том, что источником ОВ, заключенного в пирите, могли быть термоацидофильные бактерии. Среди полициклических алканов в следовых количествах зафиксированы стераны ($C_{29}$), чье происхождение обычно связывают с цианобактериями или примитивными водорослями.

Таблица 4.2. **Состав «холодного» экстракта и гидрогенизата шунгита [Mycke et al., 1987]**

| Показатель | Хлороформ-метанольный экстракт | Гидрогенизат |
|---|---|---|
| Выход (мг/100 г) | 0,3 | 3,9 |
| Пристан/фитан | 1,42 | 1,25 |
| *н*-$C_{17}$/*i*-$C_{18}$ | 1,22 | 18,9 |
| *н*-$C_{18}$/*i*-$C_{20}$ | 1,20 | 21,3 |

Таблица 4.3. **Состав остаточных битумоидов пород кондопожской свиты [Мишунина, 1978]**

| | Образец 1 | Образец 2 |
|---|---|---|
| Содержание ОВ на породу, % | 2,95 | 0,62 |
| Содержание битумоида А на ОВ, % | 0,03 | 2,26 |
| Содержание битумоида С на ОВ | 0,41 | 1,45 |
| Состав битумоида А | | |
| C | 79,95 | 82,79 |
| H | 12,19 | 12,51 |
| N + S + O | 7,14 | 4,70 |
| C/H | 6,9 | 6,62 |
| Состав битумоида С | | |
| C | 63,83 | 59,14 |
| H | 9,48 | 9,04 |
| N + S + O | 26,69 | 31,82 |
| C/H | 6,73 | 6,54 |
| Нерастворимое ОВ, % | 99,56 | 96,29 |
| Отношение $Б_{хл}/Б_{спб}$ | 0,07 | 1,56 |
| Газовая фаза ОВ (% на сумму газов) | | |
| $CO_2$ | 4,66 | 0,0 |
| $N_2$ | 95,3 | 98,99 |
| $H_2$ | Не опр. | 0,95 |
| $CH_4$ | 0,038 | 0,058 |
| $C_2H_6$ | 0,002 | 0,002 |
| $C_3H_8$ | 0,0 | 0,001 |
| $C_4H_{10}$ | 0,0 | 0,0 |
| $CH_4$ в составе УВ газов | 95,0 | 95,08 |

Таблица 4.4. **Групповой состав углеводородов пород кондопожской свиты (обр. 2)**

| | Битумоид А | Битумоид С |
|---|---|---|
| Групповой состав, % | | |
| УВ | 64,52 | 8,47 |
| Смолы бензольные | 9,65 | 4,52 |
| Смолы спирто-бензольные | 23,86 | 54,63 |
| Асфальтены | 1,31 | 35,59 |
| Углеводороды | | |
| Содержание УВ на породу, % | 0,009 | 0,00076 |
| на ОВ | 1,46 | 0,123 |
| на битум | 64,52 | 8,47 |
| Метано-нафтеновые, на сумму фракций, % | 75,64 | 100 |
| I ароматические | 12,63 | – |
| II ароматические | 5,34 | – |
| III ароматические | 6,39 | – |

В работе А.Б. Соловьевой с соавторами [1998] приведены данные о битумоидах, выделенных из антраксолитов ($C_{орг}$ – 98 %), шунгита ($C_{орг}$ – 60 %), максовита ($C_{орг}$ – 30 %) и лидита путем их кипячения в гептане, хлороформе и бензоле. Выход битумоидов увеличивается при росте содержания ШВ. Битумоиды представлены преимущественно алифатическими углеводородами, прежде всего алифатическими насыщенными кетонами и сложными эфирами, с незначительной примесью ароматических соединений. Состав битумоидов разных экстрактов во всех образцах подобен.

*Кондопожская свита.* Состав ШВ пород кондопожской свиты исследован З.А. Мишуниной на образцах Нигозерского месторождения (табл. 4.3 и 4.4) [Мишунина, 1978]. Первый образец отобран из пачки, представленной преимущественно переслаиванием туфогенных шунгитоносных сланцев и алевропсаммитовых туффитов с обломками вулканического стекла; второй – из пачки, сложенной аргиллитами и алевритовыми туфами. ОВ по форме бесструктурное, в тонкослоистых породах оно совместно с первично-глинистым веществом образует тонкие (до 0,3 мм) неровные слои. В породах с пирокластическим материалом оно присутствует в межзерновом пространстве. Содержание ОВ во втором образце значительно меньше, однако содержание битумных веществ в нем существенно выше. В них также резко различное отношение содержания хлороформенного битумоида к спирто-бензольному. Это указывает на то, что при поступлении туфогенного материала в осадок условия среды становились более окислительными. В составе битумоидов второго образца хлороформенный экстракт имеет более высокое содержание УВ и бензольных смол, по сравнению со спирто-бензольным битумоидом, и соответственно значительно меньше спирто-бензольных смол и асфальтенов. Состав УВ по фракциям также резко отличается (табл. 4.4). В битумоиде А наряду с преобладанием метано-нафтеновой

фракции присутствуют ароматические УВ разного состава. Это также подтверждает высокую степень восстановленности битумоида А.

Нерастворимое ОВ в образцах по составу также отличается: содержание С от 86,9 до 94,7 %; Н от 0,62 до 1,45 %; S от 0,83 до 8,24 %; зольность от 4,02 до 15,08 %; выход летучих от 10,37 до 14,46 %.

Газонасыщенность пород изученного разреза (мощностью 35 м) составляет от 0,35 до 0,01 мл/кг (см. табл. 4.3). В составе УВ газов преобладает метан. Правда, в одном из дополнительных образцов, отобранных из самой верхней части разреза, преобладают высшие гомологи метана (около 60 % – преимущественно изобутан). По составу это образец с минимальным содержанием пирокластики, в нем полностью отсутствует псаммитовый материал и преобладает глинистая фракция, отсутствуют текстурные признаки прибрежных осадков. Возможная причина изменения газовой фазы, по З.А. Мишуниной, – смена состава биоценозов в направлении к более глубоководным частям осадочного бассейна.

З.А. Мишунина считает, что кондопожская свита на ранних этапах катагенеза ОВ была нефтепроизводящей и нефтесодержащей. Седиментационные включения антраксолита в породах Нигозерского месторождения содержат С 86,02 %, Н 0,13 %, S 10,44 %, (N + O) 3,81 %, золу 11,83 %, влагу 2,14 %, серу пиритную 0,18 %, выход летучих веществ на ОВ 9,22 %. Антраксолит нерастворим в органических растворителях [Мишунина, 1978].

### *Результаты изучения остаточных битумоидов в породах ОПС*[4]

*Туломозерская свита.* В доломитах, доломитизированных аргиллитах, ангидритах и галитах (с примесью терригенного материала) туломозерской свиты вскрытых ОПС (интервал 2333–2796 м) содержание $C_{орг}$ и его соединений, за редким исключением, крайне низкое ($C_{орг}$ < 0,1 %). Содержание битумоидов и сорбированных газов в породах свиты отражено в табл. 4.5а и 4.5б.

Таблица 4.5а. **Состав остаточных битумоидов шунгитоносных пород в разрезе ОПС (интервал 543–2796 м)**

| Геохимические параметры | Свита (подсвита) | | | |
|---|---|---|---|---|
| | Суйсарская свита (543,6–649,6 м) | Заонежская свита | | Туломозерская свита (2223,7–2796,0 м) |
| | | верхняя подсвита (824,6–1790,8 м) | нижняя подсвита (1871,2–2090,5 м) | |
| Нерастворимый остаток (Н.О.), % | *89,0 (11)<br>81,7÷96,0 | 76,2 (42)<br>18,3÷97,9 | 74,0 (15)<br>33,2÷93,8 | 61,5 (24)<br>19,3÷89,9 |
| Углерод некарбонатный ($C_{орг}$), % | 0,39 (11)<br>0,19÷1,10 | 8,11 (42)<br>0,08÷55,3 | 3,11 (15)<br>0,04÷18,24 | 0,06 (24)<br>0,02÷0,13 |
| Петролейно-эфирный битумоид ($Б_{пэ}$), % | 0,0001 (14)<br>0÷0,0002 | 0,0002 (46)<br>0÷0,0075 | 0,0001 (15)<br>0÷0,0003 | 0 (24)<br>0÷0,0004 |
| Хлороформенный битумоид ($Б_{хл}$), % | 0,0005<br>0,0001÷0,005 | 0,0005<br>0,0001÷0,010 | 0,0007<br>0,0001÷0,0025 | 0,0003<br>0,0001÷0,0019 |
| Тип $Б_{хл}$ | лм(4), л(3), м(1) | л(35), лм(7), м(1), мс(3) | л(6), лм(5), м(4) | л(6), лм(6), м(11), мс(1) |
| Спирто-бензольный битумоид ($Б_{сб}$), % | 0,0015<br>0,0001÷0,0150 | 0,0014<br>0,0001÷0,020 | 0,0025<br>0,0002÷0,0100 | 0,0009<br>0,0002÷0,0050 |
| Коэффициент нейтральности ($Кн = Б_{хл}/Б_{сб}$) | 0,5 (14)<br>0,2÷1,0 | 0,7 (46)<br>0,2÷6,0 | 0,4 (15)<br>0,2÷1,0 | 0,5 (24)<br>0,2÷2,0 |
| Коэффициент битуминозности $\beta_{хл} = Б_{хл}*100/C_{орг}$ | 0,06 (11)<br>0,01÷0,16 | 0,21 (42)<br>0,001÷2,00 | 0,56 (15)<br>0,0001÷2,78 | 0,61 (24)<br>0,09÷2,40 |
| Гуминовые кислоты, % | 0,0006<br>0,0001÷0,0005 | 0,0005<br>0,0001÷0,0100 | 0,0002<br>0,0001÷0,0006 | 0,0002<br>0,0001÷0,0003 |

*Примечание*. В числителе – среднее значение параметра, в знаменателе – диапазон вариаций (минимум ÷ максимум) значений параметра. Тип хлороформенного битумоида: л – легкий; м – маслянистый; мс – маслянисто-смолистый; с – смолистый, лм – легкий маслянистый. В скобках – количество исследованных проб.

Таблица 4.5б. **Вариации содержания сорбированных газов в шунгитоносных породах ОПС (интервал 543–2905 м)**

| Сорбированные газы | Свита (подсвита) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Суйсарская свита (543,6–649,6 м) | Заонежская свита | | Туломозерская свита | |
| | | верхняя подсвита (824,6–1790,8 м) | нижняя подсвита (1871,2–2090,5 м) | доломиты, ангидриты (2223,7–2796,0 м) | галит (2843,3–2905,2 м) |
| $CH_4$, $см^3/кг$ | *0,0036 (3)<br>0,0001÷0,0095 | 1,1973 (13)<br>0,0007÷4,3616 | 1,6518 (3)<br>0,0771÷3,2950 | 0,0004 (8)<br>0÷0,0010 | 0,0012 (3)<br>0,0004÷0,0028 |
| Предельные $C_{2–5}$, $см^3/кг$ | 0,0011 (3)<br>0÷0,0023 | 0,1858 (3)<br>0,0005÷0,7787 | 0,1161 (3)<br>0,0230÷0,2930 | 0,0037 (8)<br>0,0017÷0,0068 | 0,0020 (3)<br>0÷0,0037 |
| Непредельные $C_{2–4}$, $см^3/кг$ | 0,0025 (3)<br>0,0001÷0,0058 | 0,0866 (3)<br>0,0048÷0,5879 | 0,0272(3)<br>0,0027÷0,0395 | 0,0520 (8)<br>0,0060÷0,2153 | 0,0198 (3)<br>0,0072÷0,0436 |

[4] Авторы: Г.В. Тарханов, М.Г. Фрик.

Окончание табл. 4.5б

| Сорбированные газы | Свита (подсвита) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | Суйсарская свита (543,6–649,6 м) | Заонежская свита | | Туломозерская свита | |
| | | верхняя подсвита (824,6–1790,8 м) | нижняя подсвита (1871,2–2090,5 м) | доломиты, ангидриты (2223,7–2796,0 м) | галит (2843,3–2905,2 м) |
| Сумма углеводородных газов, $см^3/кг$ | 0,0071 (3)<br>0,0002÷0,0176 | 1,4697 (3)<br>0,0084÷4,9065 | 1,7951 (3)<br>0,1028÷3,6274 | 0,0562 (8)<br>0,0090÷0,2175 | 0,0230 (3)<br>0,0076÷0,0487 |
| $CO_2$, $см^3/кг$ | 8,50 (3)<br>3,55÷11,95 | 37,62 (3)<br>3,10÷279,45 | 41,34 (3)<br>11,22÷75,18 | 9,14 (8)<br>1,31÷15,51 | 1,91 (3)<br>1,30÷2,71 |
| $H_2$, $см^3/кг$ | 0,49 (3)<br>0÷1,45 | 0,60 (3)<br>0÷2,20 | 0,72 (3)<br>0÷2,15 | 0 (8) | 0 (3) |
| He, $см^3/кг$ | 0 (3) | 0 (3) | 0 (3) | 0 (8) | 0 (3) |
| $N_2$, $см^3/кг$ | 4,12 (3)<br>2,15÷7,12 | 8,92 (3)<br>0÷47,59 | 4,38 (3)<br>0÷12,77 | 7,31 (8)<br>1,29÷12,67 | 2,07 (3)<br>1,45÷2,90 |

*Примечание.* В числителе – среднее значение, в знаменателе – диапазон вариаций (минимум ÷ максимум) значений. В скобках – количество исследованных проб.

*Заонежская свита.* В подавляющем большинстве изученных образцов шунгитоносных пород (~ в 90 %) содержание нейтральных хлороформенных битумоидов ($Б_{хл}$) очень низкое (от 0,0001 до 0,01 %). По составу это преимущественно легкие: в интервалах 600–1000 м и 1900–2259 м – легкие маслянистые; в интервале 1900–2259 м и глубже 2706 м – маслянистые; в интервале 1200–1450 м и на глубине 2706 м – маслянисто-смолистые. Кислые спиртобензольные битумоиды ($Б_{сб}$) присутствуют в очень низких и средних концентрациях (< 0,002 %). Характерно, что в обогащенных $C_{орг}$ (> 0,5 %) породах отмечаются преимущественно легкие битумоиды (до легких маслянистых), а в породах с пониженным содержанием углеродистого вещества – чаще маслянистые и легкие маслянистые (до маслянисто-смолистых), концентрация которых в породах относительно повышена. В целом, по разрезу ОПС концентрация битумоидов и гуминовых кислот, а также степень битуминозности некарбонатного углерода несколько повышены в интервале 800–1400 м (рис. 4.12). Корреляционная связь между содержанием некарбонатного углерода и его средне- и высокомолекулярными органическими соединениями (битумоидами и гуминовыми кислотами) отсутствует. Относительно повышенные концентрации битумоидов ($Б_{хл}$ > 0,001 %, $Б_{сб}$ > 0,01 %) и гуминовых кислот (> 0,001 %) характерны для шунгитоносных пород со средним и низким содержанием $C_{орг}$.

Для битумоидов кислого и нейтрального рядов примерно в 80 % случаев коэффициент нейтральности $К_н = Б_{хл}/Б_{сб} < 1$. Степень битуминозности некарбонатного углерода очень низка (в 90 % случаев битуминозный коэффициент $\beta_{хл} < 1$ %, в 80 % – < 0,5 %, при максимальном значении 2,78 %). Лишь в 20 % изученных образцов, содержащих не более 0,5 % $C_{орг}$, $\beta_{хл} > 0,5$ %. С увеличением глубины залегания шунгитоносных пород битумоидный коэффициент несколько увеличивается, что свидетельствует о преимущественно эпигенетичном характере битумоидов в породах с относительно повышенной битуминозностью ($\beta_{хл} > 0,5$ %). Количество гуминовых кислот также невелико (для 95 % образцов оно < 0,001 %).

Изучение инфракрасных спектров хлороформенных битумоидов пород показало значительную роль алифатических структур (полоса поглощения – п.п. при 2900 $см^{-1}$ доминирует, оптические плотности $D_{2800}$, $D_{1170}$, $D_{720}$ достаточно велики), высокую степень окисленности ($K_2 = I_{1720}/I_{1470}$ больше 1; интенсивное поглощение в области 1200–1000 $см^{-1}$), что объясняется присутствием сложных эфиров (алифатических и ароматических, среди них – фталатов – $D_{1260}$), кетонов, альдегидов, жирных кислот (рис. 4.13).

Ароматичность битумоидов значительна ($K_1 = I_{750}/I_{720}$ от 1,5 до 4,8; $C_2 = D_{750}/D_{720}$ от 1,5 до 5,6). Она обусловлена наличием преимущественно полиаренов. ИК-спектры отличаются от спектров битумоидов осадочных пород меньшим поглощением – $CH_2$-групп (п.п. 1470 $см^{-1}$), ароматических колец (п.п.1600 $см^{-1}$) и большим – кислородсодержащих (п.п. 1720–1700 и 1200–1000 $см^{-1}$) групп. При этом в молекулярной структуре $Б_{хл}$ алевропелита с антраксолитом по сравнению с $Б_{хл}$ черного сланца повышена роль бициклических аренов и фталатов (п.п. 750 и 1260 $см^{-1}$).

Несмотря на некоторое сходство ИК-спектров $Б_{хл}$ пород ОПС со спектрами хлороформенных вытяжек высокоуглеродистых пород скважин Карелии (Шуньга, Максово, Зажогино), следует отметить, что последние отличаются более высокой интенсивностью характеристических полос поглощения кислородсодержащих соединений (п.п. 1725, 1260 $см^{-1}$, и особенно в области 1200–1000 $см^{-1}$), конденсированных и полициклических структур (п.п. 875, 815 $см^{-1}$), сернистых соединений (п.п. 1040 $см^{-1}$), а также наличием достаточно интенсивной полосы (п.п. 1410 $см^{-1}$), возможно, обусловленной присутствием азотсодержащих соединений.

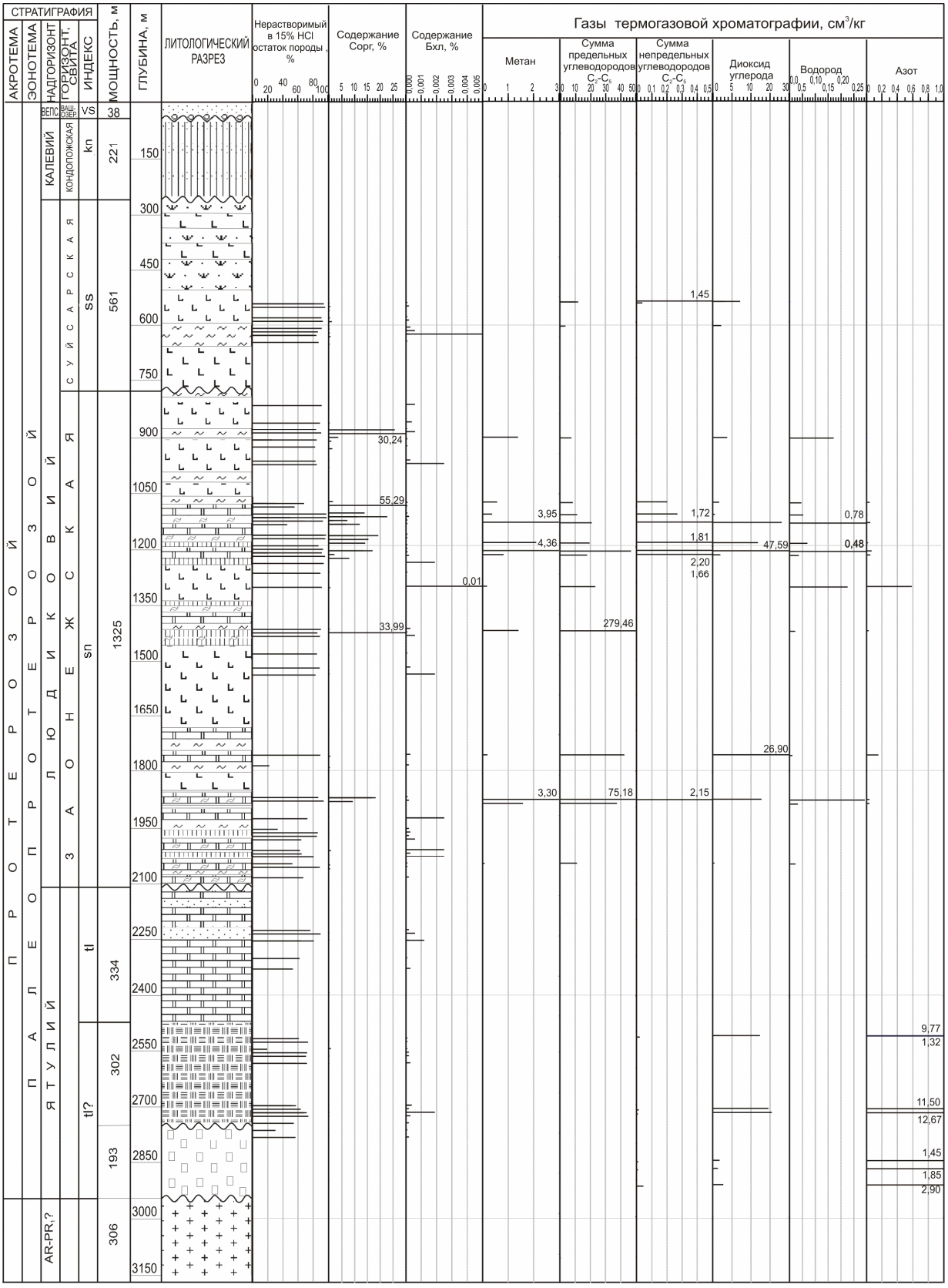



Рис. 4.12. Распределение углеродистого вещества и сорбированных газов в разрезе ОПС (интервал 540–2905 м)

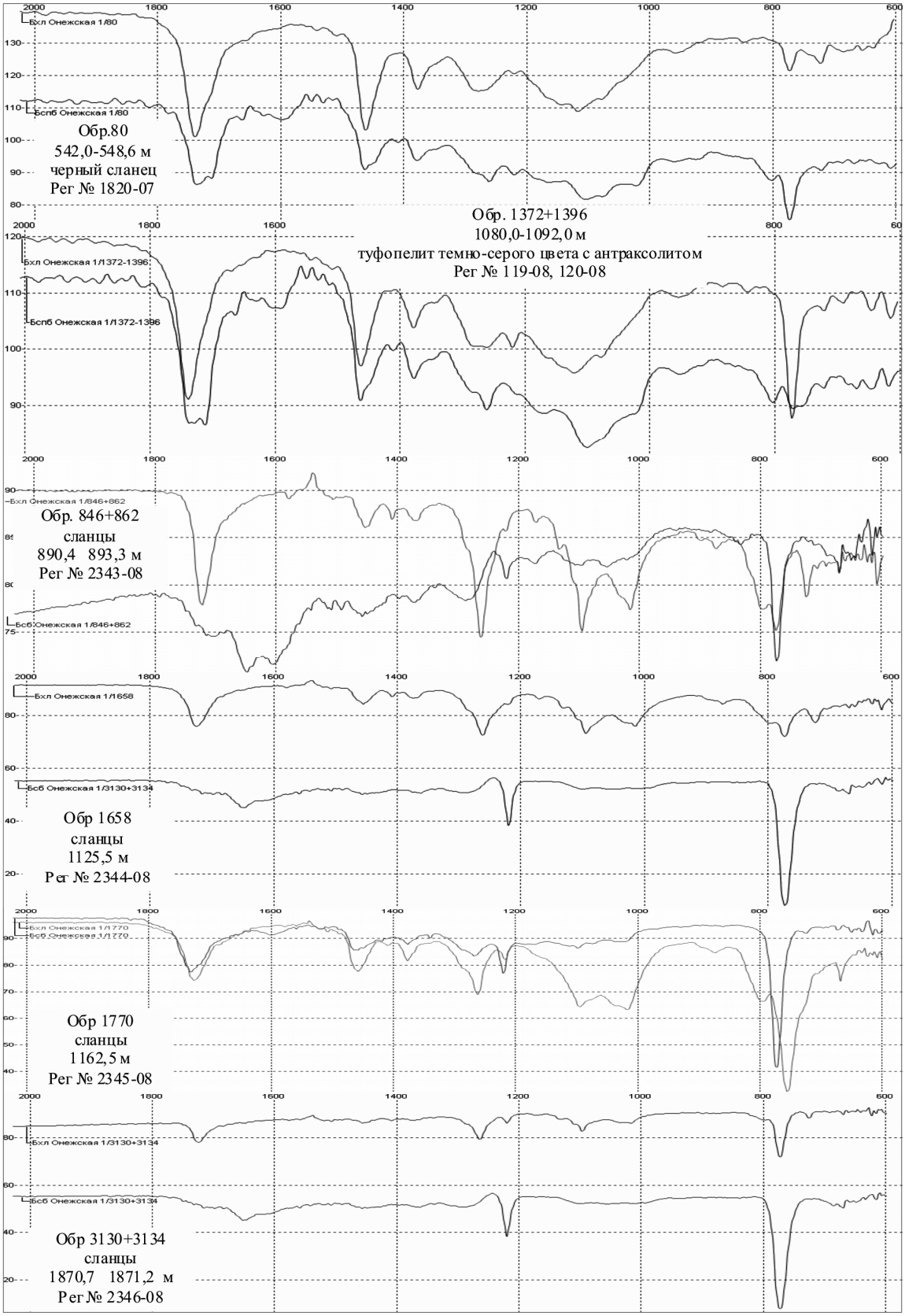



Рис. 4.13. ИК-спектры хлороформенных и спиртобензольных битумоидов шунгитоносных пород в разрезе ОПС

Судя по результатам определения группового состава единственного из незагрязненных серой образцов (обр. 1770 – сланец с глубины 1164,62 м), для которого масса $Б_{хл}$ была достаточна для детального анализа, установлено, что в составе битумоида преобладают метаново-нафтеновые УВ (43,6 %), далее следуют тяжелые смолы (30,8 %), затем асфальтены (15,4 %) и неразделенная фракция ароматических УВ и легких смол (10,3 %).

Сопоставление ИК-спектров хлороформенных и спиртобензольных битумоидов пород ОПС показало определенное сходство их молекулярного состава. Основные различия связаны с меньшей окисленностью $Б_{хл}$ по сравнению с $Б_{сб}$, что объясняется незначительным содержанием ОН-группы (отсутствие $D_{3400}$), ароматических сложных эфиров, альдегидов, кетонов в составе $Б_{хл}$ (отсутствие $D_{1720–1700}$; меньшей интенсивностью п.п. в области 1200–1000 $см^{-1}$), а также меньшей ароматичностью $Б_{хл}$ ($D_{1610–1600}$ мала, $D_{1040}$ отсутствует, значения $D_{875}$, $D_{815}$, $D_{750}$ меньше, чем для $Б_{сб}$).

По результатам газожидкостной хроматографии в составе насыщенных углеводородов $Б_{хл}$ относительно повышена роль н-алканов (17,76 % n-$C_{12–34}$ на гексановую фракцию для обр. № 80; 1,28 % – для обр. № 1770 и 1,15 % – для обр. № 1372, 1396), обнаружены изопреноидные алканы (0,69 % i-$C_{14–20}$ для обр. № 80; 0,25 % – для обр. № 1770 и 0,18 % – для обр. № 1372, 1396).

Распределение насыщенных высокомолекулярных алканов специфично. Концентрации н-алканов изменяются неравномерно, при этом все исследованные битумоиды существенно различаются (рис. 4.14).

В составе насыщенных УВ $Б_{хл}$ алевропелита обр. № 1372, 1396 и сланца обр. № 1770 доминируют среднемолекулярные гомологи n-$C_{16–18}$ ($\Sigma$n-$C_{15–18}$/$\Sigma$n-$C_{19–22}$ = 1,88 и 2,64; $\Sigma$n-$C_{17–23}$/$\Sigma$n-$C_{24–30}$ = 3,75 и 6,11; $\Sigma$n-$C_{\leq 20}$/$\Sigma$n-$C_{\geq 21}$ = 1,52 и 2,89, соответственно), коэффициенты нечетности больше 1 ($\Sigma$НЧ/$\Sigma$Ч n-$C_{14–33}$ = 1,04 и 1,36); доля н-алканов, особенно высокомолекулярных, ниже (соотношения n-$C_{18}$/нафт. фон = 3,76 и 3,59; n-$C_{24}$/нафт. фон = 1,50 и 0,28; n-$C_{30}$/нафт. фон = 0,16 и 0,20).

Меньшие концентрации насыщенных УВ обнаружены и в составе спиртобензольных битумоидов: в $Б_{сб}$ обр. № 1372, 1396 – 0,63 % n-$C_{12–34}$ и 0,1 % i-$C_{16–20}$; в $Б_{сб}$ обр. № 1770 – 0,10 % n-$C_{12–34}$ и 0,01 % i-$C_{16–20}$. При этом н-алканы в составе $Б_{сб}$ распределены еще более неравномерно. Среди изопреноидных УВ в $Б_{хл}$ и $Б_{сб}$ в обоих образцах преобладает фитан, величина пристан/фитан составляет 0,55÷0,88.

В составе гексановых фракций битумоидов в значительных концентрациях присутствуют неидентифицируемые УВ (на хроматограммах вблизи пиков n-$C_{26,18,19,25}$ – ненасыщенные или специфические изоалканы). По-видимому, это УВ реликтового строения в составе битумоидов высокоуглеродистых пород – остатки УВ, генерированных керогеном первично-осадочных отложений.

Пиролитическое исследование керогена методом Rock-Eval также отразило низкие концентрации как сорбированных ($S_1$ от 0,05 до 0,26 мг/г), так и образующихся в процессе пиролиза углеродистого вещества ($S_2$ от 0,18 до 0,52 мг/г) битуминозных компонентов. Принимая во внимание ранее полученные результаты пиролитического изучения образцов антраксолита (Шуньга: $S_1$ = 0,07 мг/г; $S_2$ = 0,01 мг/г), максовита (Максово: $S_1$ = 0,11 мг/г; $S_2$ = 0,08 мг/г), шунгитоносного сланца (Зажогино: $S_1$ = 0,08 мг/г; $S_2$ = 0,11 мг/г), следует отметить, что содержание аллохтонных битумоидов в разрезе ОПС относительно повышено.

По результатам термического масс-спектрометрического анализа углеродистого вещества шунгитоносных пород установлено, что во всех изученных образцах в процессе их пиролиза в незначительных концентрациях генерируются метановые (от 0,079 до 0,446 мг УВ/г породы), нафтеновые (от 0,661 до 1,525 мг УВ/г породы) и ароматические (от 0,296 до 1,049 мг УВ/г породы) УВ. В антраксолите (обр. № 1396 с глубины 1085,0 м) отмечаются более высокие концентрации УВ: метановых – 0,535 мг УВ/г породы, нафтеновых – 4,632 мг УВ/г породы, ароматических – 3,787 мг УВ/г породы. По конфигурации и расположению углеводородных пиков относительно температурной шкалы их следует отнести к высокомолекулярным продуктам деструкции тяжелой асфальтено-смолистой фракции битуминозного вещества.

В результате горячей экстракции проб шунгитоносных пород (обр. № 1372 и № 1396 из интервала 1080–1092 м, обр. 1770 с глубины 1162 м) из разреза ОПС выход $Б_{хл}$ составил 0,009, 0,006 и 0,014 %, а $Б_{сб}$ – 0,018, 0,036 и 0,098 %. Полученные значения $Б_{хл}$ и $Б_{сб}$ на порядок и более превышают данные люминесцентно-битуминологического анализа, что, по-видимому, связано с низкими концентрациями в битуминозном веществе люминесцирующих ароматических соединений.

В ОПС было изучено также распределение в породах сорбированных газов, выделяемых при температуре 250 ºС. Заонежская свита отличается повышенными и очень высокими концентрациями глубокосорбированных УВ газов: метана – до 4,36 $см^3$/кг в породах верхней подсвиты (в среднем

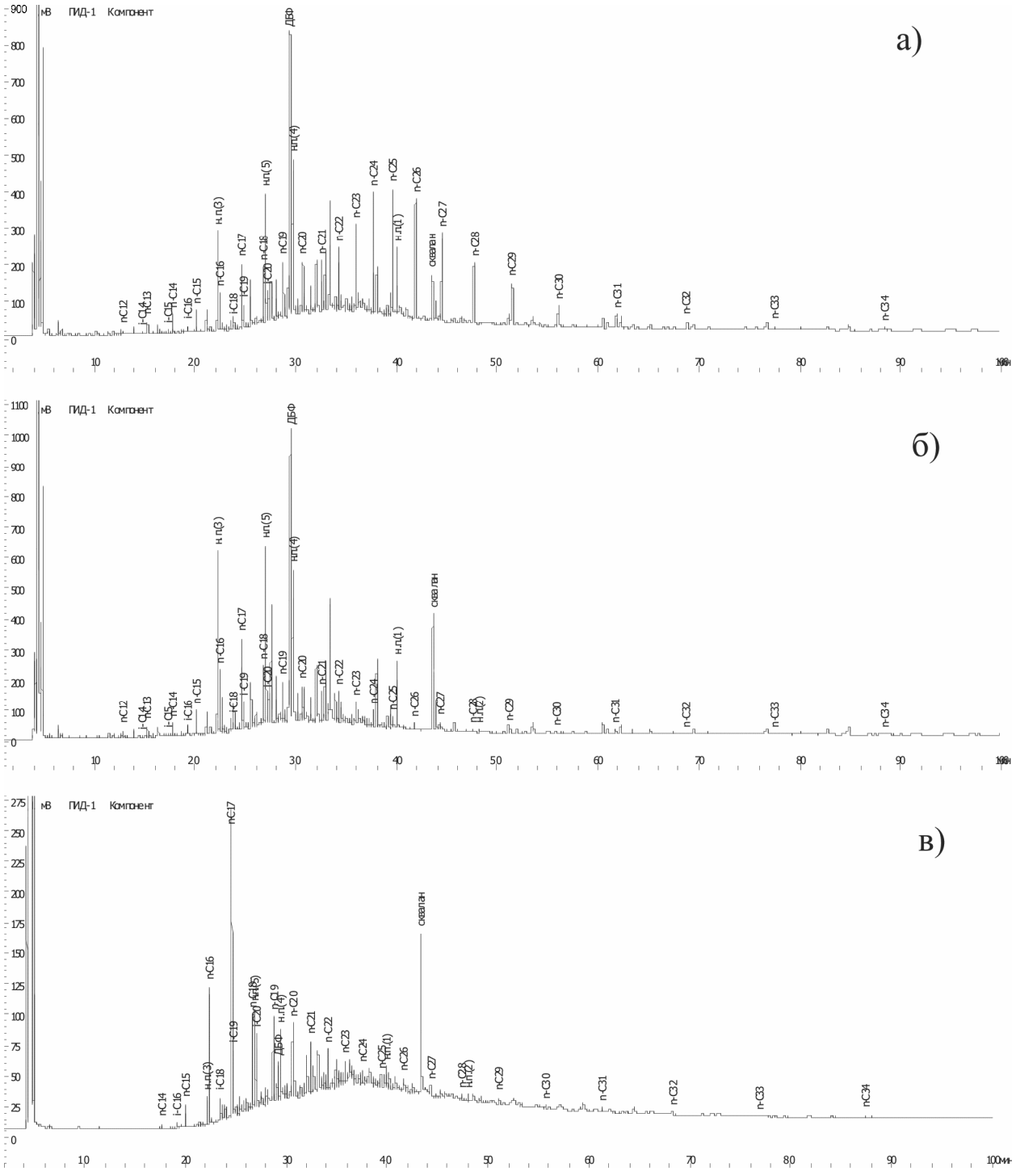



Рис. 4.14. Хроматограммы гексановых фракций хлороформенных битумоидов шунгитоносных пород ОПС:

а) обр. № 80, черный сланец с глубины 542,0–548,6 м; б) обр. № 1372 и 1396, туфопелит с антраксолитом с глубины 1080,0–1092,0 м; в) обр. № 1770, сланец с глубины 1162,5 м

1,20 $см^3$/кг) и до 3,30 $см^3$/кг в породах нижней подсвиты (в среднем 1,65 $см^3$/кг); предельных УВ $C_{2-5}$ – до 0,78 и 0,29 $см^3$/кг, соответственно, а также двуокиси углерода (до 279,45 и 75,18 $см^3$/кг, соответственно) при относительно повышенном содержании азота (в среднем 8,92 и 4,38 $см^3$/кг, соответственно) и эпизодически повышенном – водорода (от следов до 2,20 $см^3$/кг). Гелий в составе глубокосорбированных газов не обнаружен по всему разрезу скважины. Наиболее высокие концент-

рации сорбированных УВ газов выявлены в породах, обогащенных $C_{орг}$. Концентрации сорбированного шунгитоносными породами метана и тяжелых предельных УВ (в отличие от непредельных) тесно взаимосвязаны. Наличие значимых корреляционных связей между концентрациями метана, предельных УВ газов $C_2$–$C_5$, азота, двуокиси углерода и $C_{орг}$ свидетельствует об их единой (первично-осадочной) генетической природе. В отличие от них концентрации непредельных УВ коррелируют с содержанием битумоидов и гуминовых кислот, что, по-видимому, указывает на их эпигенетический характер. Вариации нормированных значений отношений компонентов глубокосорбированных газов к $C_{орг}$ в разрезе ОПС приведены на рис. 4.15. Наибольшие вариации вышеуказанных отношений отмечаются в интервалах 904–1309 м и 1756–2701 м. В верхнем интервале – за счет метана и газообразных УВ преимущественно предельного ряда, а в нижнем – в связи с увеличением вклада непредельных УВ газов. При этом существенного возрастания коэффициентов $CH_4/C_{орг}$ и $C_2$ + в/$C_{орг}$ с увеличением глубины (за редким исключением) не наблюдается. Зональность распределения сорбированного метана, предельных и непредельных УВ по разрезу ОПС, с одной стороны, отражает различную степень обогащения шунгитоносных пород $C_{орг}$, повышенные содержания которого установлены в интервалах 890÷1450 м и 1750÷1900 м, с другой – их насыщенность битумоидами и гуминовыми кислотами, максимальные концентрации которых выявлены на глубинах 1300 м (> 0,04 %), 1925, 2012 и 2030 м (≥ 0,04 %), а также 2720 м (0,007 %).

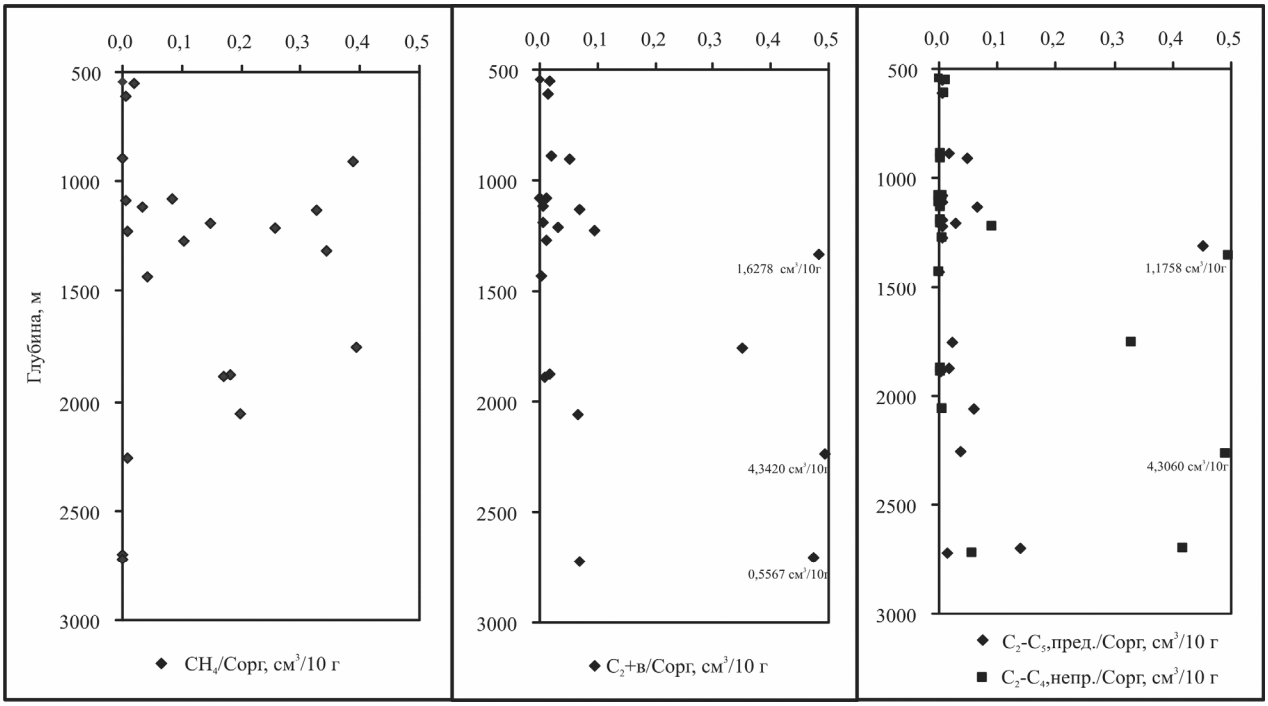



Рис. 4.15. Вариации нормированных значений отношений углеводородных газов глубокой сорбции к содержанию некарбонатного углерода в шунгитоносных породах разреза ОПС

*Суйсарская свита.* Сланцы и туфопелиты суйсарской свиты, изученные в интервале 542–642 м, отличаются средними и низкими концентрациями $C_{орг}$ (≤ 1,1 %) при величине н. о. (обратная величина карбонатности пород) > 80 %.

В составе насыщенных УВ $Б_{хл}$ сланца обр. № 80 (542–548 м) резко преобладают высокомолекулярные n-$C_{25–27}$, ($\Sigma$n-$C_{15–18}/\Sigma$n-$C_{19–22}$ = 0,85; $\Sigma$n-$C_{17–23}/\Sigma$n-$C_{24–30}$ = 0,32; $\Sigma$n-$C_{\leq 20}/\Sigma$n-$C_{\geq 21}$ = 0,17), коэффициенты нечетности < 1 ($\Sigma$НЧ/$\Sigma$Ч n-$C_{14–33}$ = 0,93; RНЧ/Ч n-$C_{24–30}$ = 0,90); роль нафтенов очень низка (соотношения n-$C_{18}$/нафт. фон = 4,85; n-$C_{24}$/нафт. фон = 6,29; n-$C_{30}$/нафт. фон = 3,3). По результатам газожидкостной хроматографии в составе насыщенных УВ $Б_{хл}$ относительно повышена роль н-алканов (17,76 % n-$C_{12–34}$ на гексановую фракцию, обр. № 80), обнаружены изопреноидные алканы (0,69 % i-$C_{14–20,}$ обр. № 80). Меньшие концентрации насыщенных УВ обнаружены и в составе спиртобензольных битумоидов: в $Б_{сб}$ обр. № 80 – 0,85 % n-$C_{12–34}$ и 0,14 % i-$C_{16–20.}$

В исследованных образцах пород свиты наблюдается пониженное содержание глубокосорбированных УВ газов (до 0,0095 см$^3$/кг метана, до 0,0023 см$^3$/кг предельных УВ $C_{2-5}$ и до 0,0058 см$^3$/кг непредельных УВ $C_{2-4}$), относительно повышенное – азота и двуокиси углерода (в среднем 4,12 см$^3$/кг и 8,50 см$^3$/кг, соответственно), эпизодически повышенное – водорода (от следов до 1,45 см$^3$/кг) (табл. 4.5б).

Для туффитов суйсарской свиты, отобранных в интервале 529–635 м, $\delta^{13}C_{орг}$ составляет –32,6÷–31,5 ‰.

### *Шунгитоносные породы как полезное ископаемое*[5]

В архивах имеются сведения о том, что из Карелии с давних времен, вероятно, с половины XIV века активно вывозили «олонецкую чернядь». Первый письменный документ об этом, датируемый 1736 г., хранится в архиве российской Берг-коллегии. Вот выписка из другого, более позднего архивного документа [Дело по отношению…, 1841], поясняющая назначение, объемы разработок и технологию подготовки к продаже «олонецкой земли». «...В полях деревни Цилополья… черная земля или глина так называемая Олонецкою с давнего уже времени добывалась – по правую сторону ручья Пирика в пустопорожнем горбуне земли, …по истощении же там оной отыскан прииск такой же земли… по левую сторону того же ручья в полях той же деревни..: шириною в пять, а длиною до 25 сажен, где добывалась до 500 пудов в год, а в настоящем году исчезла уже и на сем месте, сей прииск в пудном добывании до 200 пудов. Земля сия состоит под почвою земли в двух аршинах глубиною кусками разной величины… После толкут оные куски на мельницах в мелкую пыль и отдают оную закупоренную уже в бочки вольным промышленникам…, которые отправляют в Санкт-Петербург, а оттуда в Москву и другие места на фабрики, где употребляется за немалую цену для смазки осей у машин и особо в деле черной краски» (Рапорт землемера Казновского в Олонецкую Палату Государственных Имуществ, датированный 14 апреля 1842 г.).

Первое упоминание о породах Карелии, «кои цветом подобны черному углю», появилось в 1787 г. в работе С. Алопеуса – священника г. Сердоболя (Сортавалы). О возможной связи полезных свойств вод Марциального курорта с черными сланцами написал в 1792 г. академик Н.Я. Озерецковский [1812]: «Происхождение как купоросной сей земли, так и железной руды с великою вероятностию приписать можно колчеданистому шиферу или сланцу, который по всей оной стране в изобилии находится. Часто выходит он из-под гор и показывается на поверхности земли черными слоями… Вероятно также, что оно (Олонецкое наместничество) избыточествует либо аспидом, или земляным угольем, потому что под шиферами или сланцами в нарочитой глубине обыкновенно находят либо аспид, либо каменное уголье, которых поискать здесь было бы не бесполезно…» (с. 138).

Первые профессиональные сведения о нигозерских сланцах приведены в работах Н.И. Комарова (1842, 1851), хотя их практическое использование было начато задолго до этого времени. Сланец почти всегда присутствует в отделке известных зданий Санкт-Петербурга, построенных в XVIII–XIX вв. Наиболее ранний пример – Мраморный дворец, возведенный архитектором А. Ринальди в 1768–1785 гг. (вставки по периметру верхней площадки мраморной лестницы). Завод по обработке (распиловке и шлифовке) мрамора и нигозерского сланца был построен в с. Тивдия в 1807 г. Он работал до 1863 г., до окончания строительства Исаакиевского собора, хотя добыча сланца продолжалась и после этого, вплоть до 1906 г. Первое массовое применение нигозерского сланца связано со строительством Казанского собора (1801–1811, мозаичные полы). Сланец в эти же годы широко использовался для изготовления столовых досок, подоконников, лестничных ступеней, надгробных памятников. В Исаакиевском соборе (1818–1858) нигозерским сланцем облицован внутренний цоколь (плинт). Мозаичные полы нескольких залов нового Эрмитажа (1842–1851) выполнены карельским камнем, в т. ч. нигозерским сланцем. В более поздний период сланец использовался при строительстве Санкт-Петербургской медико-хирургической Академии и ряда других сооружений. Нигозерское месторождение сланцев в XVIII–XIX вв. разрабатывалось небольшими карьерами глубиной до 10 м, расположенными по юго-восточному берегу оз. Нигозеро. Наряду с Нигозерскими ломками в тот период шло освоение Ладмозерского месторождения аналогичных сланцев. Н.А. Фелкнер в 1872 г. впервые предложил использовать нигозерские сланцы в качестве материала для кровли зданий.

Первый краткий период изучения и освоения Шуньгского месторождения приходится на 1877–1878 гг. Интерес был обусловлен тем, что Россия готовилась к войне с Турцией и существовала угроза лишиться поставок английского кардифа, на котором в основном работала промышленность

[5] Автор: М.М. Филиппов.

Петербурга и флот Балтики. В 1877 г. проводится разведка месторождения (С. Конткевич). «Антрацит» испытывают в топках пароходов, оформляются горные отводы для разработки других участков. Научные исследования проводят А.А. Иностранцев, К.И. Лисенко, В. Алексеев, между ними ведется первая научная полемика о происхождении пород месторождения. В 1885 г. А.А. Иностранцев для обозначения «блестящей» разновидности шуньгских образцов вводит термин «шунгит». Все многочисленные испытания шуньгского «антрацита» в качестве топлива, в т.ч. для паровых судов, закончились неудачно.

С началом Первой мировой войны снова была поднята проблема «северного антрацита». Поставки в Петербург угля из-за границы прекратились, стало невозможно эксплуатировать месторождения Домбровского бассейна в Польше, были трудности в доставке донецкого угля и бакинской нефти. Весной 1916 г. комиссия особого совещания по топливу при Российском правительстве под руководством С.Ф. Малявкина провела ревизию подземных горных выработок Шуньгского месторождения, организовала добычу небольшой партии «угля» и доставку ее в Петербург. Испытания пробы были признаны неудовлетворительными. После революции 1917 г. и Гражданской войны страна снова остро нуждалась в топливе и строительных материалах. Часть карельских месторождений сланцев нигозерского типа были признаны перспективными для применения в качестве кровельных материалов, и на ряде участков, в т. ч. в районе с. Челмужи (А.М. Гуреев), были начаты разведочные работы. Однако специфика многих разновидностей сланцев, заключающаяся в развитой косой слоистости, обусловила отрицательный результат этого, на первый взгляд, перспективного направления практического использования сланцев.

В шунгитоносных породах к настоящему времени диагностировано два типа метаморфизованного ОВ: первичное (сапропелевое), практически исчерпавшее свой нефтегенерационный потенциал (истощенный кероген); и вторичное – УВ, образованные во время катагенеза керогена. Последние могут присутствовать как в материнской породе, так и во вмещающих породах. Все шунгитоносные породы разделены на 4 группы в зависимости от генезиса ОВ (табл. 4.6).

Таблица 4.6. **Генетическая классификация шунгитоносных пород**

| Группа, подгруппа | $C_{орг}$, % | Тип ОВ |
|---|---|---|
| **I. Сапропелитовые породы** | | **Сингенетичное (сапропелевое)** |
| 1. Субдоманикоиды | 0,1–0,5 | Умеренно-рассеянное |
| 2. Доманикоиды | 0,5–5 | Слабоконцентрированное |
| 3. Доманикиты | 5–15 | Умеренно концентрированное |
| **II. Сапробитумолитовые породы** | | **Сапропелевое и миграционное** |
| 1. Доманикоиды с УВ | 0,5–5 | Слабоконцентрированное |
| 2. Доманикиты с УВ | 5–15 | Умеренно концентрированное |
| 3. Экструзивные сапробитумолиты | 10–45 | |
| а) максовиты | 45–80 | Сильноконцентрированное |
| б) шунгиты | | Мегаконцентрированное |
| **III. Битумолитовые породы** | | **Нафтоиды и нафтиды в коллекторах** |
| 1. Сланцы, алевролиты | 0,5–5 | Слабоконцентрированное |
| 2. Песчаники, брекчии | 5–15 | Умеренно концентрированное |
| **IV. Породы с переотложенным ОВ** | | **В составе терригенного материала** |
| 1. Туфопесчаники | до 5 | Слабоконцентрированное |
| 2. Сланцы и алевролиты (нигозериты, мягрозериты) | 0,5–2,5, | То же |

Шунгитоносные породы, в которых ШВ является метасапропелевым, встречаются в основном в разрезах заонежской свиты. Вулканогенно-осадочные, осадочно-вулканогенные, осадочные породы в той или иной мере несут следы смешанных по составу осадков с постоянным присутствием продуктов подводного вулканизма (пирокластика и гидротермальные растворы). Наиболее широкое распространение имеют шунгитоносные туфы, туфопесчаники туфоалевролиты, биотит-серицитовые сланцы, серицит-кварцевые алевролиты, доломиты, лидиты. Карбонатные породы, минеральная основа которых более чем на 50 % представлена карбонатными минералами, в основном кальцитом и доломитом; кремнистые породы, содержание $SiO_2$ в которых при пересчете на минеральную массу составляет более 90 %, – в основном лидиты; туфы, в составе которых преобладает пирокластический материал; алевролиты – терригенные породы, в которых обломки алевритовой, реже песчанистой размерности представлены перемытым туфовым материалом; сланцы – тонкозернистые, скрытокристаллические породы, минеральная основа которых первоначально была представлена первично-глинистым веществом.

Наиболее востребованы практикой шунгитоносные породы, в которых ШВ является смешанным (первично-осадочным и миграционным). Как уже было отмечено, при формировании складок

нагнетания идет дифференциация вещества по плотности, и образуются породы с характерными текстурными и структурными особенностями: максовиты и шунгиты. В табл. 4.7 приведена их общая характеристика.

Таблица 4.7. **Общая характеристика типичных метасапробитумолитовых пород**

| Порода | Характер распределения ШВ | Внешний облик, текстура, структура | Форма проявления | Место-рождения |
|---|---|---|---|---|
| **Максовиты:** кварц-серицитовые, биотит-хлоритовые, хлорит-альбитовые | Тонкая однородная смесь ШВ с криптокристаллическим минеральным веществом | Матовые с шелковистым оттенком. Массивные, брекчиевидные. Пелитоморфные | Купольные (диапировые) тела | Шуньга, Зажогино, Кочкома, Пажа, Яндомозеро |
| **Шунгиты:** кварц-серицитовые, биотит-серицитовые, серицит-кварцевые, альбит-хлоритовые | То же, ШВ преимущественно миграционное | Блеск металлоидный или графитоидный (антрацитоподобные). Массивные с параллелепипедальной отдельностью. Пелитоморфные | Субпластовые тела, локальные участки внутри купольных тел | Шуньга, Зажогино, Яндомозеро |

В группу битумолитовых входят породы, в которых ОВ не имеет биоморфной структуры и более чем на 50 % состоит из твердых битумов – продуктов преобразования УВ**.** Огромное количество УВ, возникшее в процессе катагенеза ОВ, накопленного в отложениях заонежской свиты, сохранилось в породах-коллекторах, обладающих хорошей проницаемостью и высокой пористостью, как это происходит при формировании типичных нефтяных месторождений.

В 1928 г. трест «Карелгранит» провел ревизию месторождения Шуньга (В.И. Крыжановский). Установлено, что в золе шунгита содержание оксида ванадия достигает 1,54 %, поэтому было предложено использовать шунгит и как топливо, и как ванадиевую руду, а позже и как никелевую, и молибденовую. На месторождении и других участках, где уже были известны проявления черных сланцев, развертываются разведочные работы (Н.И. Рябов). Основные технологические испытания шунгита проведены в Ленинграде с 1931 по 1935 гг.: шунгит в качестве топлива, сырья для получения ванадия, желтого фосфора, ферросилиция, чугуна, электродов, карманных батарей, графита, наполнителя микрофонов, противопригарных красок в металлургии, коллоидной смазки. Были проведены специальные агрономические опыты (М.А. Тойкка и др.). Выяснилось, что при выветривании шунгитоносных пород освобождаются калий, фосфор, ванадий, медь, никель, молибден, кобальт, которые усваиваются растениями. Помимо этого отмечается, что черный цвет почв, определяемый шунгитовым веществом, способствует раннему снеготаянию и создает равномерный, в течение суток, тепловой режим; в почве, формируемой из разрушенных шунгитоносных пород, мало глинистого материала, поэтому структура почв хорошо проницаема для воздуха.

В 1934 г. К.Л. Островецкий впервые предложил использовать нигозерские сланцы в качестве сырья для производства керамзита. Были проведены экспериментальные лабораторные исследования. Для обеспечения планируемого производства керамзита разведано Нигозерское месторождение. Однако в 1937 г. К.Л. Островецкий был репрессирован, а идея производства керамзита была на долгие годы забыта. Лишь в 1962 г. В.Н. Мартынов, ознакомившийся с материалами К.Л. Островецкого, вновь обосновывает необходимость производства керамзита из нигозерских сланцев. В Институте геологии Карельского филиала АН СССР были развернуты лабораторные исследования нигозерских сланцев, разработана технология промышленного производства керамзита (шунгизита), созданы методы оценки качества сырья (Ю.К. Калинин, В.И. Горлов, Т.Н. Лазарева), получены данные для проектирования промышленных обжиговых печей. Активному вовлечению сланцев в производство шунгизита способствовало внимание центральных министерств СССР, включая министерство обороны, а также начало массового строительства жилья. В 1962 г. ККГРЭ МГ РСФСР были проведены поисковые работы в районе старых разработок сланца (А.И. Кайряк и М.Н. Рауш), в 1963–1965 гг. – предварительная (Г.Н. Николаевский и др.), а в 1971–1972 гг. – детальная разведка Нигозерского месторождения (В.И. Александров и др.). На этом месторождении с 1972 г. начал работать Кондопожский шунгитовый завод по производству щебня, и с того же времени на северо-западе СССР (в Москве, Петрозаводске, Кондопоге, Мурманске, Архангельске, Апатититах, Бокситогорске, Владимире, Иванове, Ярославле, Риге) начинают работать шунгизитовые заводы, общий объем производства которых достигал 1 млн м$^3$ в год.

В 70–80-е гг. прошлого столетия сланцы Нигозерского месторождения в больших объемах использовались также в качестве облицовочного материала внутренних и внешних поверхностей стен жилых и производственных зданий, при оформлении пешеходных дорожек, подпорных стенок. В настоящее время все заводы по производству шунгизита закрыты, объемы добычи

сланцев для облицовки стен резко снижены. Наряду с Нигозерским месторождением плиточный материал в малых объемах добывается на Турастамозерском месторождении (Заонежский п-ов).

В 1965–1966 гг. на участке Тетюгино Институтом геологии КарНЦ РАН были проведены работы по геологическому картированию с проходкой шурфов и канав (Ю.К. Калинин, В.И. Горлов). Технологические испытания лидитов для производства кремния и карбида кремния были проведены в институте ВАМИ и ВНИАШ. Лидиты участка оценивались также в качестве пробирного и поделочного камня.

Шунгитоносные карбонатные породы заонежской свиты при строительстве Исаакиевского собора рассматривались в качестве заменителя черного мрамора. При разведке Максовского и Зажогинского месторождений была произведена оценка карбонатных пород в качестве местного удобрения для известкования кислых почв. В 1948–1956 гг. Шуньгское месторождение кустарно разрабатывалось Ленинградским заводом художественных красок; работы были прекращены из-за сложностей подготовки порошков с требуемой дисперсностью.

Регулярное использование высокоуглеродистых пород было начато в 1991 г. Производственная организация ООО «Карбон-Шунгит» разрабатывает Зажогинское и Максовское месторождения. Шунгитовое вещество этих пород обладает высокой активностью в окислительно-восстановительных процессах, которая близка или даже превосходит активность коксов. В то же время оно обладает исключительной стойкостью по отношению к агрессивным средам, высокой электропроводностью, значительной механической прочностью и малой теплопроводностью. Тонкая дисперсность минерального вещества пород, его равномерное распределение по объему создают развитую контактную поверхность с шунгитовым веществом. В настоящее время породы используются в нескольких промышленных производствах. В металлургии – в качестве комплексного сырья в металлургических процессах, заменяя одновременно кокс и кварцит; в электротермическом производстве ферросплавов, синтетического чугуна, фосфора и цветных металлов. При получении карбида кремния. Направление очень перспективное, поскольку в данном случае возможна замена дефицитного и дорогого металлургического кокса. В Институте геологии КарНЦ РАН (Ю.К. Калинин и др.) разработаны различные радиоэкранирующие композиционные материалы на основе максовитов и неорганических связующих (электропроводные – строительный кирпич, бетон, штукатурка, краска, асфальт). Они используются для изготовления нагревателей, изделий, экранирующих электромагнитное излучение. Водоподготовка, очистка сточных вод: максовиты и шунгиты являются перспективным адсорбентом в процессах подготовки питьевой и диетической воды и могут сыграть важную роль в решении проблемы обеспечения чистой питьевой водой городов Карелии и Ленинградской области; доказана также возможность очистки производственных сточных вод от нефтепродуктов, ряда органических веществ (фенолов, гуминов, лигноуглеводных комплексов спиртов, жирных кислот, пестицидов, хлора, фторорганических веществ), при этом наблюдается обеззараживание воды от патогенных микроорганизмов. Катализаторы: максовиты и шунгиты проявляют высокую каталитическую активность и могут быть использованы в ряде процессов оргсинтеза. Наполнители композиционных материалов на основе высокомолекулярных и других соединений; шунгитовое вещество и минеральная часть пород придают таким материалам стойкость к износу, низкий коэффициент трения, электропроводность; разработаны и практически реализуются технологии получения резин, полимеров, мастик, замазок, краски с новыми свойствами [Шунгиты…, 1984].

Максовское и Зажогинское месторождения детально разведаны ККГРЭ в 80-е гг. прошлого века (С.В. Купряков, В.П. Михайлов). Общие запасы двух месторождений – около 35 млн т. В пределах ОС есть много перспективных участков на открытие крупных залежей максовитов и шунгитов.

Битумолитовые породы Карелии пока не рассматриваются в качестве полезного ископаемого, хотя содержание в них ШВ может достигать 15 %. Возможное направление их практического использования – получение концентратов ШВ. Экспериментальные работы в этом направлении до настоящего времени были проведены на шунгитах и максовитах, однако технологические схемы, основанные лишь на дроблении и флотации пород, оказались малоэффективными. Обогащение с использованием кислот, щелочей и автоклавирования экономически невыгодно, с позиций экологии небезопасно, а глубокая химическая обработка пород влияет на структуру и свойства ШВ. Поскольку в битумолитовых породах ШВ химически не связано с минеральным веществом, их механическое разделение возможно при дроблении (В.И. Кевлич), а значит, есть перспектива создания простых и эффективных схем обогащения.

В настоящее время наблюдается некоторый бум в рекламировании полезных качеств различных изделий, изготовливаемых из шунгитоносных пород: «цилиндров-гармонизаторов», «шунгита в штуфах», «защитных шунгитовых пирамид» – миниатюрных моделей египетских пирамид;

«шунгита» в виде окатышей и шаров. По мнению разработчиков, все эти средства эффективно помогают при лечении суставного синдрома, хронических заболеваний носоглотки и верхних дыхательных путей, диабетической ангиопатии, ишемической болезни сердца, гипертонической болезни, патологии желудочно-кишечного тракта и многих других. Авторы публикаций, как правило, не указывают, какой вид пород они рекламируют. Они их называют «шунгитом», «карельским минералом шунгит», «неизвестной углеродсодержащей породой шунгит», «углеводородом», «горной породой, относимой к древнейшим антраксолитам». Оздоровительный эффект часто связывают с фуллеренами и фуллеритами.

*Фуллерены в шунгитоносных породах и антраксолитах*

Открытие природных фуллеренов было сделано при изучении антраксолитов месторождения Шуньга [Buseck et al., 1992]. Их содержание оценивалось как следовое. В 1993 г. фуллерены были выделены из максовитов Зажогинского месторождения (С.В. Холодкевич и др.); их содержание оценивалось в 0,1 вес. % в расчете на породу. В ряде работ [Леманов и др., 1994; Парфеньева и др., 1994; Lemanov et al., 1994] была сделана попытка косвенного доказательства присутствия фуллеренов в антраксолитах и ШВ пород путем изучения физических свойств в диапазоне температур 77–400 К. Обнаруженные аномалии при $T \cong 200$ К объясняются тем, что и ШВ, и фуллерены имеют близкие по своей природе дефекты молекулярной структуры. В продуктах экстракции фуллеренов из максовита гексаном [Masterov et al., 1994] содержание фуллеренов $C_{60}$ и $C_{70}$ оценено в $10^{-4}$ вес. %. В исследовании [Рожкова, Андриевский, 2000] изучены водные коллоиды, полученные после ультразвуковой обработки порошка антраксолита (Шуньга) в воде с добавлением смеси толуол-изопропанол, концентрация фуллеренов в ШВ составила $10^{-3}$ вес. %. Высказано предположение о том, что фуллерены в ШВ существуют в виде их химических производных, прочных молекулярных комплексов и стабилизированы, вероятно, донорно-акцепторными связями.

Наряду с работами, подтверждающими присутствие фуллеренов в антраксолитах и шунгитоносных породах, появились также работы с отрицательными результатами. Первые сомнения в существовании фуллеренов в шунгитовом веществе высказаны в работе [Ebbesen et al., 1995]. Ни в одном из трех образцов антраксолитов фуллерены не были обнаружены. Сделан вывод о том, что фуллерены, открытые П. Бусеком и др., вероятно, сформированы за счет возможного локального воздействия молний. Фуллерены не были обнаружены в антраксолите месторождения Шуньга [Винокуров и др., 1997; Юшкин, 1994]. Японские исследователи также не подтвердили присутствие фуллеренов в нигозерских антраксолитах.

Существует несколько объяснений изложенных данных. 1. Фуллерены имеют низкий кларк концентрации, сопоставимый с пределами обнаружения используемых аналитических методов. 2. Не исключено, что фуллерены в незначительном количестве, зависящем от условий эксперимента, образуются в процессе анализа вещества (артефакты). 3. Синтез фуллеренов во время аналитических процедур возможен из антраксолитов, имеющих лишь определенную молекулярную структуру. 4. Содержание природных фуллеренов в антраксолитах высокое, но доля их извлечения – низкая, что объясняется несовершенством используемых технологий экстракции.

По мнению П. Бусека, методы идентификации фуллеренов, основанные на использовании масс-спектрометрии с лазерной десорбцией образцов, нередко дают артефакты. С момента открытия природных фуллеренов прошло более 18 лет. Основной акцент публикаций за это время сместился на изучение условий их происхождения с целью возможного использования данных при геологических исследованиях (фуллерены как индикаторы условий образования минеральных видов).

*Перспективы нефтегазоносности ОС*

В оценке перспектив нефте- и газоносности ОС [Дертев и др., 2000] в качестве основной нефтепроизводящей толщи принята верхняя подсвита заонежской свиты. Основанием для этого являются большая мощность шунгитоносной части разреза свиты, высокое содержание сингенетичного ШВ, присутствие остаточных битумоидов в породах свиты, многочисленные признаки миграции УВ, присутствие в разрезах проницаемых и, наоборот, экранирующих возможную миграцию флюидов пачек пород. В других оценках нефтегазоносности структуры есть также альтернативный вариант, связанный с поступлением флюидов с больших глубин фундамента по тектоническим зонам палеозойской и более молодой активизации. В этом случае потенциальными коллекторами и покрышками могут быть отложения всей протерозойской толщи осадочных и вулканических пород. Ниже рассматривается первый (основной) вариант обоснования нефтегазоносности структуры.

Количественная оценка потенциальных ресурсов нефти и газа ОС проведена группой специалистов нефтяного института (ВНИГРИ) и ВСЕГЕИ [Дертев и др., 1994]. В основе расчета – эмпирические закономерности изменения удельных запасов нефти и газа в зависимости от ряда показателей, характеризующих как отложения пород, так и саму структуру. При расчетах использованы четыре показателя: 1. Объем отложений, погруженных на глубину свыше 2 км. Показатель связан со степенью реализации нефтематеринского потенциала пород заонежской свиты. 2. Интенсивность тектонической структуры – отношение максимальной амплитуды структуры к ее площади. Этот показатель указывает на условия миграции УВ и возможность их аккумулирования в коллекторах. 3. Средняя мощность отложений промежуточного (между нефтепроизводящей свитой и потенциальным коллектором) комплекса пород, отражающая условия консервации накопленных УВ. 3. Возраст промежуточного мегакомплекса пород. Показатель отражает возможность пород играть роль коллекторов и сохранять УВ во флюидном состоянии.

Общий объем протерозойских отложений, выполняющих Онежскую структуру, составляет 57278 км$^3$. Объем отложений, залегающих глубже 2 км, – 41730 км$^3$. Площадь распространения осадочных пород – 27250 км$^2$. Максимальная мощность (амплитуда прогибания) – 3,8 км. Значения геологических показателей, используемых для количественной оценки, и соответствующие им удельные запасы приведены в табл. 4.8.

Таблица 4.8. **Основные показатели для расчета ресурсов нефти и газа [Дертев и др., 1994]**

| Показатели | Удельные запасы | |
|---|---|---|
| | Нефть, тыс. т/км$^3$ | Газ, млн м$^3$/км$^3$ |
| Объем отложений, залегающих глубже 2 км (72 %) | 1,8–3,8 (2,3) | 1,7–6,1 (3,2) |
| Интенсивность (0,13/км$^2$) | 0,1–8,5 (4,8) | 0,2–6,7 (2,3) |
| Средняя мощность (2,3 км) | 0,4–4,3 (2,2) | 0,1–1,3 (0,8) |
| Возраст промежуточного мегакомплекса (рифей) | 0,2–3,0 (1,9) | 0,2–1,8 (0,9) |

*Примечание*. В скобках указаны средние значения.

Лимитирующим показателем для нефти является возраст мегакомплекса, для газа – средняя мощность отложений [Дертев и др., 1994]. Потенциальные ресурсы углеводородов с учетом объема протерозойских отложений составляют: для нефти 11,5–171,8 млн т, в среднем 108,2 млн т; для газа 5,8–74,5 млрд м$^3$, в среднем 45,8 млрд м$^3$. Очевидно, что извлекаемые ресурсы будут значительно ниже потенциальных ресурсов, поскольку коэффициент извлечения из отложений протерозойского возраста для нефти оценен равным 0,2, для газа – 0,9. То есть наиболее вероятные извлекаемые запасы нефти в промежуточном комплексе Онежской структуры могут составить 21,8 млн т; газа – 41,2 млрд м$^3$.

Как видим, расчет потенциальной нефтегазоносности сделан без учета влияния тепла многочисленных интрузий магматических пород на скорость, глубину катагенетического преобразования ОВ, а также на сохранность флюидного состояния УВ во времени. Повышенное тепловое поле, обусловленное также и более высокими геотермическими градиентами, характерными для докембрия, создавало условия для генерации из керогена нафтоидов, которые, как известно, склонны к быстрой полимеризации. Это обстоятельство затрудняло дальнюю миграцию УВ и способствовало тому, что большая их часть оставалась в материнских породах (аналогия с коллекторами баженовской свиты Западной Сибири). Способные к дальней миграции УВ накапливались в ловушках разного типа, в т. ч. в песчаниках петрозаводской свиты [Иванова и др., 1994]. В настоящее время это высшие антраксолиты. Следовательно, основная часть реализованного нефтематеринского потенциала пород заонежской свиты представлена предельно метаморфизованными битумами. Низкий выход остаточных битумоидов, низкая пористость метаморфических пород (менее 4,5 %) определяют основные пути миграции остаточных битумоидов и углеводородных газов – преимущественно по зонам разломов. При этом формирование залежей можно прогнозировать в трещинно-поровых коллекторах отложений, перекрывающих заонежскую свиту.

На рис. 4.16 показана граница распространения осадочных отложений рифея и верхнего карелия на территории ОС, которые потенциально могли служить коллекторами УВ, образованных из ОВ заонежской свиты. Здесь же приведена граница распространения вендских отложений, которые могли играть роль флюидоупора для миграционных УВ. Видно, что перспективной территорией, где возможно открытие некрупных месторождений газа и нефти, является юго-западное Прионежье (Южно-Онежская мульда). По данным ВНИГРИ, здесь зафиксированы прямые признаки миграции нефти и газа, места проявления которых указаны на рис. 4.16.

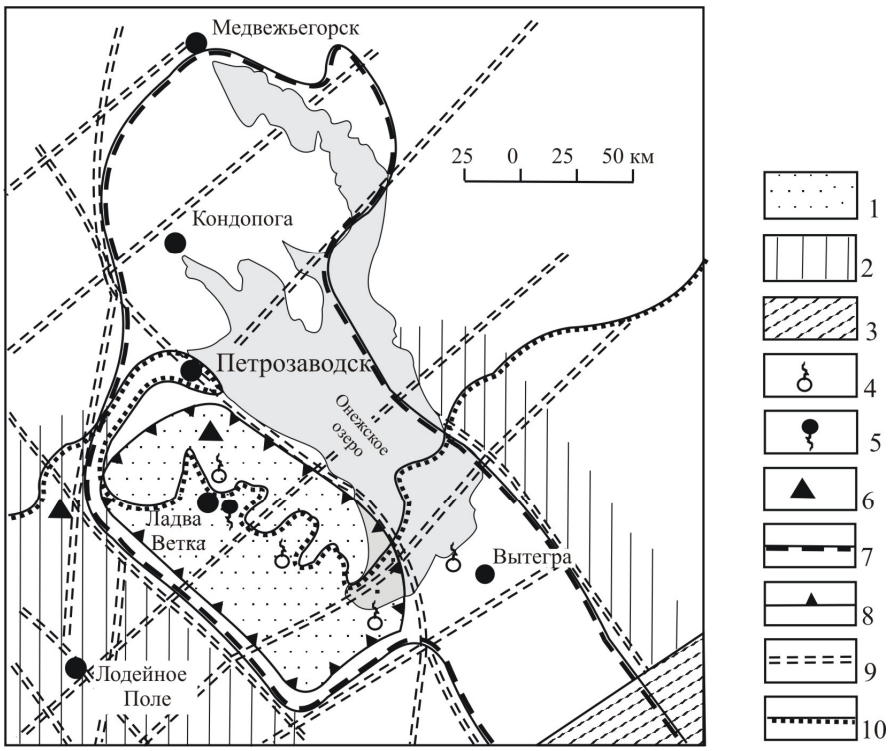



Рис. 4.16. Потенциально перспективные площади для поисков нефти и газа в Онежской структуре [Дертев и др., 1994]:

1–3 – площади, перспективные для поисков нефти и газа: 1 – в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях рифея и карелия; 2 – в зонах разуплотнения кристаллических пород фундамента; 3 – в терригенных и карбонатных отложениях венда – нижнего палеозоя; 4 – газопроявления; 5 – нефтепроявления; 6 – битумопроявления; 7 – граница Онежского грабена; 8 – структура второго порядка в пределах Онежского грабена (Западно-Онежская впадина); 9 – основные разломы в фундаменте и осадочном чехле; 10 – северная граница распространения вендских отложений

## 4.2. ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

### 4.2.1. Изотопные U-Pb, Lu-Hf системы в цирконах и Sm-Nd система в породах фундамента (по результатам бурения ОПС)

Для U-Pb датирования пород фундамента, вскрытых ОПС, было отобрано 5 проб: три из гранитов (пробы № 5589, 5317, 5295) и две из пикритов (пробы № 5339, 5411), секущих граниты. Цирконы были выделены в количестве 5–7 зерен в пробах пикритов и более сотни зерен в пробах гранитов. U-Pb датирование цирконов проведено на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Результаты анализа U-Pb изотопной системы в цирконах пород фундамента представлены в табл. 4.9.

Таблица 4.9. **Результаты анализа U-Pb изотопной системы в цирконах пород фундамента**

| Аналит. точка | U ppm | $^{232}Th/^{238}U$ | Возраст по $^{207}Pb/^{206}Pb$ | | Диск. % | $^{207}Pb/^{235}U$ | ± % | $^{206}Pb/^{238}U$ | ± % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Плагио-микроклиновый гранит | | | | | | | | | |
| 5295.1.1 | 381 | 0,29 | 2705 | ± 10 | 3 | 12,87 | 1,9 | 0,5026 | 1,8 |
| 5295.2.1 | 1431 | 0,71 | 2248 | ± 9 | 20 | 6,58 | 1,8 | 0,337 | 1,8 |
| 5295.2.2 | 784 | 0,61 | 2699 | ± 8 | 11 | 11,69 | 1,8 | 0,4581 | 1,8 |
| 5295.3.1 | 985 | 0,40 | 2629 | ± 9 | 53 | 7,46 | 1,9 | 0,3051 | 1,8 |
| 5295.4.1 | 3491 | 0,40 | 2121 | ± 9 | 31 | 5,18 | 1,8 | 0,2851 | 1,7 |
| 5295.4.2 | 794 | 0,52 | 2634 | ± 20 | 18 | 10,15 | 2,2 | 0,4136 | 1,8 |
| 5295.5.1 | 1205 | 1,09 | 2481 | ± 9 | –6 | 11,29 | 1,9 | 0,5044 | 1,8 |
| 5295.6.1 | 756 | 0,69 | 2460 | ± 11 | 3 | 9,92 | 1,9 | 0,4485 | 1,8 |
| 5295.6.2 | 967 | 0,35 | 2460 | ± 11 | 20 | 8,26 | 1,9 | 0,3735 | 1,8 |
| 5295.7.1 | 743 | 0,94 | 2453 | ± 13 | 34 | 7,22 | 2 | 0,3278 | 1,8 |
| 5295.7.2 | 1132 | 0,45 | 2438 | ± 11 | 41 | 6,72 | 1,9 | 0,3079 | 1,8 |
| 5317.1.1 | 204 | 0,62 | 2732 | ± 12 | 8 | 12,57 | 2 | 0,4828 | 1,9 |
| 5317.2.1 | 532 | 0,63 | 2707 | ± 20 | 10 | 11,92 | 2,1 | 0,4648 | 1,8 |
| 5317.2.2 | 577 | 0,27 | 2726 | ± 9 | 7 | 12,57 | 1,9 | 0,4846 | 1,8 |
| 5317.3.1 | 764 | 0,38 | 2702 | ± 30 | 39 | 9,02 | 2,6 | 0,3527 | 1,8 |
| 5317.4.1 | 725 | 0,69 | 2701 | ± 9 | 19 | 10,75 | 1,9 | 0,4206 | 1,8 |
| 5317.5.1 | 153 | 0,50 | 2744 | ± 16 | 9 | 12,48 | 2,2 | 0,476 | 2 |
| 5317.5.2 | 612 | 0,43 | 2714 | ± 9 | 14 | 11,48 | 1,9 | 0,446 | 1,8 |
| 5317.6.1 | 799 | 0,58 | 2452 | ± 10 | 23 | 8 | 1,9 | 0,3634 | 1,8 |
| 5317.7.1 | 836 | 0,65 | 2416 | ± 32 | 24 | 7,63 | 2,6 | 0,3543 | 1,8 |
| 5317.8.1 | 266 | 0,63 | 2739 | ± 15 | 7 | 12,68 | 2,1 | 0,485 | 1,9 |

Окончание табл. 4.9

| Аналит. точка | U ppm | $^{232}Th/^{238}U$ | Возраст по $^{207}Pb/^{206}Pb$ | | Диск. % | $^{207}Pb/^{235}U$ | ± % | $^{206}Pb/^{238}U$ | ± % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5317.8.2 | 765 | 0,37 | 2491 | ± 11 | 11 | 9,39 | 1,9 | 0,4169 | 1,8 |
| 5317.8.3 | 413 | 0,60 | 2722 | ± 13 | 22 | 10,7 | 2 | 0,4134 | 1,8 |
| 5317.9.1 | 672 | 0,23 | 2443 | ± 60 | 8 | 9,25 | 4 | 0,4225 | 1,8 |
| 5589.1.1 | 197 | 0,68 | 2817 | ± 14 | 3 | 14,52 | 2 | 0,5293 | 1,8 |
| 5589.1.2 | 734 | 0,13 | 2810 | ± 9 | 14 | 12,66 | 1,9 | 0,4639 | 1,8 |
| 5589.2.1 | 543 | 0,71 | 2697 | ± 9 | 6 | 12,31 | 1,8 | 0,4832 | 1,7 |
| 5589.2.2 | 968 | 0,17 | 2490 | ± 9 | 8 | 9,68 | 1,8 | 0,4301 | 1,7 |
| 5589.3.1 | 609 | 0,19 | 2699 | ± 10 | 7 | 12,28 | 1,9 | 0,4814 | 1,8 |
| 5589.4.1 | 436 | 0,11 | 2747 | ± 10 | 3 | 13,42 | 1,8 | 0,5105 | 1,7 |
| 5589.5.1 | 148 | 0,38 | 2826 | ± 15 | 6 | 14,05 | 2,1 | 0,5095 | 1,9 |
| 5589.5.2 | 1590 | 0,23 | 2827 | ± 47 | 97 | 6,88 | 3,4 | 0,2494 | 1,7 |
| 5589.6.1 | 344 | 0,57 | 2680 | ± 12 | 21 | 10,3 | 1,9 | 0,4081 | 1,8 |
| 5589.6.2 | 1336 | 0,16 | 2173 | ± 11 | 51 | 4,664 | 1,8 | 0,2493 | 1,7 |
| 5589.7.1 | 103 | 0,22 | 2851 | ± 18 | 4 | 14,9 | 2,3 | 0,532 | 2 |
| 5589.8.1 | 1003 | 0,35 | 2452 | ± 9 | 21 | 8,14 | 1,8 | 0,3699 | 1,7 |
| 5589.9.1 | 395 | 0,59 | 2745 | ± 11 | 3 | 13,45 | 1,9 | 0,5126 | 1,8 |
| 5589.9.2 | 2834 | 0,13 | 2768 | ± 29 | 83 | 7,04 | 2,5 | 0,2645 | 1,8 |
| 5589.10.1 | 222 | 0,43 | 2726 | ± 14 | 2 | 13,28 | 2,1 | 0,5119 | 1,9 |
| 5589.10.2 | 2088 | 0,08 | 2606 | ± 49 | 168 | 3,93 | 3,4 | 0,163 | 1,7 |
| 5589.10.3 | 667 | 0,34 | 2681 | ± 29 | 19 | 10,58 | 2,4 | 0,4191 | 1,7 |
| 5589.11.1 | 565 | 0,53 | 2711 | ± 10 | 7 | 12,4 | 1,8 | 0,4822 | 1,7 |
| 5589.11.2 | 820 | 0,17 | 2701 | ± 9 | 22 | 10,44 | 1,8 | 0,4087 | 1,7 |
| Пикрит | | | | | | | | | |
| 5339.1.1 | 474 | 1,72 | 2722 | ± 12 | 14 | 11,55 | 1,9 | 0,4461 | 1,7 |
| 5339.1.2 | 751 | 0,17 | 2709 | ± 11 | 44 | 8,68 | 1,8 | 0,3381 | 1,7 |
| 5339.2.1 | 275 | 0,77 | 2633 | ± 15 | 16 | 10,4 | 2 | 0,424 | 1,8 |
| 5339.2.2 | 518 | 0,14 | 2639 | ± 14 | 2 | 12,14 | 2 | 0,4933 | 1,8 |
| 5339.3.1 | 691 | 0,36 | 2618 | ± 10 | 6 | 11,31 | 1,8 | 0,4651 | 1,7 |
| 5339.4.1 | 331 | 0,43 | 926 | ± 190 | 93 | 0,743 | 9,3 | 0,0771 | 1,8 |
| 5339.5.1 | 717 | 1,68 | 2535 | ± 8 | 2 | 10,92 | 1,7 | 0,4719 | 1,7 |
| 5411.1.1 | 488 | 0,64 | 2708 | ± 8 | 6 | 12,53 | 1,8 | 0,4882 | 1,7 |
| 5411.1.2 | 762 | 0,08 | 2693 | ± 10 | 6 | 12,22 | 1,8 | 0,4807 | 1,7 |
| 5411.2.1 | 707 | 0,40 | 2699 | ± 11 | 47 | 8,43 | 1,8 | 0,3301 | 1,7 |
| 5411.3.1 | 278 | 0,58 | 2714 | ± 17 | 21 | 10,74 | 2,1 | 0,417 | 1,8 |
| 5411.4.1 | 816 | 0,59 | 2433 | ± 12 | 26 | 7,57 | 1,8 | 0,3477 | 1,7 |

В табл. 4.10 приведены результаты определения изотопного состав Sm и Nd валовых пробах гранитов, прошедших U-Pb датирование по цирконам. Определение содержания Sm и Nd в породе производилось методом изотопного разбавления. Изотопный анализ осуществлялся на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме.

Таблица 4.10. **Изотопные отношения Sm и Nd в породах фундамента**

| N п/п | Образец | Порода | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $t_{DM}$ (Ma) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 5295 | гранит | 11,71 | 71,45 | 0,099 | 0,51095 ± 12 | 2910 |
| 2 | 5317 | гранит | 10,09 | 62,62 | 0,0974 | 0,510907 ± 6 | 2923 |
| 3 | 5589 | гранит | 7,422 | 47,93 | 0,0936 | 0,51084 ± 6 | 2916 |
| 4 | 5339 | пикрит | 1,64 | 6,028 | 0,1644 | 0,511825 ± 10 | 4066 |
| 5 | 5411 | пикрит | 2,365 | 17,35 | 0,0824 | 0,510851 ± 4 | 2657 |

Изучение Lu-Hf системы в цирконах осуществлено при помощи LA-MC-ICPMS ThermoFinnigan Neptune/DUV-193. Результаты приведены в табл. 4.11. Расчет параметров Lu-Hf изотопной системы осуществлен с использованием исходных данных из [Blichert-Toft, Albarede, 1997; Griffin et al., 2000; Scherer et al., 2001]. Для расчета величин εNd(T) и εHf(T) использованы оценки возраста по $^{207}Pb/^{206}Pb$ в индивидуальных точках анализа.

Определение генезиса цирконов осуществлено на основе изотопной систематики по методике, основанной на балансе начальных изотопных отношений неодима и гафния для магматических пород согласно корреляции «terrestrial array» (TA) [Лохов и др., 2009].

*Граниты*. Всего было проанализировано 27 зерен циркона из гранитов фундамента. Они представлены крупными призматическими кристаллами с ясным зональным строением. Цирконы различаются внутренней структурой: наличием или отсутствием ясно обособленного ядра, толщиной и структурой оболочек обрастания. Но все они дают сходные цифры датировок и потому рас-

сматриваются совместно. Особо можно отметить только цирконы с широкими зональными ядрами ярко-белого цвета в катодных лучах. Они достаточно редкие, таких зерен встречено всего три, и по ним получены наиболее древние U-Pb датировки. Th/U отношения цирконов изменяются в достаточно широких пределах: в ядрах – от 0,22 до 0,68; во внешних оболочках – от 0,08 до 0,35. По результатам анализов выделены частные дискордии и получен ряд датировок.

Таблица 4.11. **Lu-Hf изотопная система в цирконах**

| Точка | T U-Pb млн лет | $^{176}Yb/^{177}Hf$ | $^{176}Lu/^{177}Hf$ | $^{176}Hf/^{177}Hf$ | Err Hf | εHf(T) | $T_{Hf}$(DM) млн лет |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5589 | | | | | | | |
| 11–1 | 2711 | 0,00632 | 0,000384 | 0,280946 | 0,000072 | –4,4 | 3152 |
| 6–1 | 2680 | 0,03182 | 0,001513 | 0,280929 | 0,000051 | –7,7 | 3268 |
| 6–2 | 2173 | 0,03022 | 0,001511 | 0,280936 | 0,000045 | –18,6 | 3259 |
| 7–1 | 2851 | 0,00666 | 0,000352 | 0,281098 | 0,000052 | 4,3 | 2947 |
| 8–1 | 2452 | 0,01209 | 0,000590 | 0,280997 | 0,000043 | –8,8 | 3100 |
| 9–1 | 2745 | 0,00771 | 0,000437 | 0,281034 | 0,000052 | –0,5 | 3039 |
| 5317 | | | | | | | |
| 1–1 | 2416 | 0,00871 | 0,000446 | 0,281545 | 0,000048 | 10,1 | 2354 |
| 2–1 | 2707 | 0,01558 | 0,000795 | 0,281668 | 0,000044 | 20,5 | 2207 |
| 3–1 | 2702 | 0,02531 | 0,001127 | 0,281439 | 0,000043 | 11,6 | 2542 |
| 6–1 | 2452 | 0,03217 | 0,001395 | 0,281869 | 0,000052 | 20,9 | 1962 |
| 7–1 | 2416 | 0,03015 | 0,001279 | 0,282271 | 0,000046 | 34,5 | 1395 |
| 8–3 | 2722 | 0,02762 | 0,001256 | 0,282210 | 0,000121 | 39,2 | 1480 |
| 5295 | | | | | | | |
| 2–2 | 2699 | 0,03074 | 0,001423 | 0,281329 | 0,000058 | 7,1 | 2713 |
| 4–1 | 2121 | 0,03386 | 0,001719 | 0,281249 | 0,000053 | –8,9 | 2845 |
| 4–2 | 2634 | 0,01317 | 0,000704 | 0,281060 | 0,000056 | –2,6 | 3025 |
| 6–1 | 2460 | 0,03337 | 0,001439 | 0,281149 | 0,000051 | –4,6 | 2962 |
| 7–1 | 2453 | 0,03798 | 0,001758 | 0,281093 | 0,000056 | –7,3 | 3063 |
| 5339 | | | | | | | |
| 1–1 | 2722 | 0,0344 | 0,00150 | 0,28125 | 0,00006 | 4,6 | 2829 |
| 2–1 | 2639 | 0,0236 | 0,00113 | 0,28112 | 0,00006 | –1,1 | 2976 |
| 3–1 | 2618 | 0,0298 | 0,00134 | 0,28115 | 0,00004 | –0,9 | 2951 |
| 4–1 | 479 | 0,0186 | 0,00071 | 0,28211 | 0,00022 | –13,2 | 1600 |
| 5411 | | | | | | | |
| 1–1 | 2708 | 0,0117 | 0,00059 | 0,28127 | 0,00005 | 6,8 | 2733 |
| 3–1 | 2714 | 0,0407 | 0,00176 | 0,28138 | 0,00007 | 8,6 | 2668 |

Большинство измерений цирконов из пробы № 5589 (относительно мало измененной) ложатся на дискордию с возрастом 2711 ± 17 млн лет (рис. 4.17, А). По оболочкам обрастания цирконов получена датировка 2547 ± 26 млн л (рис. 4.17, Б). Наиболее древние даты дали цирконы со светлыми (в катодных лучах) ядрами. По ним получена дискордия с верхним пересечением с конкордией в районе 2820 ± 13 млн лет (рис. 4.17, В).

Фигуративные точки на диаграмме Hf-Nd (рис. 4.18) расположены ниже поля ТА, за исключением точки № 7–1. Таким образом, циркон возрастом 2851 млн лет может иметь магматический генезис, остальные точки фиксируют более поздние термальные события. Дискордантный кластер 2820 ± 13 млн лет отвечает магматической кристаллизации породы, а кластеры 2711 ± 17 и 2547 ± 46 млн лет – этапам преобразования. Модельный возраст по гафнию имеет смысл только для магматических цирконов, в данном случае оценка модельного возраста по гафнию 2947 млн лет (зерно 7–1, табл. 4.11) находится в согласии с таковым по неодиму 2916 млн лет (табл. 4.10).

Для пробы № 5317 (интенсивно метасоматизированный гранит с порами галита) наблюдается преобладание цирконов возрастом 2739 ± 19 млн лет (рис. 4.19, А). По цирконам без ясно обособленных ядер и по внешним оболочкам обрастания цирконов с ядрами получена датировка 2525 ± 52 млн лет (рис. 4.19, Б).

Согласно Hf-Nd изотопной систематике (рис. 4.20), данная порода не содержит магматических цирконов, и все они отвечают этапам преобразования породы: 2739 ± 19 и 2525 ± 52 млн лет. Несмотря на высокую степень метасоматических изменений, параметры Sm-Nd изотопной системы данной породы (табл. 4.10) мало отличаются от таковых для относительно неизмененных проб № 5589 и 5295. Следовательно, все цирконы этой пробы действительно содержат избыточный радиогенный гафний, и очевидно, это отражено в аномально низких значениях расчетного модельного возраста по гафнию (табл. 4.11). Ранее нами были обнаружены в людиковии ОС многочислен-

ные цирконы фанерозойского возраста с избыточным радиогенным гафнием [Гольцин и др., 2010]. В данном случае древние цирконы, очевидно, сильно изменены метасоматическим процессом. Нижние пересечения дискордий фиксируют время преобразований 200–500 млн лет. Изменения заключались не столько в термических потерях свинца, сколько в образовании нового метасоматического вещества циркона, что следует из их катодолюминисцентных изображений. Несмотря на относительно невысокие содержания урана (200–800 ppm, табл. 4.9), они темные, очевидно, за счет обилия примесей других минералов.

Цирконы из пробы № 5295 имеют однородное ритмично зональное строение. Наиболее древняя дискордия 2709 ± 16 млн лет получена по внешним зонам цирконов (рис. 4.21). По внутренним зонам тех же зерен (двум из четырех) получена дискордия с верхним пересечением в области 2406 ± 16 млн лет. По четырем точкам из двух зерен циркона получена датировка 2453 ± 13 млн лет. Согласно гафний-неодимовой изотопной систематике в данной пробе (рис. 4.21), формально в породе могут присутствовать две магматические генерации цирконов. В поле ТА ложатся зерна № 2–2 и 6–1, которые участвуют в дискордии возрастом 2709 ± 16 и 2453 ± 13 млн лет.

Таким образом, на основании имеющихся данных по пробе мы не можем однозначно определить возраст магматической кристаллизации пород.

Итак, датирование цирконов из гранитов фундамента, вскрытых ОПС, дает ряд цифр, которые группируются на нескольких хронологических уровнях. Имеющиеся данные позволяют с высокой степенью надежности идентифицировать магматический этап по пробе № 5589 возрастом 2820 ± 13 млн лет, отражающим возраст протолита гра-

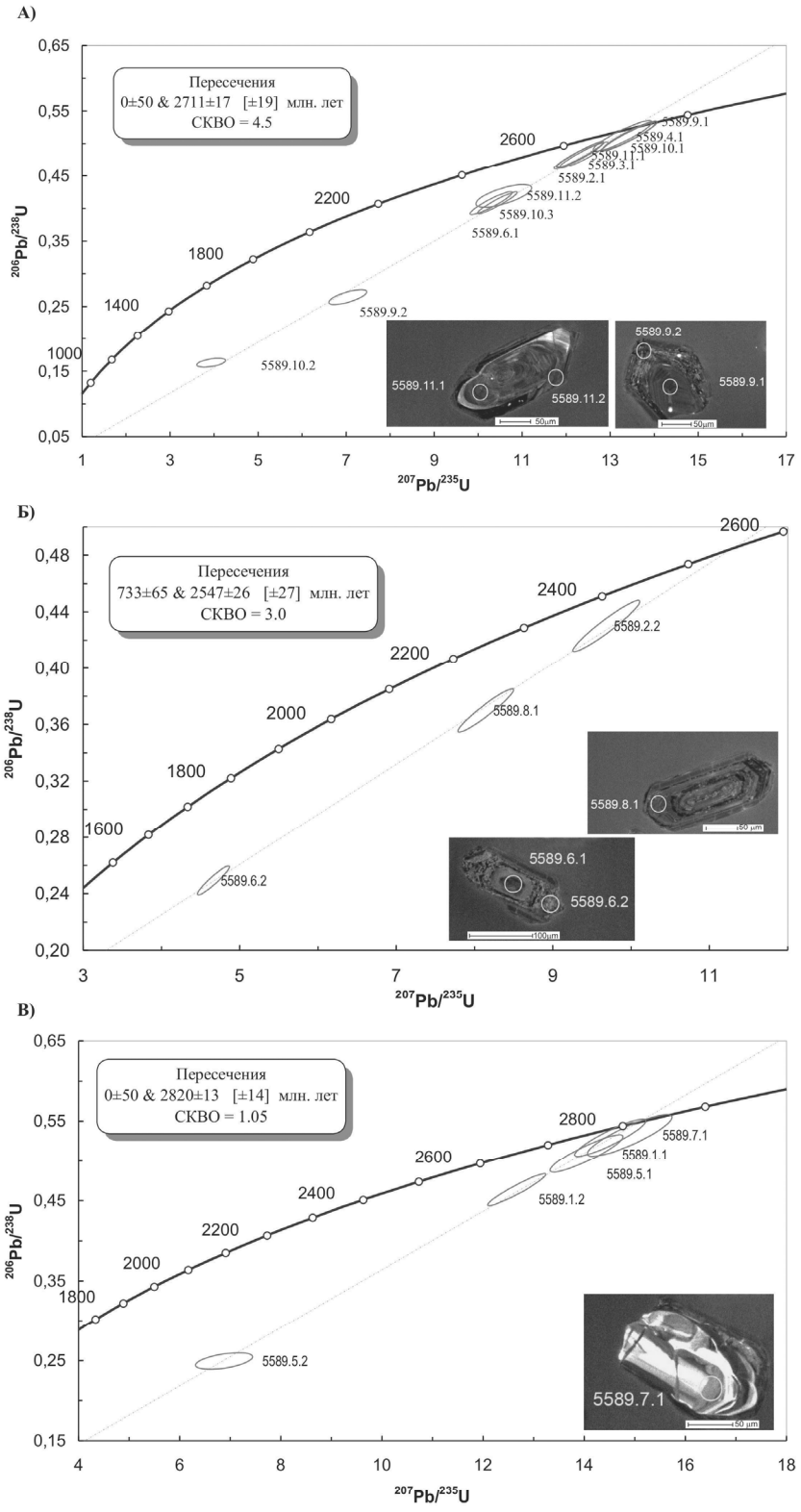



Рис. 4.17. U-Pb изотопная система в цирконах пробы № 5589:

подписи рядом с точками (эллипсами) значений на дискордии обозначают: *«номер пробы, номер зерна, номер точки в зерне»*. А – датирование основного кластера цирконов, Б – датирование внешних оболочек обрастания цирконов, В – датирование цирконов со светлыми ядрами

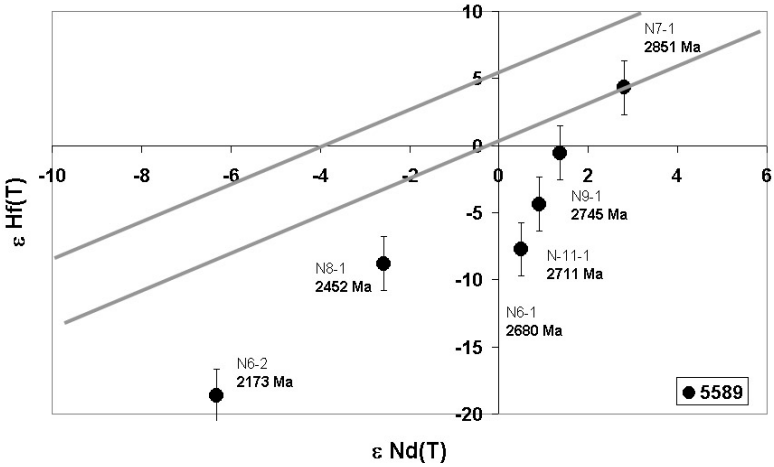



Рис. 4.18. Hf-Nd изотопная систематика обр. 5589:
серыми линиями ограничена корреляция для магматических пород ТА

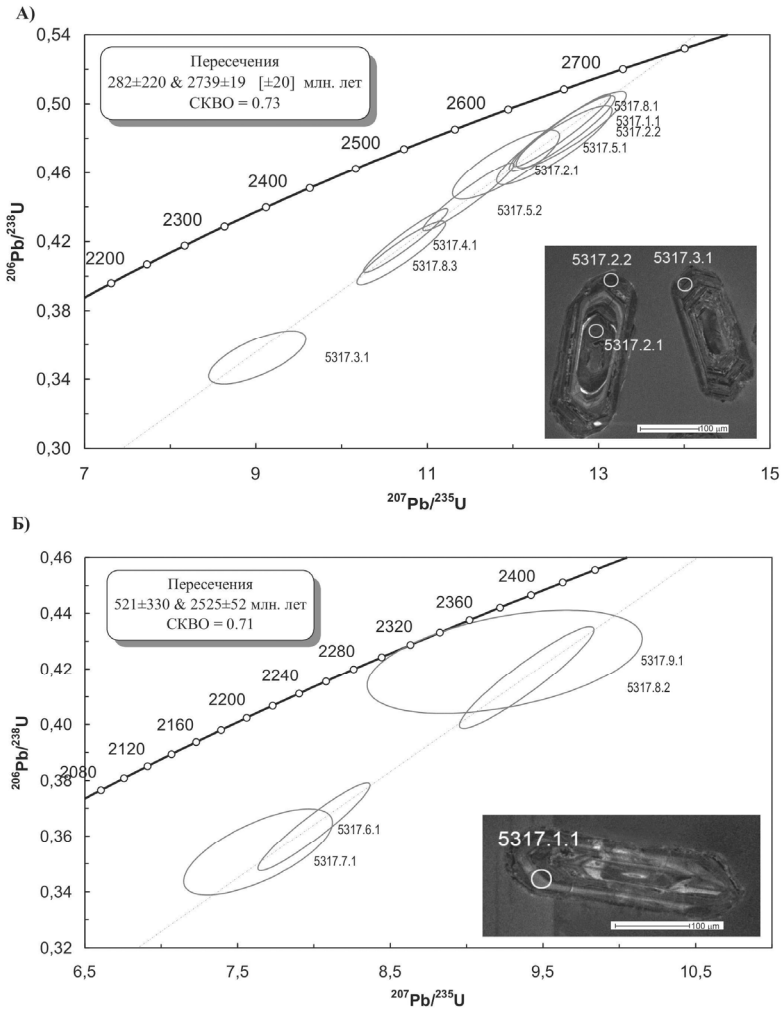



Рис. 4.19. U-Pb изотопная система в цирконах пробы № 5317:
подписи рядом с точками (эллипсами) значений на дискордии обозначают: *«номер пробы, номер зерна, номер точки в зерне»*. А – датирование цирконов, Б – датирование цирконов без отчетливо обособленных ядер (точки 6.1, 7.1) и внешних оболочек обрастания (точки 8.2, 9.1)

нитов. Наиболее часто встречающиеся значения возраста, полученные по пробам № 5589, 5317 и 5295 (2711 ± 17 и 2739 ± 19 млн лет), могут фиксировать этапы преобразования протолита (рис. 4.22). Ряд более молодых датировок: 2547 ± 26, 2525 ± 52, 2453 ± 13 и 2406 ± 16 млн лет отражают, по-видимому, как минимум два этапа преобразования пород на рубежах 2520–2560 и 2400–2450 млн лет.

*Жильные пикриты, секущие граниты фундамента.* Цирконы, выделенные из жильных пикритов (пробы № 5339, 5411), представлены округлыми обломанными зернами размером 25–100 мкм с высоким Th/U отношением (среднее 0,63), возможно, являются захваченными из вмещающих гранитов. По пробе № 5339 получена дискордия (по трем точкам) возрастом 2627 ± 14 млн лет (рис. 4.23). Гафний-неодимовая изотопная систематика формально показывает, что цирконы возрастом 2722 млн лет принадлежат к ТА, но отрицательные значения параметров εNd(T) и εHf(T) позволяют усомниться в магматическом генезисе этих цирконов, скорее всего, они захвачены из пород рамы. Кроме того, судя по параметрам Sm-Nd изотопной системы (табл. 4.10), данная порода подверглась существенной контаминации и ее модельный возраст по неодиму не имеет геологического смысла.

По пробе № 5411 получена дискордия возрастом 2702 ± 11 млн лет (рис. 4.24). Гафний-неодимовая изотопная систематика по этой пробе позволяет предполагать магматический генезис цирконов с этим возрастом. Расчетное значение модельного возраста по гафнию 2670–2730 млн лет (табл. 4.11), сходящееся с таковым по неодиму 2657 млн лет (табл. 4.10), а также значение параметров εNd(T) = +5 и εHf(T) = +6,8 … +8,6 показывает, что их источником являлся деплетированный мантийный резервуар. Полученные датировки свидетельствуют о внедрении пикритов, вслед за образованием гранитов, после небольшого перерыва и за счет активизации верхнемантийного источника.

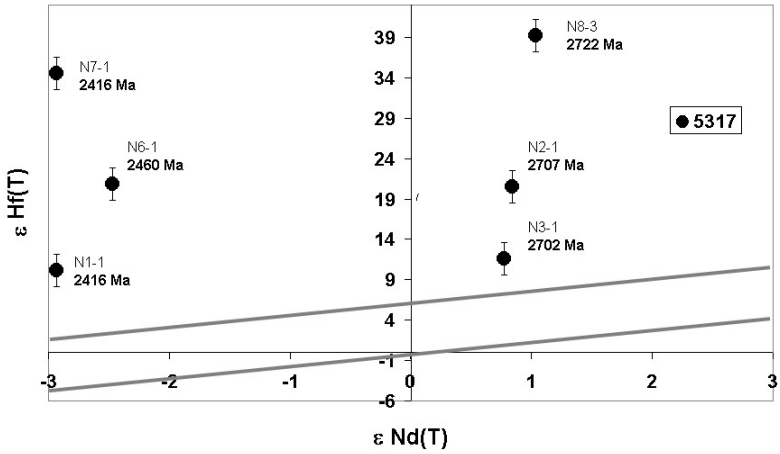



Рис. 4.20. Hf-Nd изотопная система обр. 5317:
серыми линиями ограничена корреляция для магматических пород ТА

Суммируя все вышеизложенное, можно сделать заключение, что отделение вещества первичного расплава от деплетированной мантии по модельным возрастам как по неодиму, так и по гафнию происходило в интервале 2915–2950 млн лет. Становление протолита гранитов фундамента произошло на рубеже 2820 ± 13 млн лет. По своим изотопно-геохимическим параметрам: εNd(T) = +2,8 и εHf(T) = +4,3 он близок к типичным гранитоидам TTG ассоциации [Вревский и др., 2010], которые могли быть образованы за счет плавления раннелопийских пород. В позднем архее в интервале 2709–2739 млн лет фиксируются этапы преобразования, возможно, частичного плавления протолита и формирования пород в том виде, как они наблюдаются в настоящее время. Учитывая то, что внедрение пикритов произошло практически одновременно, процесс гранитообразования на рубеже 2700–2730 млн лет также, вероятнее всего, обусловлен верхнемантийным процессом дифференциации вещества. В конце архея – начале протерозоя граниты претерпели ряд эпизодов интенсивной метасоматической переработки (датировки: 2547 ± 46 млн лет, 2453 ± 13 млн лет, 2406 ± 16 млн лет), в результате которых сформировался их окончательный петрографический облик. Основная фаза преобразований гранитов, вероятно, произошла 2453 ± 13 млн лет назад. Цирконы из всех изученных проб как гранитов, так и пикритов характеризуются частично нарушенной изотопной U-Pb системой, что выражено в их дискордантности. Установлено фанерозойское время наложенных термальных событий. Следовательно, обнаруженные нами фанерозойские события в породах людиковия [Гольцин и др., 2010] находят отражение и в породах фундамента ОС.

### 4.2.2. Изотопное датирование полистадийно-преобразованных пород заонежской свиты в Хмельозерской синклинали

Выяснение условий седиментогенеза в докембрии относится к числу актуальных и важнейших вопросов современной геологии. В разрезе нижнепротерозойского комплекса встречаются мощные толщи пород с углеродистым веществом, представленным восстановленными соединениями углерода ($C_{орг}$, шунгитовым веществом).

Природа ШВ до настоящего времени остается дискуссионной. Существуют две гипотезы – биогенная и абиогенная. И в той, и другой рассматриваются одни и те же фактические данные по изотопному составу углерода. Существует значительное число публикаций [Marmo, 1953 и др.; Rankama, 1948], в которых предполагалось, что ШВ образовано при участии организмов, но существуют также работы, отстаивающие глубинный эндогенный источник углерода [Галдобина и др., 1984, 1986 и др.].

Для осадочных пород людиковия имеется большое количество данных об изотопном составе углерода ШВ. В наибольшей степени изучены породы верхнезаонежской подсвиты: определен изотопный состав углерода в ШВ, изотопные составы углерода и кислорода в сопутствующих карбонатах и серы в сульфидах. Имеющиеся данные по ШВ демонстрируют широкий диапазон вариаций величины $\delta^{13}C_{орг}$ от –18 до –50 ‰ PDB [Органическое вещество…, 1994; Филиппов, Голубев, 1995]. Наиболее изотопно-легкими являются антраксолиты. Формы проявления, концентрация углерода (до 98 %) дают основание ряду исследователей интерпретировать их как «петрифицированную нефть» [Melezhik et al., 1999a, 2004]. Изотопный состав углерода и кислорода из карбонатных пород значительно легче «нормальных» осадочных морских карбонатов. Наблюдаемая положительная корреляция величин $\delta^{13}C_{орг}$ и $\delta^{18}O$ интерпретируется как «диагенетический тренд», т. е. предполагается, что исходные осадочные карбонаты характеризовались величинами $\delta^{13}C_{карб}$ от 0 до –5 ‰ (PDB) и $\delta^{18}O$ = 23–25 ‰ (SMOW), а процессы диагенетических преобразований осадочных карбонатов привели к синхронному облегчению кислорода и углерода. В протерозойских бассейнах осадконакопления изотопный состав сульфатной серы представлен величиной

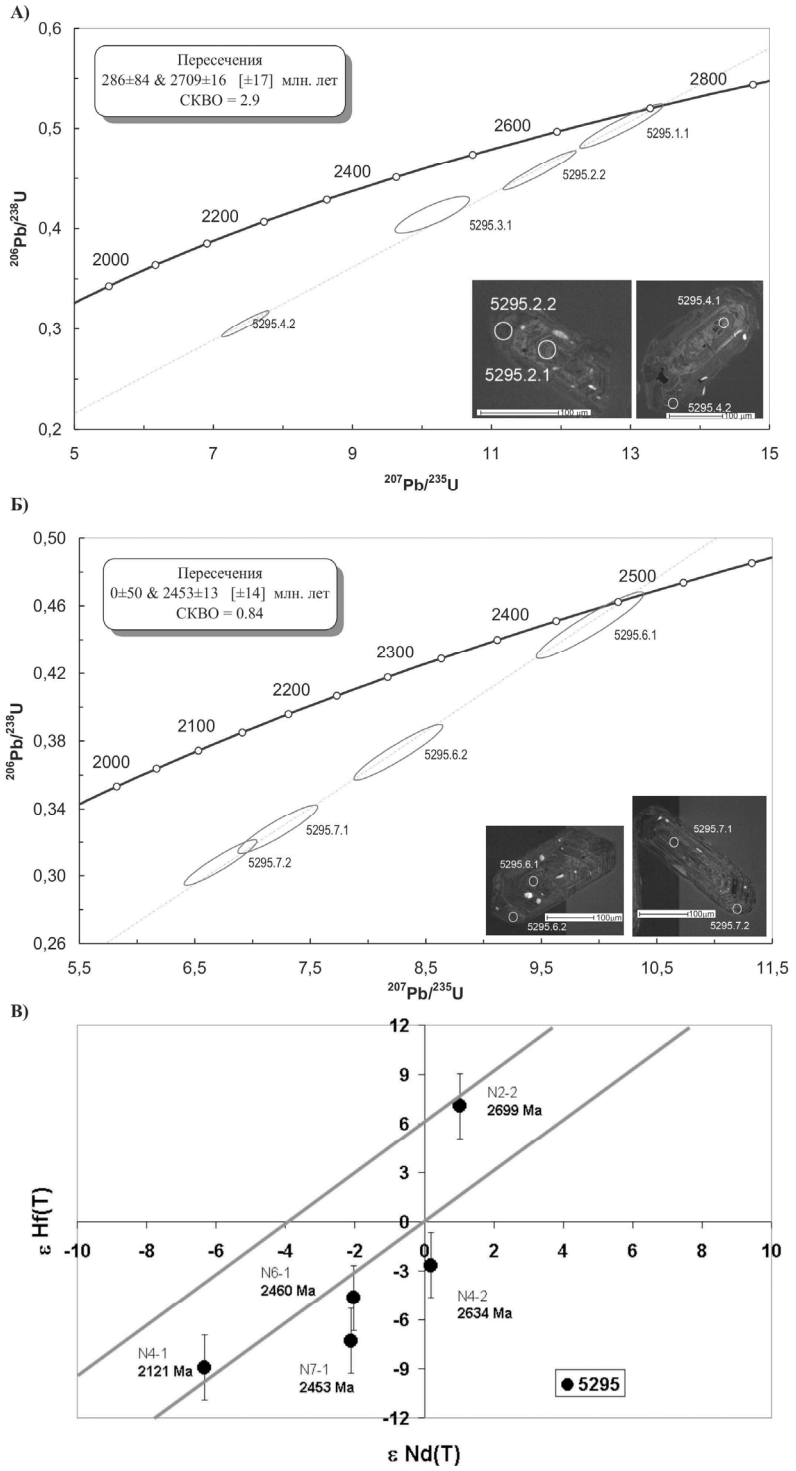



Рис. 4.21. U-Pb изотопная система в цирконах пробы № 5295:

подписи рядом с точками (эллипсами) значений на дискордии обозначают: *«номер пробы, номер зерна, номер точки в зерне»*. А – датирование по внешним зонам цирконов, Б – по четырем точкам из двух зерен цирконов, В – Hf-Nd изотопная систематика. Линиями ограничена корреляция для магматических пород ТА

$\delta^{34}S$ = +20 ‰, а в сульфидах значения $\delta^{34}S$ крайне изменчивы (от –22 до +31 ‰), что интерпретируется как следствие биогенной сульфатредукции.

Имеются данные о том, что шунгиты содержат изотопно-фракционированные благородные газы (Ar, Kr, Xe) с фактором фракционирования 1–5 %/А.Е.М. в пользу легких изотопов [Лохов и др., 1995; Lokhov et al., 2002] и изотопно-легкий азот ($\delta^{15}N$ = 0–4 ‰) [Верховский и др., 2004]. Это подтверждает вывод о том, что даже если ШВ и было изначально биогенного происхождения, то впоследствии оно подвергалось существенной гидротермальной переработке. Ниже приведены материалы исследования по выявлению возможных этапов преобразования высокоуглеродистых пород с целью объяснения наблюдаемых в них широких вариаций изотопного состава легких элементов (C, O, N, S) и необычного изотопного состава тяжелых благородных газов.

Алевропелиты и пелиты с ШВ, доломиты, известняки и антраксолиты для исследования стабильных изотопов отобраны из кернового материала трех скважин, пробуренных ПГО «Невскгеология», две из которых расположены в пределах Хмельозерской синклинали (4191, 4169), а одна – в Тамбицкой антиклинали (5630). Они характеризуют (рис. 4.25) большую часть сводного разреза заонежской свиты [Гольцин и др., 2010; Полеховский, Голубев, 1989].

*Геохимия изотопов легких стабильных элементов.* Изотопные параметры получены на масс-спектрометрическом комплексе ThermoFinnigan Delta plus XL с элементным анализатором CE/NA-1102 и системой разложения карбонатов при помощи ортофосфорной кислоты – Gas Bench. Результаты представлены на рис. 4.25. Наблюдаются широкие вариации изотопного состава углерода, кислорода и серы. Как и в предыдущих исследованиях [Органическое вещество…, 1994; Филиппов, Голубев, 1995; Melezhik et al., 1999, 2004], отмечается некоторое уменьшение величины $\delta^{13}C$ вверх по разрезу как в шунгитоносных породах, так и в карбонатах. Изотопный состав углеро-

да ШВ систематически на 15–25 ‰ легче, чем в карбонатах из карбонатно-терригенных пород тех же уровней разреза. Это отличает данный разрез от типичных черносланцевых разрезов с биогенной органикой, в которых карбонаты имеют величину $\delta^{13}C$ близкую к нулевому значению, а биогенное ОВ легче на 25–27 ‰. Таким образом, весь углерод в породах заонежской свиты является аномально изотопно-легким. Изотопный состав углерода и кислорода изменяется в карбонатах в целом коррелированно (рис. 4.26). Изотопно-легкий состав кислорода в некоторых карбонатах [Melezhik et al., 1999, 2004] указывает на их диагенетическое происхождение и на существенную переработку постдиагенетическими гидротермальными процессами. Наиболее изотопно-легкие переработанные карбонаты приурочены к четвертой осадочной пачке (см. рис. 4.25) общего разреза (Зажогинское и Максовское месторождения). Таким образом, можно предполагать, что именно эти породы претерпели наибольшие постседиментационные изменения, поэтому в них могут быть встречены цирконы, образованные при гидротермальной переработке осадочных пород.

Возрастной интервал формирования пород заонежской свиты был определен от 2070 млн лет до 1770 ± 132 млн лет, что соответствует датировкам цирконов из силлов габбродолеритов, залегающих в ятулийских породах (нижняя граница) [Бибикова, 1989] и вепсийских кварцитопесчаниках (верхняя граница) [Лазарев и др., 1990]. Позднее был определен возраст

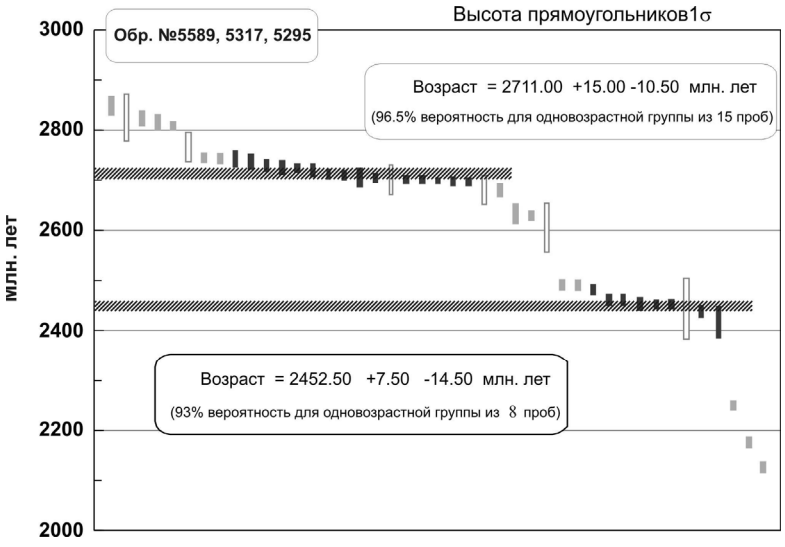



Рис. 4.22. Диаграммы $^{207}Pb/^{206}Pb$ датировок цирконов из гранитов фундамента, вскрытых в ОПС: а – пробы № 5589, 5317, 5295:

выделены группы совпадающих датировок, прозрачным – датировки, не вошедшие в расчет из-за высокой дисперсии

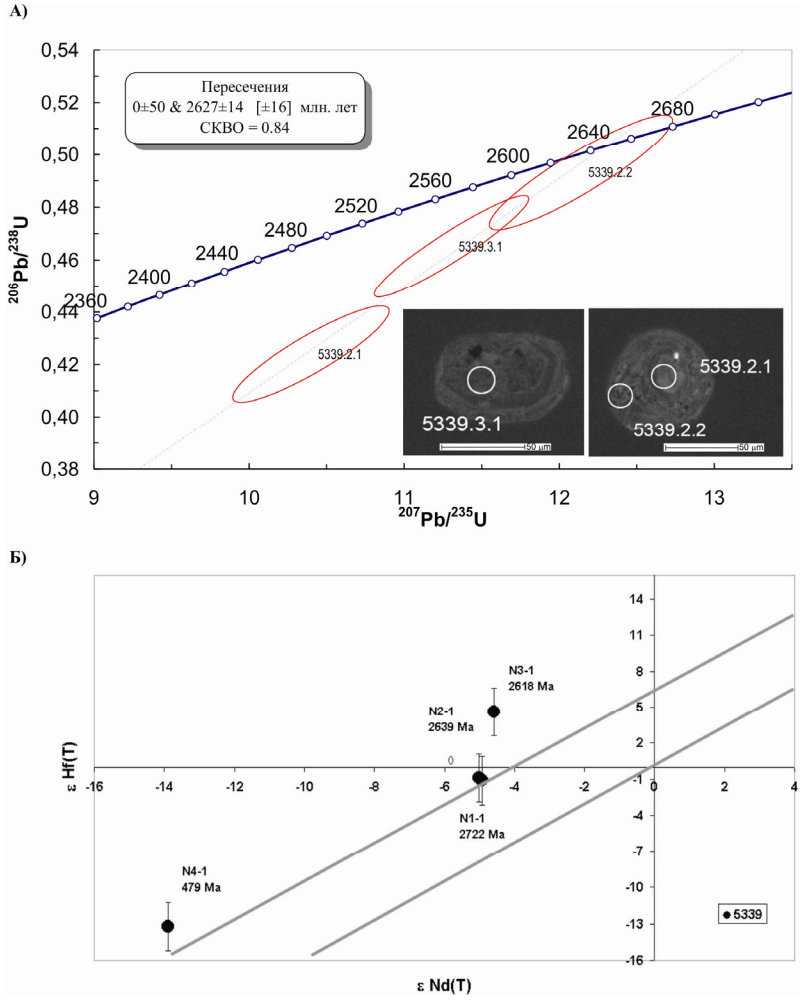



Рис. 4.23. Результаты датирования цирконов пробы № 5339:

А – U-Pb изотопная система в цирконах. Подписи рядом с точками (эллипсами) значений на дискордии обозначают: *«номер пробы, номер зерна, номер точки в зерне»*. Б – Hf-Nd изотопная систематика. Линиями ограничена корреляция для магматических пород ТА

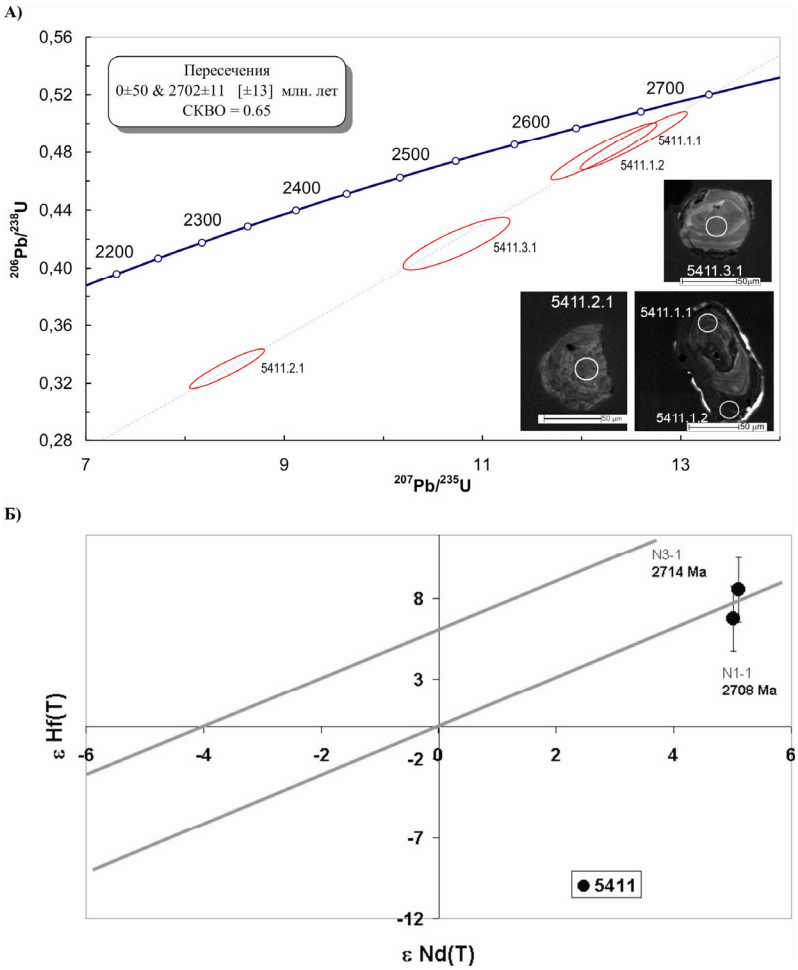



Рис. 4.24. Результаты датирования цирконов пробы № 5411:

А – U-Pb изотопная система в цирконах. Подписи рядом с точками (эллипсами) значений на дискордии обозначают: *«номер пробы, номер зерна, номер точки в зерне»*. Б – Hf-Nd изотопная систематика. Линиями ограничена корреляция для магматических пород ТА

суйсарских вулканитов Sm-Nd методом и получено значение в 1975 ± 24 млн лет, а Pb-Pb возраст в минералах Кончезерского силла составил 1980 ± 57 млн лет [Пухтель и др., 1992].

Таким образом, в шунгитоносных породах можно предполагать присутствие трех генераций цирконов: древних детритовых возрастом более 2000 млн лет, магматических людиковийского этапа вулканизма возрастом около 2000 млн лет и постмагматических гидротермальных.

*U-Pb система в цирконах.* Были выделены цирконы из максовитов Максовского (Sh-1) и Зажогинского (Sh-52) месторождений. Эти породы относятся к четвертой пачке средней подсвиты заонежской свиты. Цирконы представлены кристаллами со следами растворения (рис. 4.27, 4.28) и демонстрируют широкие вариации U-Pb возраста (рис. 4.29): отсутствуют древние детритовые цирконы, но присутствуют субконкордантные цирконы, среди которых можно выделить возрастной кластер около 1750 млн лет и многочисленные цирконы возрастом от 300 до 1200 млн лет. Таким образом, впервые был получен неожиданный результат: людиковийские породы ОС (Северо-Онежский синклинорий) испытывали многочисленные термально-флюидные преобразования в течение более 1500 млн лет. Для более подробного исследования этого феномена в пределах Заонежского полуострова нами были отобраны специальные геохронологические пробы из коренных обнажений магматических пород людиковия.

Габбродолериты (Sh-13 и Sh-14) отобраны на мысе Карнаволок: порода зелено-серого цвета, среднезернистая ожелезненная, с большим количеством сульфидов. Находятся в седьмой пачке средней подсвиты заонежской свиты. Цирконы – на рис. 4.30, 4.31. Крупнозернистые габбродолериты (Sh-30) и мелкозернистые габбродолериты (Sh-32) взяты в районе пос. Великая Губа. Породы зеленовато-серого цвета, с красно-бурыми обособлениями. Находятся в первой пачке средней подсвиты заонежской свиты. Цирконы – на рис. 4.32. Габбродолериты (Sh-31) – из коренных выходов пород на дороге пос. Великая Губа – пос. Толвуя. Породы зеленовато-серого цвета, трещиноватые, мелкозернистые, с красно-бурыми пятнами ожелезнения. Находятся в девятой пачке средней подсвиты. Цирконы – на рис. 4.33. Габбродолериты (Sh-34) – из д. Пургино. Крупнозернистые габбродолериты зеленовато-серого цвета с участками ожелезнения. Находятся в седьмой пачке средней подсвиты заонежской свиты. Цирконы – на рис. 4.34. Габбродолериты (Sh-65) в пос. Шуньга зеленовато-серого цвета, крупнозернистые, с участками ожелезнения. Находятся в пятой пачке средней подсвиты заонежской свиты. Цирконы – на рис. 4.35.

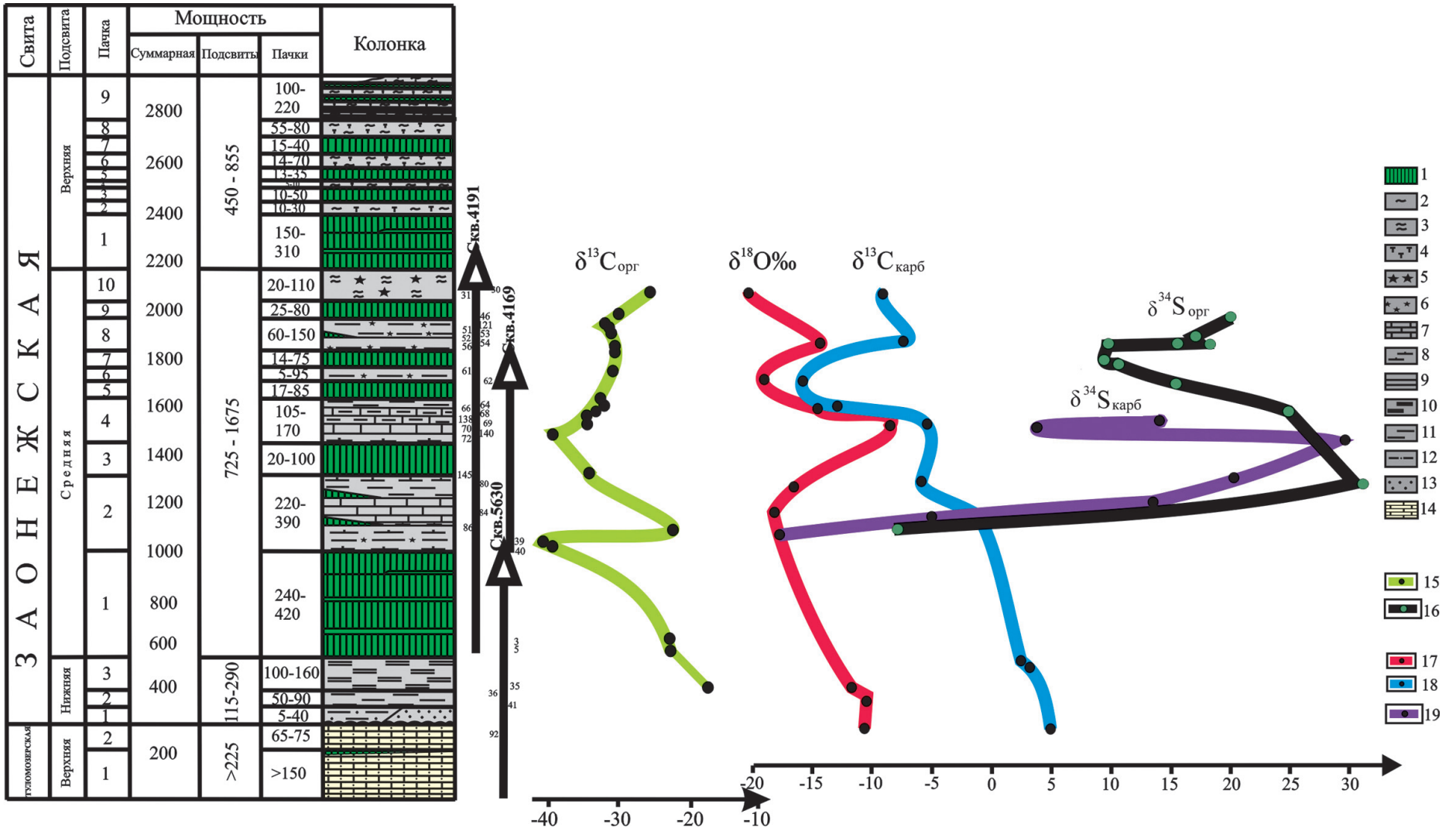



Рис. 4.25. Сводный геологический разрез заонежской свиты и данные изотопных исследований:

1 – метамагматиты основного состава, 2 – туфы, туффиты и туфоалевролиты, 3 – ритмичнослоистые туффиты и шунгитоносные пелиты, 4 – туфогенные и карбонатные породы, 5 – сульфидные конкреции, 6 – сульфидная вкрапленность, 7 – шунгитоносные карбонатные породы, 8 – силициты и лидиты, 9 – прослои шунгитоносных туфосланцев и силицитов, 10 – пестроцветные сланцы, 11 – шунгитоносные алевролиты и пелиты, 12 – алевролиты первой пачки, 13 – песчаники и алевролиты, 14 – песчанистые доломиты, 15 – $\delta^{13}C$ ‰ (шунгитоносных пород), 16 – $\delta^{34}S$ ‰ (сульфидов из шунгитоносных пород), 17 – $\delta^{18}O$ ‰ карбонатов, 18 – $\delta^{13}C$ ‰ карбонатов, 19 – $\delta^{34}S$ ‰ сульфидов из карбонатных пород

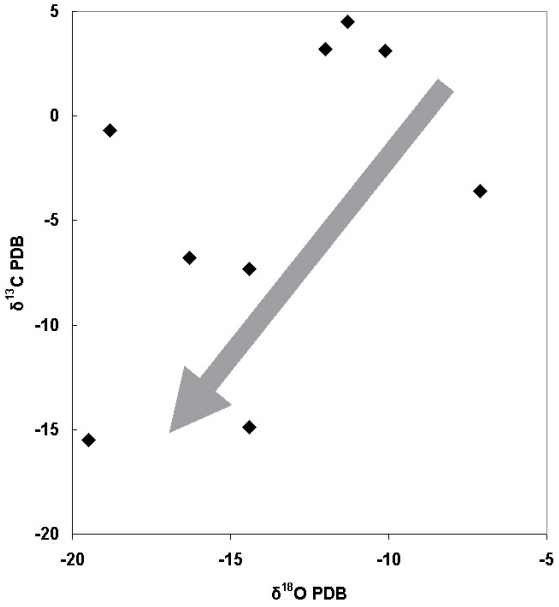
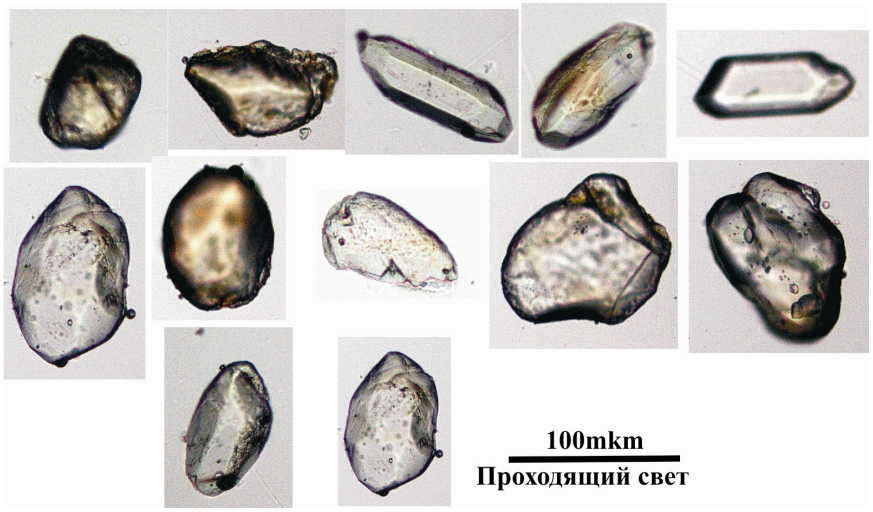



Рис. 4.26. Величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатных породах:

стрелкой показан тренд изменения осадочных карбонатов при метаморфических преобразованиях



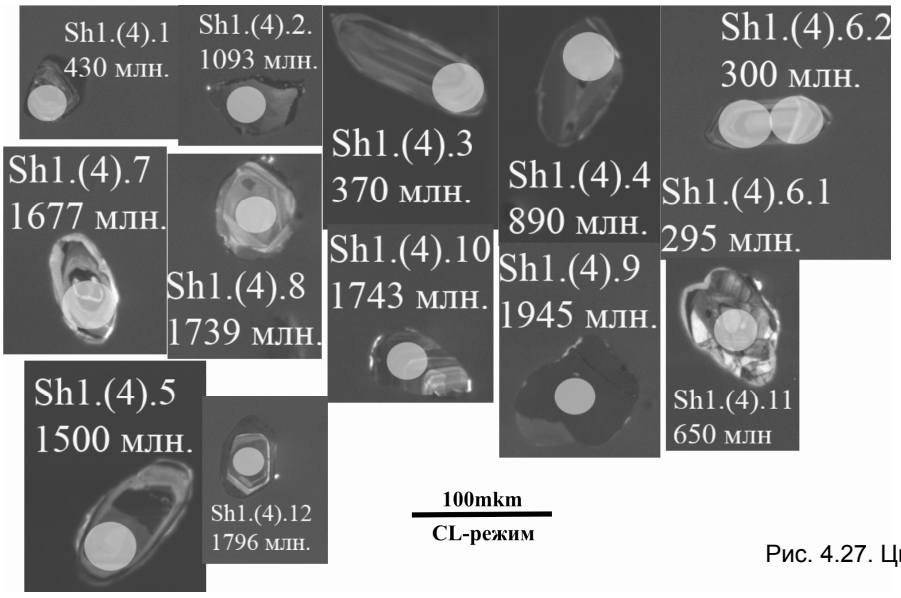




Рис. 4.27. Цирконы из максовитов (Максово)

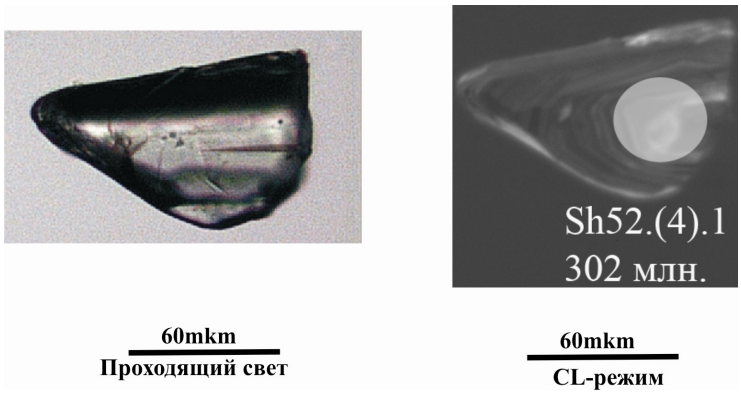



Рис. 4.28. Цирконы из максовитов (Зажогино)

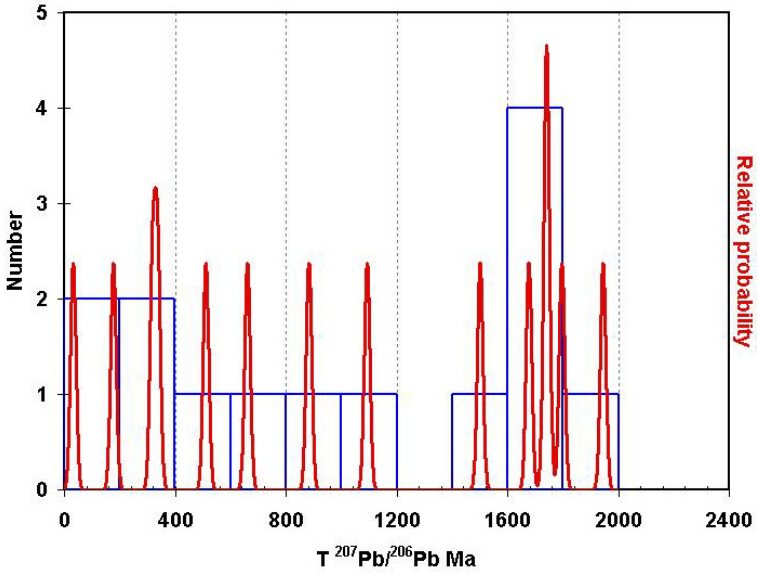



Рис. 4.29. Спектр значений измеренного возраста в цирконах из максовитов

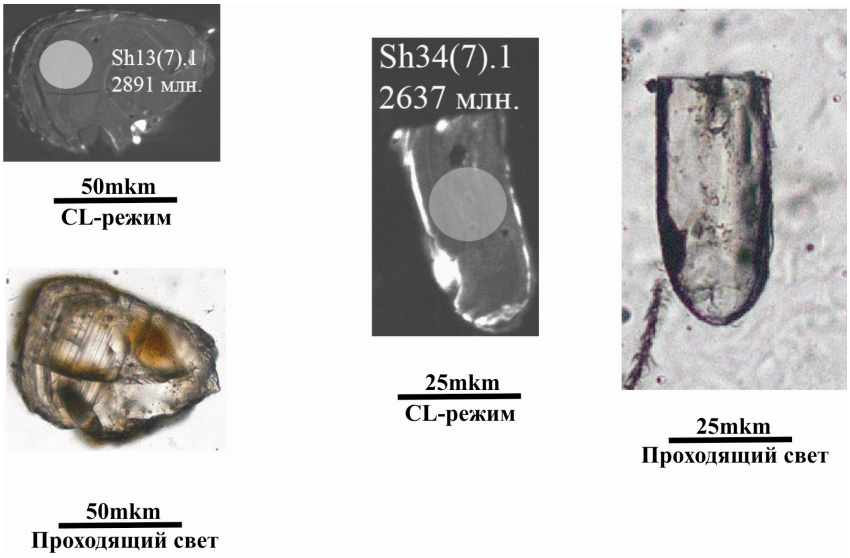



Рис. 4.30. Цирконы из габбродолеритов (Карнаволок, Пургино)

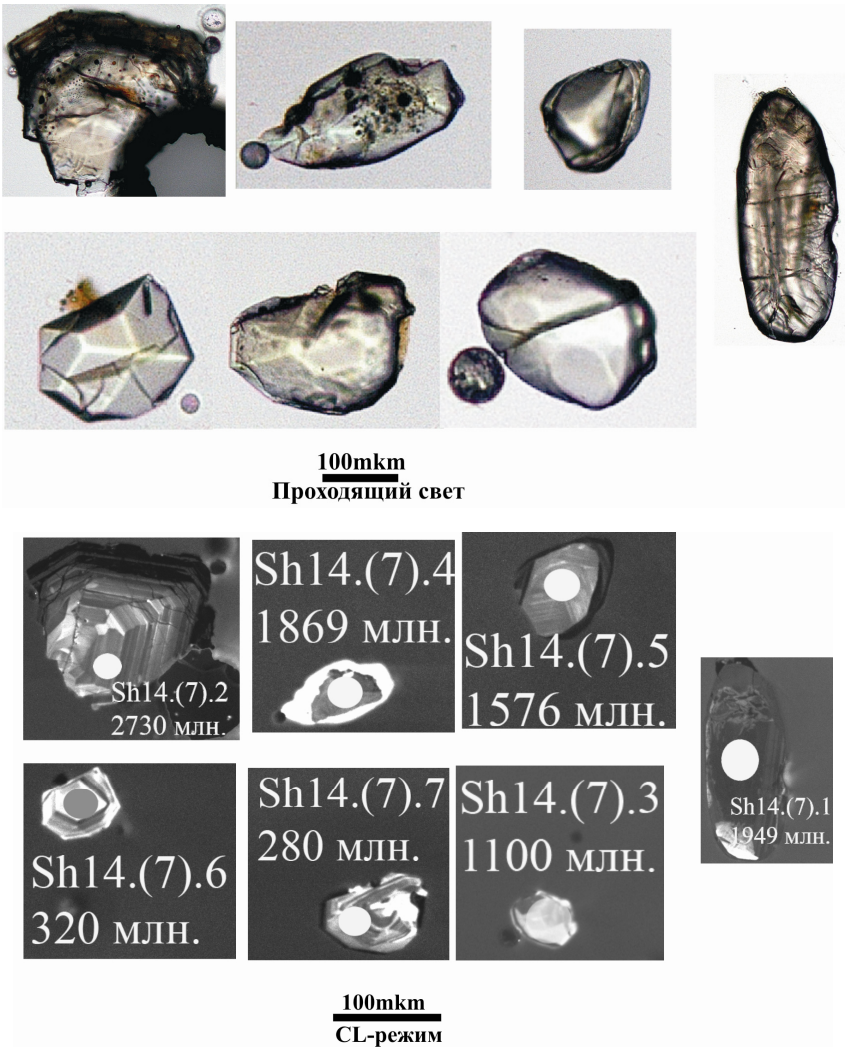



Рис. 4.31. Цирконы из габбродолеритов (Карнаволок)

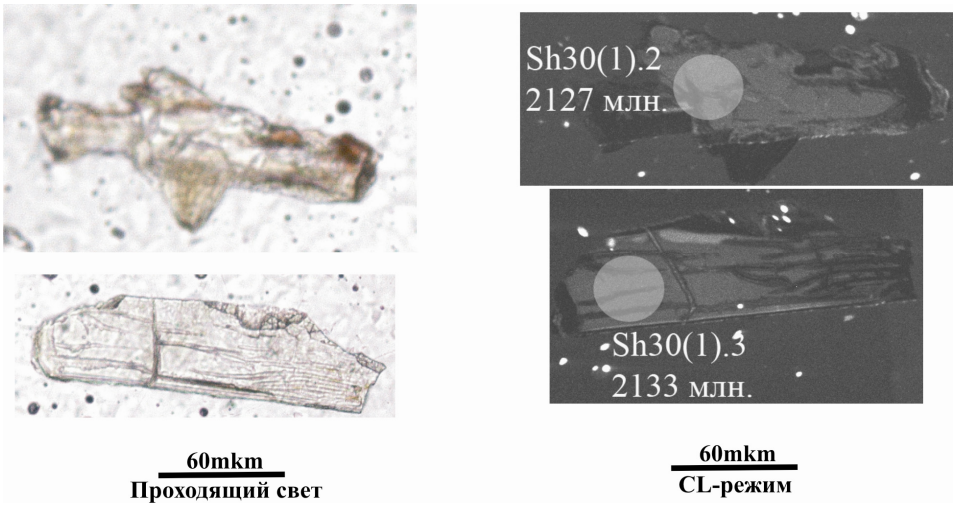



Рис. 4.32. Цирконы из крупнозернистых габбродолеритов (Великая Губа)

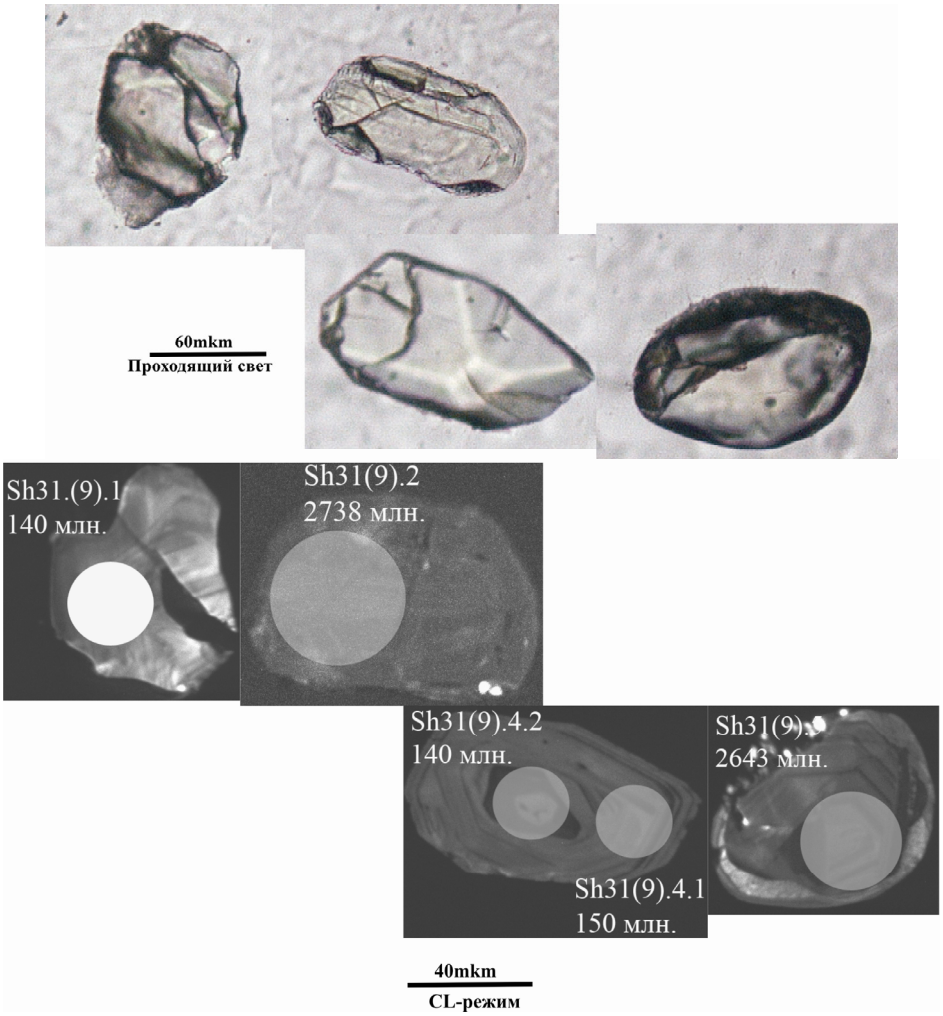



Рис. 4.33. Цирконы из габбродолеритов (Великая Губа – Толвуя)

U-Pb система цирконов была изучена в ЦИИ ВСЕГЕИ при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II по методике, описанной в [Лохов и др., 2004]. Полученные данные представлены в табл. 4.4, возрастной спектр – на рис 4.36. Как и для максовитов, в магматических породах, предположительно метавулканитах, наблюдается широкий диапазон измеренных значений U-Pb возраста от 130 до 2850 млн лет. Но в отличие от максовитов в вулканитах присутствуют архейские детритовые цирконы, некоторые из них дискордантны (рис. 4.37, а). И лишь немногочисленные кристаллы цирконов могут соответствовать возрасту магматизма, все они дискордантны. Параметры дискордии: 1987 ± 20 и 497 ± 160 млн лет (рис. 4.37, б). Среди цирконов различного возраста можно выделить конкордантный кластер 1746 ± 15 млн лет (рис. 4.38) и субконкордантный кластер 1573 ± 43 млн лет (рис. 4.39). Цирконы из д. Шуньга (Sh-65) имеют характерный кристаллический габитус и наполнены газово-жидкими включениями (рис. 4.35). Возможно, они являются магматическими, а обилие газово-жидких включений указывает на их кристаллизацию на позднемагматической стадии или на их перекристаллизацию в постмагматическую стадию формирования породы. В таком случае габбродолериты Шуньги являют собой силл возрастом 1573 ± 43 млн лет, т. е. эти породы отражают рифейский этап магматизма [Ранний докембрий…, 2005] в пределах ОС. Цирконы с фанерозойскими значениями измеренного U-Pb возраста встречены во всех габбродолеритах, кроме Шуньги, а в пробе из Великой Губы (Sh-32) являются единственной генерацией. Примечательно, что молодые цирконы в большинстве случаев не образуют корок обрастания на древних затравках, а формируют самостоятельные кристаллы характерного облика: с четкой огранкой и осцилляторной зональностью, схожей с магматической или метаморфической. Часть из них характеризуется повышенной концентрацией урана при величине отношения Th/U, близкой к диапазону значений для магматических или метаморфических цирконов (табл. 4.12).

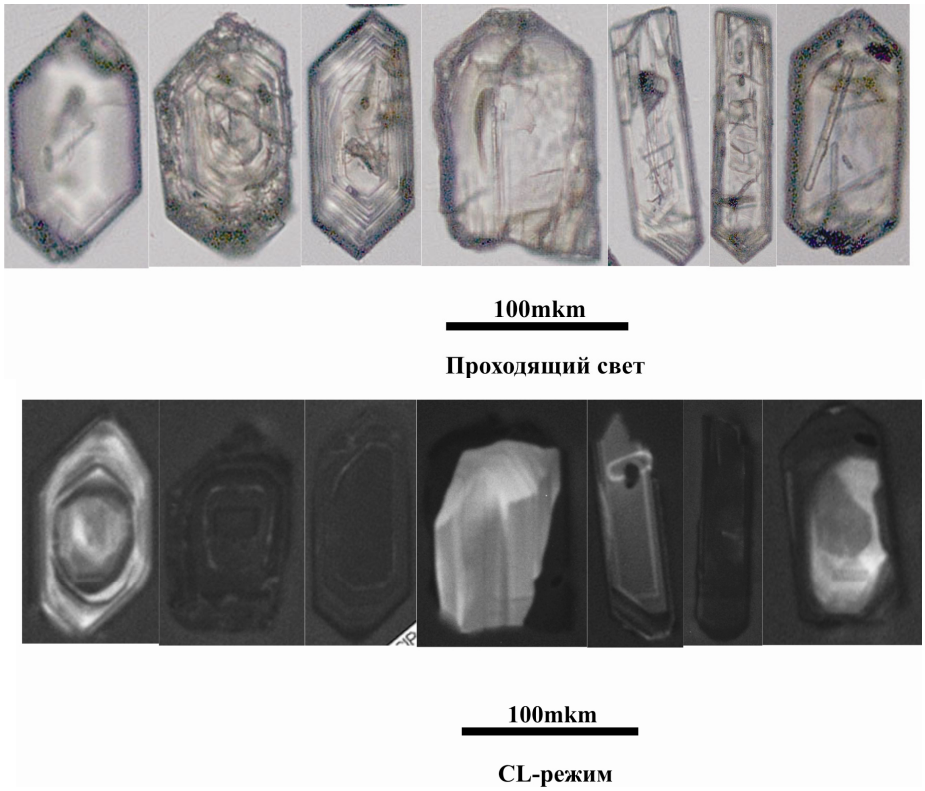



Рис. 4.34. Цирконы из мелкозернистых габбродолеритов (Великая Губа)

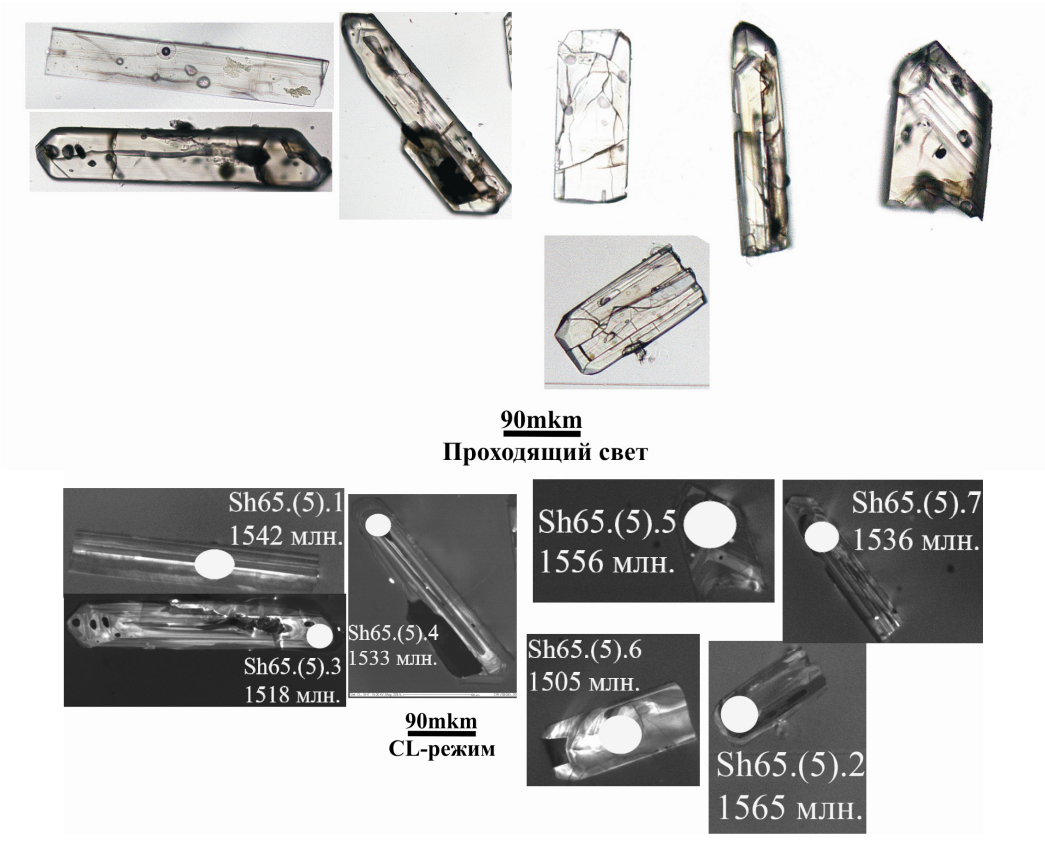



Рис. 4.35. Цирконы из габбродолеритов (Шуньга)

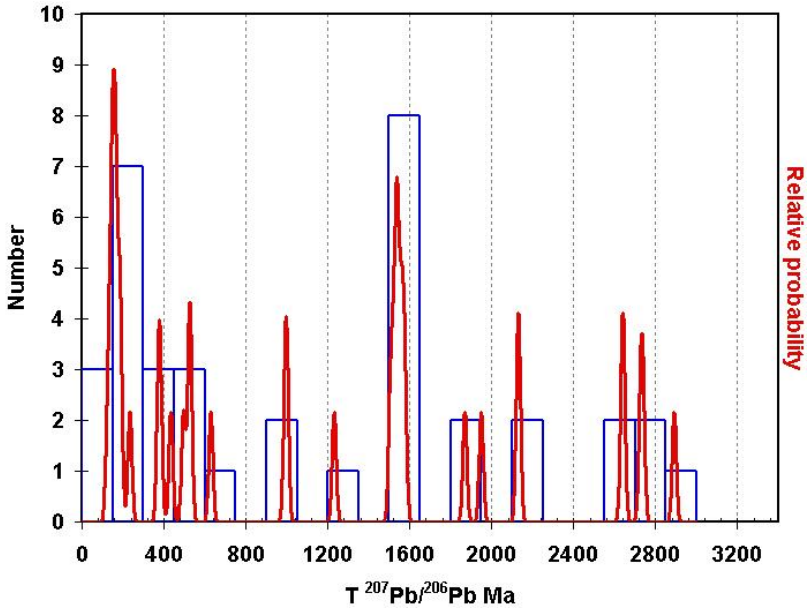



Рис. 4.36. Спектр значений измеренного возраста в цирконах из габбродолеритов

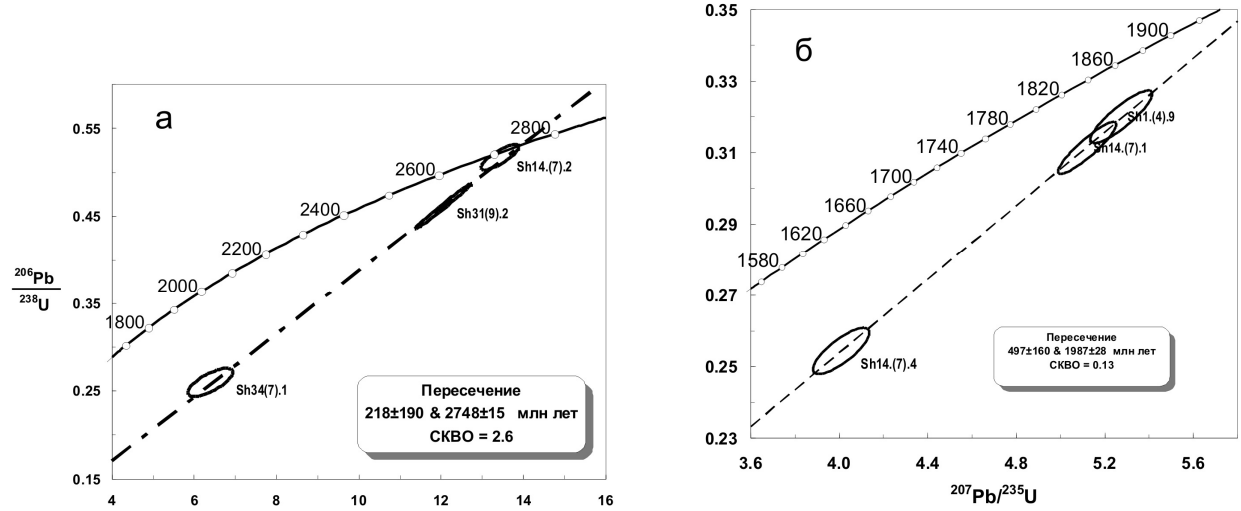



Рис. 4.37. Дискордантные цирконы из габбродолеритов

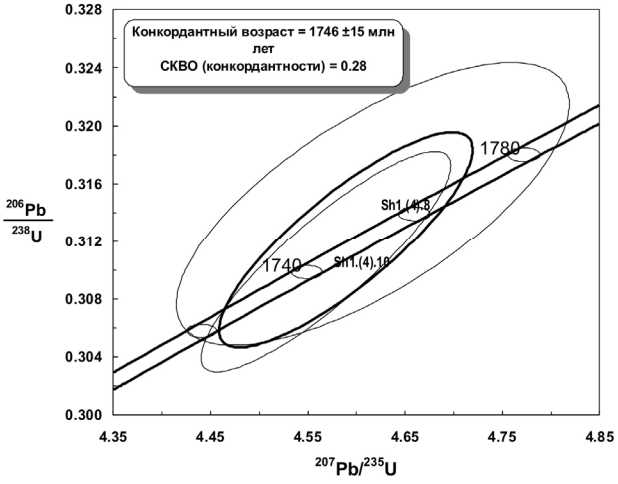



Рис. 4.38. Конкордантный кластер цирконов из шунгитов

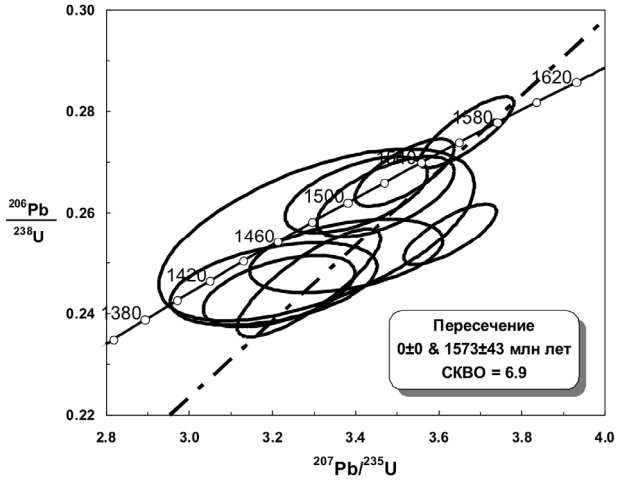



Рис. 4.39. Субконкордантный кластер цирконов из габбродолеритов (Шуньга)

Таблица 4.12. **Результаты изучения U-Pb системы в цирконах**

| Аналит. точка | U ppm | $^{232}Th/^{238}U$ | Возраст по $^{206}Pb/^{238}U$ | | Возраст по $^{207}Pb/^{206}Pb$ | | Диск. % | $^{207}Pb/^{235}U$ | ± % | $^{206}Pb/^{238}U$ | ± % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sh1.(4).6.1 | 515 | 0,7 | 290,1 | ± 3,3 | 337 | ± 37 | 15 | 0,340 | 1,9 | 0,046 | 1 |
| Sh1.(4).6.2 | 346 | 0,72 | 296,5 | ± 3,8 | 177 | ± 7 | –41 | 0,330 | 3,3 | 0,048 | 1,2 |
| Sh1.(4).3 | 160 | 0,74 | 365 | ± 5,1 | 319 | ± 150 | –14 | 0,430 | 6,7 | 0,059 | 1.3 |
| Sh1.(4).1 | 424 | 0,46 | 418,2 | ± 4,8 | 511 | ± 56 | 20 | 0,540 | 2,8 | 0,069 | 1,1 |
| Sh1.(4).11 | 197 | 0,32 | 638,1 | ± 7,1 | 661 | ± 89 | 3 | 0,890 | 4,3 | 0,105 | 1,1 |
| Sh1.(4).4 | 152 | 0,39 | 887,8 | ± 9,7 | 883 | ± 67 | –1 | 1,400 | 3,4 | 0,148 | 1,1 |
| Sh1.(4).2 | 255 | 0,33 | 1086 | ± 11 | 1093 | ± 27 | 0 | 1,930 | 1,7 | 0,184 | 1 |
| Sh1.(4).5 | 88 | 0,46 | 1498 | ± 17 | 1501 | ± 32 | 0 | 3,400 | 2,1 | 0,264 | 1,2 |
| Sh1.(4).12 | 289 | 0,5 | 1717 | ± 16 | 1796 | ± 12 | 4 | 4,640 | 1,2 | 0.307 | 0,1 |
| Sh1.(4).10 | 342 | 0,52 | 1736 | ± 16 | 1743 | ± 10 | 0 | 4,570 | 1,1 | 0.311 | 1 |
| Sh1.(4).9 | 766 | 0,3 | 1745 | ± 15 | 1945 | ± 7,9 | 11 | 5,120 | 1,1 | 0.311 | 0,9 |
| Sh1.(4).7 | 458 | 0,15 | 1469 | ± 13 | 1677 | ± 15 | 14 | 3,630 | 1,3 | 0,256 | 0,1 |
| Sh1.(4).8 | 75 | 0,27 | 1756 | ± 20 | 1739 | ± 23 | –1 | 4,620 | 1,8 | 0.315 | 1.3 |
| Sh52.(4).1 | 631 | 0,35 | 283,4 | ± 4,4 | 32 | ± 440 | 89 | 0,360 | 20 | 0,045 | 1,6 |
| Sh13(7).1 | 519 | 0,41 | 2390 | ± 47 | 2891 | ± 6,2 | 21 | 12,880 | 2,4 | 0,449 | 2.3 |
| Sh14.(7).7 | 420 | 0,41 | 300 | ± 3,3 | 186 | ± 120 | –38 | 0,330 | 5,5 | 0,048 | 1,1 |
| Sh14.(7).6 | 207 | 0,75 | 317,4 | ± 4,2 | 382 | ± 98 | 20 | 0,380 | 4,5 | 0,051 | 1,2 |
| Sh14.(7).3 | 40 | 0,33 | 1088 | ± 16 | 1000 | ± 97 | –8 | 1,840 | 5 | 0,185 | 1,6 |
| Sh14.(7).5 | 130 | 0,4 | 1446 | ± 16 | 1576 | ± 48 | 9 | 3,380 | 2,8 | 0,251 | 1,2 |
| Sh14.(7).4 | 302 | 0,16 | 1460 | ± 14 | 1869 | ± 14 | 28 | 4,010 | 1,3 | 0,254 | 1 |
| Sh14.(7).1 | 1214 | 0,16 | 1788 | ± 15 | 1949 | ± 9,5 | 9 | 5,270 | 1,1 | 0.320 | 0,9 |
| Sh14.(7).2 | 88 | 1,03 | 2669 | ± 28 | 2727 | ± 13 | 1 | 13,420 | 1,4 | 0,517 | 1,1 |
| Sh30(1).1 | 2301 | 3,18 | 374 | ± 9,6 | 993 | ± 300 | 165 | 0,600 | 15 | 0,060 | 2,6 |
| Sh30(1).2 | 1172 | 2,78 | 1612 | ± 33 | 2127 | ± 13 | 32 | 5,180 | 2,4 | 0,284 | 2.3 |
| Sh30(1).3 | 1289 | 3,79 | 1615 | ± 33 | 2133 | ± 10 | 32 | 5,210 | 2,4 | 0,285 | 2.3 |
| Sh31(9).1 | 163 | 0,29 | 1235 | ± 27 | 1231 | ± 33 | 0 | 2,370 | 2,9 | 0,211 | 2,4 |
| Sh31(9).2 | 762 | 0,6 | 2445 | ± 47 | 2738 | ± 4,7 | 12 | 12,050 | 2,3 | 0,461 | 2.3 |
| Sh31(9).4.1 | 378 | 0,95 | 147,6 | ± 3,6 | 126 | ± 190 | –14 | 0,160 | 8,3 | 0,023 | 2,5 |
| Sh31(9).5 | 271 | 0,38 | 2578 | ± 50 | 2643 | ± 7,7 | 3 | 12,130 | 2,4 | 0,492 | 2,4 |
| Sh32_1.1 | 4530 | 0,29 | 150,80 | ± 1,2 | 143 | ± 25 | –5 | 0,160 | 1,3 | 0,024 | 0,77 |
| Sh32_2.1 | 227 | 0,47 | 377 | ± 4,6 | 496 | ± 67 | 31 | 0,474 | 3,3 | 0,060 | 1.3 |
| Sh32_3.1 | 6406 | 0,31 | 166,6 | ± 1,3 | 166 | ± 19 | 0 | 0,178 | 1,1 | 0,026 | 0,77 |
| Sh32_4.1 | 880 | 0,44 | 147,9 | ± 1,4 | 165 | ± 56 | 12 | 0,158 | 2,6 | 0,023 | 0,95 |
| Sh32_5.1 | 186 | 0,61 | 138,3 | ± 2,1 | 234 | ± 110 | 69 | 0,152 | 4,9 | 0,022 | 1,5 |
| Sh32_6.1 | 4911 | 0,30 | 200,4 | ± 1,8 | 374 | ± 55 | 87 | 0,235 | 2,6 | 0,032 | 0,89 |
| Sh32_7.1 | 489 | 0,37 | 144,2 | ± 1,6 | 185 | ± 67 | 28 | 0,155 | 3,1 | 0,023 | 1,1 |
| Sh32_8.1 | 1376 | 0,40 | 144,3 | ± 1,3 | 144 | ± 46 | 0 | 0,153 | 2,2 | 0,023 | 0,88 |
| Sh32_9.1 | 199 | 0,51 | 292,8 | ± 3,5 | 527 | ± 65 | 80 | 0,371 | 3,2 | 0,046 | 1,2 |
| Sh32_10.1 | 6312 | 0,43 | 154,5 | ± 1,2 | 152 | ± 20 | –2 | 0,164 | 1,1 | 0,024 | 0,78 |
| Sh32_11.1 | 940 | 0,16 | 150,2 | ± 1,4 | 158 | ± 54 | 5 | 0,160 | 2,5 | 0,024 | 0,95 |
| Sh32_12.1 | 1270 | 0,56 | 294,5 | ± 2,8 | 526 | ± 150 | 79 | 0,373 | 6,8 | 0,047 | 0,97 |
| Sh32_13.1 | 104 | 0,47 | 286,9 | ± 4,5 | 434 | ± 89 | 51 | 0,348 | 4,3 | 0,046 | 1,6 |
| Sh32_14.1 | 695 | 1,34 | 637,4 | ± 5,3 | 629 | ± 24 | –1 | 0,870 | 1,4 | 0,104 | 0,88 |
| Sh34(7).1 | 982 | 0,14 | 1489 | ± 34 | 2637 | ± 40 | 77 | 6,390 | 3,5 | 0,260 | 2,5 |
| Sh65.(5).7 | 103 | 0,45 | 1416 | ± 16 | 1536 | ± 38 | 9 | 3,220 | 2,3 | 0,244 | 1,2 |
| Sh65.(5).3 | 60 | 0,38 | 1412 | ± 18 | 1518 | ± 54 | 7 | 3,200 | 3,2 | 0,246 | 1,4 |
| Sh65.(5).2 | 320 | 0,43 | 1417 | ± 24 | 1565 | ± 23 | 10 | 3,290 | 2,1 | 0,246 | 1,8 |
| Sh65.(5).6 | 57 | 0,5 | 1470 | ± 38 | 1505 | ± 72 | 3 | 3,310 | 4,7 | 0,256 | 2,7 |
| Sh65.(5).1 | 99 | 0,53 | 1497 | ± 21 | 1542 | ± 28 | 2 | 3,470 | 1,9 | 0,263 | 1,2 |
| Sh65.(5).4 | 247 | 0,43 | 1526 | ± 15 | 1533 | ± 18 | 0 | 3,520 | 1,4 | 0,268 | 1 |
| Sh65.(5).5 | 263 | 0,39 | 1563 | ± 15 | 1556 | ± 13 | –1 | 3,670 | 1,3 | 0,276 | 1 |

Анализ гистограммы частоты встречаемости значения U-Pb возраста в цирконах (рис. 4.29, 4.36) показывает, что практически каждый пик максимума на гистограмме имеет геологический смысл и обоснование. Геохронологический рубеж 1750 млн лет широко проявлен на Балтийском щите и отвечает времени регионального свекофеннского метаморфического события. Рубеж 1570 млн лет отвечает времени становления поздних фаз гранитов рапакиви и ряда массивов щелочных габброидов. Более молодые события не проявлены в виде магматической активности, метаморфических или метасоматических событий, однако отмечаются в пределах ОС. Так, при датировании урановых минералов из руд комплексных месторождений (Космозеро, Средняя Падма), локализованных в породах заонежской свиты (район Великая Губа – Палтега), отмечены геохронологические рубежи в интервале возрастов от 1770 до 160 млн лет [Андерсон и др., 1985]; при датирова-

нии по цирконам архейских гранитогнейсов Балтийского щита также отмечаются нижние пересечения дискордий, дающие оценку возраста порядка 300–700 млн лет [Лохов и др., 2004].

*Геохимия редких элементов в цирконах.* Одним из критериев генетической привязки цирконов считается распределение редкоземельных элементов (РЗЭ), определяющее «магматический» или «гидротермальный» генезис [Zircon, 2003]. Локальный элементный анализ цирконов осуществлялся в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (SHRIMP-II). В качестве стандарта концентраций служило стекло NIST-611. Результаты представлены на рис. 4.40.

Были получены два типа распределения РЗЭ – «магматический» и «гидротермальный». Оба выражены во всех выделенных возрастных группах цирконов, кроме группы 1746 ± 15 млн лет (габбродолерит д. Шуньга Sh-65), для которого характерен только «магматический» спектр распределения. «Гидротермальный» тип распределения характерен для высокофлюидных условий формирования или преобразования породы, в частности, для среднетемпературных углеродистых метасоматитов, некоторых кальцифиров и карбонатитов, и связан с преимущественной миграцией легких РЗЭ в углекислотных или углекислотно-метановых флюидах [Лохов и др., 2006, 2008]. Наличие в цирконах даже одной возрастной группы обоих типов распределения РЗЭ указывает на изменчивые соотношения флюид – порода на каждом из этапов гидротермальной активности, сопровождавшейся ростом соответствующей генерации цирконов. Можно предположить, что образование большей части цирконов происходило в негомогенной и сильно газонасыщенной флюидной среде, что и привело к разным распределениям РЗЭ в пределах одной возрастной группы, т. е. методика определения генезиса циркона по спектрам распределения РЗЭ неприменима.

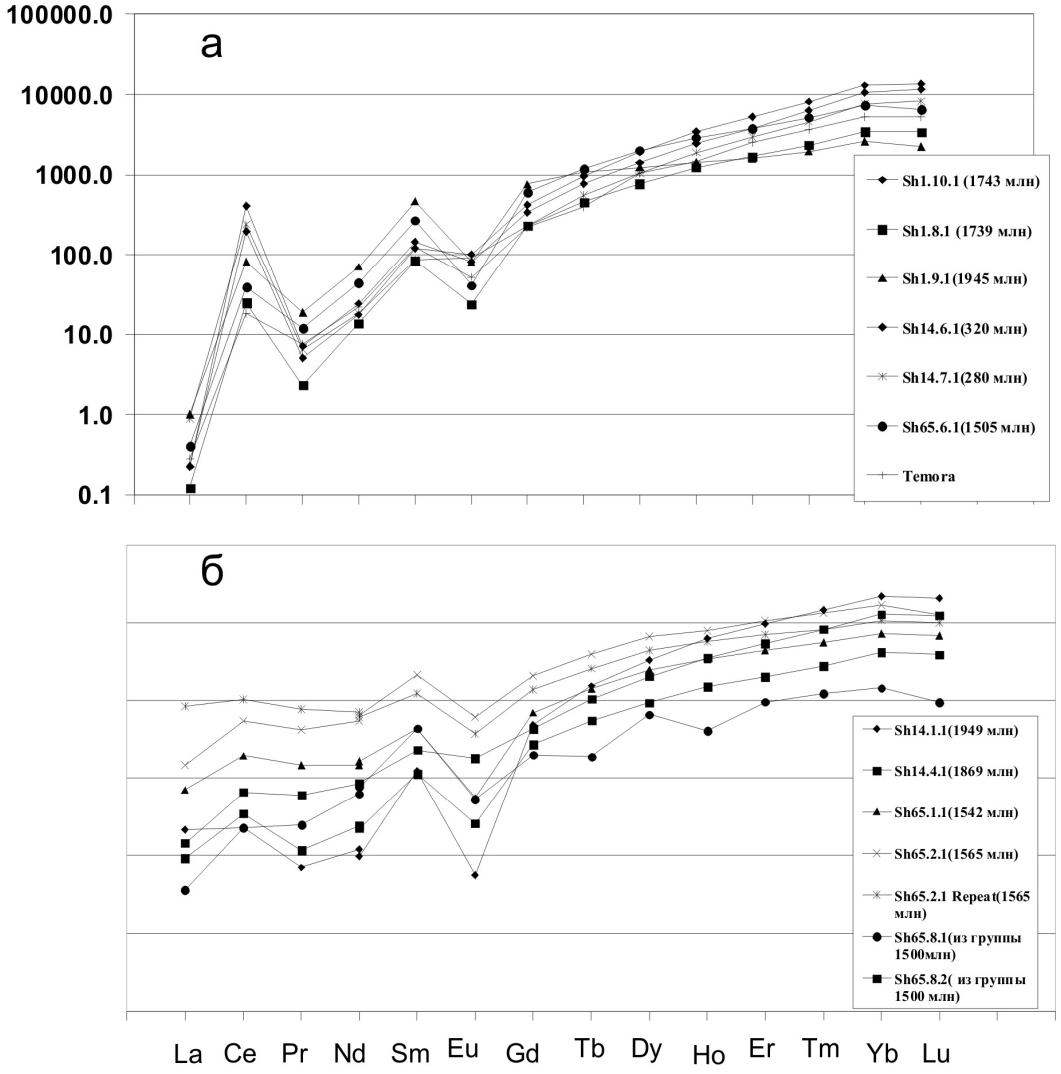



Рис. 4.40. Распределение редкоземельных элементов в цирконах (нормирование по хондриту)

*U-Pb система в породах.* Для изучения степени воздействия вторичных метасоматических процессов на породу в целом было исследовано состояние U-Pb системы в образцах валовых проб. Отбор производился из тех же точек, что и проб на цирконы. Растертые пробы разлагались смесью минеральных кислот в двух вариантах: полностью – кислотами HF и $HNO_3$ и частично – с разложением преимущественно сульфидов и оксидов смесью $HNO_3$ и HCl. Выделение препаратов свинца и урана производилось по методике, изложенной в работе [Krymsky et al., 2009]. Измерения изотопного состава свинца, содержания свинца и урана было выполнено при помощи термоионизационного масс-спектрометра Tritone (Finnigan). На Pb-Pb диаграмме (рис. 4.41) экспериментальные точки изотопного состава свинца как породы в целом, так и бескремниевой составляющей апроксимируются одной линией, тангенс угла наклона которой соответствует возрасту 1389 ± 110 млн лет. СКВО = 4,2, что не позволяет рассматривать полученный возраст в качестве изохронного и соответствующего безусловному значению возраста (получена эррохрона). В то же время совпадающее значение цифр возраста, полученных для новообразованых цирконов, указывает на существенное перераспределение урана и свинца в породе в целом в постлюдиковское время, при этом нарушение замкнутости U-Pb системы коснулось как сульфидов и окислов, так и силикатной составляющей.

Как известно, изотопные отношения свинца в докембрийских геологических образованиях практически не меняются при нарушении замкнутости U-Pb системы [Шуколюков и др., 1974]. Этим обстоятельством можно объяснить существенную разницу в значении возраста при рассмотрении экспериментальных данных на U-Pb диаграмме по сравнению с диаграммой в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 4.42). Большая часть точек (9 из 10) в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{238}U/^{204}Pb$ расположены на прямой, отвечающей значению возраста 548 ± 48 млн лет. СКВО существенно больше 1 также не позволяет рассматривать данный возраст в качестве изохронного. Более вероятно, что полученные данные свидетельствуют о еще одном перераспределении U и Pb в исследуемых породах в фанерозое. Эти данные подтверждают полихронную историю геологического развития изучаемого района и свидетельствуют о том, что вторичные геологические события, имевшие место в пределах Онежской мульды, затронули U-Pb систему как в отдельных минералах, так и породу в целом [Гольцин и др., 2010].

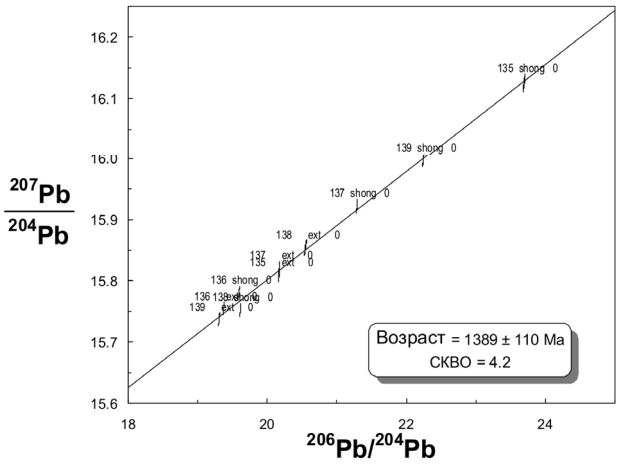



Рис. 4.41. Свинец-свинцовая система в породах

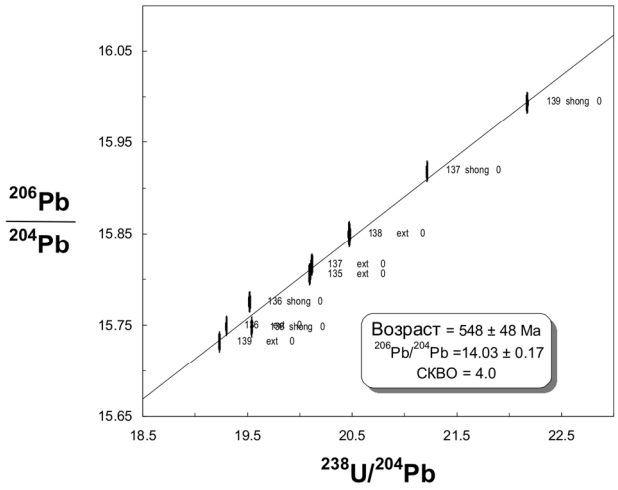



Рис. 4.42. Уран-свинцовая система в породах

*Изотопы гафния в цирконах и Hf-Nd изотопная систематика.* Для четкой привязки полученных возрастных характеристик цирконов к магматическому или метаморфическому процессу была изучена гафний-неодимовая изотопно-геохимическая система в соответствии с методикой, изложенной в работе [Лохов и др., 2009]. Для реализации этого подхода была изучена Sm-Nd система в породах (табл. 4.13) и Lu-Hf система в цирконах различных возрастных групп (табл. 4.14).

Изотопный состав гафния был измерен в зернах цирконов в тех же точках, что и U-Pb датирование при помощи SHRIMP-II. Следует учитывать, что локальность при лазерной абляции существенно ниже: размер пятна составлял около 40 мкм при глубине кратера 20–40 мкм, в то время как при U-Pb анализе – 15 и 2 мкм, соответственно. Изотопный состав гафния был выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ при помощи системы лазерной абляции (LA-MCICPMS) с ультрафиолетовым лазером (New Wave DUV-193) и масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ThermoFinnigan Neptune MCICP-MS). Помимо изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$, измерялись также

величины отношений $^{176}Lu/^{177}Hf$ и $^{176}Yb/^{177}Hf$. Для всего блока аналитических данных не было выявлено корреляционных связей измеренных величин $^{176}Hf/^{177}Hf–^{176}Lu/^{177}Hf$ и $^{176}Hf/^{177}Hf–^{176}Yb/^{177}Hf$, что указывает на корректный учет изобарных наложений.

Таблица 4.13. **Sm-Nd изотопная система в породах**

| № | Образец | Sm(ppm) | Nd(ppm) | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | TNd(DM) Ma |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | SH-65 | 4,7429 | 17,1248 | 0,16744 | 0,512295 ± 7 | 2810 |
| 2 | SH-31 | 4,4324 | 16,1988 | 0,16542 | 0,512192 ± 5 | 3014 |
| 3 | SH-14 | 5,1164 | 18,316 | 0,16888 | 0,512322 ± 6 | 2809 |
| 4 | SH-1 | 3,8647 | 19,7363 | 0,11836 | 0,511526 ± 5 | 2810 |
| 5 | SH-30 | 3,8106 | 14,4904 | 0,15898 | 0,512187 ± 5 | 2675 |

Таблица 4.14. **Lu-Hf изотопная система в цирконах**

| Циркон | T Ma | $^{176}Yb/^{177}Hf$ | $^{176}Lu/^{177}Hf$ | $^{176}Hf/^{177}Hf$ | Err Hf |
|---|---|---|---|---|---|
| Sh1-2 | 1093 | 0,01540 | 0,00065 | 0,28226 | 0,00005 |
| Sh1-5 | 1500 | 0,01900 | 0,00089 | 0,28194 | 0,00005 |
| Sh1-7 | 1677 | 0,04488 | 0,00213 | 0,28185 | 0,00007 |
| Sh1-8 | 1739 | 0,01718 | 0,00077 | 0,28173 | 0,00007 |
| Sh1-9 | 1945 | 0,00591 | 0,00022 | 0,28147 | 0,00005 |
| Sh52-1 | 302 | 0,05128 | 0,00261 | 0,28303 | 0,00009 |
| Sh14-1 | 1949 | 0,04651 | 0,00207 | 0,28157 | 0,00005 |
| Sh14-2 | 2730 | 0,02275 | 0,00096 | 0,28104 | 0,00005 |
| Sh14-3 | 1100 | 0,02666 | 0,00132 | 0,28286 | 0,00007 |
| Sh32-1 | 287 | 0,0525 | 0,00216 | 0,28315 | 0,00007 |
| Sh32- 4 | 637 | 0,0289 | 0,00117 | 0,28263 | 0,00004 |
| Sh32-2 | 377 | 0,0731 | 0,00323 | 0,28301 | 0,00007 |
| Sh32-5 | 138 | 0,0425 | 0,00168 | 0,28346 | 0,00006 |
| Sh32-6 | 200 | 0,0769 | 0,00271 | 0,28307 | 0,00006 |
| Sh32-7 | 144 | 0,0280 | 0,00120 | 0,28338 | 0,00005 |
| Sh65-4 | 1533 | 0,04243 | 0,00162 | 0,28161 | 0,00008 |
| Sh65-1 | 1542 | 0,03203 | 0,00131 | 0,28168 | 0,00012 |
| Sh65-2 | 1565 | 0,07976 | 0,00266 | 0,28187 | 0,00012 |
| Sh65-3 | 1518 | 0,01073 | 0,00045 | 0,28157 | 0,00006 |

Измеренные $^{176}Lu/^{177}Hf$ отношения и константа распада $^{176}Lu = 1{,}865 \times 10^{-11}$ г$^{-1}$ [Scherer et al., 2001] были использованы для вычисления начальных изотопных $^{176}Hf/^{177}Hf$ отношений. Начальный изотопный состав гафния выражен в виде параметра εHf(T), имеющего смысл отклонения начального отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ образца от хондритового резервуара, умноженного на $10^4$. Рассчитан с использованием константы распада $^{176}Lu$ и параметров хондритового резервуара ($^{176}Lu/^{177}Hf = 0{,}0332$ и $^{176}Hf/^{177}Hf = 0{,}282772$) [Blichert-Toft, Albarede, 1997]. Модельные возраста отделения вещества от деплетированного источника по гафнию TDMHf определяют минимальный возраст для исходного материала магмы, из которой кристаллизовался циркон. Они были рассчитаны с использованием отношения $^{176}Lu/^{177}Hf$ в цирконе и модели [Griffin et al., 2000], согласно которой резервуар деплетированной мантии имел квазилинейную изотопную эволюцию от $^{176}Hf/^{177}Hf = 0{,}279718$ в 4,55 млрд лет до $^{176}Hf/^{177}Hf = 0{,}283250$ в настоящее время, с $^{176}Lu/^{177}Hf = 0{,}0384$.

Для построения графика, пригодного для классификации цирконов по генетическим типам (рис. 4.43), были рассчитаны параметры εNd(T) и εHf(T) с использованием значения U-Pb возраста циркона в той же аналитической точке. Из графика следует, что в данных породах присутствуют древние (захваченные) цирконы возрастом 2800–2700 млн лет, группа цирконов, образующих метаморфический тренд 1500 млн лет, и группа цирконов возрастом от 138 до 1100 млн лет с избыточным радиогенным гафнием. Цирконы возрастом 1950 млн лет, которые по имеющимся представлениям могли отвечать возрасту вулканизма, являются захваченными, а формальное соответствие лишь одного циркона из максовитов возрастом 1700 млн лет полосе корреляции для магматических пород не может служить четким доказательством его магматического генезиса. Учитывая установленные полистадийные преобразования пород, можно полагать, что в породах Sm-Nd система является нарушенной. Следовательно, Hf-Nd систематика не позволяет надежно идентифицировать цирконы магматического генезиса. Формально, по данным табл. 4.6, можно построить Sm-Nd псевдоизохрону по породам возрастом порядка 2350 млн лет и СКВО < 1, очевидно, являющейся линией смещения, с оценкой возраста, не имеющего геологического смысла. Возможно, это обстоятельство определяет то, что большинство цирконов из габбродолеритов Шуньги находятся не в полосе корреляции для магматических пород – «terrestrial array» (TA), а несколько ниже ее.

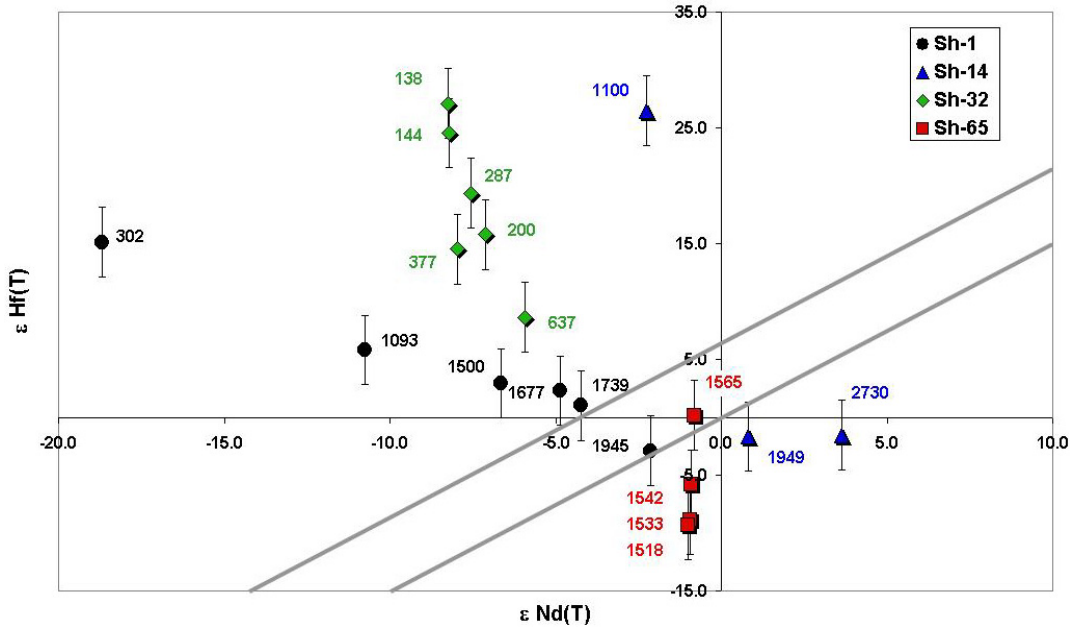



Рис. 4.43. Гафний-неодимовая изотопная систематика пород:

параллельными линиями выделена полоса корреляции параметров «terrestrial array», цирконы магматического генезиса должны принадлежать этому полю, захваченные цирконы – правее и ниже, а метаморфические или метасоматические – левее и выше [Лохов и др., 2009]

Избыточный радиогенный гафний в цирконах мог быть привнесен из древнего источника с аномально высоким Lu/Hf отношением. Таковой в принципе может являться глинистая или фосфатная компонента осадочных пород, обладающая исключительно высокими значениями Lu/Hf отношений, существенно превышающими таковые в деплетированной мантии [Гольцин и др., 2010; Лохов и др., 2008, 2009; Valley et al., 2010]. Этапы низкотемпературного гидротермального воздействия приводили к перекристаллизации глинистых или фосфатных минералов со сбросом радиогенного гафния во флюидную фазу и его миграцией в область кристаллизации новообразованной метасоматической генерации цирконов. График эволюции изотопного состава гафния в цирконах различного возраста (рис. 4.44) показывает, что по крайней мере для образцов Sh-32 (Великая Губа) и Sh-14 (Карнаволок) в фанерозойское время происходила кристаллизация цирконов с захватом в них гафния из источника величиной $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0,1–0,15 и возрастом порядка 2000 млн лет. Для образца Sh-1 привнос радиогенного гафния в цирконы происходил из источника с более низкой величиной $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0,05–0,07 и также возрастом около 2000 млн лет. Таким образом, источником радиогенного гафния действительно могли являться фосфаты и глинистые минералы осадочных пород людиковия. Кристаллизация новых генераций цирконов сопровождалась захватом радиогенного гафния, генерированного засчет распада лютеция в минералах осадочных пород людиковия. Радиогенный гафний мог поступить во флюидную фазу при весьма низкотемпературном гидротермальном воздействии на фосфаты и глинистые минералы [Valley et al., 2010]. Это обстоятельство определило наличие избыточного радиогенного гафния в этих цирконах, что определяет парадоксально меньшее значение расчетного модельного возраста отделения вещества от деплетированной мантии по гафнию $TDM_{Hf}$ по сравнению с возрастом кристаллизации циркона по уран-свинцовой системе TUPb, и в ряде случаев появление значений расчетного модельного возраста по гафнию в будущем времени (рис. 4.45). Для гидротермально-метасоматических цирконов этот эффект впервые был установлен нами [Гольцин и др., 2010] и несколько позже канадскими исследователями [Valley et al., 2010]. Миграция циркония и гафния эффективна в случае присутствия в породах водно-галогенового флюида. В ОС это обеспечивалось мощной пачкой солей, испытавших гидротермальную переработку.

Примечательно, что как наши данные, так и данные [Valley et al., 2010] по метасоматическим цирконам указывают на типичные «магматические» спектры распределения РЗЭ [Zircon, 2003]. Это обстоятельство, вероятно, определяется тем, что так называемые «гидротермальные» цирконы, для которых характерна обогащенность легкими РЗЭ, кристаллизуются из преобладающих при метаморфизме или метасоматозе водно-углекислотных флюидов, а водно-галогеновые флюиды,

транспортирующие высокозарядные элементы (Zr, Hf), не являются подходящей средой для преимущественного транспорта легких РЗЭ.

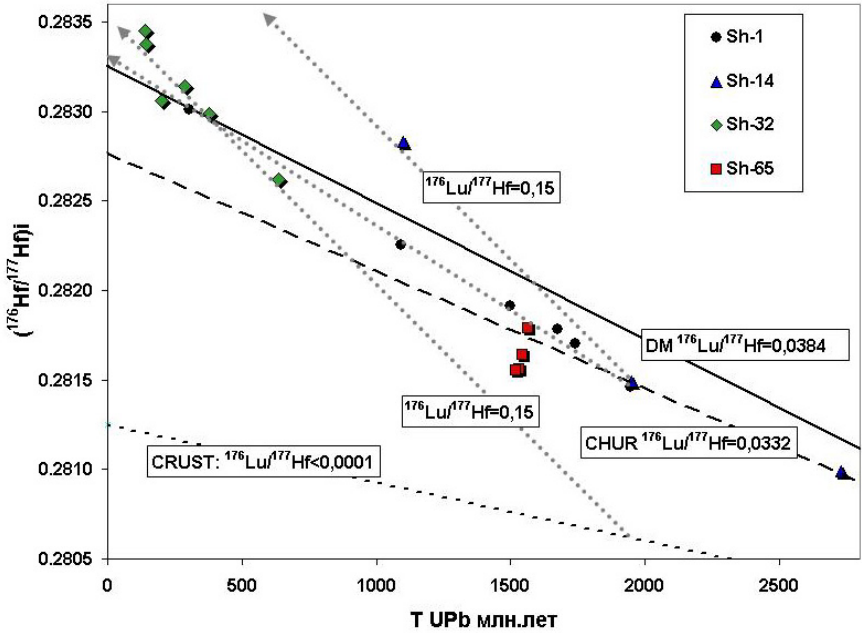



Рис. 4.44. Эволюция изотопного состава гафния в породах (по цирконам)

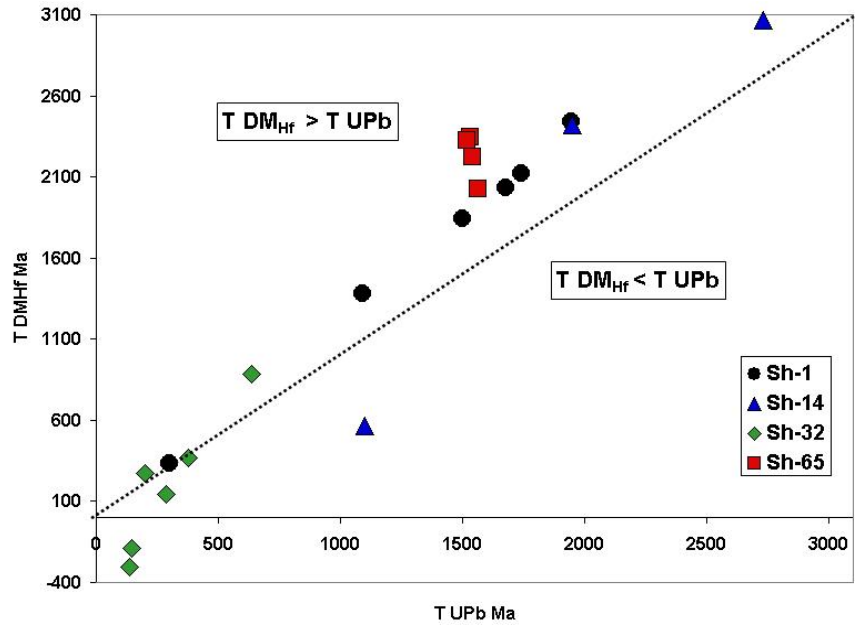



Рис. 4.45. Возраст кристаллизации цирконов согласно U-Pb изотопной системе и расчетный модельный возраст по гафнию отделения вещества от деплетированного мантийного источника

Следует отметить, что датировки по урановым минералам с фанерозойскими значениями U-Pb возраста [Андерсон и др., 1985] отвечают эндогенным событиям в зонах региональных разломов, где эта минерализация проявлена, в то время как нами были получены аналогичные геохронологические рубежи по породам людиковия, специально отобранным вдали от зон минерализации. Это может свидетельствовать о том, что в породах вулканогенно-осадочной толщи людиковия функционировала крупномасштабная долгоживущая флюидно-метасоматическая система. В интервале более 1500 млн

лет породы людиковия ОС, вероятно, испытали полистадийные метасоматические преобразования и в существенной степени утратили первичные изотопно-геохимические параметры, характеризующие генезис углеродистого вещества, режимы седиментации и диагенеза. Температуру этих преобразований можно оценить из следующих данных. Как благородные газы, так и азот в ШВ изотопно фракционированы с обогащением легкими изотопами [Lokhov et al., 2002]. Это возможно в условиях двухфазной системы жидкость – газ, с последующим захватом УВ компонентов из газовой фазы. Температура флюида была оценена в работе [Лохов и др., 1995] как 250–270 ºС, при которой уже возможно образование новых генераций гидротермальных цирконов.

Установленный факт долговременной проработки пород людиковия низкотемпературными водными флюидами позволяет по-новому оценить перспективы нефтегазоносности ОС. Собственно сами высокоуглеродистые толщи людиковия непосредственно не могут служить нефтематеринской толщей, поскольку содержат не углеводороды, а ОВ, практически полностью утратившее водород. Долговременное флюидное воздействие должно было приводить и к появлению УВ, которые могли мигрировать в верхние горизонты и образовывать залежи при наличии подходящих структурно-литологических ловушек (см. об этом в разд. 4.3).

*Выводы.* Выявлена последовательность геологических событий в ОС. Впервые установлено, что в метаосадочных и метавулканических породах заонежской свиты (2070–1975 млн лет), помимо детритовых цирконов возрастом 2748 ± 15 млн лет, присутствуют генерации цирконов с изотопным возрастом, отвечающим конкретным событиям в пределах Балтийского щита: 1987 ± 28 млн лет (предположительно людиковийский вулканизм), 1746 ± 15 млн лет (свекофеннская орогения и метаморфизм), 1573 ± 43 млн лет (формирование щелочных габброидов рифея). Также отмечаются многочисленные цирконы со значением конкордантного U-Pb возраста в интервале от 1100 до 130 млн лет и избыточным радиогенным гафнием. Процессы, отвечающие этим возрастам, не проявлены в виде эндогенной активности в пределах ОС и требуют специального изучения. 2) Для цирконов из силла в д. Шуньга возрастом 1573 ± 43 млн лет характерен исключительно «магматический» тип распределения РЗЭ, изотопная Hf-Nd систематика также позволяет рассматривать эти цирконы как магматические. В остальных возрастных группах цирконов из изученных габбродолеритов обнаружены два типа распределения РЗЭ: «магматический» и «гидротермальный». Это может свидетельствовать о том, что образование цирконов одной возрастной генерации контролировалось локальными флюидными условиями. 3) Комплексное исследование Nd и Hf – изотопных систематик в породах и единичных зернах цирконов – не дало однозначного ответа о возрасте цирконов магматического этапа из вулканитов. Полученные данные позволяют предполагать, что возраст вулканизма – в интервале 1850–1950 млн лет. Более древние цирконы являются захваченными детритовыми, а молодые имеют метаморфогенный и гидротермально-метасоматический генезис. 4) Наиболее молодые этапы преобразования пород сопровождались привносом избыточного радиогенного гафния и его захватом в новую генерацию цирконов. Источником радиогенного гафния являлись минералы осадочных пород людиковия. 5) Широкие вариации изотопного состава легких элементов (углерода, серы, кислорода и азота), а также изотопное фракционирование у тяжелых благородных газов являются следствием полистадийного метаморфо-метасоматического преобразования пород.

### 4.2.3. Изотопно-геологическая характеристика кимберлитов оз. Кимозеро

Кимозерское проявление кимберлитов обнаружено в 1992–1999 гг., позднее, в 2000–2001 гг., установлена алмазоносность слагающих его геологических образований [Ушков, 2001], Sm-Nd методом был определен и возраст – 1764 ± 125 млн лет, являющийся, скорее всего, возрастом метаморфизма.

По результатам картирования Кимозерского участка было установлено, что коренные выходы кимберлитов распространены на площади, имеющей форму овала размерами: по длинной оси, ориентированной в СЗ направлении, – 2 км, по короткой – 0,8 км. Расположены они непосредственно у ЮВ окончания оз. Кимозеро. Выделяются кимберлиты трех фаз эксплозивного внедрения. Наиболее ранние – кимберлиты-1 не выявлены пока в качестве самостоятельных геологических тел. Они выделяются нами только как ксенолиты в последующих эксплозивных образованиях. Кимберлиты-2 являются наиболее распространенными и участвуют, вместе с вмещающими породами, в строении брахиантиклинали третьего порядка, образованной в результате их внедрения в осевую часть крупной Хмельозерской синклинали, сложенной диабазами с маломощными прослоями шунгитоносных алевролитов и силлами габбродолеритов заонежского комплекса. И, наконец, поздние диатремы, дайки и туфы кимберлитов-3 секут все породы, образующие складку. Некоторые разновидности кимберлитов-2 и -3 интенсивно карбонатизированы [Дубовикова, Полеховский, 2009].

*Геохимия изотопов и геохронология.* Изотопные исследования осуществлены в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ. Для определения генезиса карбонатов в карбонатизированных кимберлитах-2 был изучен изотопный состав углерода и кислорода (ThermoFinnigan Delta plus XL/Gas bench). Результаты представлены на рис. 4.46. Составы карбонатов попадают в поле так называемых «дейтерических карбонатов», образующихся в кимберлитах при взаимодействии глубинного углекислого флюида с метаморфическим, водным флюидом на постмагматической стадии формирования кимберлитовых тел [Wilson et al., 2007]. По этому параметру кимозерские породы схожи с типичными кимберлитами.

Из туфобрекчий (кимберлитов-2) и из туфов (кимберлитов-3) для изучения цирконов были отобраны пробы К-2 и К-3, соответственно. Изучение U-Pb системы в цирконах было осуществлено при помощи SIMS SHRIMP-II, Lu-Hf системы при помощи LA-MC-ICPMS ThermoFinnigan Neptune/DUV-193, а Sm-Nd изотопная система в породах – при помощи TIMS ThermoFinnigan Tritone. Результаты приведены в табл. 4.15, 4.16. Расчет параметров Lu-Hf изотопной системы осуществлен с использованием исходных данных из [Blichert-Toft, Albarede, 1997; Griffin et al., 2000; Scherer et al., 2001].

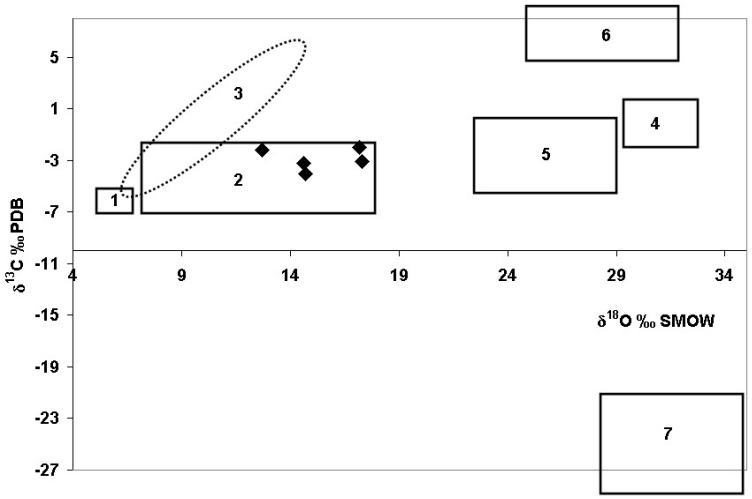



Рис. 4.46. Изотопы углерода и кислорода в карбонатах из карбонатизированной породы:

поля составов: 1 – мантийные карбонатиты [Keller, Hoefs, 1995], 2 – «дейтерические» карбонаты из кимберлитов [Wilson et al., 2007], 3 – метасоматические кальцифиры и карбонатитоподобные породы [Лохов и др., 2008], осадочные карбонаты: 4 – морские, 5 – пресноводные, 6 – палеопротерозойские (Ломагунди-ятулийская аномалия) [Melezhik et al., 1999, 2004], 7 – метаногенные [Прасолов и др., 2006]

Таблица 4.15. **U-Pb изотопная система в цирконах**

| Циркон | ppm U | $^{232}Th/^{238}U$ | $^{206}Pb/^{238}U$ Ma | | $^{207}Pb/^{206}Pb$ Ma | | % Discordant | (1) $^{207}Pb/^{235}U$ | ± % | (1) $^{206}Pb/^{238}U$ | ± % | err corr |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K-2.1 | 3 | 0,36 | 2156 | ± 79 | 2169 | ± 140 | 1 | 7,41 | 9,1 | 0,397 | 4,3 | ,474 |
| K-2.2 | 4 | 0,35 | 1945 | ± 110 | 2402 | ± 470 | 23 | 7,5 | 28 | 0,352 | 6,3 | ,221 |
| K-2.3 | 34 | 0,98 | 2496 | ± 43 | 2458 | ± 21 | –2 | 10,44 | 2,4 | 0,4729 | 2,1 | ,854 |
| K-2.4 | 29 | 1,04 | 2537 | ± 45 | 2513 | ± 23 | –1 | 11,01 | 2,5 | 0,482 | 2,1 | ,840 |
| K-2.5 | 14 | 0,69 | 1915 | ± 44 | 1872 | ± 110 | –2 | 5,46 | 6,5 | 0,3458 | 2,7 | ,411 |
| K-2.6 | 6 | 0,09 | 2524 | ± 73 | 2550 | ± 51 | 1 | 11,18 | 4,6 | 0,479 | 3,5 | ,752 |
| K-2.7 | 124 | 0,38 | 603 | ± 11 | 538 | ± 110 | –11 | 0,787 | 5,5 | 0,0981 | 1,9 | ,347 |
| K-2.8 | 3 | 0,36 | 2229 | ± 130 | 2038 | ± 490 | –9 | 7,2 | 29 | 0,413 | 6,7 | ,233 |
| K-2.9 | 4 | 0,62 | 2050 | ± 77 | 1895 | ± 270 | –8 | 5,99 | 16 | 0,374 | 4,4 | ,278 |
| K-2.10 | 10 | 0,49 | 1995 | ± 55 | 2049 | ± 180 | 3 | 6,33 | 10 | 0,363 | 3,2 | ,309 |
| K-2.11 | 72 | 1,81 | 2132 | ± 68 | 2155 | ± 19 | 1 | 7,26 | 3,9 | 0,392 | 3,7 | 0,959 |
| K-2.12 | 16 | 0,52 | 2074 | ± 45 | 2142 | ± 89 | 3 | 6,98 | 5,7 | 0,3796 | 2,5 | ,445 |
| K-2.13 | 14 | 0,47 | 2017 | ± 47 | 1927 | ± 110 | –4 | 5,98 | 6,8 | 0,367 | 2,7 | ,403 |
| K-2.14 | 93 | 0,89 | 227 | ± 5,4 | 400 | ± 350 | 76 | 0,27 | 16 | 0,0358 | 2,4 | ,151 |
| K-2.15 | 166 | 1,10 | 232 | ± 5,3 | 33 | ± 470 | –86 | 0,236 | 20 | 0,03661 | 2,3 | ,117 |
| K-2.16 | 112 | 1,34 | 130 | ± 3,4 | 392 | ± 500 | 203 | 0,153 | 23 | 0,0203 | 2,7 | ,118 |
| K-2.17 | 141 | 1,34 | 127 | ± 3,2 | 417 | ± 530 | 228 | 0,151 | 24 | 0,01988 | 2,5 | ,106 |
| K-2.18 | 7 | 0,35 | 2047 | ± 53 | 1996 | ± 65 | –2 | 6,32 | 4,7 | 0,374 | 3 | ,642 |
| K-2.19 | 251 | 0,64 | 1708 | ± 27 | 1821 | ± 12 | 7 | 4,656 | 1,9 | 0,3034 | 1,8 | ,934 |
| K-3.1 | 5 | 0,49 | 2018 | ± 76 | 1754 | ± 350 | –13 | 5,4 | 20 | 0,368 | 4,4 | ,223 |
| K-3.2 | 94 | 0,34 | 1815 | ± 30 | 1797 | ± 19 | –1 | 4,93 | 2,2 | 0,3252 | 1,9 | ,875 |
| K-3.3 | 11 | 0,45 | 1993 | ± 47 | 1952 | ± 66 | –2 | 5,98 | 4,6 | 0,3622 | 2,7 | ,599 |
| K-3.4 | 15 | 0,45 | 1872 | ± 42 | 1925 | ± 100 | 3 | 5,48 | 6,2 | 0,3369 | 2,6 | ,413 |
| K-3.5 | 6 | 0,43 | 1960 | ± 78 | 2154 | ± 340 | 10 | 6,6 | 20 | 0,355 | 4,6 | ,233 |
| K-3.6 | 21 | 0,35 | 2003 | ± 40 | 2037 | ± 58 | 2 | 6,31 | 4 | 0,3643 | 2,3 | ,574 |
| K-3.7 | 7 | 0,24 | 2047 | ± 54 | 2007 | ± 54 | –2 | 6,36 | 4,3 | 0,374 | 3,1 | ,707 |
| K-3.8 | 14 | 0,42 | 2021 | ± 43 | 2033 | ± 41 | 1 | 6,36 | 3,4 | 0,3683 | 2,5 | ,731 |

Таблица 4.16. **Sm-Nd изотопная система в породах**

| Образец | Sm ppm | Nd ppm | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $^{143}Nd/^{144}Nd$ |
|---|---|---|---|---|
| К-2 | 6,84 | 46,55 | 0,0881 | 0,511252 ± 3 |
| К-3 | 16,56 | 114,4 | 0,0875 | 0,511256 ± 4 |

Изученные цирконы представлены на рис. 4.47–4.49. Только некоторые из них морфологически могут быть отнесены к кимберлитовым [Lokhov et al., 2010]. Разброс значений измеренного U-Pb возраста цирконов: от 232 до 2524 млн лет (рис. 4.50). При этом не наблюдается значимых морфологических или возрастных отличий цирконов из проб К-2 и К-3. Судя по низкой концентрации урана в цирконах (табл. 4.15), к кимберлитовым могут быть отнесены следующие цирконы К-2: 1, 2, 5, 6, 8, 9, 10; К-3: 3, 4, 6, 7, 8, 11, 12, 17. Расчет конкордантного значения возраста для них дает оценку 2041 ± 41 млн лет, но при значимо низкой вероятности конкордантности, менее 0,15. Столь низкая расчетная величина вероятности конкордантности указывает на то, что имеется несколько генераций, возможно кимберлитовых, цирконов в диапазоне значений U-Pb возраста 1815–2070 млн лет.

Изучение спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) методом LA-ICPMS показало, что большинство цирконов в этом возрастном диапазоне имеют выположенные спектры распределения (рис. 4.51), что характерно для кимберлитовых цирконов, а наиболее молодой циркон демонстрирует типично «магматический» спектр по: [Zircon, 2003].

Изучение Lu-Hf системы в цирконах (табл. 4.17) позволяет, во-первых, надежнее диагностировать собственно кимберлитовые, которые согласно [Nowell et al., 2004] обладают характерно низкой величиной отношения $^{176}Lu/^{177}Hf < 0{,}0001$. Как видно из соответствующего графика (рис. 4.52), к кимберлитовым могут быть отнесены только некоторые цирконы с измеренным возрастом в интервале 1850–2050 млн лет. Во-вторых, гафний-неодимовая изотопная систематика позволяет оценить генетический тип кимберлитов [Nowell et al., 2004] и надежно идентифицировать захваченные и метаморфические цирконы [Лохов и др., 2009]. Из рис. 4.53 следует, что циркон возрастом 2496 млн лет, судя по отрицательной величине εHf(T), захвачен из пород коры, а цирконы, имеющие U-Pb возраст в диапазоне 130–603 млн лет, – гидротермально-метасоматические. Фанерозойские события, приводящие к кристаллизации новых генераций цирконов в пределах ОС, были установлены ранее [Гольцин и др., 2010]. Очевидно, процессы затронули и кимберлитовые породы Кимозера. Цирконы возрастом 1815–2070 млн лет попадают в поля параметров, типичных для кимберлитов, причем более древние цирконы указывают, что кимозерские кимберлиты 1-типа, а наиболее молодые – переходного типа. По-видимому, цирконы различного возраста последовательно формировались в глубинном источнике кимберлитов, т. е. отражают его эволюцию на временном отрезке около 100 млн лет. Это положение иллюстрирует график эволюции изотопного состава гафния в глубинном источнике по цирконам (рис. 4.54). Исходную точку для эволюции такого источника указывает пунктирная стрелка. Для подавляющего большинства кимберлитов начальные параметры глубинных источников характе-

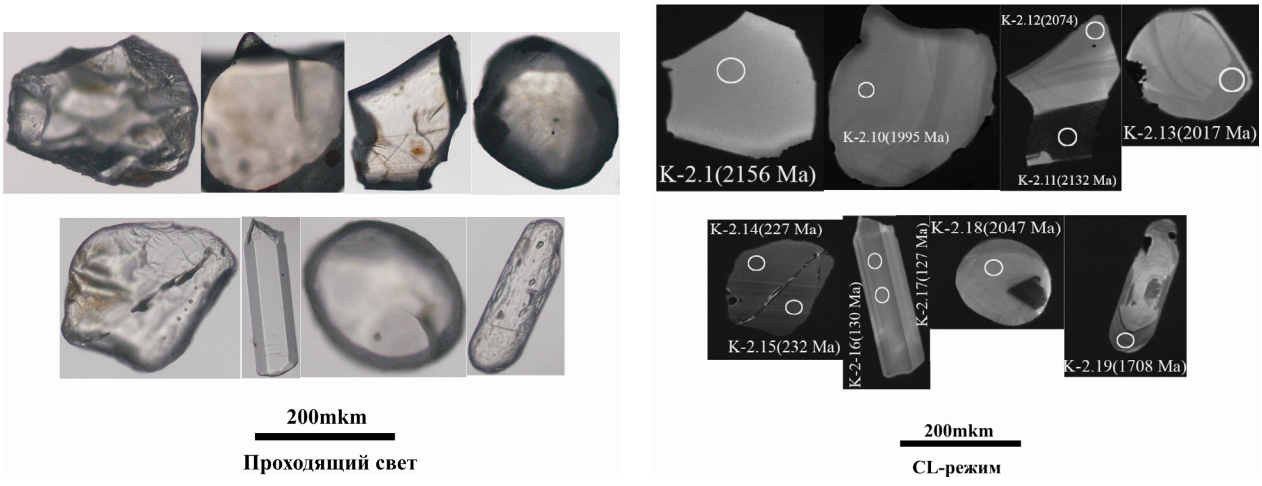



Рис. 4.47. Цирконы пробы К-2

ризуются величиной отношения $^{176}Lu/^{177}Hf$ больше, чем в хондритовом резервуаре CHUR (0,0332), и меньше, чем в деплетированном мантийном резервуаре DM (0,0384) [Lokhov et al., 2010; Nowell et al., 2004]. Это обстоятельство позволяет обработать U-Pb геохронологические данные по цирконам, выделяя несколько возможных возрастных групп: 2048 ± 48, 1975 ± 65, 1893 ± 57 и 1814 ± 20 млн лет (рис. 4.55). Повышенная величина отношения $^{176}Lu/^{177}Hf$ для последней группы цирконов указывает на то, что они не являются типично кимберлитовыми и могли кристаллизоваться при поступлении кимберлитовой магмы в кору, сопровождаемом неизбежной ассимиляцией коровых пород. Согласно такой интерпретации время становления кимозерских кимберлитов-2 и -3 составляет порядка 1814 ± 20 млн лет, а время глубинной кристаллизации различных разновидностей вещества кимберлитов – 1 2050–1895 млн лет.

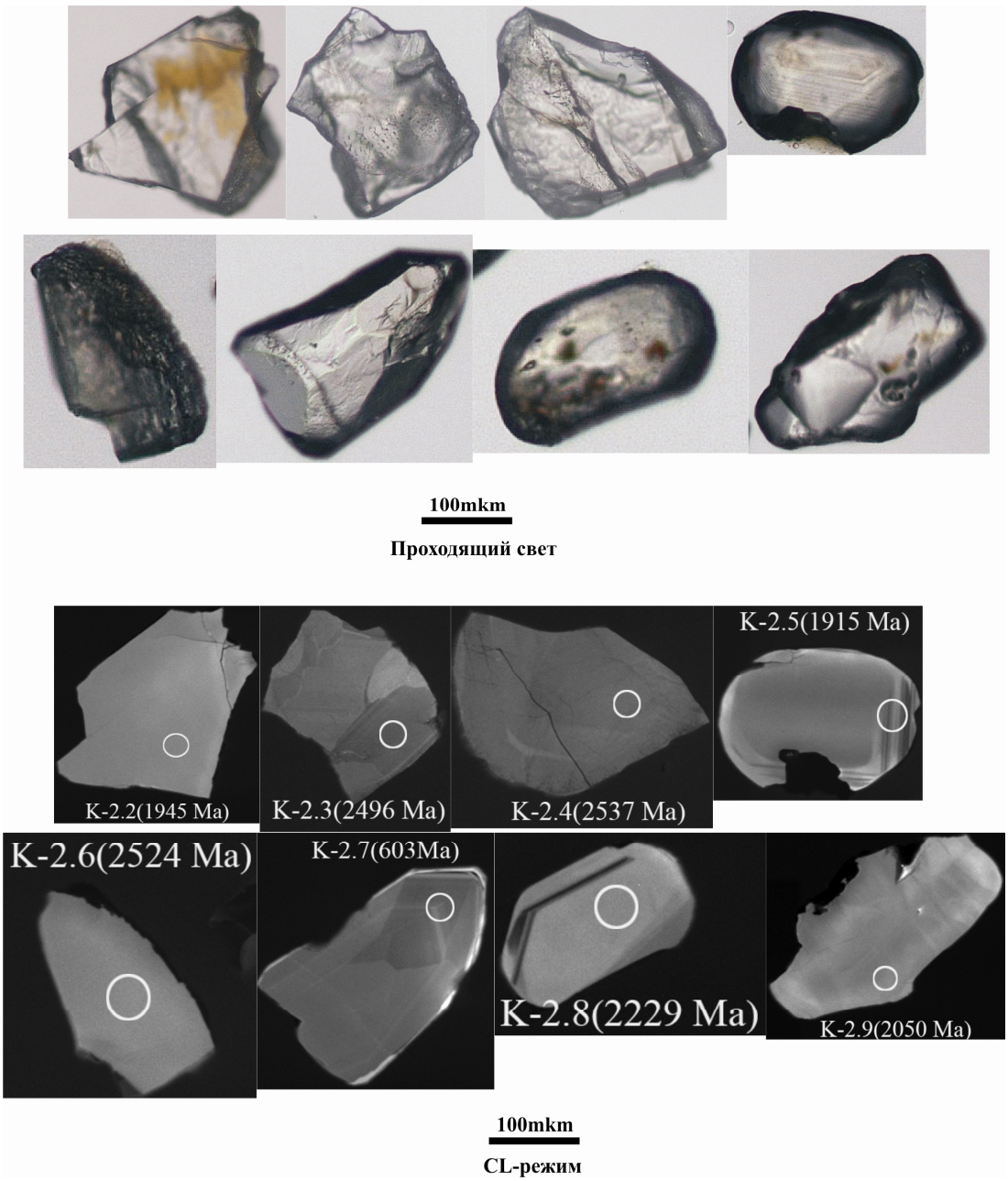



Рис. 4.48. Цирконы пробы К-2

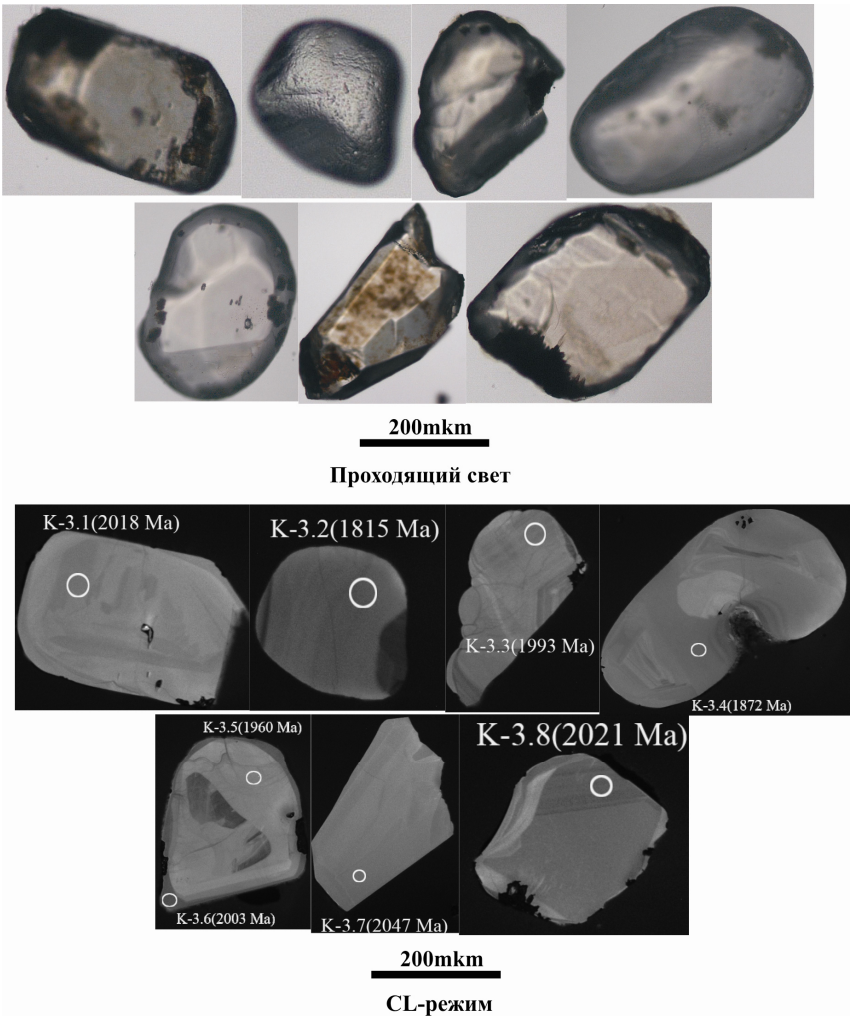



Рис. 4.49. Цирконы пробы К-3

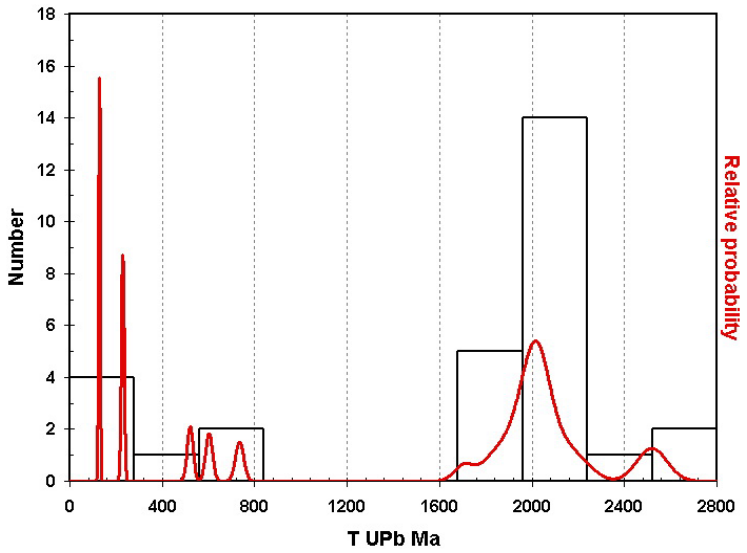



Рис. 4.50. Спектр измеренных значений U-Pb возраста цирконов

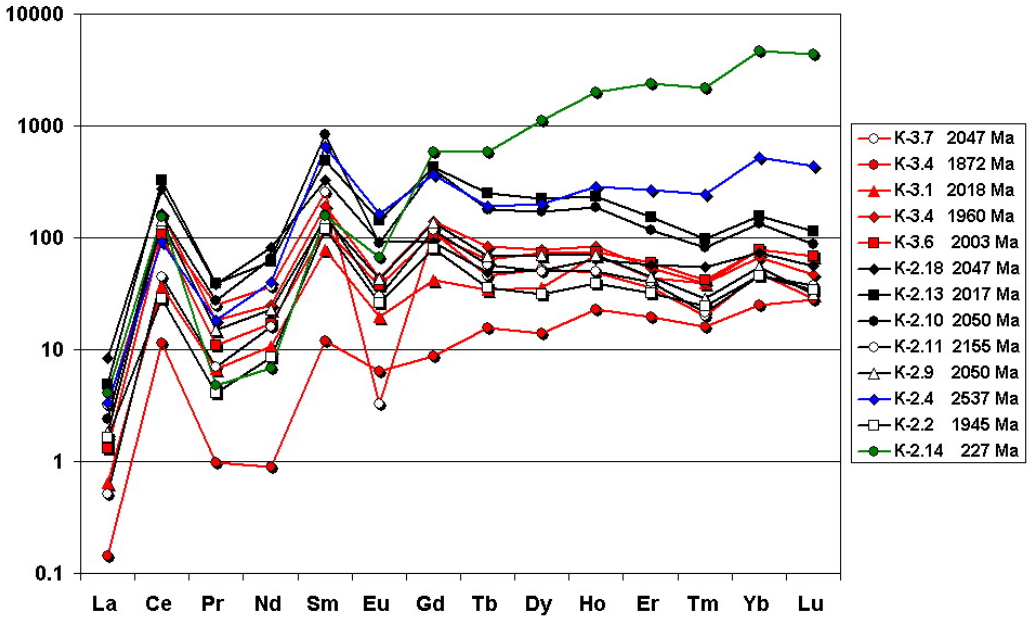



Рис. 4.51. Распределение редкоземельных элементов в цирконах (нормирование по хондриту)

Таблица 4.17. **Lu-Hf изотопная система в цирконах**

| Циркон | T UPb Ma | $^{176}Yb/^{177}Hf$ | $^{176}Lu/^{177}Hf$ | $^{176}Hf/^{177}Hf$ | Err Hf |
|---|---|---|---|---|---|
| K-3.2 | 1815 | 0,006054 | 0,000286 | 0,281451 | 0,000053 |
| K-3.3 | 1993 | 0,000459 | 0,000017 | 0,281425 | 0,000058 |
| K-3.4 | 2018 | 0,000096 | 0,000014 | 0,281427 | 0,000045 |
| K-3.6 | 1960 | 0,000144 | 0,000005 | 0,281417 | 0,000054 |
| K-3.7 | 2047 | 0,000080 | 0,000003 | 0,281421 | 0,000042 |
| K-2.3 | 2496 | 0,002611 | 0,000122 | 0,281092 | 0,000058 |
| K-2.2 | 1945 | 0,000135 | 0,000006 | 0,281449 | 0,000046 |
| K-2.5 | 1915 | 0,000812 | 0,000031 | 0,281424 | 0,000045 |
| K-2.7 | 603 | 0,009978 | 0,000486 | 0,282696 | 0,000041 |
| K-2.8 | 2229 | 0,000578 | 0,000011 | 0,281454 | 0,000054 |
| K-2.10 | 1995 | 0,000082 | 0,000004 | 0,281387 | 0,000048 |
| K-2.12 | 2074 | 0,000143 | 0,000006 | 0,281441 | 0,000041 |
| K-2.14 | 227 | 0,045354 | 0,002091 | 0,282454 | 0,000050 |
| K-2.16 | 130 | 0,003383 | 0,000206 | 0,282349 | 0,000068 |
| K-2.19 | 1708 | 0,007695 | 0,000339 | 0,281375 | 0,000047 |

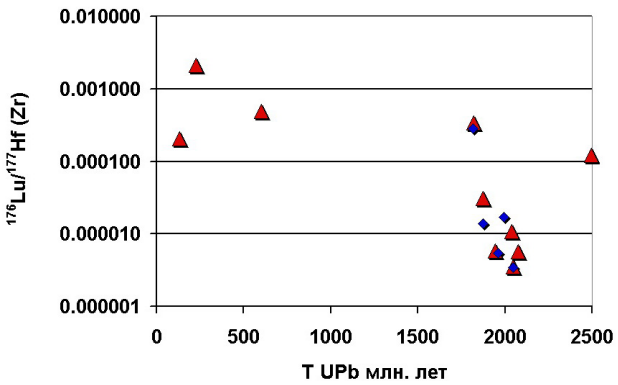



Рис. 4.52. Измеренные величины лютеций-гафниевых отношений в цирконах

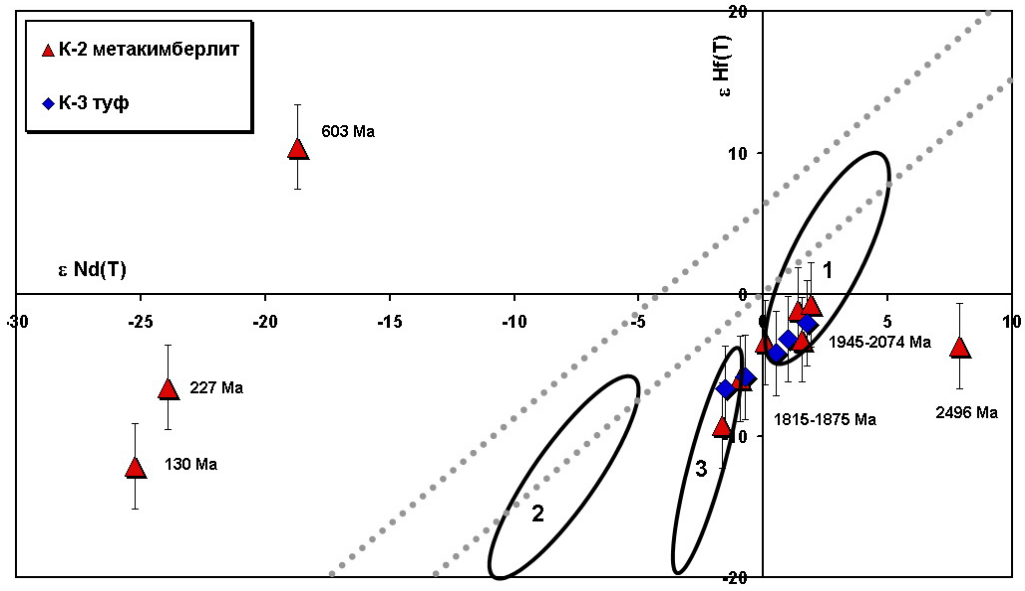



Рис. 4.53. Гафний-неодимовая изотопная систематика кимберлитов:

пунктирные линии определяют полосу корреляции для магматических цирконов «terrestrial array» (TA) [Лохов и др., 2009]. Поля параметров различных кимберлитов по: [Nowell et al., 2004] приведены черными пунктирными эллипсами, которые располагаются систематически ниже TA: 1 – кимберлиты первого типа, 2 – кимберлиты второго типа, 3 – кимберлиты переходного типа

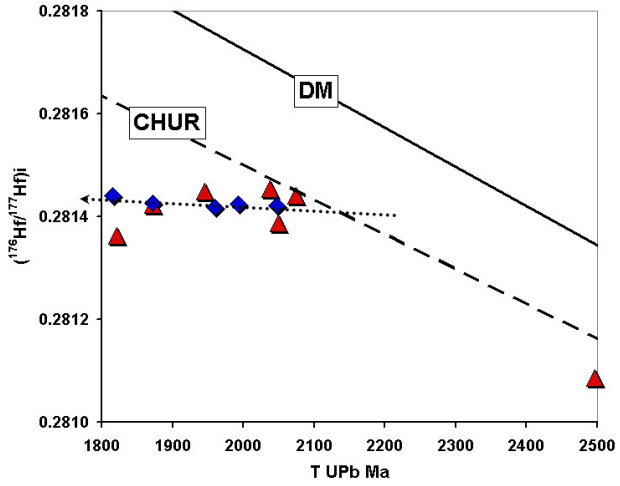



Рис. 4.54. Эволюция изотопного состава гафния в источнике кимберлитов (по цирконам)

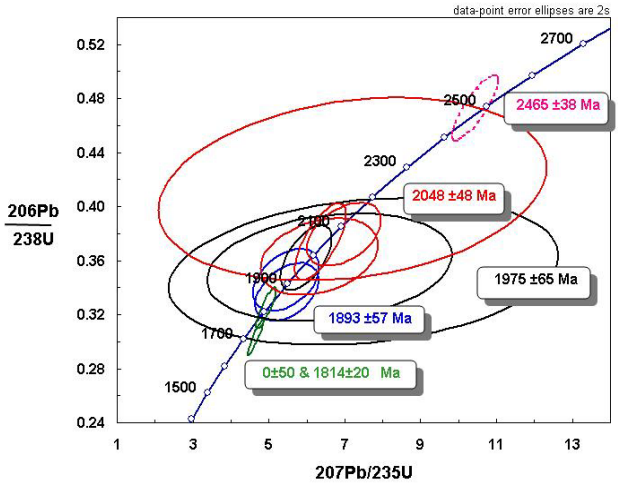



Рис. 4.55. Конкордантные цирконы различных возрастных групп

*Выводы.* 1. Коренные алмазоносные образования Кимозерского проявления относятся к кимберлитам, что подтверждается как существующими петрографическими, минералогическими, геохимическими, так и новыми изотопно-геохимическими данными. 2. Мантийный источник кимберлитов был сформирован на рубеже не позднее 2048 ± 48 млн лет, и его глубинная эволюция в течение 100–150 млн лет привела к становлению кимозерских кимберлитов переходного типа на рубеже 1814 ± 20 млн лет.

## 4.3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В фанерозойской части шкалы геологического времени основой для выделения и сопоставления стратиграфических подразделений являются палеонтологический метод и точные определения изотопного возраста. В криптозое же осадочные толщи содержат слишком мало фоссилий, пригод-

ных для биостратиграфии, кроме того, как правило, не хватает надежных возрастных изотопных датировок. Это препятствует развитию хроностратиграфического подхода для расчленения, корреляции и воссоздания геологической истории докембрийских толщ, а также порождает множество местных стратиграфических схем с многочисленными подразделениями.

Геологами России и Финляндии была предпринята попытка создания общей стратиграфической схемы на Фенноскандинавском щите. В палеопротерозое выделено шесть главных подразделений: снизу вверх – это сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий, получивших ранг надгоризонта в России и группы (серии) в Финляндии. Названия даны по этнографическому признаку и происходят от исторических названий племен, населявших территорию Карелии и Финляндии. Эти подразделения нашли широкое применение для корреляции осадочных образований восточной части Фенноскандинавского щита [Решение..., 2001; Семихатов и др., 1991; Hanski, 2001]. Первоначально считалось, что каждое из выделенных подразделений имеет свои литологические характеристики: сумий – незрелые обломочные породы и вулканиты кислого и среднего состава; сариолий – полимиктовые конгломераты; ятулий – кварцевые конгломераты и зрелые арениты, красноцветы, доломиты со строматолитами; людиковий – черные сланцы и вулканиты основного и ультраосновного состава; калевий – турбидиты граувакового состава; вепсий – сероцветные и красноцветные кварцитопесчаники. Предпринимались попытки другой интерпретации этих подразделений, например, на основе концепции тектонофаций [Laajoki, 2005]. Литологические особенности связывались с тектонической позицией: сумий и сариолий – рифтовые тектонофации; кайну и лапоний – узкое море или континентальный бассейн; ятулий – открытое море; калевий – тектонофации от рифтовых через узкое море к открытоморским (в соответствии с тремя эпизодами складчатости в калевии). Такой подход, однако, не получил широкого распространения и не применялся российскими геологами.

Литологический подход к расчленению палеопротерозоя на подразделения от сумия до калевия глубоко укоренился в сознании геологов и способствовал сокращению стратиграфической номенклатуры [Геология Карелии, 1987]. Однако переоценка его возможностей и универсальное использование седиментологических характеристик для геологических корреляций приводили к ошибкам, выявленным при последующем изотопном датировании [Melezhik, Sturt, 1998; Hanski, 2001]. Более корректным является событийно-стратиграфический подход к расчленению и корреляции палеопротерозоя на основе распознавания в геологических разрезах изотопно-датированных глобальных событий. Для широкого его использования в геологической практике необходимы дополнительные изотопные датировки начала и конца того или иного события, а также нижней и верхней границ стратиграфического подразделения, в котором это событие зафиксировано.

Нижняя граница сумия определена в зеленокаменном поясе Имандра-Варзуга на Кольском полуострове по возрасту крупных габброноритовых плутонов (2504,4 ± 1,5 млн лет). На них несогласно (с базальными конгломератами в основании) залегает кукшинская свита [Ранний докембрий…, 2005]. Возраст границы составляет 2504 млн лет.

Следующее подразделение – сариолий включает в себя ледниковые отложения гуронского возраста. Установлению возраста его нижней границы препятствуют постсумийское поднятие территории и эрозионный перерыв неизвестной длительности. Возраст самых молодых сумийских вулканитов составляет 2442,2 ± 1,7 млн лет [Amelin et al., 1995], а возраст расслоенных габброноритовых интрузий, на которых несогласно залегают сариолийские конгломераты в сланцевом поясе Перяпохья, – 2430 ± 4 млн лет [Perttunen, Vaasjoki, 2001]. Таким образом, нижняя граница сариолия датируется примерно в 2430 млн лет.

Начало ломагунди-ятулийского изотопного события фиксирует нижнюю границу ятулия. Хотя точная датировка отсутствует, начало этого события предшествует внедрению даек возрастом 2206 ± 9 млн лет [Karhu, 1993]. Конец изотопного события датируется 2050 ± 8 млн лет назад по центральной Финляндии [Karhu, 2005] или, более точно, 2058 ± 2 млн лет назад по Печенгскому зеленокаменному поясу [Melezhik et al., 2007]. Эти возрастные датировки хорошо согласуются с изотопным возрастом 2060 ± 8 млн лет альбитового габбро Рииконски в финской Лапландии [Lehtonen et al., 1992]. Этот возраст маркирует начало накопления углеродистых пород людиковия. Таким образом, верхний возрастной предел ятулия составляет 2060 млн лет.

Возрастные рубежи калевия обоснованы недостаточно хорошо. Наблюдается довольно быстрый литологический переход от богатых углеродом осадочных пород и лав основного, ультраосновного состава людиковия к калевийским граувакковым турбидитам и вулканитам от основного до кислого состава. В южной Финляндии в районе Тампере толща граувакк содержит в себе кислые вулканиты возрастом 1904 млн лет и прорывается гранитами возрастом 1890 млн лет

[Kähkönen, 1989]. Таким образом, нижнюю границу калевия можно принять в 1900 млн лет. Верхний рубеж калевия ограничен кислыми лавами возрастом около 1800 млн лет [Kähkönen, 2005]. Возраст цирконов из сиенитовых сегрегаций габбродолеритов Ропручейского силла, залегающего в толще вепсийских красноцветных кварцитопесчаников, определен U-Pb методом в 1770 ± 12 млн лет [Бибикова и др., 1990].

В фанерозое к настоящему времени выявлено 60 глобальных событий как биотического, так и абиотического характера. В криптозое выделение глобальных событий еще только началось [Негруца, 2009; Семихатов и др., 1999; Eriksson et al., 2010]. Так, в палеопротерозое Фенноскандинавского щита можно выделить, по крайней мере, четыре глобальных события. Первое – изменение окислительно-восстановительного состояния атмосферы, связанное с исчезновением масс-независимого фракционирования изотопов серы около 2430 млн лет назад. Второе – климатическое событие связано с гуронским оледенением в интервале 2400–2200 млн лет назад. Третье – изменение геохимических характеристик морской воды, вызванное ломагунди-ятулийским изотопным событием в интервале 2200–2060 млн лет назад. Четвертое – изменение в цикле, связанное с появлением около 2060 млн лет назад карбонатных конкреций, обедненных ОВ, изотопом углерода $^{13}C$ и резким возрастанием степени сохранности ОВ (феномен «Шуньга»). Перечисленные четыре события можно считать отправной точкой для использования событийно-стратиграфического метода при расчленении и корреляции палеопротерозоя Фенноскандинавского щита.

Для успешного применения этого метода необходимы точная датировка выявленных событий и знание характера обстановок осадконакопления, геохимических характеристик осадочных и вулканических пород в глобальном масштабе. Вследствие неполноты геологической летописи эти данные не могут быть получены только на одном кратоне или материке. Например, на Фенноскандинавском щите 700 млн лет геологической истории палеопротерозоя представлены только 20-километровой вулканогенно-осадочной толщей, что предполагает чрезвычайно низкую скорость аккумуляции: около 30 м за млн лет. Следовательно, сохранившаяся геологическая летопись неполна и выделяемые на щите стратиграфические подразделения разделены крупными несогласиями неизвестной продолжительности.

Как видно из приведенных материалов по изотопному датированию, далеко не все породы даже с сохранившимися первичными текстурами в зеленосланцевой фации метаморфизма позволяют произвести надежные возрастные определения. Неоднозначность полученных изотопных данных заставляет с особой тщательностью подходить к выбору объектов датирования и интерпретации полученных результатов. Слабометаморфизованные породы ОС претерпели многоэтапную низкотемпературную переработку на протяжении 2 млрд лет своей истории. Эти наложенные гидротермальные и метасоматические изменения привели к нарушению замкнутости изотопных систем в породах, препятствующих корректному определению времени формирования исследуемых геологических тел.

В последнее время внимание исследователей привлекают детритовые цирконы из грубозернистых пород ятулия как Карельского кратона в целом, так и Северо-Онежского синклинория в частности. При изучении локальными методами изотопных систем в пробе, отобранной из кварцевых гравелитов и конгломератов верхнесегозерского подгоризонта в пос. Гирвас, выявлены зерна циркона с конкордантным возрастом 3871,5 ± 38,6 млн лет – древнейшей на сегодня возрастной датировкой на Фенноскандинавском щите (Кожевников и др., 2010).

# ГЛАВА 5

# ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

## 5.1. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение ОС геофизическими методами началось во второй половине прошлого столетия и продолжается в настоящее время. Проведенные геофизические наблюдения на территории ОС, данные бурения картировочных, структурных и ОПС позволяют с высокой детальностью моделировать строение верхней части разреза (до глубины 2–3 км) в разных участках структуры.

### 5.1.1. Геоэлектрические исследования

Данные о кажущемся электрическом сопротивлении получены с помощью методов электроразведки (ВЭЗ, ДЭЗ, электропрофилирование), аэрометодов (БДК и МВП) и параметрических измерений на обнажениях пород. Для оценки влияния естественных условий на величину ρ использовались лабораторные измерения при Т 20÷1000 °С, а также при различной влажности. Обработка кажущихся сопротивлений позволила получить истинные электрические характеристики земной коры, сравнимые с параметрическими измерениями на обнажениях геологических структур.

*Породы гранит-гранодиоритовой группы.* Для геологических образований, слагающих надбазальтовую часть земной коры, характерно значительное содержание высокоомных породообразующих минералов – плагиоклаза, кварца и микроклина. Колебания электрического сопротивления зависят также от пористости и трещиноватости пород при условии их заполнения влагой. Заметная зависимость ρ от разуплотнения возникает при высокоомном минеральном скелете (> $3 \cdot 10^5$ Ом·м). Этому условию удовлетворяют почти все породы гранит-гранодиоритовой группы. По лабораторным измерениям электрическое сопротивление гранитов, приведенное к естественным условиям, должно приближаться к $10^4$ Ом·м. Среди гранитных тел встречаются: диориты, эндербиты, чарнокиты, гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты [Геология..., 1987]. В табл. 5.1 приведены некоторые данные по гнейсогранитам разных участков. Пониженное сопротивление измененных пород обусловлено присутствием минералов тяжелой фракции, а гнейсов, в частности, связано скорее всего с их более высокой трещиноватостью и пористостью.

Таблица 5.1. **Удельное электрическое сопротивление измененных и неизмененных пород**

| Участок | Породы | Количество измерений | Измененные, $10^3$ Ом·м | Неизмененные, $10^3$ Ом·м |
|---|---|---|---|---|
| Мурашово | Биотитовые гнейсы | 22 | 19–21 | 20–30 |
| Нильмозеро | Амфиболсодержащие гнейсы | 17 | 5–9 | 12–30 |
| Юлозеро | Гранат-биотитовые гнейсы | 56 | 5–7 | 9–16 |
| | Дистен-гранат-биотитовые гнейсы | 34 | 3–4 | 8–10 |
| Кузема | Граниты | 30 | 8–10 | 30–40 |

Породы гранит-гранодиоритовой группы на территории Карелии представлены архейскими тоналитами, гранодиоритами и диоритами (табл. 5.2). По данным параметрических измерений архейские гранитоиды обладают достаточно высоким сопротивлением (8–18)·$10^3$ Ом·м при среднем 16·$10^3$ Ом·м.

*Лопийские образования.* Среди пород этого комплекса особо выделяется формация черных сланцев [Галдобина и др., 1983], с которыми связано значительное накопление электронопроводящих минералов – графита и сульфидов. Для осадочно-вулканогенных пород характерны три типа разреза, отличающихся соотношением осадков и вулканитов. Электрическое сопротивление пород этой группы обусловлено в основном присутствием в породах рудных минералов (оксидов железа и сульфидов), а также структурно-текстурными особенностями (например, рассланцеванием). Как правило, эти образования пространственно совпадают со специфическими структурами Балтийского щита, называемыми мобильно-проницаемыми зонами (МПЗ), где за счет особого геодинамиче-

ского режима в лопии создались благоприятные условия для связи кора – мантия [Гришин, 1990]. Вследствие концентрации углерода в таких зонах они являются проводящими. Колебания ρ пород этой группы приведены в табл. 5.3.

Таблица 5.2. **Электрическое сопротивление пород Карельского кратона**

| Участок работ | Геологическая характеристика | $10^3$ Ом·м | |
|---|---|---|---|
| | | от | до |
| Лексозеро – оз. Тулос | Эндербиты и двупироксен-амфиболовые сланцы | 14<br>10<br>19 | 22<br>12<br>26 |
| Вокнаволок | Вокнаволокский комплекс | 8 | 12 |
| Ровкульский | Гранитоиды и гранитогнейсы | 10 | 18 |
| Пяозерский | Тавоярвинский комплекс гранитов | 2 | 10 |
| Ягляярви | Гнейсограниты и мигматиты<br>Микроклиновые граниты | 16<br>19 | 30<br>25 |
| Вохтозеро | Гранит-мигматиты,<br>Диорито-гнейсы,<br>Тоналито-гнейсы | 5<br>7<br>27 | 70 |
| Нелгомозеро | Гнейсограниты | 20 | 30 |
| Панозеро | Микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты | 4 | |
| Водлозерский блок | Гранитизированные породы | 10<br>9<br>17 | 20 |

Таблица 5.3. **Электрическое сопротивление осадочно-вулканогенных пород лопия**

| Участок работ | Геологическая характеристика | ρ, $10^3$ Ом·м | | |
|---|---|---|---|---|
| | | от | до | среднее |
| Мегриярви | Кварц-биотитовые сланцы<br>Кислые вулканиты | 25<br>9 | 53<br>11 | 39<br>10 |
| Хаутаваара | Графитистые сланцы<br>Базальты | 1,3<br>3,4 | 1,5<br>7,5 | 1,4 |
| Чалка | Туфы андезитовых порфиритов<br>Лавы порфиритов | 2,0<br>0,4 | 32<br>5 | 17<br>2,7 |
| Карбозеро | Андезиты<br>Габбродиориты<br>Гипербазиты | 6<br>5<br>1,3 | 30<br>8<br>2,0 | 18<br>6<br>1,6 |
| Койкары | Графитистые сланцы | 0,8 | 4 | 2,4 |

*Карельский структурный этаж.* Геологические образования этого этажа представляют собой чехол Карельского кратона [Геология…, 1987], в котором ведущее место занимают продукты вулканизма и осадконакопления. Геологические образования нижнего протерозоя расчленены на ряд ярусов, которые неравномерно развиты в различных частях кратона. Характерным для этого времени является существенно большее, по сравнению с лопием, развитие черносланцевых образований. По этой причине вариации ρ пород этого структурного этажа составляют несколько порядков (табл. 5.4).

Таблица 5.4. **Электрическое сопротивление осадочно-вулканогенных пород, слагающих Карельский структурный этаж**

| Участок работ | Геологическая характеристика | ρ, $10^3$ Ом·м | | |
|---|---|---|---|---|
| | | от | до | среднее |
| Михайловское | Ятулийские эффузивы<br>Осадочные образования | 3,5<br>3,6 | 9,4<br>12 | 7,5<br>8,8 |
| Онежская структура | Породы, не содержащие шунгитовое вещество<br>Шунгитоносные сланцы | 0,5<br>0,001 | 10<br>300 | 5,2<br>100 |
| Вяртсиля – Кааламо | Графитсодержащие сланцы<br>Кварциты<br>Сланцы, не содержащие графит | 0,001<br>5<br>1 | 0,01<br>10<br>5 | 0,05<br>7<br>3 |

Наиболее проводящими являются шунгитоносные породы людиковия. В зависимости от содержания в породах ШВ величина ρ меняется на 8 порядков. Наиболее высокоомными из шунгитоносных пород являются образцы кондопожской свиты, в которых содержание ШВ не превышает 5 %.

*Интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава*, которые можно сопоставить с веществом «базальтового» и подкорового слоев на поверхности земной коры, формируют массивы основных, ультраосновных и щелочных пород. Сложность оценки электрических параметров «базальтового» слоя по этим породам связана с необходимостью учета термодинамических условий, в которых находится вещество на этих глубинах. Предполагается, что главную массу «базальтового» слоя вместе с интрузиями основного состава слагают породы гранулитовой фации метаморфизма, такие, как гранулиты и эклогиты. Допускается, что в составе «базальтового» слоя могут находиться серпентинизированные разности ультраосновных пород [Резанов и др., 1984]. Некоторые оценки сопротивления пород показаны в табл. 5.5.

Таблица 5.5. **Электрическое сопротивление основных и ультраосновных пород**

| Участок работ | Породы | ρ, $10^3$ Ом·м | | |
|---|---|---|---|---|
| | | от | до | среднее |
| Бураковский массив | Плагиопироксениты | 4 | 10 | 7 |
| | Дуниты | 0,1 | 2 | 1,0 |
| | Габбронориты | 0,1 | 0,2 | 0,5 |
| Кааламо | Габбродиориты | 2,5 | 9 | 5,5 |

Поправки на температурную зависимость ρ вещества земной коры вносят, используя обобщенную зависимость удельного электрического сопротивления пород от температуры. По геотермическим кривым [Голод и др., 1988] увеличение ρ происходит до глубины 15–20 км, где, вероятно, достигается его максимум.

*Четвертичные отложения* в ряде случаев могут экранировать электрические поля. Для разрезов характерны два типа электрических моделей: двухслойные и трехслойные. В каждом из разрезов в качестве маркирующего горизонта используется поверхность коренных пород, которые в Карелии имеют, как правило, очень высокое электрическое сопротивление. Мощность четвертичных отложений, по экспериментальным данным, не превышает 20 м, сопротивление – $(0,3–10)\cdot10^3$ Ом·м. За счет процессов физического выветривания происходит значительное разуплотнение верхней части фундамента. Образуемые послеледниковые коры выветривания заполняются влагой, что резко увеличивает их проводимость. Проникновение воды в трещины коренных пород также увеличивает мощность второго обводненного горизонта. Между сопротивлением коренных пород и суммарной мощностью верхних горизонтов существует положительная корреляционная связь (r = 0,97).

По результатам геолого-геофизических работ составлена схема электрического сопротивления коренных пород Карелии *верхней части фундамента* [Глубинное строение…, 2004]. Согласно этой схеме области пониженного сопротивления, $(1–5)\cdot10^3$ Ом·м, пространственно связаны с линейными зонами сочленения блоков разного порядка, а также шовными структурами, в которых присутствуют пористые и трещиноватые породы. Наиболее крупные электрические аномалии в регионе связаны с углеродсодержащими породами, в т. ч. несущими сульфидное оруденение (архейские породы с графитом, шунгитоносные породы людиковийского надгоризонта). Часто аномально высокую электропроводность имеют вмещающие руды образования. Например, ρ пород парандовской серии, вмещающей серноколчеданные руды, снижается до 300 Ом·м. Ширина таких зон измененных пород достигает первые км.

Глубинные геоэлектрические исследования в Карелии в основном проводились методом индукционных зондирований, и только на некоторых структурах использовались дистанционные методы с гальваническими заземлениями, как правило, дипольные зондирования с разносами питающих и приемных диполей до 20 км.

*Расчетная модель продольной проводимости земной коры ОС*. На основании геолого-геофизических данных о строении земной коры и результатов петроэлектрического анализа можно построить схематическую модель продольной проводимости земной коры, которая определяется как сумма проводимости отдельных слоев: $S_{з.к1} = S_а + S_{гр} + S_{ос.-вул} + S_{баз}$, где $S_{з.к}$, $S_а$, $S_{гр}$, $S_{ос.-вул}$, $S_{баз}$ – соответственно проводимость земной коры, четвертичных отложений, «гранитного»[2] слоя, осадочно-вулканогенного и «базальтового» слоев.

Величина $S_а$, равная на большей части региона сотым или десятым долям сименса, близка к погрешности расчетов и потому в дальнейшем не учитывается. Для оценки проводимости нижележащих слоев учитываются температурные зависимости сопротивления пород. Граниты, гнейсы, гра-

[1] $S^1 = H/\rho$, где H — мощность слоя; ρ – удельная проводимость.

[2] «гранитный» слой – условное наименование «гранитоультраметаморфического» и «диоритового» слоев.

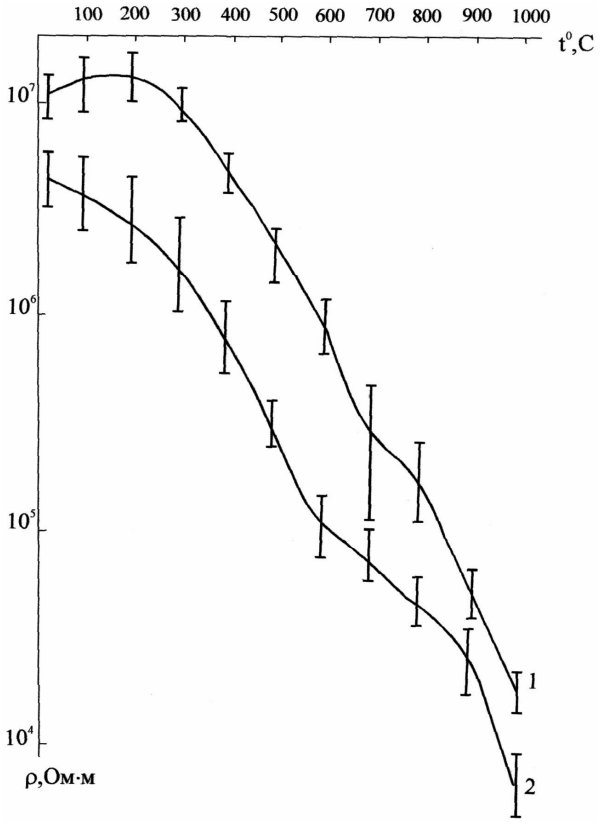



Рис. 5.1. Обобщенные кривые зависимости удельного электрического сопротивления от температуры в 65 % доверительных интервалах:

1 – для верхней части коры, 2 – для нижней части коры и верхней мантии

нодиориты и осадочно-вулканогенные образования верхней части земной коры имеют температурную зависимость сопротивления, отличающуюся от основных и ультраосновных пород, которые с высокой вероятностью слагают низы коры и подкоровый слой верхней мантии. Кривые ρ = f(t) для первой и второй групп пород четко дифференцированы и постепенно сближаются в высокотемпературной области, а их максимальное расхождение наблюдается при температуре, близкой к 600 °С, и составляет приблизительно один порядок (рис. 5.1). В температурном интервале 25÷250 °С для пород первой группы наблюдается некоторое увеличение сопротивления с ростом температуры, а для пород основного и ультраосновного состава – слабое уменьшение. Для водонасыщенных образцов электропроводность до температур 200–250 °С уменьшается [Строение…, 1983]. Согласно геотермическим кривым [Клабуков, 1990], увеличение ρ происходит до 15–20 км, где, вероятно, должен быть его максимум. Аномальное поведение кривых ρ = f(t) наблюдается также в интервале 500–600 °С, что соответствует низам земной коры.

Величина ρ пород гранитного состава на поверхности меняется от 2 до $10 \cdot 10^3$ Ом·м. Если принять количество проводящих и высокоомных пород одинаковым, то для них $\rho_{ср} = 6 \cdot 10^3$ Ом·м. Оценки ρ древнего фундамента на глубинах в несколько километров составляют $30 \cdot 10^3$ Ом·м. Считая их максимальными и учитывая рост сопротивления с глубиной, $\rho_{ср}$ равно $18 \cdot 10^3$ Ом·м. Тогда $S_{гр}$ = 1,1 См. Если допустить, что под существенно «диоритовыми» блоками сопротивление пород с глубиной нарастает быстрее и уже на небольших глубинах достигает максимальной величины, то $S_{гр}$ = 0,7 См.

При определении $S_{баз}$ мощность «базальтового» слоя принята равной 20 км, средняя величина электрического сопротивления малоизмененных пород основного состава на поверхности $4 \cdot 10^3$ Ом·м, при температуре 300–400 °С ρ пород основного состава уменьшается примерно в 2 раза и равно $2 \cdot 10^3$ Ом·м, в составе «базальтового» присутствует слой серпентинизированных разностей с сопротивлением 200 Ом·м и объемом 5 %. При этих условиях расчетная величина $S_{баз}$ = 14,5 См, т. е. фоновая проводимость земной коры не более 15 См. Для нее возможны некоторые колебания, связанные с мощностью коры. Например, при мощности 47 км проводимость коры составит 16 См, т. е. вариации фоновой проводимости не превышают 3 См.

Наибольшее влияние на проводимость коры будет оказывать величина $S_{ос\text{-}вул}$ в связи с резкими вариациями электрического сопротивления слагающих осадочно-вулканогенный слой пород (от 10 Ом·м до $15 \cdot 10^3$ Ом·м) и переменной мощностью слоя (от 0 до 7 км). Для расчетов $S_{ос\text{-}вул}$ использована схема сопротивления коренных пород [Глубинное строение…, 2004]. Учет изменения ρ на глубину в конкретной точке схемы проводился с использованием данных петроэлектрического анализа наиболее типичных структур и конкретных разрезов.

На схеме проводимости земной коры Карелии ОС (рис. 5.2) выделяется как крупнейшая электрическая аномалия восточной части Балтийского щита. По данным магнитовариационных исследований, величина продольной проводимости структуры равна 1000 См. В то же время магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) в пределах гранитогнейсовых поясов дает величину продольной проводимости верхней части земной коры (до 10 км), не превышающую 1 См [Ковтун, 1989]. Следовательно, проводимость ОС оказывается на три порядка выше проводимости вмещающих пород.

### 5.1.2. Аэромагнитные исследования

Вся площадь ОС покрыта среднемасштабными аэромагнитными съемками 1 : 50 000–1 : 200 000 с аэромагнитометрами АМФ-21, АСГМ-25 и АММ-13 в 1950–1960-х гг. Погрешность съемок составляла ± 15–40 нТл. По результатам этих съемок в разные годы составлялись сводные карты аномального магнитного поля ($\Delta T_a$) м-бов 1 : 1 000 000–1 : 500 000. В 1977 г. издана сводная карта аномального магнитного поля в изолиниях м-аба 1 : 500 000 (ред. Р.С. Сокол). Фрагмент карты на площадь ОС, переведенной в цифровой вид, представлен на рис. 5.3.

С 1972 г. начался новый этап в отечественной аэромагниторазведке, который характеризуется повышением точности аппаратуры и качества аэромагнитных съемок за счет применения цифровой регистрации результатов измерения магнитного поля. С 1980 г. применяется спутниковая система определения координат и цифровая регистрация плановой привязки. Создаются цифровые карты аномального магнитного поля. На рис. 5.4 представлена схема изученности крупномасштабными аэромагнитными съемками

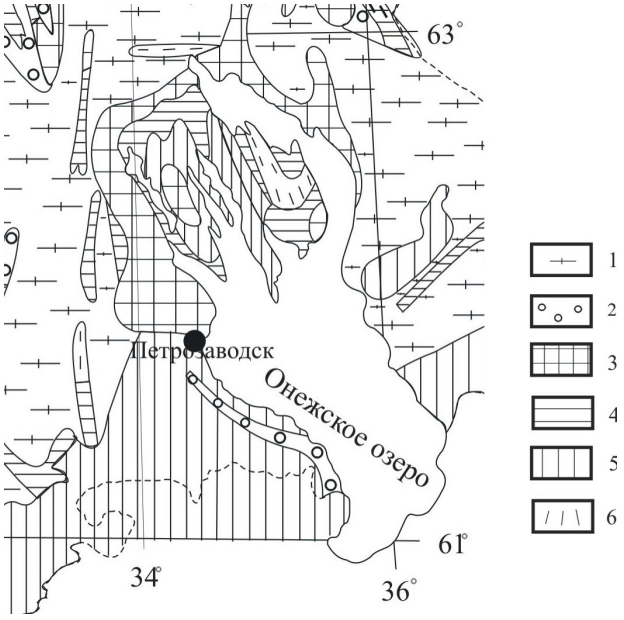



Рис. 5.2. Схема продольной проводимости земной коры ОС по геолого-геофизическим данным, См: 1–12÷15, 2–16÷26, 3–30÷78, 4–120, 5–1200

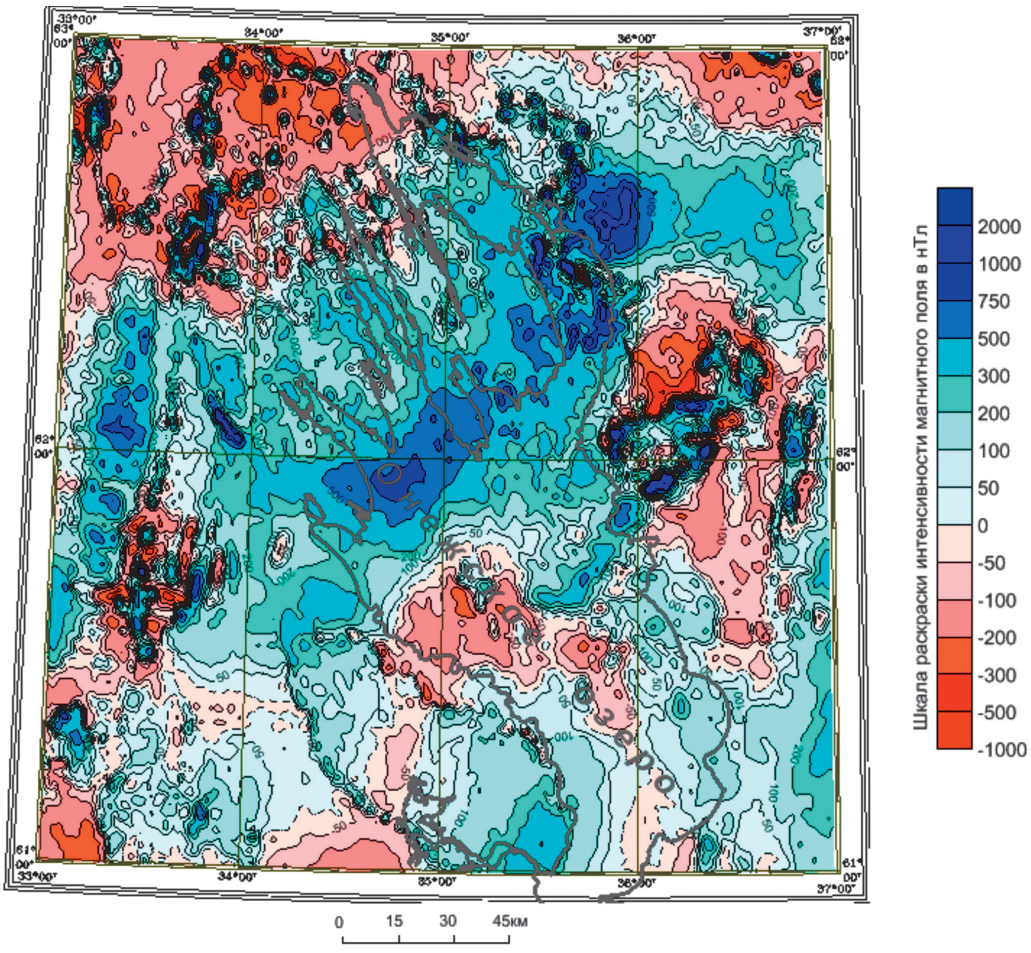



Рис. 5.3. Карта аномального магнитного поля $\Delta T_a$ ОС по материалам среднемасштабных аэромагнитных съемок

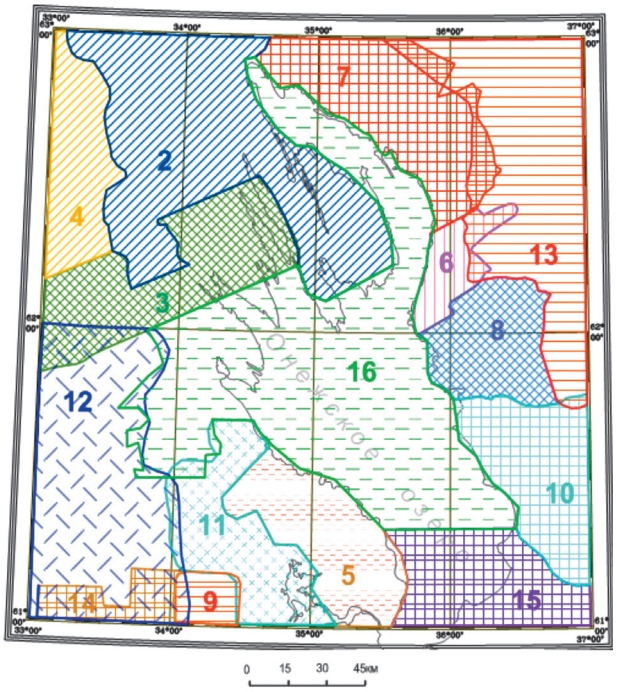



Рис. 5.4. Схема изученности ОС аэромагнитными съемками

территории ОС. Аэромагнитные съемки выполнялись в м-бах 1 : 50 000–1 : 10 000. Использовались аэромагнитометры ММ-305, МГМ-04, аэрогеофизические станции АГС-71, СКАТ-77. Среднеквадратическая погрешность съемок с этой аппаратурой составляла ± 1,5–3 нТл. Одной из последних в 1998–2000 г. завершена аэромагнитная съемка акватории Онежского озера м-ба 1 : 50 000–1 : 100 000, а в 1995–2000 гг. – территории Ладожско-Онежского региона. По результатам этих крупномасштабных съемок с использованием региональной опорной сети была составлена сводная цифровая карта (матрица) аномального магнитного поля ($\Delta T_a$) по сети 200х200 м [Ефимов, Степанов, 2000; Зуйкова, Шилова, 2000]. Фрагмент цифровой карты на площадь ОС представлен на рис. 5.5.

На карте особенно отчетливо прослеживаются дайковые комплексы различных простираний, четко оконтурена Бураковская расслоенная интрузия, силлы и контролирующие их дайки. Бураковская зона тектоно-магматической активности пересекает ОС в направлении СВ-ЮЗ и четко отражается аномальными зонами повышенных значений потенциальных полей, которые секут

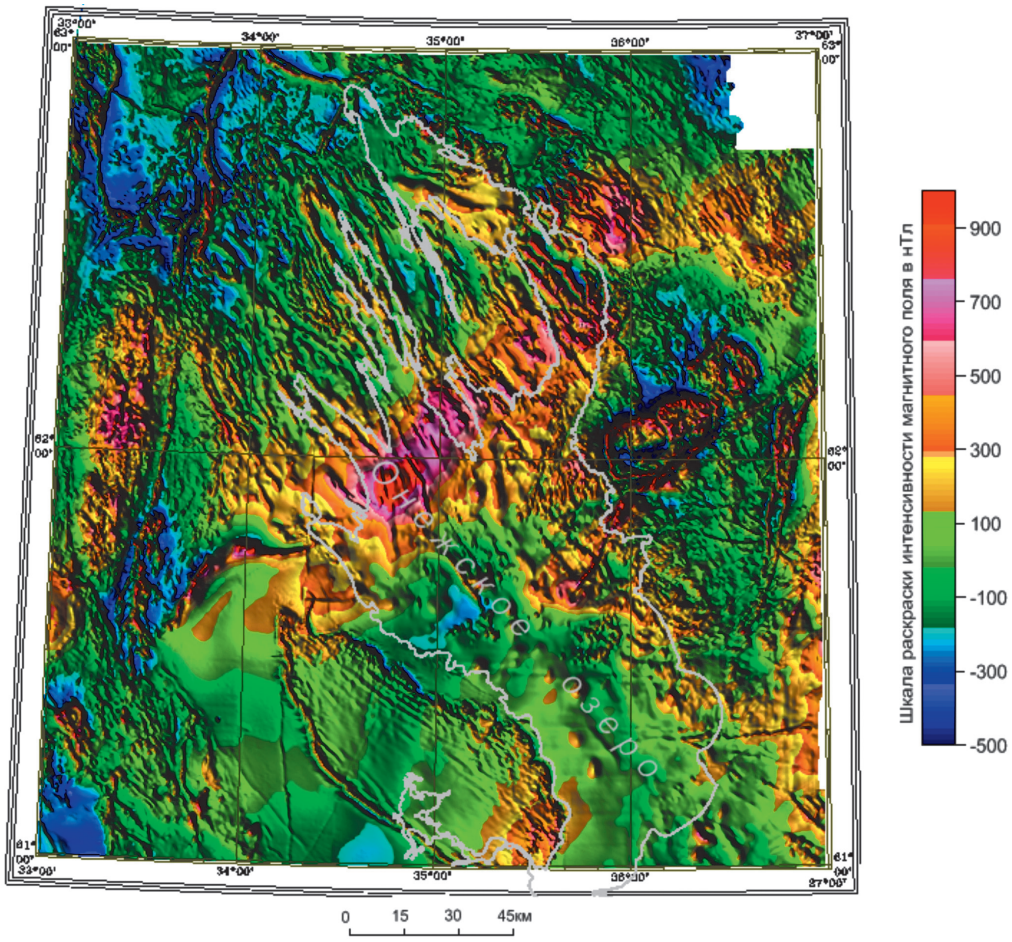



Рис. 5.5. Карта аномального магнитного поля $\Delta T_a$ ОС по материалам крупномасштабных аэромагнитных съемок

основные геологические комплексы СЗ простирания. Сводная цифровая карта позволяет уточнить тектоническое строение Онежской мульды. Созданная в 2000 г., она до сих пор, к сожалению, не использована в полной мере исследователями геологии Карелии.

Анализ региональной составляющей поля проведен с использованием карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 500 000 (1977), рис. 5.3, и карты глубинного строения восточной части Фенноскандинавского щита. Онежская структура располагается в пределах региональной магнитной аномалии, являющейся одной из самых обширных и интенсивных аномалий в Карельской части щита. Предполагается, что она вызвана породами второго структурного этажа, обнажающимися в районе северо-восточного максимума Онежской аномалии [Масляев, 1997].

При рассмотрении средних значений магнитных свойств (табл. 5.6) наибольшей интенсивностью характеризуются породы, которые потенциально могут составлять основу так называемого «базальтового» слоя и верхнюю мантию (ее подкоровый слой, если он по термодинамическим характеристикам не попадает в область температур, превышающих температуру Кюри магнетита). В верхнем, надбазальтовом слое наибольшая интенсивность поля характерна для самого верхнего слоя земной коры – «осадочно-вулканогенного». С учетом весовых процентов осадочной и вулканогенной части на уровне эрозионного среза $\Delta T_a$ = 2,75 мЭ, тогда как для подстилающего или вмещающего его – гранит-ультраметаморфического слоя величина $\Delta T_a$ = 0,6 мЭ.

Промежуточный, так называемый «диоритовый» слой проявляется в магнитном поле средним значением $\Delta T$ = 2,68 мЭ (учитывались поля над биотитовыми гнейсами Керетской свиты и плагиогранитами Водлозерского блока).

Таким образом, можно утверждать, что породы карельского осадочно-вулканогенного комплекса надежно выделяются в РМП среди вмещающих гранитов. Следует обратить внимание на высокую намагниченность осадков карельского структурного этажа, представленного образованиями суйсарской и заонежской свит в сравнении с вулканитами, что требует объяснения (табл. 5.6). Известно [Кищенко, 1991], что наиболее магнитными образованиями, участвующими в формировании людиковийско-ятулийского структурного яруса, являются габбродолериты ятулийского возраста. Заонежские вулканиты слабомагнитны. Однако, по данным В.А. Соколова (1970), ятулийские габбродолериты в пределах ОС образуют редкие силлы различной мощности, часть которых приурочена к зонам разломов. Как правило, в ОС развиты слабомагнитные габбродолериты, в которых ферромагнитные минералы под воздействием регионального метаморфизма почти полностью разрушены. Таким образом, на поверхности эрозионного среза вулканогенная часть карельского структурного этажа в пределах ОС представлена слабомагнитными образованиями, что и отражается в магнитном поле, и поэтому относительно высокая намагниченность осадочной части разреза (табл. 5.7) может быть обеспечена только суйсарскими образованиями.

Таблица 5.6. **Магнитные свойства структурно-вещественных комплексов Онежского синклинория**

| Структурный этаж, порода | $\Delta T$, мЭ ($\overline{X}$) | $\sigma_n$ | d, % | n |
|---|---|---|---|---|
| Карельский. Основные породы | 2,2 | 0,24 | 11 | 139 |
| Карельский. Осадочные породы | 3,1 | 0,21 | 7 | 204 |
| Лопийский | 1,3 | 1,0 | 77 | 11 |
| Саамский. Биотитовые гнейсы Керетской свиты | 2,5 | 0,33 | 13 | 139 |
| Интрузии гранитов | 0,6 | 0,17 | 3 | 100 |
| Массивы основных и ультраосновных пород | 9,1 | 1,7 | 19 | 19 |
| Саамский. Плагиограниты, Водлозерский блок | 2,73 | 0,12 | 4 | 459 |

*Примечание.* $\overline{X}$ среднее, $\sigma_n$ – стандартное отклонение, d – коэффициент вариации, n – количество измерений.

Таблица 5.7. **Интенсивность магнитного поля в пределах осадочных и вулканогенных пород Карельского комплекса**

| Породы | $\Delta T$, нТл | $\chi$, $10^{-5}$ Си | J, а/м | |
|---|---|---|---|---|
| | | | $J = \chi \Delta T$ | $J = \frac{10 \cdot \Delta T_a}{2\pi}$ |
| Осадочные | 310 | 1770<br>30 | 0,70<br>0,01 | 0,50 |
| Вулканогенные | 220 | 1800<br>120 | 0,70<br>0,05 | 0,35 |

Магнитное поле м-ба 1 : 500 000 слабо дифференцировано в отношении структурно-вещественных комплексов пород, выходящих на уровень современного эрозионного среза, что можно объяснить воздействием на верхнюю часть коры наложенных процессов, имевших место в период

ребольской и свекофеннской тектономагматических активизаций. Это хорошо согласуется с тем, что природа региональной аномалии связывается с намагниченностью нижней части блока.

На карте (рис. 5.3) в северной части структуры преобладают узкие линейные аномалии северо-западного простирания, на юге – магнитное поле без существенных изменений и в целом положительное. Из средних характеристик (табл. 5.8) следует, что намагниченность разреза с глубиной растет. Интенсивность поля имеет тенденцию роста также с увеличением возраста пород. Одна из возможных геологических интерпретаций этого экспериментального факта – изменение в людиковии условий, приводящих к неодинаковой степени разрушения ферромагнитных материалов. Наиболее высокой интенсивностью поля характеризуются образования нижней подсвиты заонежской свиты. Вулканиты там представлены слабо (?) и едва ли могут обеспечить заданную интенсивность поля. В верхней части разреза нижней подсвиты в пестроцветных сланцах присутствует дисперсный гематит [Проблемы стратиграфии, 1989]. Породы верхней и средней подсвиты заонежской свиты характеризуются одинаковым средним полем, но по характеру распределения поля различаются значительно. Наиболее далекое от нормального распределение поля характерно для пород средней подсвиты ($N_{or}$ = 29, табл. 5.3), что связано с присутствием в разрезе подсвиты значительно различающихся по магнитным свойствам пород (от диамагнитных шунгитоносных сланцев до магнитных туфов и основных вулканитов). Видимо, величина коэффициента $N_{or}$ (см. табл. 5.8) отражает сложность разреза, связанную с переслаиванием в нем магнитных и немагнитных образований. Другим фактором, который может усиливать обнаруженный эффект, является аномальное присутствие пирита в этой части разреза заонежской свиты (при условии, что пирит распределен в породах неравномерно).

Приуроченность линейных интенсивных магнитных аномалий к местам сопряжений антиклинальных и синклинальных складок, соответствующих границам блоков фундамента и являющихся зонами разрывных нарушений, свидетельствует о наличии в осадочно-вулканогенной толще круто падающих магнитных объектов, по-видимому, даек основных пород.

Таблица 5.8. **Результаты статистического анализа магнитного поля $\Delta T_a$ (м-б 1 : 200 000) в Онежской структуре**

| Надгоризонт | Свита, подсвита | $\overline{X}$, нТл | $\sigma_n$ | A | E | n | $N_{or}$ r* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Калевий | Кондопожская | 330 | 14 | 0,3 | 0,5 | 52 | 1,8 |
| Людиковий | Суйсарская (верхн.) | 220 | 14 | 0,3 | –0,4 | 116 | 0,5 |
| | Суйсарская (нижн.) | 330 | 39 | 2,3 | 5,7 | 43 | 15,3 |
| | Заонежская (верхн.) | 490 | 17 | 0,4 | 0,6 | 133 | 3,5 |
| | Заонежская (средн.) | 490 | 13 | 1,2 | 3,4 | 354 | 29,0 |
| | Заонежская (нижн.) | 570 | 37 | 1,7 | 1,4 | 84 | 11,3 |
| Ятулий | Туломозерская | 550 | 24 | 1,8 | 3,0 | 98 | 15,0 |

*Коэффициент, указывающий, насколько близко данное распределение к нормальному. За нормальное распределение принимается коэффициент $N_{or} \le 1$. $N_{or} = A/U_3 + E/U_4$, где $U_3 = \sqrt{\frac{6(n-1}{(n+1)\cdot(n+3}}, U_4 = \sqrt{\frac{24n(n-2)(n-3)}{(n-1)^2(n+3)(n+5)}}$

Интенсивность же поля над разрезом туломозерской свиты, согласно данным петрофизики [Кищенко, 1991], не может быть обеспечена намагниченностью пород, выходящих на поверхность эрозионного слоя, и здесь необходимо искать другой источник.

Итак, данные анализа магнитного поля м-ба 1 : 200 000 позволяют сделать следующие важные выводы: намагниченность разреза людиковия уменьшается снизу вверх; интенсивность магнитного поля над частью разреза, содержащего основной объем шунгитоносных пород, не является аномальной; средняя интенсивность магнитного поля над породами суйсарской свиты в два раза ниже, чем над заонежскими образованиями. Природа этого эффекта пока достаточно не изучена, известно только, что суйсарская часть разреза сильно эродирована и там, где разрез представлен более или менее полно, объем шунгитоносных пород в разрезе увеличен, что и является главной причиной снижения намагниченности. В то же время характерно общее понижение $\Delta T$ в синклинальных структурах и его повышение в антиклинальных.

### 5.1.3. Гравиметрические исследования

Онежская структура покрыта гравиметрическими съемками различных м-бов от 1 : 1000 000 до 1 : 10 000. (рис. 5.6). Измерения проводились гравиметрами ГАК-3М, ГАК-ПТ, ГАК-7Т, ГАК-ПТМ «Дельта». Все наблюдения приведены к единой системе на основе пунктов II класса. Среднеквадратическая

погрешность измерений составила от ± 0,23 до ± 0,07 мГл. По результатам съемок уточнено внутреннее строение Онежской мульды, дана оценка мощности протерозойских образований, составлены сводные полистные гравиметрические карты в редукции Буге со средней плотностью промежуточного слоя σ = 2,67 и 2,3 г/см$^3$ в м-бе 1 : 200 000. Фрагмент такой карты с плотностью промежуточного слоя σ = 2,67 г/см$^3$ на площадь ОС представлен на рис. 5.7. Значения гравитационного поля даны в условных единицах.

Расчет мощности осадочного чехла структуры в разных ее точках в настоящее время возможен лишь по данным гравиметрии. Правда, возможности и этого метода в условиях крайне переменного по составу пород геологического разреза и соответствующего ему мозаичного характера поля Δg ограничены, поскольку методы подбора модели и особых точек не дают точного результата. Наиболее адекватные результаты можно получить по величине гравитационной ступени, однако при этом необходимо учитывать аномалии, обусловленные рельефом и вариациями плотности пород, слагающих разрез.

Для структуры в целом, по сравнению с вмещающими породами фундамента, представленными образованиями кислого состава,

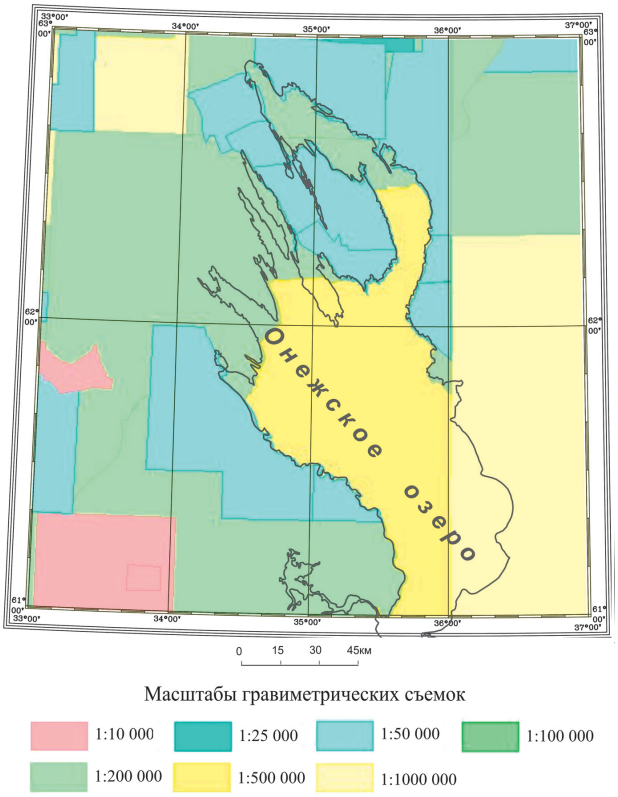



Рис. 5.6. Схема гравиметрической изученности ОС

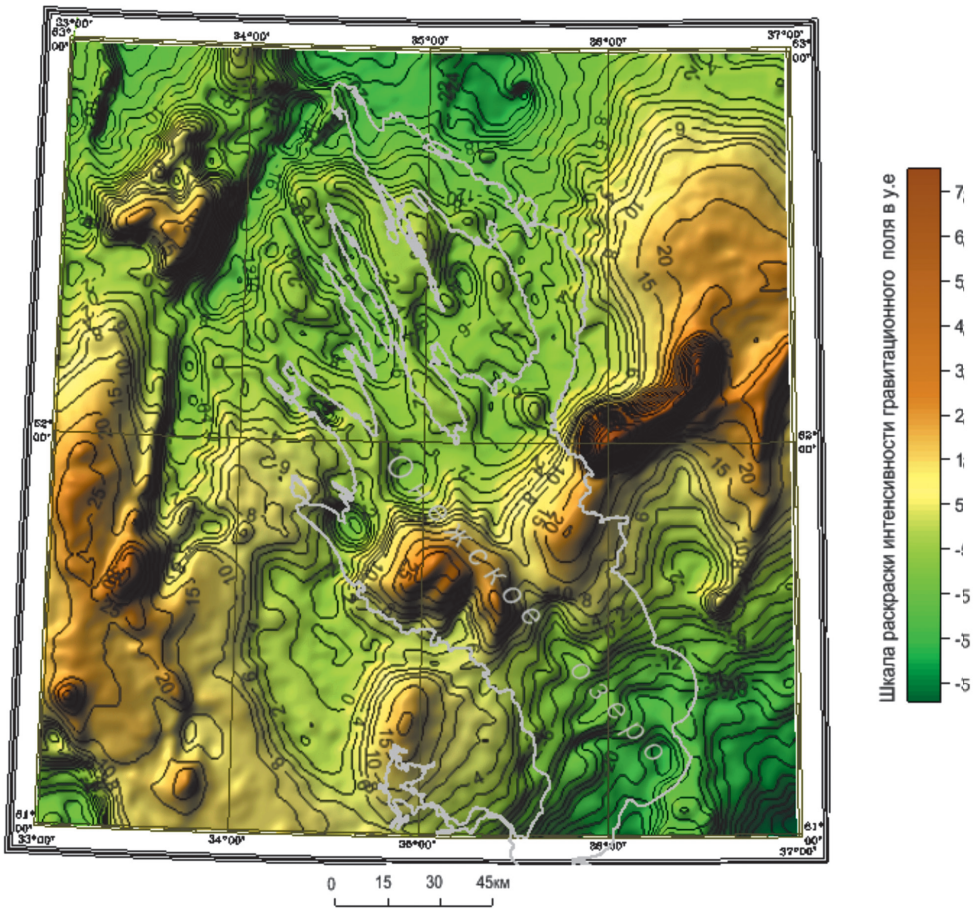



Рис. 5.7. Карта гравитационного поля Δg ОС

характерно повышение интенсивности поля силы тяжести (почти в три раза). В региональном поле силы тяжести Центрально-Онежскому блоку отвечает относительная положительная аномалия третьего порядка, в значительной степени осложненная аномалиями более высоких порядков. В локальном поле силы тяжести (вторая вертикальная производная) проявляется система чередующихся линейных положительных и отрицательных аномалий преимущественно СЗ простирания (рис. 5.8). Каждая из этих аномалий характеризуется наличием нескольких центров. Общая СЗ ориентировка локальных аномалий нарушается в ЮЗ части блока, где отчетливо просматривается наложение локальных аномалий субширотной ориентировки. Анализ морфологии и интенсивности локальных аномалий силы тяжести, их пространственного расположения и сочленения друг с другом и геологические материалы позволяют считать, что аномалии отражают структурно-тектоническое строение синклинория. Характерной чертой складчатых структур высоких порядков является их брахиформность. По своим морфологическим и генетическим особенностям складки ОС [Соколов и др., 1970] относят к типу сундучных, «приразломных» или «штамповых». Большая роль в формировании складок как в конседиментационный, так и в постседиментационный этапы развития ОС принадлежала разрывным нарушениям. Предполагается, что система разрывных нарушений, по которой происходило субвертикальное перемещение отдельных блоков архейского фундамента, была активной в течение всей истории развития синклинория.

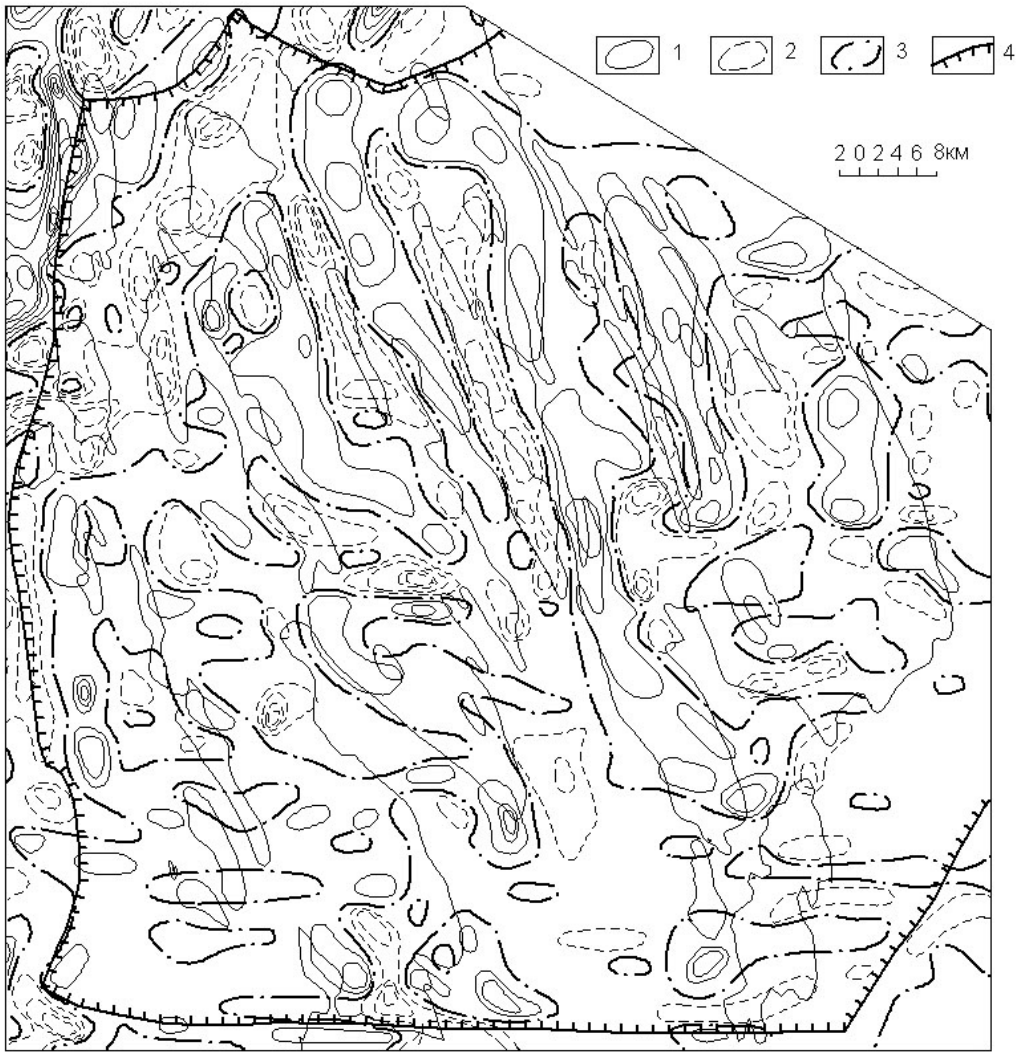



Рис. 5.8. Схема второй вертикальной производной силы тяжести $g_{zz}$ ОС:

1 – положительные изолинии $g_{zz}$; 2 – отрицательные изолинии $g_{zz}$; 3 – нулевая изолиния $g_{zz}$; 4 – зоны разломов, ограничивающие ОС [Гришин, 1990]

Для структуры в целом, по сравнению с Северо-Онежским блоком, представленным в основном породами кислого состава, характерно некоторое повышение интенсивности поля силы тяжести. Однако такая интенсивность Центрально-Онежской аномалии силы тяжести, как будет показано ниже, вполне удовлетворительно объясняется плотностью осадочно-вулканогенных образований нижнего протерозоя. Геологические материалы и характер потенциальных полей позволяют предполагать, что фундамент Онежской мульды сложен преимущественно кислыми породами (гранитами, гранитогнейсами, мигматитами), имеющими довольно узкий диапазон значений плотности (2,65–2,68 г/см$^3$). Следовательно, фундамент определяет лишь общий уровень гравитационного поля. Локальные же аномалии силы тяжести обусловлены, с одной стороны, вещественным составом пород, слагающих Онежскую мульду, а с другой – особенностями ее внутренней структуры. Данные о плотности пород, слагающих Центрально-Онежский блок, расчеты средневзвешенных значений плотности по отдельным свитам и по разрезу в целом свидетельствуют о существенной дифференциации разреза. Так, избыточная плотность нижнепротерозойских образований по отношению к породам фундамента составляет не менее 0,15 г/см$^3$, что является основой для структурно-тектонического районирования ОС по гравитационным наблюдениям.

Поскольку трансформанты гравитационного поля разделяющего характера отражают плотностные неоднородности верхней части разреза, то для структурно-тектонических построений в качестве исходного материала использованы данные расчета второй вертикальной производной силы тяжести (см. рис. 5.8) [Гришин, 1990].

На схеме блокового строения архейского основания (рис. 5.9) относительно поднятым блокам в осадочно-вулканогенной толще соответствуют антиклинальные структуры, а опущенным блокам – синклинальные структуры «штампового» типа. На ней также фиксируется система нарушений СЗ направления, меньшее развитие получили разломы субширотной ориентировки в ЮЗ части структуры. При этом разрывные нарушения по условиям своего развития являются сквозными, т. е. нарушают сплошность осадочно-вулканогенных образований. Система блоков предопределила основные черты формирования осадочно-вулканогенных образований в ятулийское и людиковийское время, а также характер и морфологию складчатых структур. В современном эрозионном срезе в ядрах антиклинальных складок мощность осадочно-вулканогенных образований, перекрывающих гранито-гнейсовое основание, значительно меньше, чем в ядрах синклинальных складок. По этой причине антиклинальные складки в локальном гравитационном поле отмечаются отрицательными аномалиями. Синклинальные же складки с увеличенной мощностью плотных осадочно-вулканогенных пород и более глубоким залеганием легких пород основания фиксируются положительными аномалиями $g_{zz}$. По интенсивности локальных аномалий можно судить как об относительном гипсометрическом уровне блоков фундамента, так и о характере ундуляции осей складчатых структур. Положение отдельных центров аномалий в плане дает информацию о виргации осей складок. На схеме блокового строения показаны оси антиклинальных складок с элементами их усложнения (ундуляции, виргации), рис. 5.9. Кроме того, на схеме обозначены структуры третьего порядка, выделенные прежними исследованиями [Соколов и др., 1970].

В пределах ОС А.С. Гришиным [1990] выделены четыре крупных блока (структурных элемента второго порядка), достаточно отчетливо обособленных по морфологии локальных гравитационных аномалий. Лижмозерский блок (I на рис. 5.9) расположен на СЗ Онежского синклинория от широты г. Кондопоги на юге до оз. Лижмозеро на севере и от оз. Пялозеро на западе до Лижемской губы (г. Черги) Онежского озера на востоке. Для этого блока характерны некоторый разворот длинных осей блоков фундамента, а также появление разломов СВ ориентировки. Интенсивность гравитационных аномалий нарастает с СЗ на ЮВ. В этом же направлении увеличивается и мощность разреза заонежского осадочно-вулканогенного комплекса. Заонежский блок (II) охватывает СВ часть структуры от д. Шуньга на севере до оз. Яндом-озеро – на юге, от Лижемской губы на западе до д. Кузаранда на востоке. Для этого блока характерны СЗ ориентировка локальных структур, сравнительная простота их морфологии, а также ярко выраженная линейность. Судя по интенсивности гравитационных аномалий, для этого блока характерны максимальные амплитуды перемещения блоков фундамента под антиклиналями и синклиналями. Суйсарский блок (III) занимает ЮЗ часть ОС от широты г. Кондопога на севере до г. Петрозаводска на юге, и от пос. Чална на западе до о-ва Суйсари на востоке. Тектоническое строение этого блока предопределяется, главным образом, взаимным соотношением СЗ и субширотных разломов. В целом для блока характерна слабая дифференциация блоков фундамента по вертикальным амплитудам, о чем свидетельствует незначительная интенсивность локальных гравитационных аномалий. Погружение и поднятие блоков фундамента не было стабильным и носило характер пульсационных подвижек, что способствовало

здесь более интенсивному вулканизму в людиковийское время. Широкое развитие на территории этого блока лав основного и ультраосновного состава может быть объяснено частичным вовлечением блока в Ведлозерско-Туломозерскую зону постлопийских активизаций [Строение…, 1983]. Клименецкий блок (IУ) охватывает ЮВ часть структуры от Яндом-озера на севере до о-ва Б. Клименецкий на юге и от восточного края Кондопожского п-ва на западе до д. Тамбица на востоке. В отличие от Заонежского блока для него характерно осложнение СЗ ориентировки складчатых структур многочисленными тектоническими элементами субширотной ориентировки. Относительные перемещения блоков фундамента в нем, вероятно, не достигают значительных амплитуд и характеризуются также пульсационным характером, отсюда большая развитость лавовых комплексов по сравнению с осадочными образованиями.

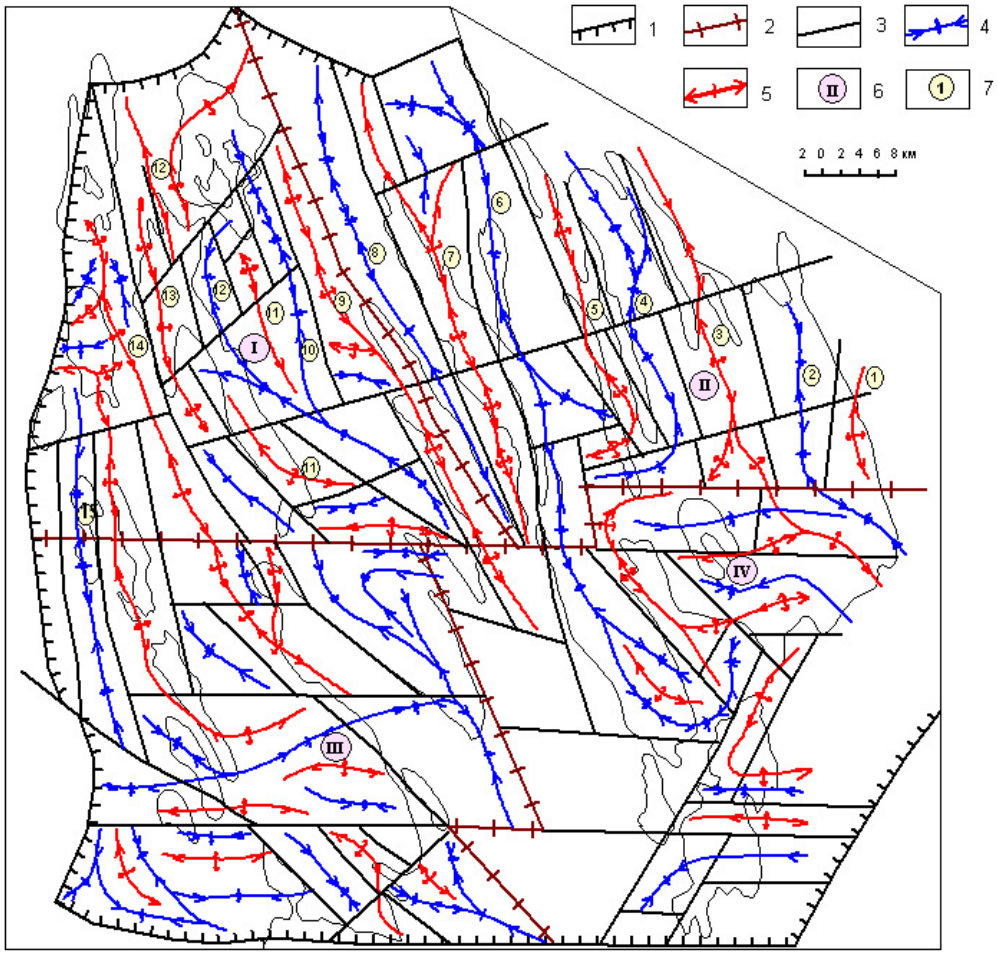



Рис. 5.9. Схема блокового строения донижнепротерозойского основания ОС с элементами складок [Гришин, 1990]:

1 – зоны разрывных нарушений, ограничивающие ОС; 2 – зоны разрывных нарушений, ограничивающие блоковые структуры второго порядка; 3 – зоны разрывных нарушений, ограничивающие блоковые структуры третьего порядка; 4 – оси синклинальных структур третьего порядка в осадочно-вулканогенной толще нижнего протерозоя с элементами ундуляции и виргации; 5 – оси антиклинальных структур третьего порядка в осадочно-вулканогенной толще с элементами ундуляций и виргаций; 6 – блоковые структуры второго порядка (I – Лижемский, II – Заонежский, III – Суйсарский, IV – Клименецкий); 7 – складчатые структуры третьего порядка. Антиклинали: I – Кузарандская, 3 – Типиницко-Падмозерская, 5 – Святухинская, 7 – Уницкая, 11 – Кондопожская, 13 – Белогорская, 15 – Укшозерская. Синклинали: 2 – Толвуйская, 4 – Путкозерская, 6 – Мягрозерская, 8 – Викшозерская, 10 – Лижмозерская, 12 – Мянсельгско-Кулмукская, 14 – Сунская

Эволюция развития Онежского синклинория предположительно шла от периферии к центру, при этом центр погружался наиболее стабильно и интенсивно: ЮВ часть Лижемского блока (I), западная часть Заонежского блока (II), СВ часть Суйсарского блока и СЗ часть Клименецкого блока (IV).

Заонежский блок в период своего развития испытывал стабильное погружение большой амплитуды, что позволило в конседиментационный этап формироваться наиболее мощным осадкам. Спокойная обстановка глубокого стабильного погруженная сопровождалась не столь активным вулканизмом, как в областях пульсирующих неглубоких блоковых опусканий и относительных поднятий. Крупными блоками третьего порядка, испытавшими наибольшие амплитуды перемещения в пределах Заонежского блока, были Толвуйский (рис. 5.9), Путкозерский и Мунозерский.

В системе разломов фундамента СЗ ориентировки наблюдается постепенный веерообразный разворот разломов от ССЗ направления на востоке структуры до ЗСЗ – на западе и ЮЗ структуры.

Количественные оценки регионального гравиметрического поля ОС и ее обрамления получены на основании корреляции гравиметрических и геологических данных м-ба 1 : 500 000 и 1 : 200 000 (табл. 5.9). Из таблицы следует, что поле хорошо дифференцировано как для структурно-вещественных комплексов (почти в три раза), выходящих на уровень современного эрозионного среза, так и для различных структурных этажей. Породы, слагающие ОС, обладают избыточной плотностью ($\sigma_{изб.}$ = 0,15–0,20 г/см$^3$) по сравнению с породами основания. Шунгитоносные породы, имеющие низкую плотность и широкое распространение, в региональном поле не проявляются.

Таблица 5.9. **Средние значения и доверительные (65 %-е) интервалы поля Δg для пород, слагающих ОС**

| Структурный этаж, порода* | | Доверительные интервалы | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | среднее | | от | до |
| Карельский | Осадки | –3 | –5 | –9 | –2 |
| | Вулканиты | –7 | | | |
| Лопийский | | –2 | | –4 | 0 |
| Саамский | Гранитогнейсы | –10 | –16 | –21 | –12 |
| | Плагиограниты | –22 | | | |
| Ультрабазиты | | 43 | | 24 | 60 |

* «Схема глубинного строения», ред. Г.А. Поротова. Значения Δg сняты с гравиметрической карты в редукции Буге, м-б 1 : 500 000, ред. А.Н. Конева.

Элементы более высокого порядка также дифференцированы в гравитационном поле (рис. 5.8). С синклинальными структурами пространственно совпадают оси положительных гравитационных аномалий, а с антиклинальными – оси аномалий противоположного знака. По данным А.С. Гришина [Строение…, 1983], это связано с различным объемом осадочно-вулканогенных пород в структурах обоих знаков.

В дополнение к вышесказанному рис. 5.10 иллюстрирует отражение описываемых выше блоков второго порядка в магнитном и гравитационном полях. Южное замыкание ОС ограничивается Бураковской зоной тектоно-магматической активизации, которая простирается с СВ на ЮЗ полосой шириной 30 км, расширяется до 50–60 км в Онежском озере (петрозаводский блок) и сечет основные геологические комплексы СЗ простирания.

В гравитационном поле зона выделяется по аномалиям высокоинтенсивного поля (от 10 до 70 мГл в районе Бураковской расслоенной интрузии). В магнитном поле ей соответствует полоса чередования интенсивных магнитных положительных и отрицательных аномалий от –1000 до 2000 нТл.

*Аналитическое продолжение гравитационного поля в область источников аномалий и построение разреза.* Для определения положения аномалиеобразующих объектов в разрезе выполнена комплексная интерпретация геофизических данных с помощью метода аналитического продолжения полей в нижнее полупространство (метод цепных дробей «МЦД»). Метод основан в работах [Ермохин, 2010; Ермохин, Жданова, 2008] на аппроксимации исследуемых функций цепными дробями. Явление распадения поля в окрестности особых точек, наблюдавшееся при применении линейных методов аналитического продолжения, в методе МЦД отсутствует. Причина этого состоит в большей адекватности математического описания геофизических полей нелинейной моделью, лучше соответствующей их природе. Среди программ, используемых в геофизической практике для построения геофизических разрезов, эта программа одна из немногих не требует априорной информации и дает совпадение модельных и реальных глубин магнитовозмущающих источников и аномалий, аналитически продолженных в нижнее полупространство геофизических полей. При расчетах используются измеренные значения геофизических полей без применения фильтрации.

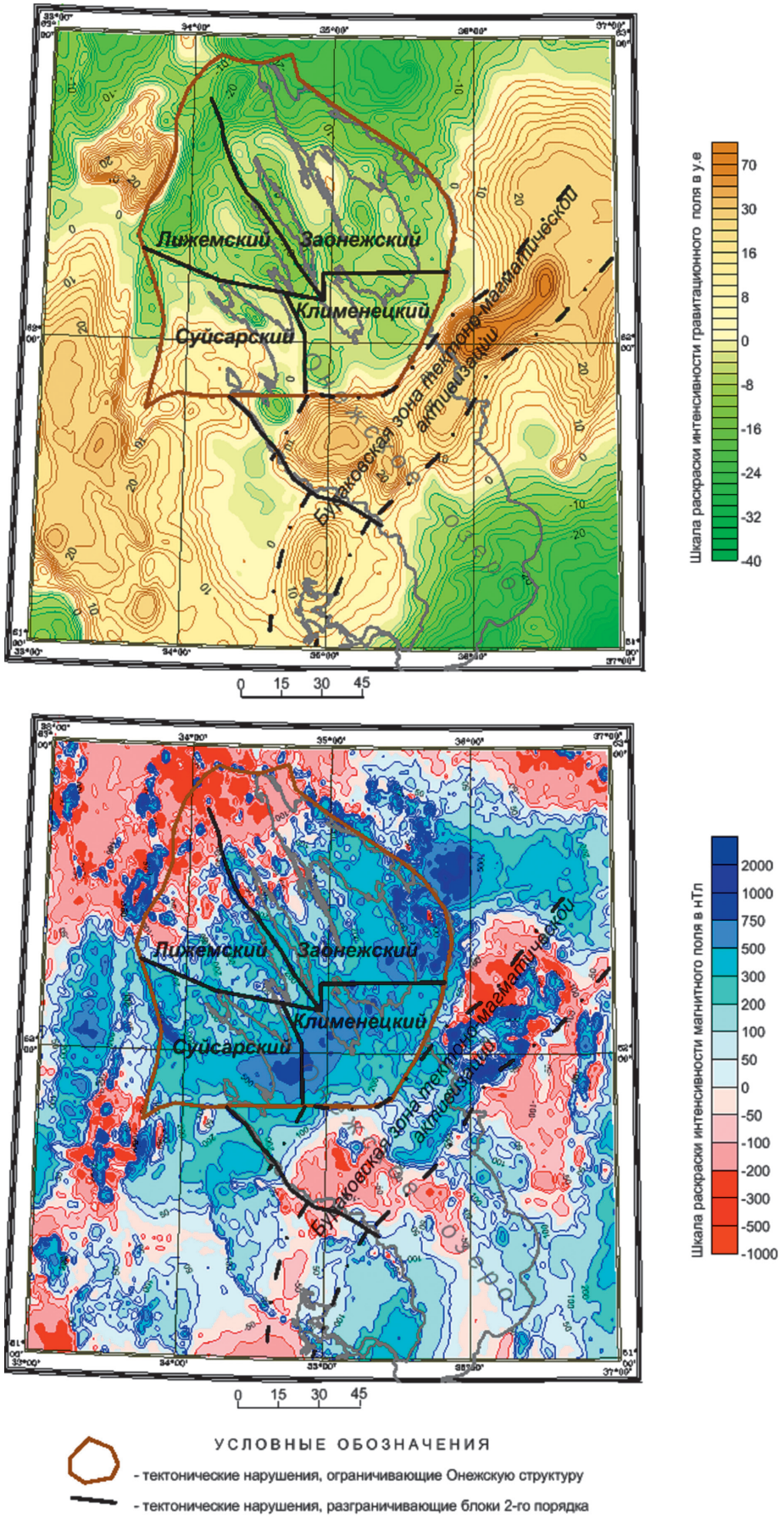



Рис. 5.10. Схема блокового строения архейского основания ОС по результатам: а – интерпретации гравитационного поля Δg, б – аномального магнитного поля $\Delta T_a$

Для изучения глубинного строения ОС с помощью МЦД выполнено аналитическое продолжение в нижнее полупространство гравитационного поля на отрезке регионального профиля Сямозеро – Повенецкий залив (рис. 5.11). Из сейсмического разреза следует [Шаров и др., 2007], что все геологические образования к ЮЗ от ОС имеют одностороннее ЮЗ падение, а геологические структуры, расположенные северо-восточнее, падают в СВ направлении. В левой части профиля повышенными значениями гравитационного поля отмечаются выступы древнего фундамента Сямозерского блока. По данным сейсморазведки, на территории ОС прослежена выдержанная преломляющая граница с пластовой скоростью 6,8 км/с, залегающая на глубине 2,3–2,5 км. На основании этих данных сделано предположение о наличии в разрезе силла основных и ультраосновных пород. Продолженное вниз гравитационное поле подтверждает наличие пласта плотных пород. Подобные протяженные объекты пластовой формы выделяются изолиниями в виде двух полюсов на концах пластового тела. Привлечение гравитационных данных позволяет считать пласт нижним ограничением ОС [Кокорина и др., 1976]. По продолженному гравитационному полю выделены зоны пород повышенной плотности в различных частях профиля в интервалах глубин 2–10 км и в нижней части коры от 32 км (восточная часть) до 40 км и глубже (западная часть). В интервале 10–30 км гравитационное поле постепенно возрастает сверху вниз, не создавая значительных по интенсивности аномалий. Простирание изолиний поля совпадает в целом с простиранием сейсмических границ, а тектонические нарушения, выделенные по данным ГСЗ и МОВЗ, ограничивают зоны аномалий повышенного поля (плотных блоков, выступов фундамента). По продолженному гравитационному полю в более крупном м-бе можно выделить дополнительные разломы и элементы, уточняющие строение ОС.

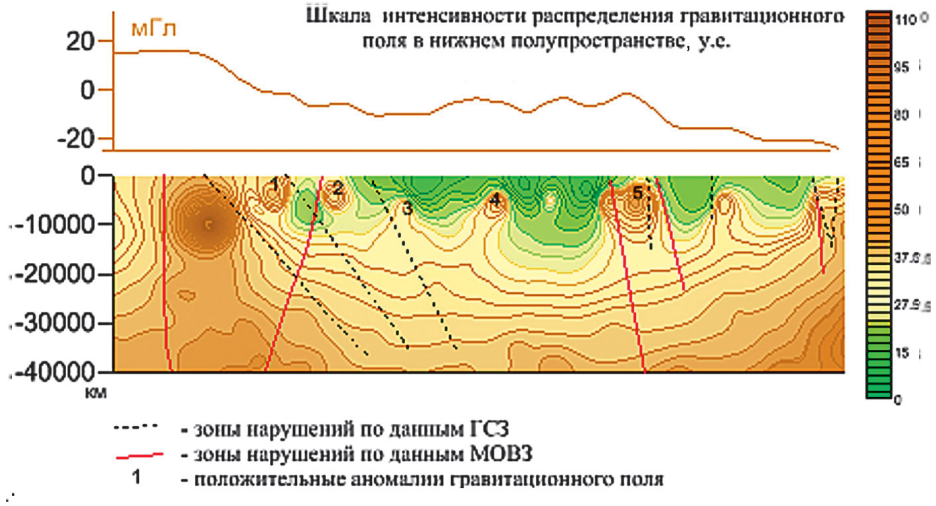



Рис. 5.11. Результаты аналитического продолжения в нижнее полупространство гравитационного поля на участке сейсмического профиля МОВ-ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив

Дополнительно с целью апробирования метода МЦД на данных бурения было выполнено аналитическое продолжение гравитационного поля, измеренного на поверхности в районе ОПС до бурения. По продолженному полю вычислены относительные значения плотности пород, слагающих разрез ОПС. Результаты приведены на рис. 5.12. Пониженные значения относительной плотности, вычисленные по продолженному полю, характеризуют интервалы 0–400 м и 2700–3500 м; максимальные плотности – в интервале глубин 1400–2700 м. Выполненное сопоставление с данными бурения ОПС иллюстрирует возможности метода аналитического продолжения геофизических полей в область источников аномалий.

Таким образом, можно утверждать, что ОС хорошо дифференцирована в региональных геофизических полях, наиболее контрастным из которых является электрическое поле. Доказано, что проводимость в верхней части земной коры (разрез людиковия) в пределах структуры связана с присутствием в разрезе ШВ. Наличие палеосейсмодислокаций и древних зон тектоноактивизации позволяет предположить, что эндогенные процессы, в т. ч. серпентинизация и дегидратация, имели место в прошлом, и в результате их деятельности могли образоваться в достаточном количестве флюиды и магнетит. Этот факт хорошо согласуется с высокой намагниченностью структуры при отсутствии явных ее источников в верхних частях коры, с приближением границы «М» к дневной поверхности в северной части структуры, означающей усиление намагниченности магнитоактивного слоя. Учитывая вышеизложенное, основной геофизической особенностью ОС следует считать наличие комплексной геофизической аномалии, что обычно характеризует зоны древней магматической активизации, например, зоны рифтогенеза.

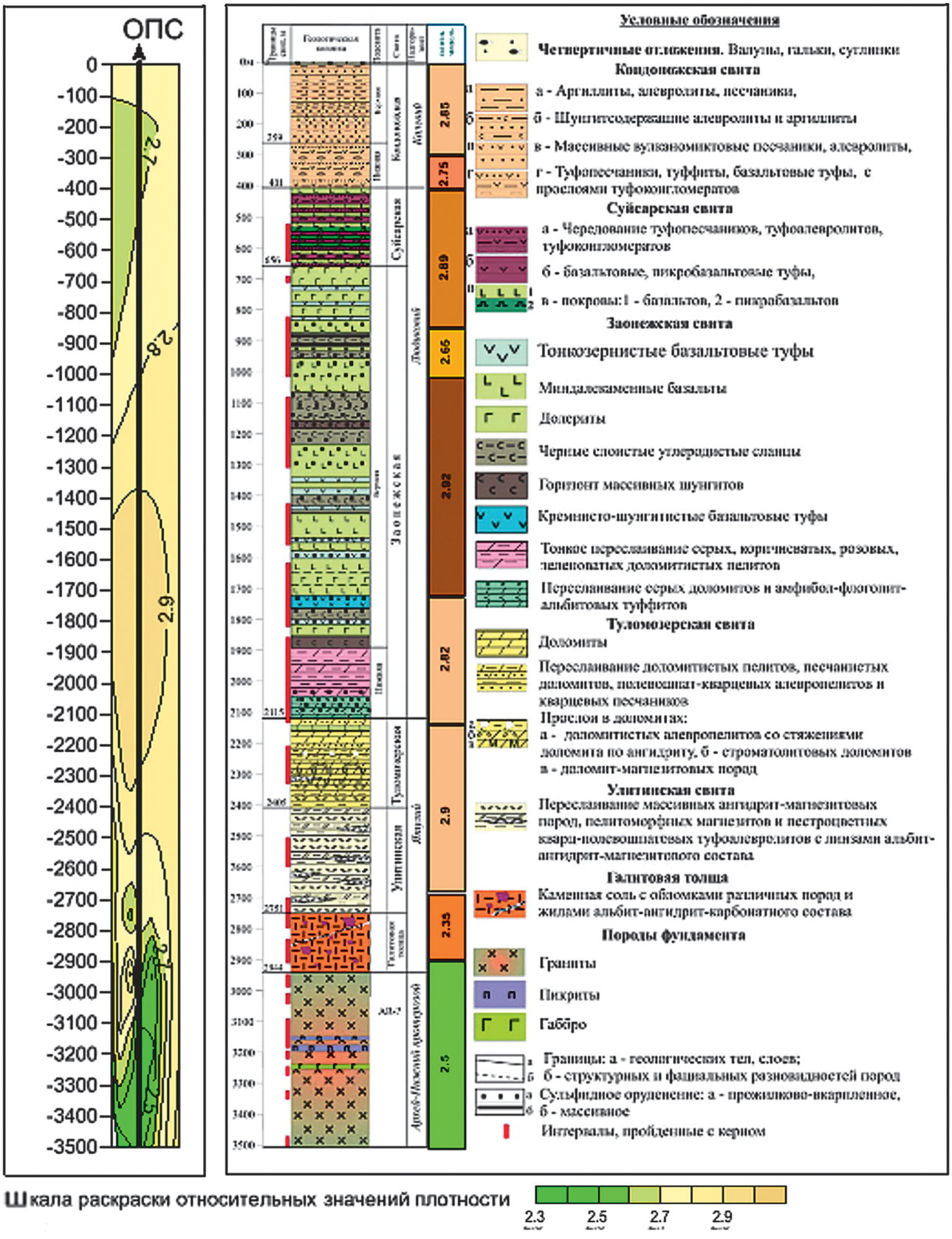



Рис. 5.12. Сопоставление результатов аналитического продолжения в нижнее полупространство наблюденного на поверхности гравитационного поля с данными бурения ОПС

По данным региональных геофизических наблюдений, выделяются два типа структур. Первые – это элементы земной коры с нормально расслоенной корой, вторые – сравнительно узкие структуры растяжения, которые интерпретируются как мобильно-проницаемые зоны (МПЗ), нормальное расслоение коры в которых нарушено. Синклинальные структуры, вмещающие основную массу ШВ, выделяются повышенной электропроводностью, аномальным отрицательным магнитным и повышенным гравитационным полем, а также повышенной фоновой радиоактивностью. В образовании ОС большую роль играла дизъюнктивная тектоника.

### 5.1.4. Геофизические исследования на акватории Онежского озера

Материалы получены в рамках постановки работ по объекту «Геологическая съемка м-ба 1 : 500 000 дна Онежского озера» (объект «Онежский-озерный»). Работы проводились силами Северной геолого-съемочной партии ФГУНПП «ПМГРЭ» по договору с Департаментом природных ресурсов по Северо-Западному региону с 1996 по 2002 гг. Основным целевым назначением работ являлось создание комплекта карт геологического содержания дна и островов Онежского озера м-ба 1 : 500 000 и 1 : 200 000, пригодных для использования при подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 (полистно, новая серия), Госгеолкарты-1000 (третье поколение). Кроме того, предусматривалось проведение общей оценки перспектив и определение прогнозных ресурсов по категории $P_3$ акватории озера и прибрежной суши на различные виды полезных ископаемых.

Работы по объекту проводились на площади 12 980 кв. км, в т. ч.: акватория Онежского озера – 9 740 кв. км; острова Онежского озера – 240 кв. км; прибрежная суша шириной до 2,5 км – 3000 кв. км.

Комплекс полевых работ по объекту включал в себя стандартные виды геолого-съемочных исследований: донный пробоотбор на акватории озера по профилям (сеть 5×5 км, ковши «Океан-025»); картировочное бурение опорных скважин ударно-канатного бурения на акватории озера по четвертичным отложениям; геолого-съемочные, поисковые и редакционно-увязочные маршруты по прибрежной суше и островам озера; шлиховое, литогеохимическое, эколого-геологическое и другие виды опробования рыхлых и коренных пород на акватории озера и по суше; составление опорных геологических разрезов четвертичных отложений и коренных пород; непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП-ВЧ, УВЧ) акватории озера; электроразведочные профильные работы методом ВЭЗ со льда акватории озера и на суше на окончании сейсмоакустических профилей.

***Электроразведочные работы методом ВЭЗ*** проводились на двух разобщенных участках: в южной части озера на листах P-36-XXX (п. Вознесенье) и P-37-XXV (г. Вытегра); в северной части озера на листах P-36-XI, P-36-XII, P-36-XIII (Заонежский, Повенецкий заливы, Уницкая, Лижемская губы, залив Большое Онего); по восточному побережью озера на листе P-37-XIX (от устья р. Андомы до мыса Бесов Нос). Всего в рамках работ по объекту было выполнено 274 зондирования ВЭЗ, в т. ч. по профилям со льда озера – 169 точек (117 п. км профилей); наземные – 74 точки (на окончании профилей сейсмоакустики); наземные на опорных параметрических скважинах – 31 точка.

*Геофизическая изученность.* Аэроэлектроразведка в Карелии совместно с АМС начала проводиться с 60-х гг. методами вращающегося магнитного поля (ВМП) и бесконечно длинного кабеля (БДК). Ряд участков, изученных электроразведочными методами, располагается вдоль западного побережья Онежского озера. В 1968 г. на Заонежском п-ве под руководством Г.М. Левина проведена аэроэлектромагнитная съемка методами ВМП с аппаратурой ВМП-6Н. В итоге подтверждено пологое складчатое строение Онежской мульды, установлено широкое распространение в разрезе шунгитоносных сланцев, выявлен ряд нарушений, с которыми связывается сульфидное оруденение. Наземная проверка аэроаномалий проводимости позволила обнаружить несколько колчеданных рудопроявлений.

В 1978–1988 гг. партией № 6 Невского ПГО под руководством Б.Н. Кварцхелия выполнены комплексные аэроэлектромагнитные (МДК и СДВР) и аэрогаммаспектрометрические съемки м-ба 1 : 25 000. В результате работ построены карты магнитных, электрических и гамма-полей м-бов 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Выявлен ряд линейных зон ССЗ простирания, соответствующих зонам системы складчато-разрывных дислокаций. Обнаружено несколько урановых рудопроявлений и значительное число радиоактивных аномалий.

При проведении геологосъемочных и поисковых работ м-бов 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 200 000 попутно выполнялись наземные геофизические работы: гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка с целью изучения отдельных аномалий, уточнения глубины залегания поверхности кристаллического фундамента, разреза осадочного чехла и т. п. Наиболее изученными в этом отношении являются: р-н Бураковского массива, руководители: В.И. Поликарпов, 1970, 1973, 1974; Д.И. Гарбар, 1975; Ю.В Кузьмин, 1984; В.Г. Забелин, 1984;

В.Г. Ганин, 1984–1989; р-н гг Медвежьегорска – Повенца, руководители: Ю.Б. Голованов, 1979; Н.И. Климов, 1998 и др.; р-н гг. Петрозаводска – Кондопоги, руководители: А.И. Кайряк, 1962–1964; В.В. Осипов, 1989.

Но по большей части такие наземные геофизические работы выполнялись по отдельным сравнительно коротким профилям или были сосредоточены на разобщенных небольших детальных участках.

*Методика проведения работ и аппаратура.* Электроразведочные работы методом ВЭЗ выполнялись симметричной четырехэлектродной установкой AMNB на постоянном токе как на акватории озера зимой со льда, так и в наземном варианте, вдоль береговой линии, в летний период с картировочными целями: для изучения разреза четвертичных отложений в прибрежной части акватории Онежского озера, исследования характера рельефа кровли коренных пород, изучения геоэлектрических свойств коренных пород с возможным расчленением разреза палеозойских и протерозойских отложений.

Зондирования проводились на окончаниях проектных сейсмоакустических профилей и профилей донного опробования, а также в местах, где сейсмопрофилирование не было выполнено из-за мелководья (Мегрское озеро, Уницкая губа). На опорных профилях (ПР 6 и 8) измерения проведены также и в центральной части озера (рис. 5.13).

Для изучения геоэлектрических свойств пород и увязки кривых ВЭЗ с геологическим разрезом в прибрежной части Онежского озера на 17-ти скважинах выполнены параметрические крестовые зондирования. Для побережья южной части озера, материалы по которой полностью обработаны, параметрические крестовые зондирования ВЭЗ проводились на скважинах: С-2114 – район пос. Щелейки («Бурвод»); С-703 – оз. Мегрское, С-710 – район г. Вытегра, С-825 – оз. Тудозеро, С-715 – пос. Самино (В.И. Оношко, 1983); С-2К – мыс Андомский, С-5К – оз. Тудозеро (В.С. Кофман, 1963).

Длина электроразведочных профилей определялась исходя из задачи изучения интервала от береговой линии до окончания сейсмопрофиля с частичным перекрытием последнего. Профиль зондирований, как правило, включает одну точку наземных ВЭЗ на урезе воды и не менее 2-х наледных ВЭЗ. Шаг измерений по профилю изменяется от 0,5 км вблизи берега до 1 км – на удалении, при глубинах дна более 5 м. На Мегрском озере, где сейсмоакустика не проводилась, все измерения по профилям выполнялись через 0,5 км. В центральной части озера шаг зондирований увеличен до 2,5–5,5 км при длине профилей до 33 км (ПР 6 и 8). Расстояние между профилями электрозондирований составляет 5–15 км.

Наблюдения на «мористых» точках ВЭЗ проведены в феврале – апреле 1998 г. и апреле 2001 г. На каждой точке ВЭЗ проводились замеры толщины льда, глубины дна и удельного электрического сопротивления воды. Резистивиметрия выполнялась зондом A0,15M0,05N0,15B. Коэффициент зонда определен в баке с раствором NaCl, имеющим сопротивление 46 Ом, и составляет 0,38.

Наземные работы на окончаниях профилей сейсмоакустики проведены в июне – июле 2000 г. Приемные электроды – латунные, токовые – стальные, штыревые. Разносы AB – от 3 до 1000 м, MN – от 1 до 150 м. Направление разносов, как правило, вдоль береговой линии. Разбивка профилей осуществлялась одновременно с размоткой линии AB. Наблюдения выполнены электронным автокомпенсатором АЭ-72. Точность измерений оценивалась как по повторным замерам в процессе работы, так и по данным контрольных ВЭЗ, выполнявшихся либо другим прибором, либо другим оператором. Объем повторных наблюдений составил 15 %, средняя относительная погрешность наблюдений 3,1 %. Объем контрольных наблюдений за весь период работ составил 5,4 %, средняя относительная погрешность наблюдений 4,5 %.

Вынос проектного положения точек ВЭЗ производился с помощью GPS. Разбивка профильных линий по заданному направлению выполнялась теодолитом. Интервалы между пикетами (точками ВЭЗ) измерялись по нитяному дальномеру с использованием рейки. Привязка крайних точек ВЭЗ каждого профиля проводилась также по GPS. Среднеквадратическая погрешность определения прямоугольных координат составила 20–25 м.

*Интерпретация результатов.* Количественная обработка результатов зондирований выполнена по программе IPI-1D, v7.8 (В.А. Шевнин и др., кафедра геофизики МГУ), предназначенной для интерпретации полевых измерений ВЭЗ или ВЭЗ-ВП в интерактивном режиме с изображением интерпретируемых кривых на экране дисплея в графическом режиме. В программе реализован статистический подход к решению обратной задачи геоэлектрических зондирований в итерационном режиме. Процесс последовательных приближений с использованием алгоритма Ньютона – Маркуардта продолжался до стабилизации функции правдоподобия на заданном уровне сходимости.

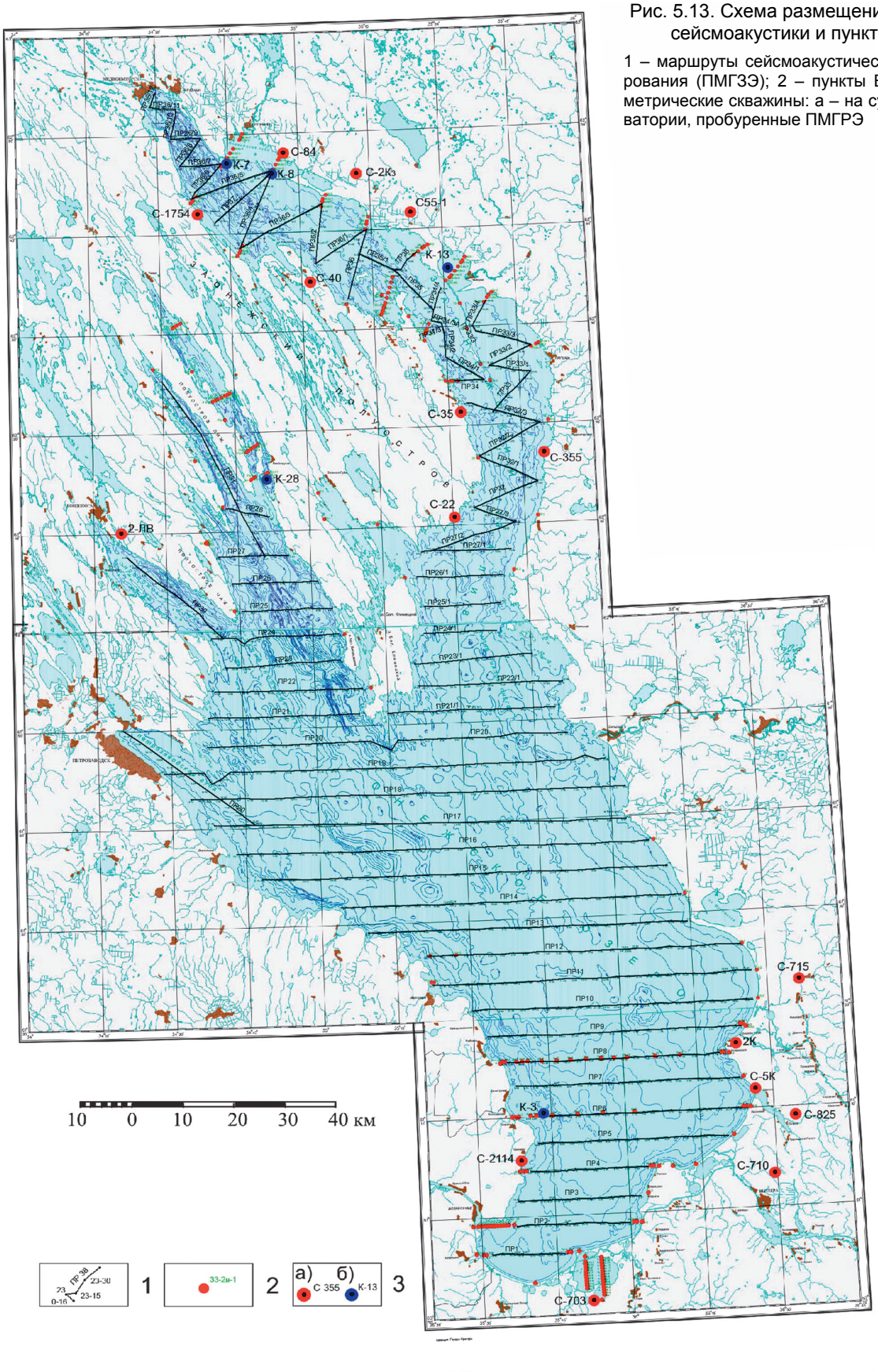



Рис. 5.13. Схема размещения профилей сейсмоакустики и пунктов ВЭЗ:

1 – маршруты сейсмоакустического профилирования (ПМГЗЭ); 2 – пункты ВЭЗ; 3 – параметрические скважины: а – на суше, б – на акватории, пробуренные ПМГРЭ

Методика обработки включает: визуальный анализ кривых ВЭЗ; задание начальных приближений (определяемых «на глаз», с учетом анализа типа кривых) и, если возможно, априорной информации о разрезе; собственно интерпретацию на ЭВМ; проверку качества решения и, при необходимости, переинтерпретацию кривых, иногда с закреплением однозначно определяемых или априорно известных параметров для уменьшения размерности задачи, иногда с изменением числа слоев в модели. Результаты обработки представляются в виде совмещенных кривых $\rho_к$ (теоретической и наблюденной), распечаток параметров слоев (ρ – удельное сопротивление, h – мощность, d – глубина подошвы) и геоэлектрических разрезов. Погрешность совпадения наблюденных кривых $\rho_к$ с теоретическими составляет 0,6–8,6 %, в среднем 4,7 %.

*Результаты работ*. На юге Онежского озера (листы P-36-XXIV, XXX и P-37-XIX, XXV) верхняя часть геологического разреза представлена достаточно однородными выдержанными по простиранию, полого залегающими отложениями платформенного чехла с удельным сопротивлением в первые десятки и сотни Ом·м (табл. 5.10), перекрывающими высокоомные породы нижнего протерозоя (нижний – верхний карелий) и среднего – верхнего рифея ($\rho = n.10_3$ Ом·м), которые можно рассматривать как опорный геоэлектрический горизонт. Крестовыми зондированиями установлено отсутствие существенной зависимости результатов измерений от ориентировки разносов. Уровень естественных помех не превышал 0,05 мВ. Таким образом, условия для проведения электроразведки методом ВЭЗ были благоприятны, что позволило получить качественные полевые кривые $\rho_к$.

Таблица 5.10. **Физические свойства осадочных пород**

| Возраст | Наименование пород | Удельное электрическое сопротивление $\rho_к$, Ом·м, мин. – макс./среднее | Источник сведений |
|---|---|---|---|
| H-QIII | Супесь | 30 – 200 / 132 | Сухорукова, 1990 г. |
| H-QIII | Суглинки | 15 – 59 / 35 | Авдеев, 1990 г. |
| | Глины | 15 – 55 / 35 | |
| | Пески | 60 – 355 / 100 | |
| $D_3$ | Пески | 40 – 170 / 100 | Авдеев, 1990 г |
| | Песчаники | 40 – 130 / 90 | Гарбар, 1989 г. |
| | Алевролиты | 50 – 90 / 65 | |
| | Глины алевритовые | 20 – 60 / 40 | |
| | Глины | 20 – 50 / 30 | |
| $V_2$ | Песчаники, алевролиты | 15 – 370 / 42 | Сухорукова, 1990 г. |
| | Алевролиты, аргиллиты | 10 – 388 / 32 | |
| | Глина алевролитовая (Vkt) | 25 – 50 / 35 | Авдеев, 1990 г. |
| | Песчаники (Vkt) | 15 – 160 /70 | Гарбар, 1989 г. |
| | Аргиллиты (Vkt) | 10 – 45 /25 | |
| | Аргиллиты (Vrd) | 5 – 10 / 8 | |
| Vrd-$R_{2–3}$ | Алевролиты, аргиллиты | 4 – 17 / 12 | Павшуков, 1994 г. |

В р-не работ наблюдаются два основных типа геоэлектрического разреза: 1. Геоэлектрический разрез типа Q (иногда QQ). Кривые этого типа наблюдаются вдоль восточного берега Онежского озера от д. Ошский погост на юге до оз. Тудозеро на севере; 2. Геоэлектрический разрез типа QH (иногда KQH) характерен для ВЭЗ к северу от оз. Тудозеро, наземных ВЭЗ северо-восточнее м. Петропавловский и западного побережья Онежского озера.

Для их интерпретации и увязки геоэлектрических границ с геологическими использовались результаты параметрических зондирований (рис. 5.14). Параметры выделяемых геоэлектрических слоев со стратиграфической привязкой приведены в табл. 5.11.

Таблица 5.11. **Характеристики геоэлектрических слоев по данным параметрических ВЭЗ**

| № скв. | Геоэлектрический слой (индекс пород) (мощность слоя / удельное сопротивление) | | | |
|---|---|---|---|---|
| | II (H-QIII) h, м / ρ, Ом·м | III ($D_3$) h, м / ρ, Ом·м | IV (V + $R_{2-3}$) h, м / ρ, Ом·м | V ($K_1$) ρ, Ом·м |
| 2К | 0,4 / 280–300 | 139 / 48–82 | 183 / 12–18 | > 400 |
| 5К | 4,2 / 480<br>67,6 / 15–30 | 35 / 66 | > 240 / 12 | > 800 |
| 703 | 15,8 / 75 | 127 / 68 | 230 / 9–12 | > 1200 |
| 710 | 25 / 13–760 | 151 / 45 | > 221 / 7–9 | > 1000 |
| 715 | 15,6 / 35–740 | 92 / 68 | 134 / 9–11 | > 2500 |
| 825 | 14,5 / 95–4200 | 146 / 60–66 | > 220 / 12 | > 300 |
| 2114 | 7,5 / 25–170 | – | – | > 1800 |

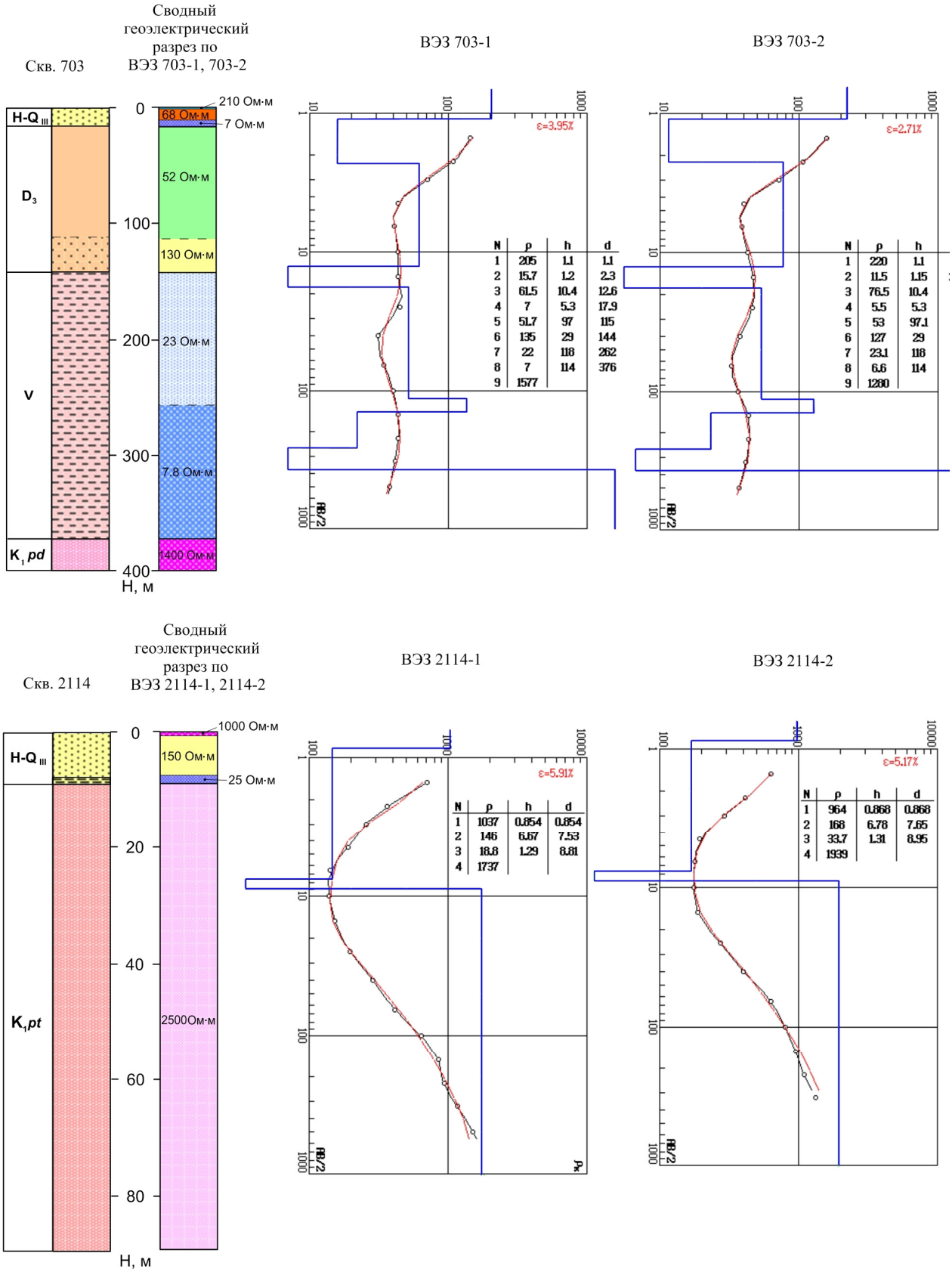



Рис. 5.14. Сопоставление результатов параметрических зондирований с данными бурения скв. 703 и 2114

В сводном геоэлектрическом разрезе южной части Онежского озера прослеживаются сверху вниз пять слоев (рис. 5.15а, б):

1. Первый слой – вода (для наледных ВЭЗ). Геоэлектрические параметры этого слоя определялись напрямую. Удельное сопротивление воды изменяется от 230 до 390 Ом·м, (в среднем – 320 Ом·м), при мощности от 2 до 40 м. Как правило, мощность слоя, определяемая по кривым $\rho_к$, больше, чем по данным промера глубин, что, вероятно, объясняется включением в его состав верхней обводненной части донных отложений.

2. Второй слой соответствует четвертичным отложениям. Слой неоднороден и зачастую включает несколько, как правило, не более 3-х разнородных и контрастных по свойствам интервалов (переслаивание песков и глин). Для акватории типично двухчленное строение. Верхняя часть (геоэлектрический горизонт 2б) представлена относительно высокоомными породами (илы, обводненные пески и супеси); нижняя часть (геоэлектрический горизонт 2г) – более проводящая (по данным бурения скв. К – 1, 2 и 23 – моренные глины и суглинки). Значения удельного сопротивления слоя изменяются в широком диапазоне от n□10 Ом·м для глин; первых десятков и сотен Ом□м у илов и обводненных песков, до n□$10^4$ Ом□м для сухих песков и гравийно-галечных отложений. Граница с нижележащими отложениями, как правило, резкая и определяется с высокой степенью достоверности. Мощность слоя от 0,3 до 56 м.

3. Третий слой предположительно объединяет рыхлые песчано-глинистые отложения верхнего девона ($D_3$). Мощность слоя изменяется от 0 на СЗ до 70–110 м на восточном и ЮВ побережье Онежского озера. Средние значения $\rho_к$ = 50–65 Ом□м (от 30 до 95 Ом□м). На юге района в нижней части слоя прослеживается горизонт повышенных сопротивлений (геоэлектрический горизонт 3а с $\rho_к$ = 120–340 Ом□м) мощностью 20–35 м (предположительно песчаники с карбонатным цементом). Граница между существенно глинистыми породами H-QIII и $D_3$, при мощности четвертичных отложений более 30–40 м (в палеодолинах), на кривых $\rho_к$ может не фиксироваться из-за близости их геоэлектрических свойств. Геоэлектрическая граница слоя с нижележащими породами контрастная (рис. 5.15а, б).

4. Четвертый слой соответствует нерасчлененным отложениям мезенской ($V_2$mz), усть-пинежской свит ($V_2$up) верхнего венда и рифея. Суммарное удельное сопротивление слоя меньше 25 Ом□м (в среднем 18 Ом□м). Глубина залегания кровли венда составляет 150 м на юге и уменьшается в СЗ направлении, где по мере выклинивания отложений девона венд выходит непосредственно под четвертичные отложения. Нижняя граница слоя в южной и ЮВ части района не фиксируется (глубинность недостаточна даже при АВ/2 = 1000 м). К СЗ она плавно поднимается до глубин 50–150 м, где вдоль западного берега венд выклинивается. В пределах четвертого слоя выделяются два геоэлектрических горизонта: 4а с $\rho_к$ = 15–42 Ом□м (среднее 25 Ом□м) и 4б с $\rho_к$ = 5–12 Ом□м (среднее 8 Ом□м). Пониженное сопротивление горизонта 4б обусловлено, вероятно, существенным преобладанием в разрезе аргиллитов над алевролитами и большей степенью минерализации поровых вод, что характерно для пород $V_2$up. Соответственно более высокоомный горизонт 4а сопоставляется с отложениями $V_2$mz.

5. Пятым подстилающим слоем относительно высокого сопротивления являются породы дорифейского фундамента. Удельное сопротивление слоя изменяется от n□100 Ом□м у пород падосской ($_{K1}$pd)) и туломозерской ($_{K1}$tl) свит нижнего протерозоя до n□$10^3$ Ом□м у кварцитопесчаников петрозаводской свиты ($_{K1}$pt), диабазов и гранитов. Расчленение пород фундамента по данным ВЭЗ не представляется возможным, т. к. они залегают, как правило, на глубинах более 200 м, и используемая установка ($АВ/2_{мах}$ = 500 м) недостаточна для достоверного определения их геоэлектрических характеристик.

*Результаты геоэлектрических исследований:*

1. Проведена увязка результатов геолого-геофизических работ на акватории с данными геолого-съемочных работ на суше. Вблизи 17 наземных скважин с известным геологическим разрезом выполнены крестовые параметрические электрозондирования, а вблизи 5 скважин, пройденных ФГУНПП «ПМГРЭ» на акватории, выполнены опорные ВЭЗ, что позволило осуществить стратификацию геоэлектрических горизонтов и сейсмокомплексов. С учетом данных ВЭЗ прослежены и закартированы области развития отложений девона и венда на дне Онежского озера и оценена их мощность. Южнее мыса Бесов Нос предполагается наличие в верхней части разреза девонских отложений, что ранее не отмечалось (рис. 5.16).

2. Комплексами ВЭЗ и сейсмоакустики проведено расчленение четвертичных отложений и картирование глубин залегания коренных пород на акватории и побережье Онежского озера. Пример комплексирования ВЭЗ с бурением на акватории в Челмужской губе Заонежского залива для определения мощности четвертичных отложений, а также выделения в их составе голоценового (илы – $\rho_к$ = 40÷55 Ом·м) и неоплейстоценового (суглинки, глины – $\rho_к$ = 12÷25 Ом·м) уровней приведен на рис. 5.17.

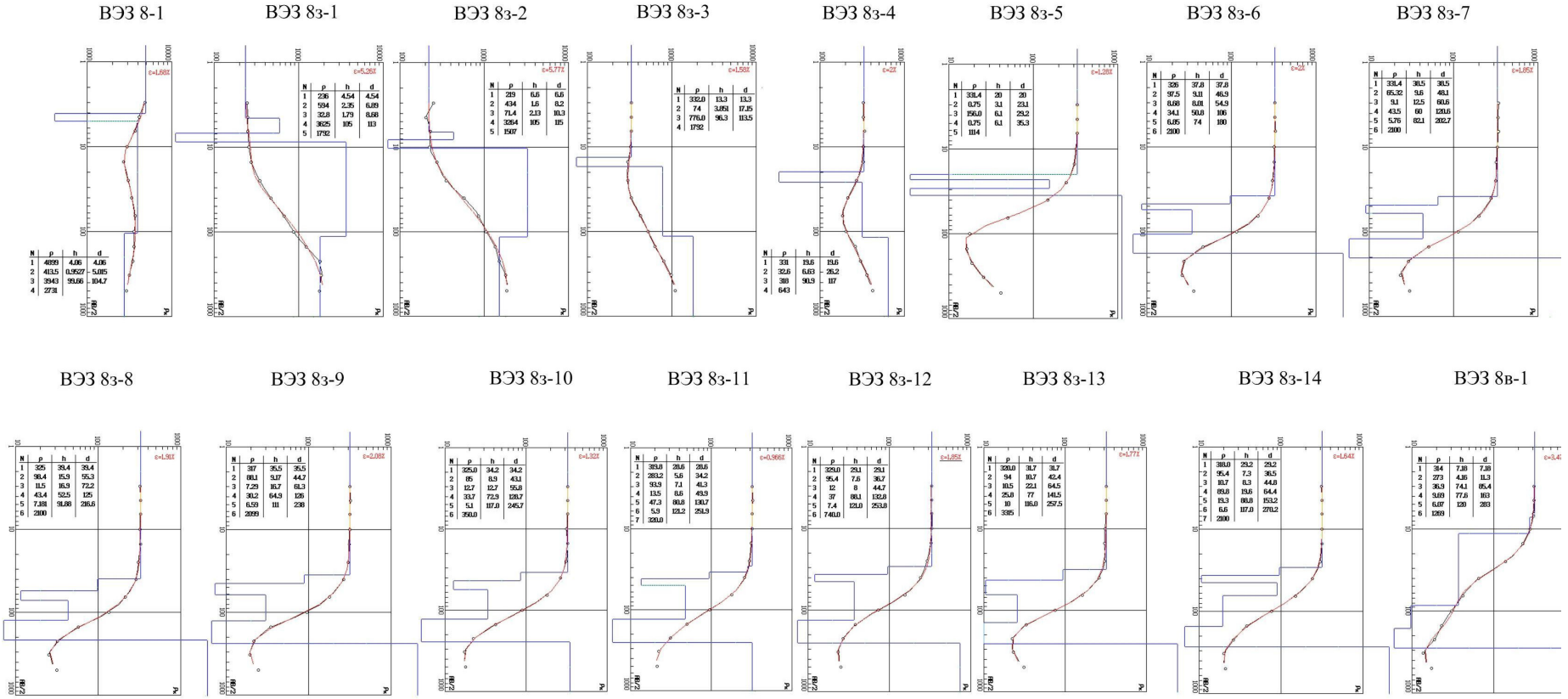



Рис. 5.15а. Кривые $\rho_к$ с результатами количественной интерпретации (программа IPI–ID)

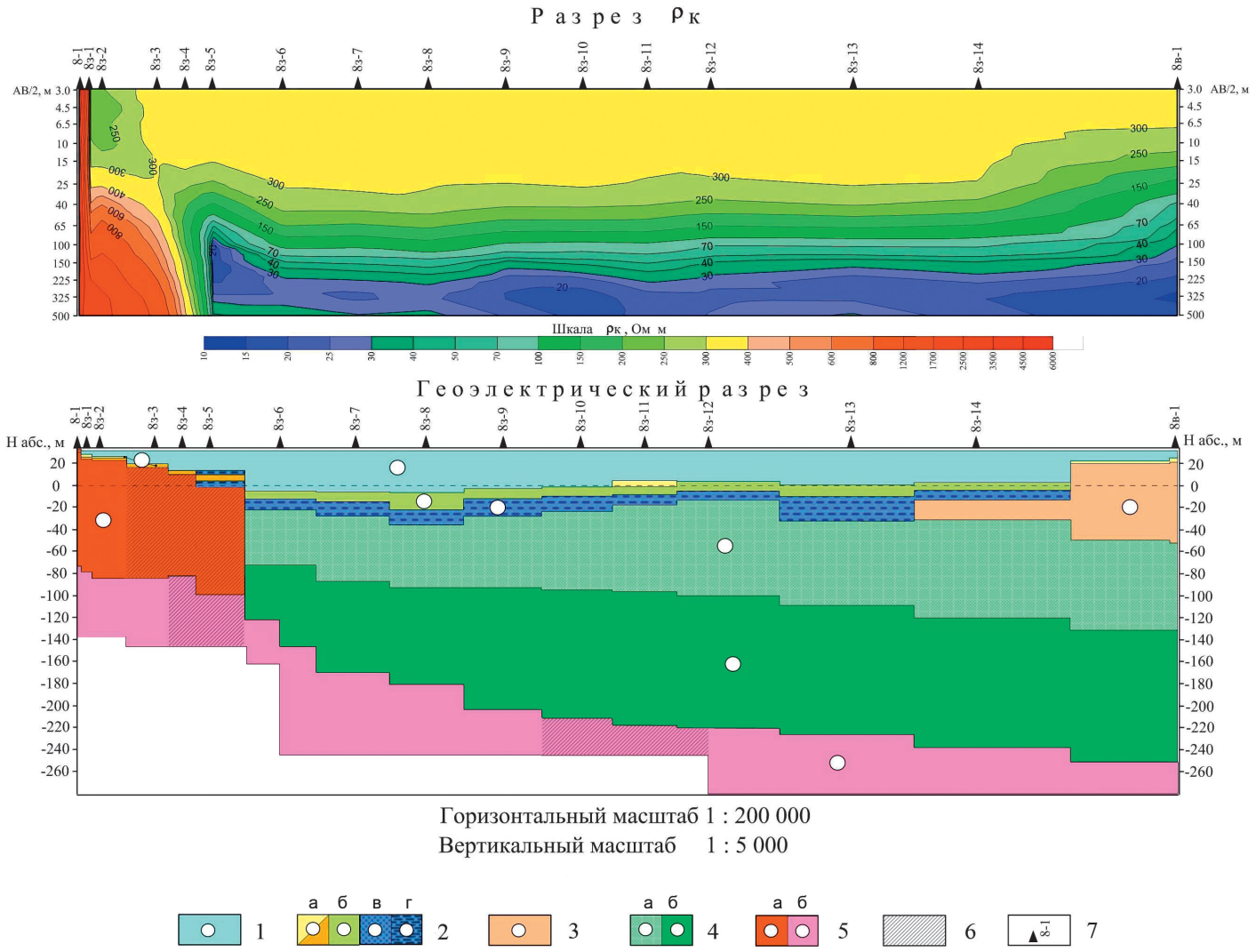



Рис. 5.15б. Результаты интерпретации ВЭЗ по профилю 8:

1 – геоэлектрический слой 1 (вода) – $\rho_к$ = 260–380 Ом·м; 2 – геоэлектрический слой 2 (H-QIII): 2а) пески, супеси – $\rho_к$ = 150–380 Ом·м, 2б) – обводненные пески – $\rho_к$ = 65–115 Ом·м, 2в) – супеси, суглинки – $\rho_к$ = 20–45 Ом·м, 2г) – глины – $\rho_к$ = 7–16 Ом·м; 3 – геоэлектрический слой 3 ($D_3$) – песчаники, гравелиты, пески, глины – $\rho_к$ = 65–115 Ом·м; 4 – геоэлектрический слой 4 ($V_2$ – R): 4а) – переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов ($V_2mz$) – $\rho_к$ = 15–42 Ом·м, 4б) – аргиллиты, алевролиты ($V_2up$-R?) – $\rho_к$ = 5–10 Ом·м; 5 – геоэлектрический слой 5 ($PR_1$): 5а) – кварцитопесчаники ($PR_1pt$) – $\rho_к$ = 3000–12000 Ом·м, 5б) песчаники, алевролиты ($PR_1pd$?) – $\rho_к$ = 300–2700 Ом·м; 6 – зоны пониженных сопротивлений (зоны деструкции); 7 – пункты зондирования ВЭЗ и их номера

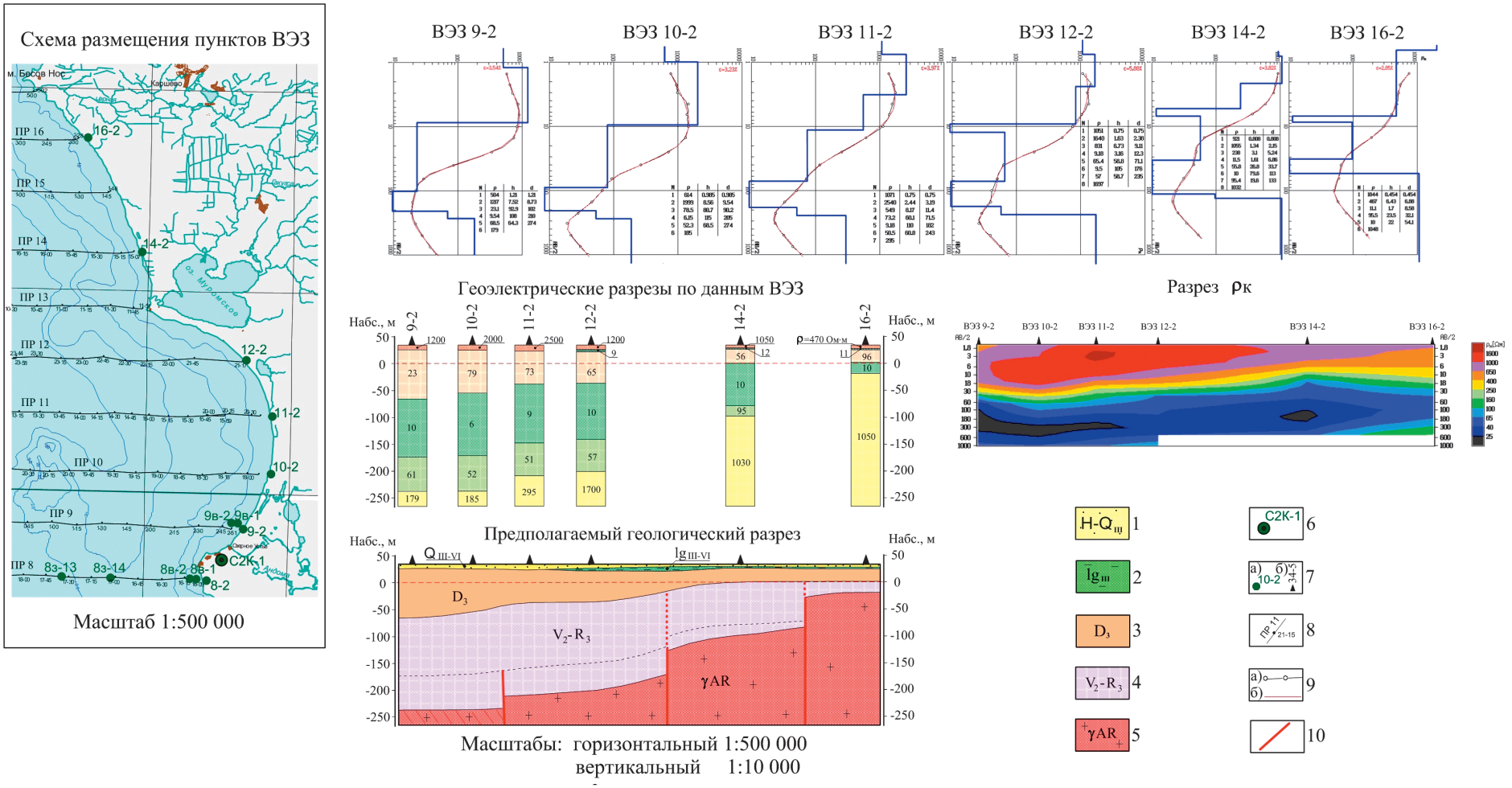



Рис. 5.16. Результаты интерпретации береговых ВЭЗ от ПР 9 (р. Андома) до ПР 16 (м. Бесов Нос):

1 – пески, супеси, суглинки; 2 – глины; 3 – переслаивание глинистых и карбонатизированных песчаников с алевролитами; 4 – переслаивание алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников; 5 – граниты и гранитогнейсы; 6 – параметрические крестовые ВЭЗ на скважинах и их номера; 7 – пункты ВЭЗ и их номера (а – в плане, б – на разрезах); 8 – сейсмоакустические профили, их номера и отметки времен; 9 – кривые ВЭЗ (а – наблюденные, б – подобранные); 10 – предполагаемые разрывные нарушения

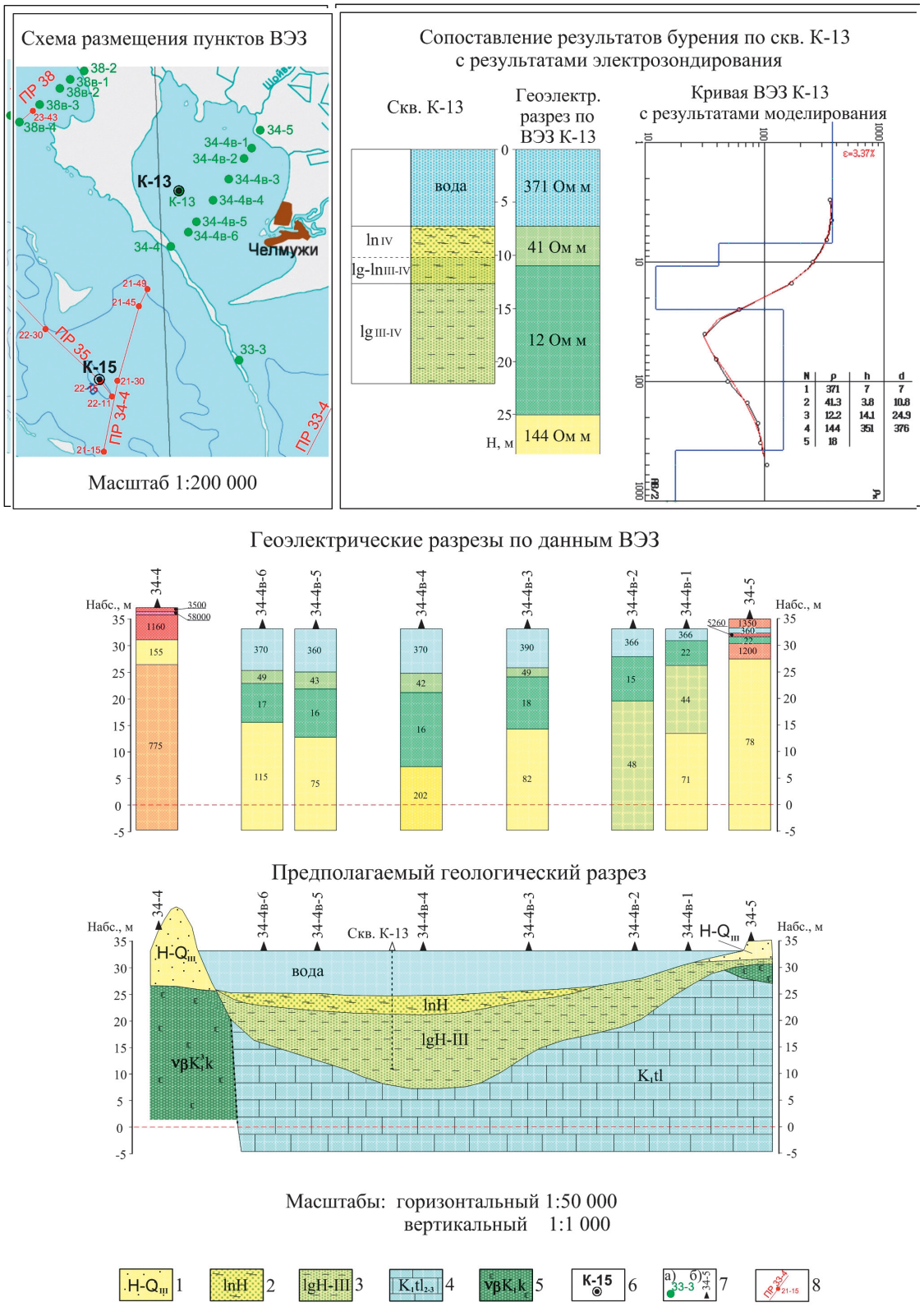



Рис. 5.17. Результаты интерпретации ВЭЗ в Челмужской губе:

1 – пески, супеси, суглинки; 2 – илы; 3 – глины; 4 – известняки, мергели; 5 – силлы и дайки габбродолеритов (пудожгорский комплекс); 6 – скважины и их номера; 7 – пункты ВЭЗ и их номера (а – в плане, б – на разрезах); 8 – сейсмоакустические профили и их номера и отметки времен

3. Установлено наличие и прослежены шунгитоносные породы на акватории от пос. Толвуя до о. Сал и по дну Уницкой губы (рис. 5.18) на всем ее протяжении и в районе Ажепских островов. Общая прогнозная площадь шунгитоносных отложений заонежской свиты ($K_{1zn}$) составляет 180 км$^2$.

Данные количественной интерпретации ВЭЗ в комплексе с результатами сейсмоакустического профилирования использовались при построении карты мощности четвертичных отложений для уточнения положения геологических границ на акватории озера и глубин залегания коренных пород.

***Сейсмоакустическое профилирование.*** Геоакустические исследования дна Онежского озера были проведены в 1965 г. Онежской экспедицией Лаборатории озероведения ЛГУ и лабораторией геоакустики ВИТРа [Венус, 1996]. Сейсмоакустическое профилирование выполнено по 6 профилям общей протяженностью 438 пог. км. Работами были охвачены в основном южная и центральная части котловины Онежского озера с заливами Лижемским и Заонежским. Применялась аппаратура ЗГЛ-2 (частота 9,8 кГц), максимальная глубинность 20–25 м. В итоге были получены эхограммы, характеризующие рельеф и геологическое строение рыхлого чехла дна озера. На основе анализа полученных данных авторы указывают на широкое распространение в прибрежной зоне песков, которые участками прослеживаются от берега на расстоянии 2,5 км (маяк Самбо). Ленточные глины выполняют центральную часть озерной котловины. Смена фаций пески – ленточные глины происходит на глубинах 15–25 м. Отмечается, что ультразвуковые колебания в песчаных отложениях рассеиваются и не проникают на глубину, не позволяя оценивать их мощность. Также было установлено, что в Лижемской губе на дне часто выходят породы складчатого фундамента, лишенные рыхлых осадков. В целом отмечены закономерное увеличение мощности четвертичных отложений с севера на юг и смена денудационно-грядового расчлененного рельефа на плоский, равнинный.

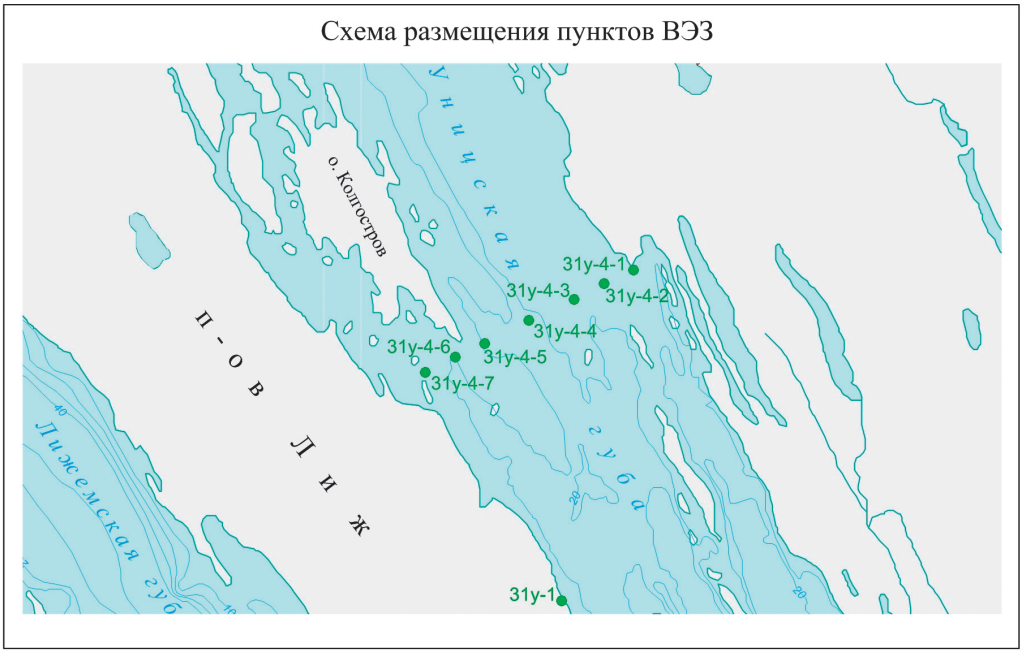
*Методика проведения работ.* Непрерывное сейсмоакустическое профилирование по объекту «Онежский-озерный» проводилось с целью изучения рельефа дна и строения современных донных осадков на акватории Онежского озера по профилям, совмещенным с профилями ВЭЗ и опорными скважинами картировочного бурения. Работы проводились с борта малого т/х «Алиса» (типа «Ярославец») на средней скорости 4 узла, определенной опытным путем как оптимальная для получения качественной сейсмоакустической информации. Запись сигналов проводилась синхронно самописцами на электротермографическую бумагу с двух профилографов. Временные метки на эхограммах выставлялись операторами по данным спутниковой навигационной системы. Текущий контроль времени осуществлялся по электронным часам. Среднее расстояние между профилями составляло 5 км, что обеспечило построение карты четвертичных отложений дна озера в м-бе 1 : 500 000. Профили начинались от изобаты 5 м. Прибрежная часть акватории от изобаты 5 м до берега отрабатывалась наледными электроразведочными работами методом ВЭЗ. Измерения проводились на 2 частотах (1 кГц и 5,6 кГц). Антенны жестко крепились к борту судна и заглублялись на 1 м для исключения влияния качки на показания приборов. При движении судна антенны периодически излучали короткие сигналы большой мощности различной частоты в направлении дна, перпендикулярно линии курса. Акустический сигнал, отраженный в обратном направлении, принимался приемными антеннами, усиливался и фиксировался в аналоговой форме. При движении судна по профилю координаты и время определялись один раз в 20 сек.

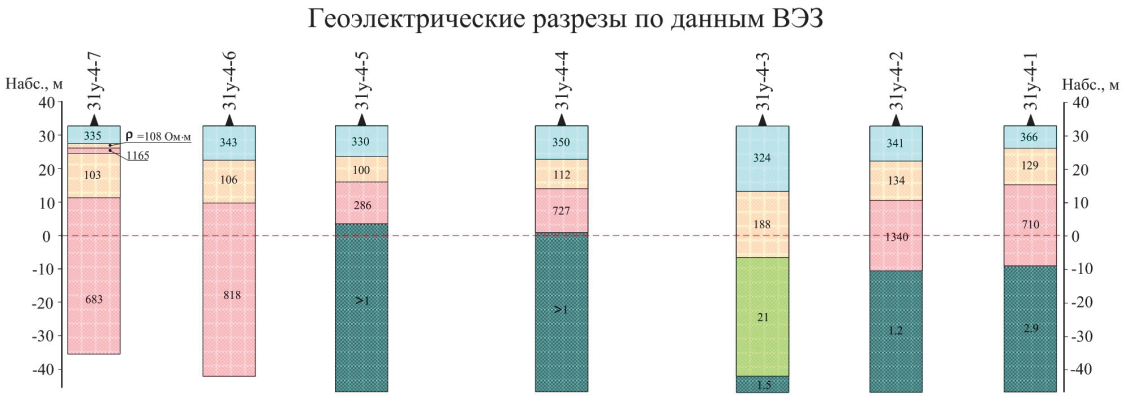
Всего выполнено 59 профилей сейсмоакустического профилирования общей протяженностью 1700 п. км, что позволило создать планомерную сеть сейсмоакустики для всей акватории озера (рис. 5.13). К недостаткам работ следует отнести отсутствие субмеридиональных увязочных профилей.

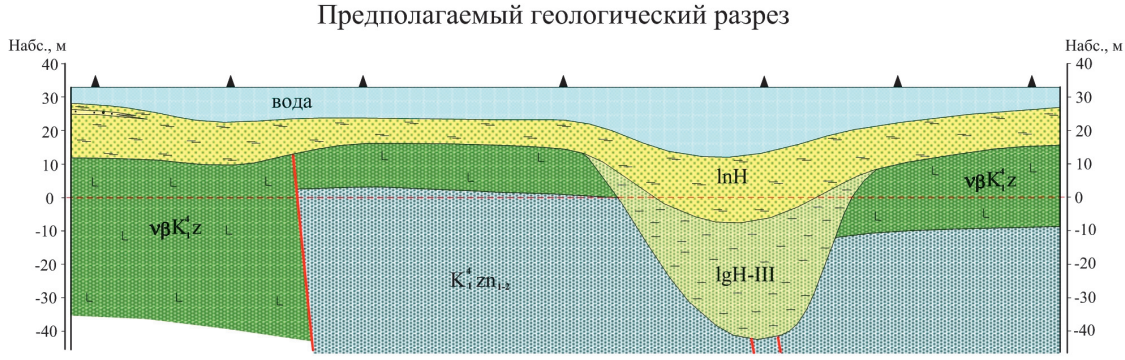
*Аппаратура.* Высокочастотное профилирование (НСП-ВЧ) выполнялось профилографом PS-3 со следующими характеристиками: рабочая частота, – 1 кГц, мощность излучения – до 10 кВт, потребляемая мощность – 1,5 кВт, запись информации – аналоговая, расчетная глубина зондирования по илам – до 70 м.

Ультравысокочастотное сейсмопрофилирование (НСП-УВЧ) выполнялось акустическим профилографом АП со следующими характеристиками: рабочая частота – 5,6 кГц, мощность излучения – до 3 кВт, потребляемая мощность – 0,7 кВт, запись информации – аналоговая, расчетная глубина зондирования по илам – до 35 м.

Плановая привязка осуществлялась приемоиндикатором СНС GPS «Motorola». Среднеквадратичная погрешность определения местоположения судна в движении составила ± 50 м. Обновление навигационных параметров происходило каждую секунду. Глубина исследования Онежского озера изменялась от первых метров до 180 м. Акустический разрез имеет следующий вид:




Масштабы: горизонтальный 1:25 000
вертикальный 1:2 000

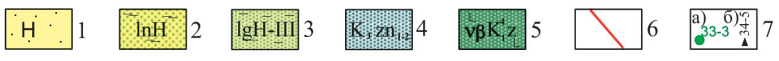



Рис. 5.18. Результаты интерпретации ВЭЗ в Уницкой губе:

1 – пески, супеси, суглинки; 2 – илы; 3 – глины; 4 – шунгитоносные сланцы; 5 – силлы и дайки габбродолеритов (заонежский комплекс); 6 – предполагаемые разрывные нарушения; 7 – пункты ВЭЗ и их номера (а – в плане, б – на разрезах)

Первый слой – вода. Мощность слоя изменяется от первых метров до 180 м. Второй слой – рыхлые четвертичные отложения. Мощность слоя – от 0 до первых десятков метров. В его пределах выявляются более мелкие прослои. Третий слой – коренные породы. Глубина залегания коренных пород в южной части озера на отдельных участках определяется с некоторой долей условности, т. к. рыхлые обводненные пески верхнего девона и плотные глины верхнего венда имеют геофизические характеристики (скоростные параметры), сходные с четвертичными моренными суглинками.

*Интерпретация результатов.* При камеральной обработке ленты сейсмоакустического профилирования аналоговой записи сканировались пофрагментно и собирались по профилям для получения сжатого изображения м-ба 1 : 100 000–1 : 200 000 (рис. 5.19, 5.20). На профили по координатам выносилось положение буровых скважин и станций донного опробования. Анализ временных сейсмоакустических разрезов позволил выделить следующие полезно отраженные волны: 1. Волна от дна озера. Регистрируется на временных отметках от 2 до 35 мс. 2. Пачка волн, связанная с современными осадками, представленными валунными суглинками, озерно-ледниковыми отложениями и уплотненными глинами. 3. Волна от кровли коренных пород регистрируется на временных отметках от 5 до 40 мс.

Сравнение результатов бурения картировочных скважин К-1 и К-4 с данными сейсмоакустического профилирования показало, что средняя скорость распространения упругих волн в обводненных песках в верхней части разреза 1538 м/с, а в нижней части разреза по морене и супеси с суглинками 2362 м/с (табл. 5.12).

Таблица 5.12. **Оценка средней скорости распространения упругих волн в сопоставлении с данными по картировочным скважинам**

| № скв. | Мощность слоя (м) | Тип пород | T, мс | V, м/с |
|---|---|---|---|---|
| К-1 | 2,0 | Обводненные пески | 1,3 | 1538 |
| К-4 | 8,0 | Морена и супесь с суглинками | 4,2 | 2362 |

Интерпретация сейсмоакустических разрезов в пределах пачки волн 2 позволила выделить с достаточной долей условности три основных сейсмостратиграфических комплекса (ССК), причем некоторые из них включают в себя несколько сейсмостратиграфических пачек (ССП). Таким образом, в сводном разрезе прослеживаются (снизу вверх):

1. ССК-III – неоплейстоценовый, верхнее звено.

а) ССП-III-2 – неоплейстоценовая, верхнее звено, вторая ступень с неясно выраженной пунктирной слоистостью, выполняющая эрозионные врезы ($g_{III}pd$);

б) ССП-III-1 – неоплейстоценовая, верхнее звено, вторая и третья ступени с полупрозрачной или слабовыраженной пунктирной сейсмозаписью, слагающая покровно-облегающие тела (lg, fIIIpd);

2. ССК-II – неоплейстоценовый, верхнее звено, четвертая ступень с неясно выраженной хаотичной затемненной сейсмозаписью, залегающий прерывистым плащом (gIIIos);

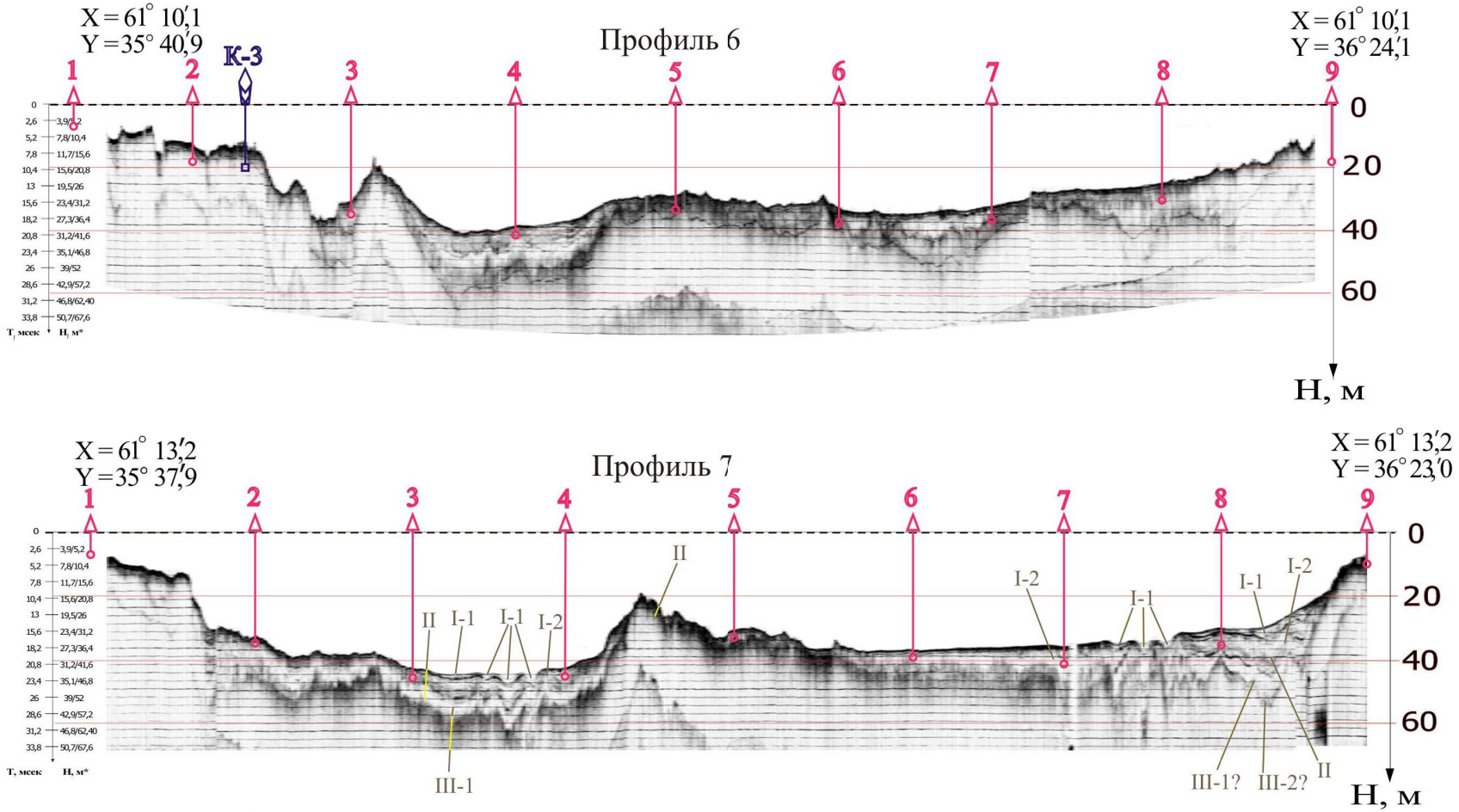
3. ССК-1 – верхний неоплейстоцен-голоцен ($Q_{III}$-H):

а) ССП-I-2 – верхнеплейстоцен-голоценовая со слоистой сейсмичностью, залегающая плащеобразно (lg, $ln_{III}$-H) и со слабовыраженной прерывистой слоистостью ($lv_{III}$-IV)

б) СПП-I-1 – голоценовая с акустически прозрачной сейсмозаписью, залегающая во впадинах озерного дна на глубинах, превышающих 35 м (ln H).

Нижняя граница ССК III не всегда четко выражена в записи. По материалам донного опробования и результатам электроразведочных работ ВЭЗ, для прибрежной ЮВ части акватории она соответствует кровле девонских отложений ($D_3$). Что касается центральной части озера – кровле вендских отложений, а западной – кровле нижнепротерозойских образований. Учитывая условность приведенного деления коренных пород, на сейсмоакустических разрезах они не расчленяются.

***Основные геологические результаты работ.*** В связи с ограничением финансирования по Департаменту природных ресурсов по Северо-Западному региону и принятием решения Министерством природных ресурсов РФ о прекращении выпуска Госгеолкарты-200 Карельской серии листов работы по объекту «Онежский-озерный» были закрыты в 2002 г. информационным отчетом без проведения камеральной обработки полевых материалов. После проведения 4 полевых сезонов в 1997–2000 гг. наземными работами (геологические маршруты, электроразведка методом ВЭЗ и другие виды) остался неохваченным участок западного побережья Онежского озера от г. Кондопога до пос. Шелтозеро. Озерные работы (донное опробование, картировочное бурение скважин) остались не выполнены и в центральной части акватории озера (листы P-36-XXII, P-36-XXIV, P-37-XIX).




* -числитель - глубина при V = 1500 м/сек (вода);
знаменатель - глубина при V = 2000 м/сек (осадочные породы)

Масштабы: горизонтальный - 1:200 000
вертикальный - в 1 см - 20 м при V=2000 м/сек (осадочные породы)

9 станции донного опробования

К-3 картировочные скважины

II-2 сейсмостратиграфические комплексы

Рис. 5.19. Сейсмоакустические разрезы южной части Онежского озера (профили 6, 7)

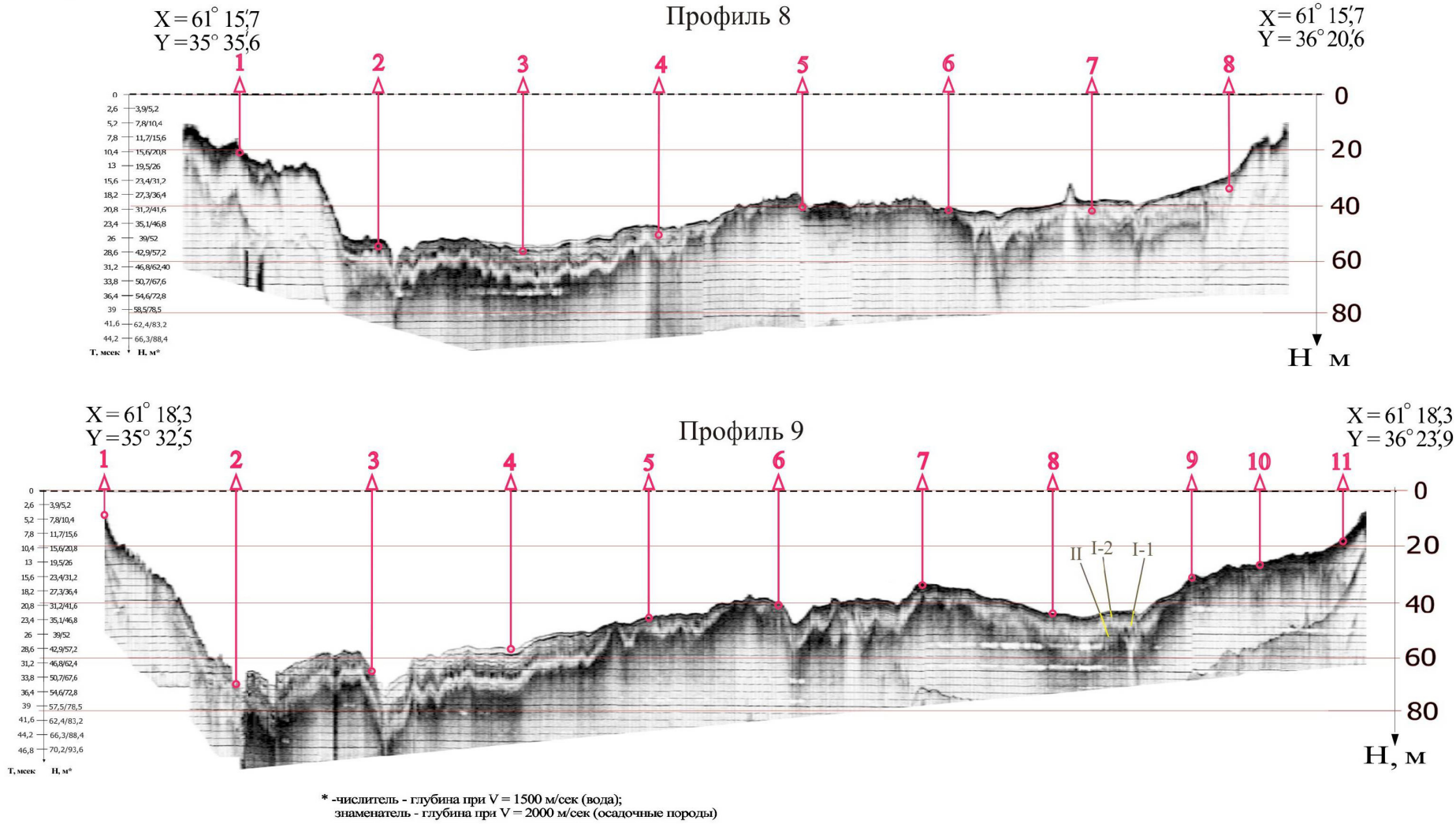



Рис. 5.20. Сейсмоакустические разрезы южной части Онежского озера (профили 8, 9). Условные обозначения см. рис. 5.19

Но самое главное, был практически не выполнен комплекс аналитических исследований, предусмотренный для обоснования возраста четвертичных отложений по опорным разрезам на суше и опорным буровым скважинам по акватории (37 скважин глубиной от 4,0 до 15,2 м с общим метражом бурения 259 п. м). Не проводились палинологические исследования вендских, верхнерифейских пород, а верхнедевонские отложения характеризуются единичными пробами, отобранными по опорным разрезам (мыс Андомский) и опорным буровым скважинам по акватории. В связи с этим основные геологические результаты работ приводятся по южной части Онежского озера (листы P-36-XXX, P-37-XXV), которые оказались наиболее изученными.

*Геологическое картирование и полезные ископаемые.* По данным сейсмоакустики, в восточной части озера на профилях 6, 7, 8 (рис. 5.19, 5.20) хорошо прослеживается подошва ССК-III (неоплейстоцен, верхнее звено), отложения которого с четко выраженным размывом залегают на породах верхнего девона ($Д_3$). Верхнедевонские отложения со стратиграфическим перерывом залегают на верхневендских отложениях ($V_2$) (котлинский, редкинский горизонты), но учитывая, что и девонские, и вендские образования являются акустическим фундаментом, взаимоотношения их на профилях не установлены. Граница девонских и вендских пород установлена только по данным зондирования ВЭЗ (профиль 8, зондирования 83–14, 83–13; рис. 5.15а, б; 5.20) и проводится довольно условно в 9,0 км к западу от м. Андомский. Мощность верхнедевонских отложений на акватории колеблется от 15 до 75 м, постепенно выклиниваясь к западу. Сходная геологическая ситуация установлена и к югу от профиля 8 (профили 6, 7, рис. 5.19), на восточной оконечности которого хорошо прослеживаются взаимоотношения голоцен-верхнечетвертичных отложений с девонскими породами. Мощность голоцен-верхнечетвертичных отложений на этом участке составляет 20–25 м, что связано, очевидно, с увеличением сноса обломочного материала водотоками, впадающими в оз. Тудозеро.

На западном окончании профилей 7, 8, 9 хорошо виден древний береговой уступ высотой 20–30 м, выработанный в коренных породах петрозаводской свиты ($K_1$pt), а на западном окончании профиля 6 прослеживается палеодолина шириной до 3,0 км. Таким образом совмещение сейсмоакустических профилей с зондированием ВЭЗ дает возможность отрисовывать на карте границы дочетвертичных образований и дает представление о погребенном (дочетвертичном) рельефе дна озера.

При проведении геолого-съемочных работ в современных пляжевых отложениях на южном берегу Рыборецкой бухты (пос. Рыбрека) на расстоянии 100 м прослежены прослои «черных песков» мощностью 0,2–0,3 м с выходом тяжелой фракции до 460 кг/м$^3$, из которых 72 % (330 кг/м$^3$) – гематит, а 15 % (70 кг/м$^3$) – титаномагнетит. Рентгеноспектральным анализом в «черных песках» установлено содержание: $Fe_2O_3$ – 65 %, $TiO_2$ – 11 %, MnO – 0,6 %, U до 16 г/т, Th до 110 г/т. Источником гематита в россыпях являются кварцитопесчаники петрозаводской свиты ($K_1$pt), а титаномагнетита – габброиды ропручейского комплекса позднего карелия.

*Россыпное проявление ильменита Андомское* установлено по ЮВ побережью озера в прослоях «черных песков» в современных пляжевых отложениях к северу от устья р. Андомы. На расстояние до 1,0 км мощность отдельных прослоев, обогащенных рудными минералами, колеблется от 1–5 см до 20–30 см при общей мощности пачки до 0,5 м. Выход тяжелой фракции составляет 300 кг/м$^3$, в т. ч.: ильменит – 250 кг/м$^3$, гранат – 5 кг/м$^3$. По данным рентгеноспектрального анализа («Спектроскан», ПМГРЭ), в «черных песках» установлено содержание: $TiO_2$ – 17,1 %; V – 0,15 %; MnO – 0,47 %; Cr – 0,31 %, U – 36 г/т, Th – 140 г/т. Источником ильменита и граната являются интрузивные породы среднего-основного состава и метаморфические толщи нижнего карелия. Пестроцветные верхнедевонские отложения, развитые на этом участке, служат промежуточным коллектором, при размыве которого формируются современные пляжевые россыпи. Учитывая историю геологического развития региона Прионежья, здесь, очевидно, неоднократно проявлялись процессы длительного площадного корообразования.

По данным И.В. Молчанова [1946], подтвержденным и нашими наблюдениями в рамках работ по объекту «Онежский-озерный», по ЮЗ побережью озера от пос. Шокша до пос. Вознесенье, где эрозионные и аккумулятивные типы берега сменяют друг друга, можно ожидать наличие пляжевых и погребенных на акватории четвертичных россыпей титаномагнетита на отдельных участках аккумуляции, и мелких аллювиальных россыпей водотоков, пересекающих выходы габброидов ропручейского комплекса.

По южному и ЮВ побережью озера от пос. Вознесенье до пос. Шальский, где преобладают аккумулятивные типы берегов, можно прогнозировать выявление довольно крупных россыпей в пляжевой зоне и прибрежной зоне акватории. По данным шлихового опробования побережья, здесь обнаружены разрозненные пункты минерализации «черных песков» мощностью 0,1–0,2 м с содержанием титаномагнетита до 7 кг/м$^3$, ильменита до 2 кг/м$^3$, единичными знаками мелкого золота, самородного серебра, щеелита. Таким образом, перспективной на выявление россыпей является вся

прибрежная зона (включая акваторию) от Рыборецкой бухты на западе до мыса Бесов Нос на востоке с протяженностью береговой линии 210 км.

Очень интересный геолого-геофизический разрез, по данным зондирования ВЭЗ, составлен по ЮВ побережью озера от устья р. Андомы до мыса Бесов Нос (рис. 5.16). На профиле хорошо видно выклинивание с юга на север верхнерифейских-вендских и верхнедевонских отложений, связанное, очевидно, с блоковым поднятием кристаллического фундамента. Мощность верхнедевонских отложений к югу от мыса Бесов Нос составляет всего 20 м. Как указывалось выше, формирование россыпей происходило за счет размыва промежуточных коллекторов верхнего девона и, возможно, венда. По мнению авторов, этот участок наиболее перспективен для формирования россыпей, в т. ч. и погребенных на более высоких (древних) озерных террасах. Следует отметить, что содержания рудных компонентов в «черных песках» сравнимы и даже превышают содержания $TiO_2$ и $V_2O_5$ в богатых и рядовых рудах ильменит-магнетитовых, титано-магнетитовых месторождений Карелии, т. к. по сути своей пески являются естественным концентратом [Экономическая оценка…, 2001].

Для северной части озера (листы P-36-XI, XII, XIII) приведены два геолого-геофизических разреза по участкам Челмужской губы Заонежского залива и средней части Уницкой губы (о. Колгостров). На первом участке в связи с невозможностью проведения сейсмоакустики из-за мелководности был пройден со льда профиль ВЭЗ (рис. 5.17). Профиль задавался с картировочными целями для установления мощности голоцен-четвертичных отложений по акватории, получения геоэлектрической характеристики осадков по опорной скважине К-13 (глубиной 15,0 м) и определения глубины залегания кровли пород туломозерской свиты. На рисунке хорошо видно, что формирование Челмужской косы протяженностью до 12,0 км связано с подстилающей рыхлые верхнечетвертичные отложения дайкой габбродолеритов пудожгорского комплекса. На втором участке из-за мелководности средней частиУницкой губы и сложности фарватера сейсмоакустическое профилирование не проводилось. На профиле ВЭЗ (рис. 5.18) протяженностью 8,0 км показано геологическое строение этого участка. Под силлами габбродолеритов заонежского комплекса ($\gamma\beta K_1Sn$) прослежены шунгитоносные отложения заонежской свиты. Из-за высокой электропроводности пород свиты ее полную мощность на указанном участке установить не удалось. К восточному берегу Уницкой губы приурочена погребенная палеодолина (по зоне разлома), перекрытая голоценовыми и голоцен-верхнечетвертичными озерными, озерно-ледниковыми отложениями мощностью до 50 м.

Таким образом, предложенный метод комплексирования сейсмоакустического профилирования и профильных зондирований ВЭЗ и опыт проведения геолого-геофизических работ по Онежскому озеру полезны для решения не только геологических задач по картированию акватории и прибрежной суши, но и для поисковых задач (выделение площадей шунгитоносных пород, поиски погребенных долин и связанных с ними возможных россыпных проявлений). В результате проведения работ в южной части Онежского озера выделены перспективные площади для поисков титаномагнетитовых и ильменитовых россыпей на участке от пос. Рыбрека на западе до пос. Шальский на востоке.

*Рекомендации по постановке дальнейших работ*

При поисково-оценочных работах по южному побережью Онежского озера для детализации и уточнения условий формирования россыпных проявлений ильменита и титаномагнетита можно рекомендовать следующие методы геологических и геофизических исследований:

– поисковые маршруты по пляжевой зоне должны сопровождаться непрерывными радиометрическими наблюдениями (учитывая повышенные содержания U и Th в ильмените и титаномагнетите);

– магнитометрические наблюдения с шагом измерения 100 м по всей береговой полосе южной части озера для выявления приповерхностных магнитных аномалий;

– на участках выявленных радиометрических и магнитных аномалий необходимо проведение профильного шлихового опробования (объем пробы – 0,04 $м^3$) из копушей глубиной до 1,0 м;

– на участках выявленных магнитных аномалий на суше – магнитометрические работы по акватории до изобаты 10 м и, соответственно, опробование донных осадков ударными трубками на глубину 3,5–4,0 м;

– при возможности постановки сейсмоакустических исследований следует использовать комплекс «СОНИК-4М» с электроискровым источником сейсмических волн и приемной одноканальной косой длиной 30 м, разработанный во ВНИИОкеангеология. Как показал опыт работ на Карском море, выполненных в 2008–2009 гг. ПМГРЭ, глубинность изучения профильной сейсмоакустики составляет 250–300 м и включает весь разрез кайнозойских отложений с захватом верхней части мезозойского платформенного чехла.

## 5.2. ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДАМИ ОГТ, ГСЗ, МОВЗ

Изучение глубинного строения Онежско-Ладожского перешейка проведено на основе обобщения данных глубинных сейсмических исследований МОВ, ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, а также их совместной интерпретации. Обширный сейсмический материал получен в 1975–2002 гг. в основном ГП «Невскгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», а также Западным геофизическим трестом (ЗГТ) и ЛГИ.

### 5.2.1. Сейсмологические исследования МОВЗ и ГСЗ

На Онежско-Ладожской площади с 1980 по 2002 гг. ГП «Невскгеология» выполнены профильные региональные работы и детальные исследования методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Общая протяженность профилей более 1500 км (рис. 5.21), часть профилей (~ 900 км) переобработана по новым компьютерным технологиям, среди них и представленный профиль I (Сямозеро – Кондопога – Повенецкий залив) протяженностью 150 км (рис. 5.22). Наблюдения на данном профиле выполнены в 1980–1982 гг., а первичные материалы пересмотрены, переобработаны и переинтерпретированы в 1998–1999 гг. Методика исследований была стандартной для региональных исследований МОВЗ: в точке наблюдения устанавливались на жестком основании в яме глубиной 1,0–0,7 м три сейсмографа, ориентирование по странам света – NS, EW и один вертикальный. Расстояние между точками регистрации составляло 3–5 км за исключением участков гидросети, не позволяющих такую расстановку выполнить.

Построенный временной разрез преобразован в глубинный. Скоростные параметры для верхней части разреза приняты согласно работам [Исанина и др., 2004]. Средняя скорость в земной коре определена по годографам зарегистрированных землетрясений. Выполнено последовательное решение прямых и обратных задач, получены синтетические сейсмограммы землетрясений, а затем они сопоставлены с реальными сейсмограммами. Таким образом, получена непротиворечивая модель скоростного строения массива, которая использована при построении глубинного разреза по профилю I (рис. 5.22). На разрезе, кроме границ и зон, также присутствует информация об интенсивности зарегистрированных обменных волн (обменоспособность среды).

На западном участке профиля (до Уницкой зоны разломов) наблюдается земная кора нормальной мощности (граница $M_I$ ~ 36–38 км), названная кровлей зоны перехода кора – мантия, а затем через глубинную сквозькоровую Уницкую зону наблюдается ступенеобразное поднятие границы Мохоровичича ($M_I$) на 5–6 км и мощность земной коры уменьшается до 30–32 км. Таким образом, под ОС выделен участок аномально тонкой земной коры для Карельского геоблока.

В разрезе хорошо прослежена граница $M_{II}$ (подошва зоны перехода), которая синхронно с $M_I$ поднимается при ее прослеживании с юго-запада на северо-восток.

Необходимо отметить, что при проведении сейсморазведочных работ МОВ-ГСЗ (1975) на профиле Ладожское озеро – Питкяранта – Сямозеро – Повенецкий залив – Белое море [Шаров и др., 2007] данных о мощности земной коры не было получено, т. к. годографы были не длиннее 60 км. Сведения о глубинном строении всей земной коры Онежской мульды от 1,2 км до 50 км впервые получены по материалам МОВЗ. Особый интерес исследователей глубинного строения данного структурного блока представляет участок земной коры между Кондопожской и Лижемской зоной, где от глубин 26–27 км до глубин 43–44 км не прослежено ни одной сейсмической границы. Юго-западное ограничение этого участка характеризуется высокой обменоспособностью среды на уровне подошвы земной коры, что, возможно, связано с наличием преобразований земной коры под влиянием близко расположенного мантийного прогретого вещества.

Так как обменные волны от землетрясений проходят снизу вверх, на поверхность волновода, который предполагается под Онежской мульдой, ввиду малой мощности этого слоя (300–500 м) обменные волны от поверхности с H = 2,2–3,0 км появляются спорадически. Первая устойчивая сейсмическая граница построена на глубинах 5–8 км, число слоев в разрезе изменяется от 2 до 7.

На СВ за Повенецким заливом выделенные Повенецкий и Водлозерский разломы имеют встречное падение и конусообразную межблоковую структуру, уходящую глубже подошвы земной коры. Верхняя часть этого конусообразного блока представляет собой сжатую с СВ и разгруженную с СЗ структуру.

По результатам сейсмических исследований МОВ-ГСЗ (1975) и МОВЗ (1980–1982) выполнено их совместное рассмотрение. На рис. 5.23 представлено сопоставление глубинных разрезов. Видно, что различная природа волн (проходящие от взрывов Р-волны и обменные PS-волны от землетрясений) характеризует различные свойства среды (положение границ, выделенных по работам ГСЗ и МОВЗ, совпадает не во всех случаях).

На участках горизонтальных структурных границ имеются совпадения и с отражающими границами. Однако в части сложнопостроенного разреза не совпадают (иногда просто противостоят по азимутам, например, в районе ПВ8) не только глубины границ, но и положение тектонических зон (район ПВ7). Данное сопоставление выполнено с целью убедить читателя в необходимости проведения многоволновых и многокомпонентных исследований глубинного строения земной коры, что позволит более полно охарактеризовать историю развития, состав и строение изучаемых структур.

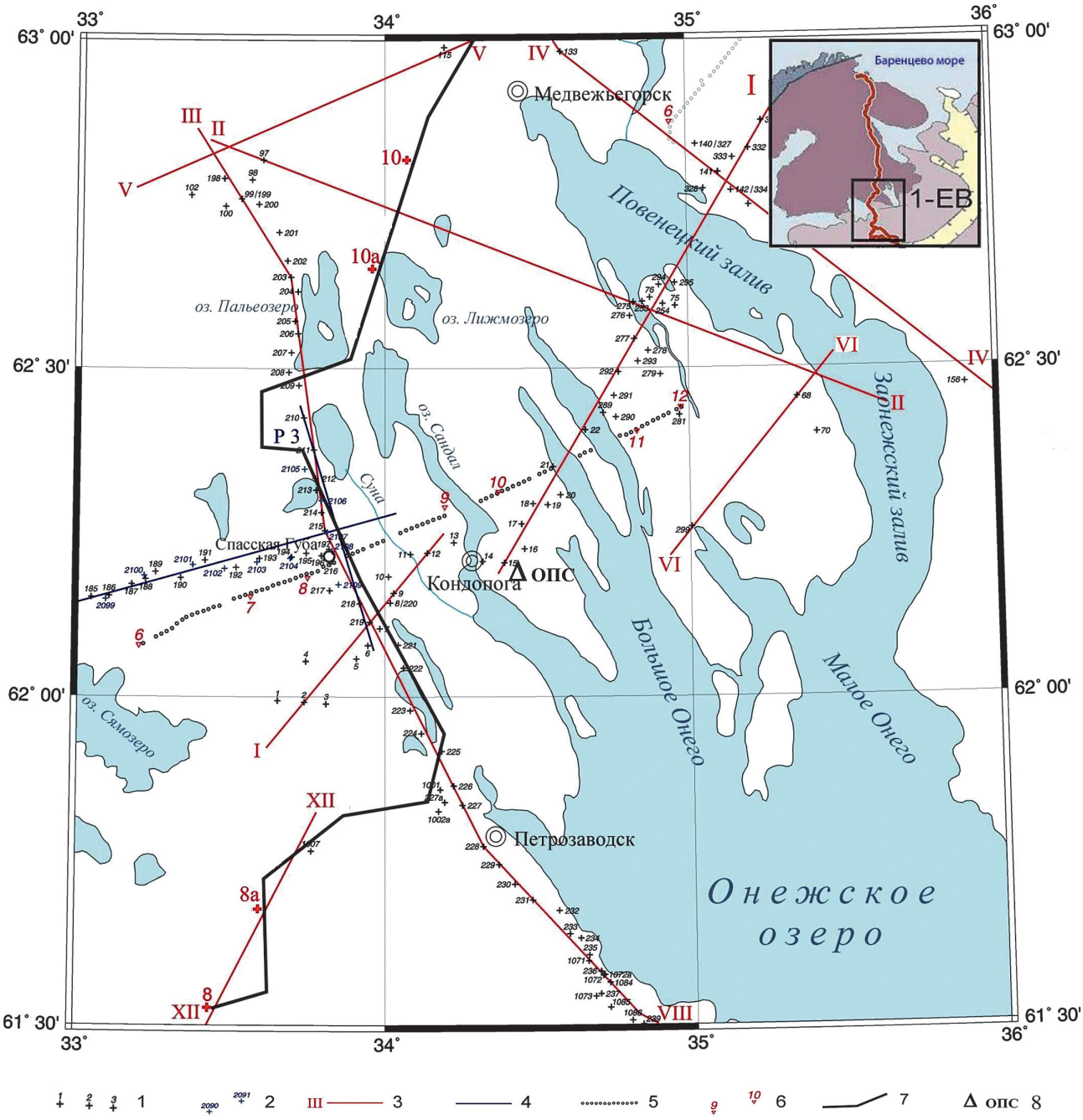



Рис. 5.21. Схема сейсмической изученности Онежской площади:

1 – точки наблюдений МОВЗ 1980–1988 гг. (ГП «Невскгеология»); 2 – точки наблюдений МОВЗ 2000–2002 гг. (ГП «Невскгеология»); 3 – профили МОВЗ 1998 гг. (ГП «Невскгеология»); 4 – восточная часть профиля МОВЗ Гдов – Спасская Губа 2002 г. (ГП «Невскгеология»); 5 – профили МОВ-ГСЗ 1975 г. (ЗГТ); 6 – пункты взрывов, их номер на профилях МОВ и ГСЗ; 7 – участок геотраверса 1-ЕВ 2000–2001 гг. (ФГУ ГНПП «Спецгеофизика»); 8 – ОПС 2007–2009 гг. (ФГУП «НПЦ Недра»).
На врезке указано расположение северной части геотраверса 1-ЕВ. Квадратом отчерчен район сейсмических работ

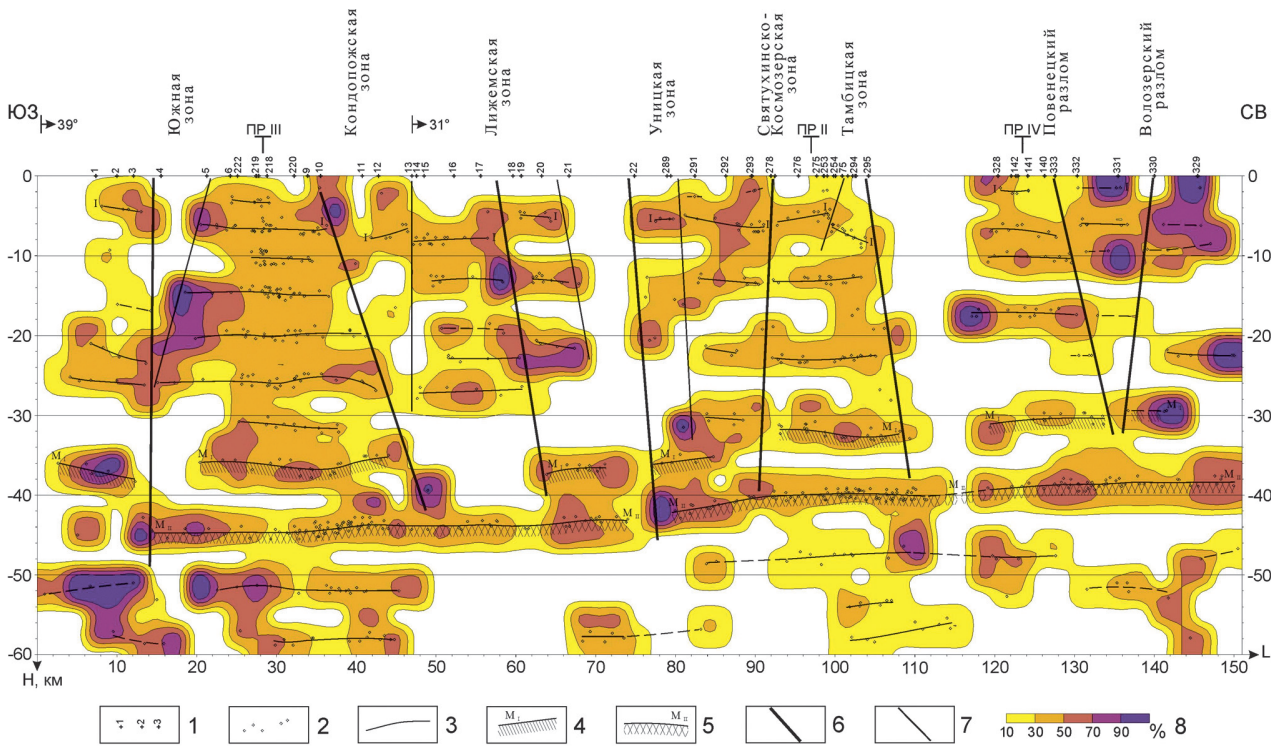



Рис. 5.22. Глубинный разрез и обменоспособность среды по профилю 1 (Сямозеро – Кондопога – Повенецкий залив). Сост. Э.В. Исанина, С.И. Южанинова:

1 – пункты сейсмологических наблюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия; 5 – подошва зоны перехода кора – мантия; 6 – мантийные разломы, разрывающие границы $M_I$ и $M_{II}$; 7 – внутрикоровые разломы; 8 – обменоспособность среды (интенсивность обменных волн, %)

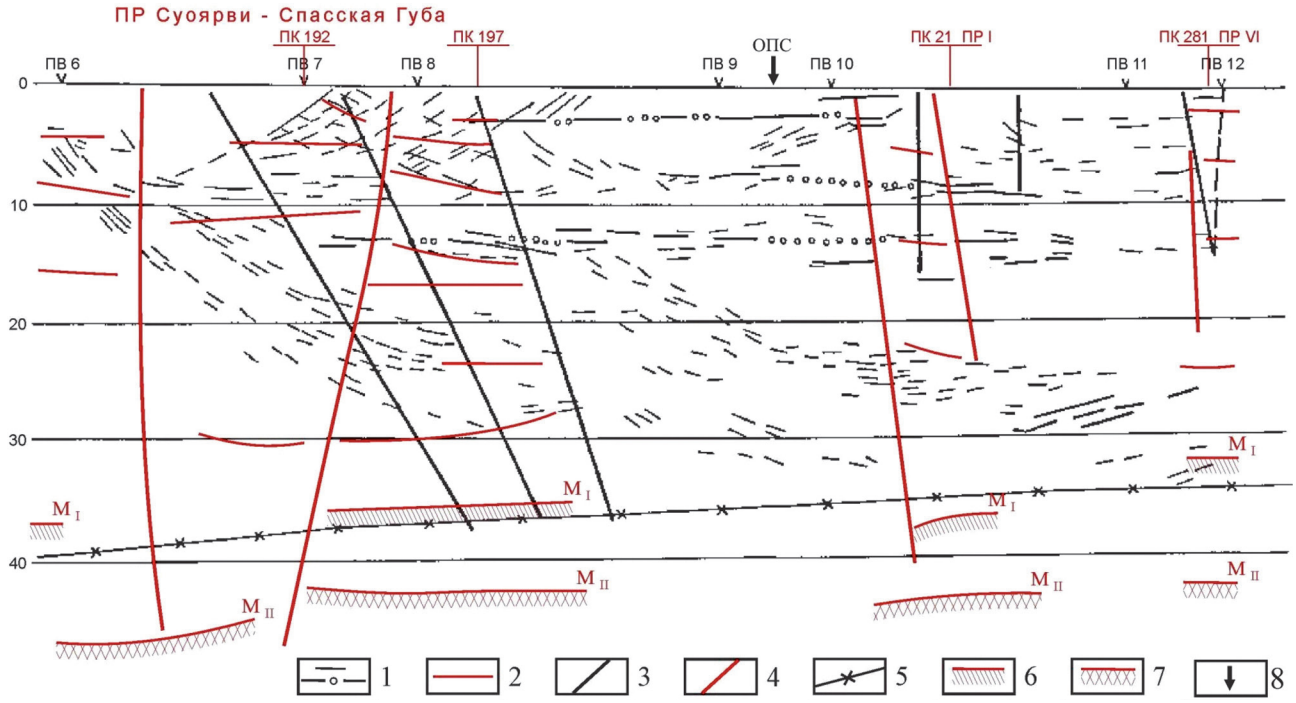



Рис. 5.23. Сопоставление глубинных разрезов по профилю МОВ, ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив (ЗГТ) и участкам профилей МОВЗ Суоярви – Спасская Губа, I, VI (ГП «Невскгеология»):

1 – границы по данным ГСЗ; 2 – границы по данным МОВЗ; 3 – зоны нарушений по данным ГСЗ; 4 – зоны нарушений по данным МОВЗ; 5 – положение поверхности М по данным гравиразведки; 6 – положение поверхности $M_I$ по данным МОВЗ; 7 – положение поверхности $M_{II}$ по данным МОВЗ; 8 – проекция ОПС на профиль

Сейсмический профиль МОВ-ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив (рис. 5.21) расположен в 17 км к северу от участка бурения ОПС. Результаты бурения в основном подтвердили прогнозную геолого-геофизическую модель строения региона [Шаров и др., 2008].

На участке профиля Сямозеро – Повенецкий залив была предпринята попытка сейсмотомографической обработки годографов 1975 г. Результат построения с учетом скоростной модели ГСЗ 1975 г. представлен на рис. 5.24. Ввиду малой длины годографов и слабого проникания лучей разрез представляет собой ячеистую структуру с редкими сейсмическими лучами. Западная часть сейсмотомографического разреза близка к скоростной модели, полученной по наблюденным годографам. Восточная (собственно ОС) от ПВ9 и до ПВ12 не подтверждает мнения авторов отчета [Кокорина и др., 1976] о наличии высокоскоростного горизонта (и даже двух) в верхней части разреза (от 0,6 м до 2,5 км), т. к. в первых вступлениях не обнаружено волн со скоростями более 5,6–5,7 км/с. Возможно, высокоскоростные волны близко расположены к волнам с этими скоростями, а сам слой маломощный, длина годографа мала. Но это предположение заставляет пересмотреть первичный материал МОВ, ГСЗ и вновь вернуться к современной обработке сейсмоматериала. Планируется выполнить площадные сейсмические исследования в районе ОПС.

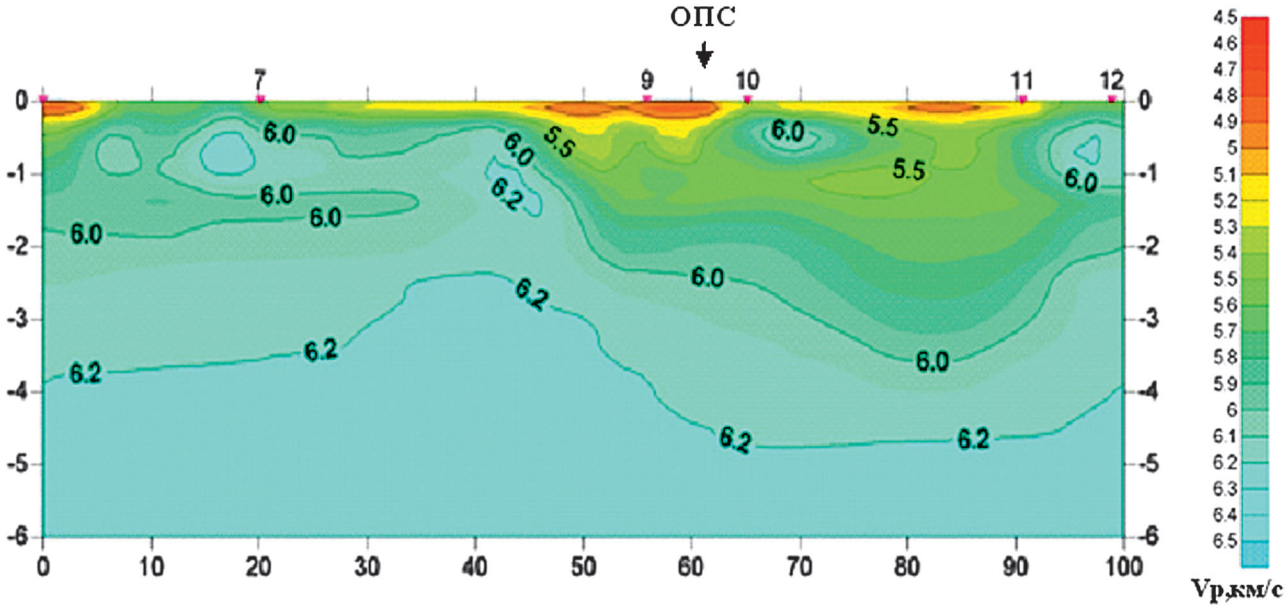



Рис. 5.24. Результаты сейсмотомографического моделирования по профилю Сямозеро – Повенецкий залив. Сост. Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова, Н.В. Шаров (2009)

### 5.2.2. Сейсмические исследования ОГТ и ГСЗ

Северный участок геотраверса 1-ЕВ, отработанный УГГП «Спецгеофизика», пересекает несколько крупных тектонических структур Фенноскандинавского щита и зону его сочленения с Русской плитой (рис. 5.21). На участке протяженностью 1000 км этого геотраверса между Петрозаводском и Москвой проведены комбинированные исследования методами общей глубинной точки (ОГТ), основанном на регистрации близвертикальных отражений и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), регистрирующего преломленные и закритические отраженные волны. При этом использовалась одна и та же регистрирующая аппаратура, что позволило объективно сравнить особенности полей разных типов волн [Глубинное строение…, 2004; Строение…, 2005].

Система наблюдений ГСЗ (рис. 5.25) состояла из 8 пунктов взрыва, расположенных на расстоянии 80–120 км друг от друга. Взрывы производились в скважинах. В результате получены записи до расстояний от источника в 250–300 км, что позволило зарегистрировать волны от подошвы земной коры и верхов мантии до глубины 70 км. Среди зарегистрированных волн на удалениях от источника 0–200 км четко выделяются первые вступления (волна Pg) с увеличивающейся с расстоянием кажущейся скоростью от 5,8–6,0 до 6,8–7,2 км/с. На больших удалениях с резким изломом в первые вступления выходят преломленные волны от границы М (волны Pn) со скоростью

8,0–8,4 км/с. По доминирующим скоростям волна Pg делится на три основные ветви. На расстоянии от источника 0–100 км кажущиеся скорости изменяются от 5,8 до 6,3 км/с, затем в первые вступления выходит волна $К_1$ со скоростью 6,4–6,7 км/с, а на удалениях 150–200 км волна $К_2$ с кажущейся скоростью 6,5–6,8 км/с. Смена волн происходит достаточно плавно [Сулейманов и др., 2007]. В последующей части записи наиболее яркими являются отраженные волны от границы М (волны PmP). Кроме них прослеживаются и достаточно интенсивные отраженные волны от границ внутри коры (волны $К_1$, $К_2$) и внутри верхней мантии ($М_1$). Наблюдается также множество коротких осей синфазности с кажущимися скоростями, типичными для коры от 6,0 до 6,7 км/с, а также с аномально высокими скоростями (до 8–9 км/с). Последние являются, очевидно, отражениями от крутонаклонных отражающих границ [Сулейманов и др., 2007]. Построение скоростного разреза по материалам ГСЗ осуществлялось Н.И. Павленковой методом лучевого моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались лучи и годографы отраженных и преломленных волн, которые сравнивались с наблюденными годографами. В случае их расхождения в модель вносились поправки, и снова решалась прямая задача. Для окончательной модели расхождения между наблюденными и расчетными годографами не превышают 0,1 с [Сулейманов и др., 2007].

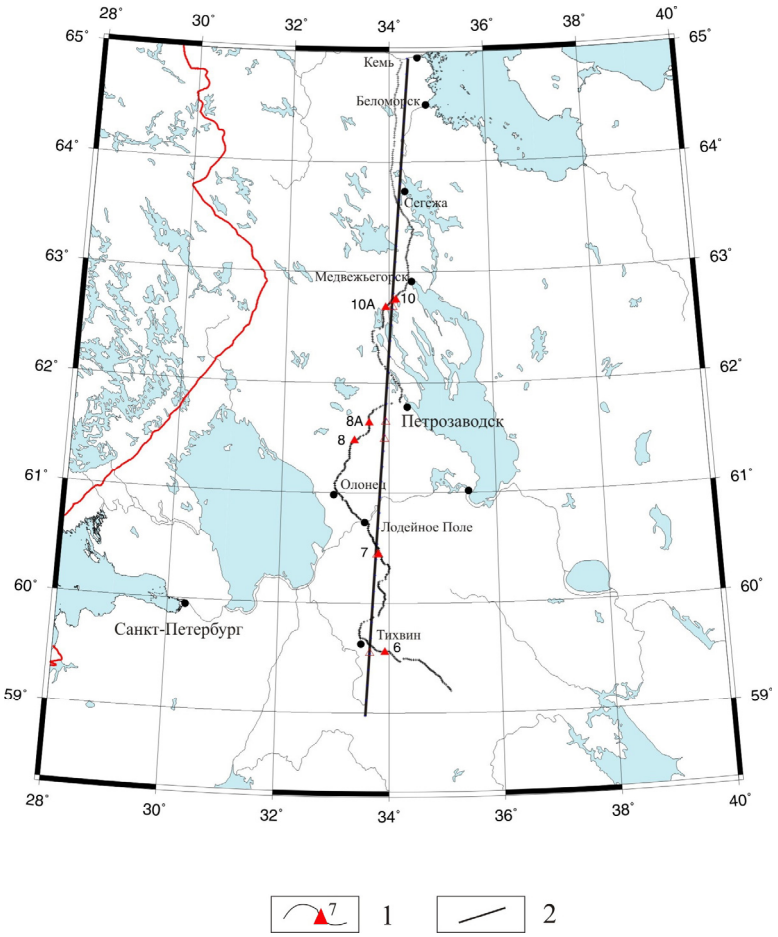



Рис. 5.25. Схема расположения участка Кемь – Тихвин геотраверса 1-ЕВ:

1 – непрерывные наблюдения ОГТ и ГСЗ с номерами пункта взрыва; 2 – линия спрямления профиля ГСЗ при томографическом моделировании

Сейсмотомографическая модель 2D по северному участку геотраверса 1-ЕВ Кемь – Тихвин выполнена в системе Firstomo [Рослов и др., 2001]. Скоростная модель построена как результат кинематической интерпретации времен первых вступлений сейсмических волн ГСЗ. В обработке участвовало 700 пар «источник – приемник» с максимальным удалением 260 км. При этом для ПВ 10-10А, 7, 6 наблюдения имелись начиная с малых удалений, для ПВ 8-8А – наблюдения только с больших удалений. Для построения двумерной модели была выбрана линия продольного профиля, положение которой показано на рис. 5.25. Переход от 3D (прямоугольных) координат источников и приемников в двумерные профильные координаты осуществлялся следующим образом: положение источников спроецировано на линию спрямления профиля ГСЗ; все расстояния «источник – приемник» сохранялись. За нулевую координату профильной системы координат принято положение ПВ 10. Результаты сейсмотомографического моделирования представлены на рис. 5.26 в виде скоростного разреза и проникновения траекторий сейсмических лучей.

### 5.2.3. Сопоставление разрезов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ и томографии

В последние годы в связи с возрастающим объемом глубинных исследований комплексом методов ОГТ, ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография активно обсуждается проблема региональной геофизики – сопоставимость и достоверность получаемых данных о глубинном строении земной коры и верхней

мантии. Обработка осуществляется с использованием P-S- и PS-волн широкого класса событий: далеких и близких землетрясений, а также промышленных и специальных взрывов, что позволяет изучить до глубины 100 км и более в едином ключе строение литосферы. Интерпретация каждого вида данных многоволновой сейсмики имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Сопоставление разрезов ОГТ и ГСЗ показывает [Строение…, 2005; Строение…, 2006], что тонкослоистая структура нижней коры видна на разрезах ОГТ, а при ГСЗ она может быть за пределами разрешения метода. Поверхность М в ОГТ характеризуется сменой гетерогенного поля волн на область рассеянных площадок. Природа неоднородности в мантии может быть иной, чем в земной коре. Возможно, верхняя мантия анизотропна под границей М, и там присутствуют зоны повышенной и пониженной скорости. Видимое отсутствие внутрикоровых границ так же, как и их размытость, по данным ОГТ в большей мере может быть связана со сложным рельефом границ (наклоном, изменением отражающих свойств, поглощением и др.), а также значительным ослаблением уровня сигнала с больших глубин. Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических условиях, а зоны с большими углами наклона не могут быть выделены уже методически. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях (а также с учетом низких частот) по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными, как при определении структуры границ М, так и средней скорости в земной коре и граничной скорости по поверхности М. Сочетание методов ОГТ и ГСЗ очень важно для понимания строения земной коры и верхней мантии региона. Их не надо противопоставлять, они дополняют друг друга.

Учитывая трехкомпонентную современную цифровую регистрацию сейсмических сигналов в широком динамическом диапазоне (130 дб) и возможность расстановки станций с помощью спутниковой навигации, исследования МОВЗ-МРС (метод разведочной сейсмологии) приобрели весьма универсальную сейсмическую направленность. Появилась реальная возможность одновременного изучения строения земной коры от 0,4–0,5 км до верхов мантии (100 и более км) с помощью широкого спектра сейсмических источников (специальные взрывы, карьерные и шахтные взрывы, пневмоизлучатели в акватории, близкие и далекие землетрясения, фоновые микросейсмические помехи). К сожалению, часто сравниваются просто глубинные разрезы, отражающие статическую картину. Это происходит по причине отсутствия каких-либо динамических или анизотропных характеристик среды на разрезах ОГТ, в то время как разрезы МОВЗ-МРС характеризуют геопространство как статически (положение и количество границ, блоковость, положение зон разломов практически любых углов наклонов, их трассировка на глубину и определение современной сейсмической активности), так и динамически – состояние напряженности, жесткость контактов, анизотропные свойства массивов, трещиноватость и т. д. Безусловно, различная природа отраженной продольной (ОГТ) и проходящей обменной (МОВЗ) волн создают довольно часто (особенно в сложнопостроенном геологическом пространстве) рисунок «случайных» несовпадений. На деле оказывается, что значительный интерес представляет как совпадение границ, так и их расхождение, а совместный анализ результатов этих методов позволяет приблизиться к строению и истории развития изучаемого геопространства.

Приведенные на рис. 5.27 сейсмические разрезы дают разные изображения земной коры. Разрез ОГТ (рис. 5.27, а) описывает среду не по сейсмическим скоростям, а по числу и свойству отдельных отражающих элементов, по характеру их распределения в пространстве, по тонкой горизонтальной и вертикальной неоднородности среды. На разрезах ОГТ отмечаются «мутные» и «прозрачные» участки. По смене гетерогенности выделяются основные сейсмические границы, они чаще всего крутонаклонные, но имеются и субгоризонтальные границы. Среди последних наиболее протяженные границы прослеживаются в нижней коре на глубине 30 км. Граница М редко представлена четкими отражениями, обычно это граница между гетерогенной нижней корой и практически прозрачной верхней мантией. На отдельных участках профиля вообще невозможно выделить эту границу [Сулейманов и др., 2007].

Разрез ГСЗ (рис. 5.27, б) представляет кору в виде скоростного разреза и нескольких субгоризонтальных границ [Сулейманов и др., 2007], из которых подошва коры, граница М, является наиболее стабильной. Скоростной разрез в верхней коре спокойный, но существенно неоднородный в ее низах: мощность слоя со скоростями более 7,4 км/с меняется вдоль профиля от 0 до 20 км. Скорость вдоль границы М меняется от нормальной 8,0–8,1 км/с в центральной части профиля (Русская плита) до аномально высокой в северо-западной его части (Фенноскандинавский щит).

Сейсмотомографический разрез (рис. 5.27, в) более дифференцированно характеризует верхнюю часть коры. На разных участках профиля скорость продольных волн изменяется от 5,1 до 6,3 км/с до глубины 10 км. Средняя и нижняя части земной коры освещены сейсмическими лучами (рис. 5.26) менее надежно по сравнению с разрезом ГСЗ (рис. 5.27, б).

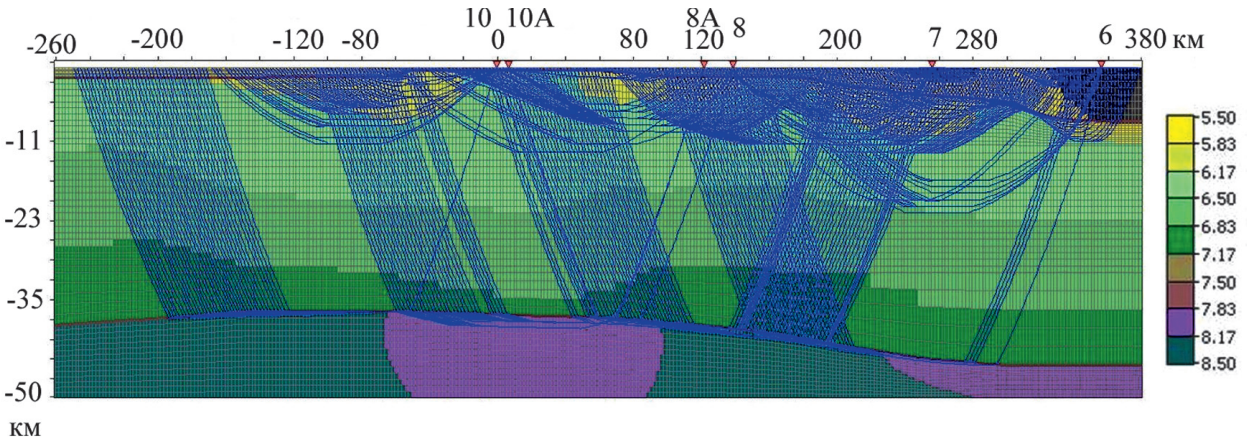



Рис. 5.26. Результаты сейсмотомографического моделирования по участку геотраверса 1-ЕВ, скоростная модель и траектории сейсмических лучей. Сост. Э.В. Исанина, Н.А. Крупнова (2010)

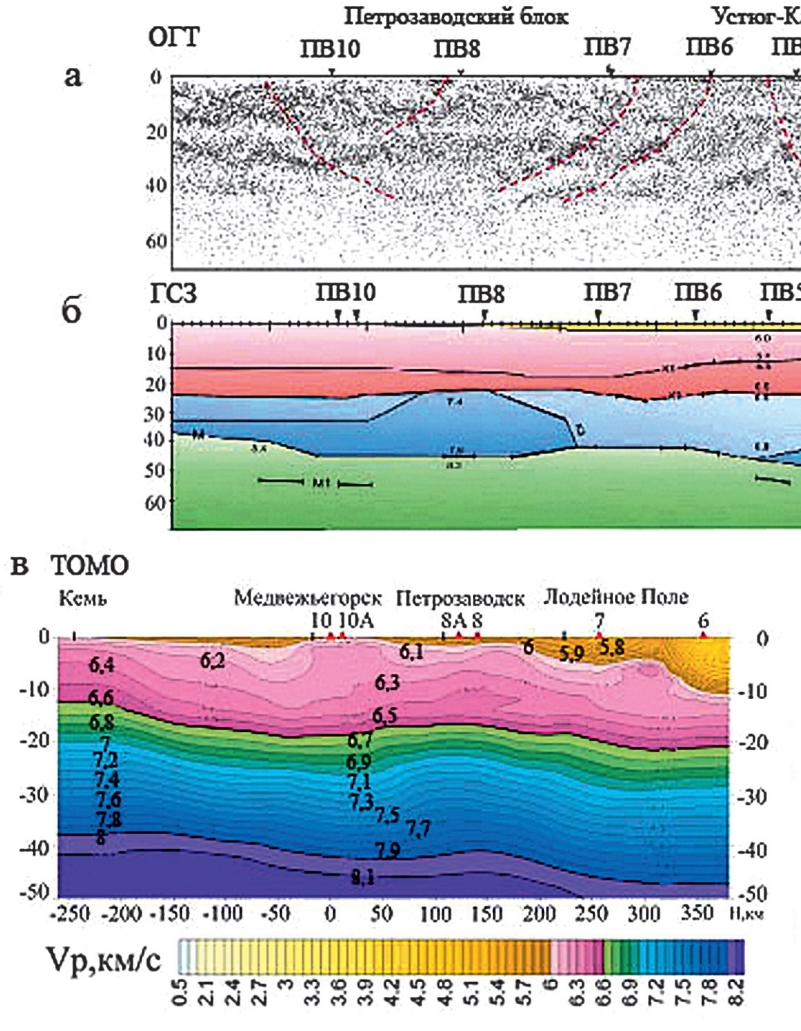
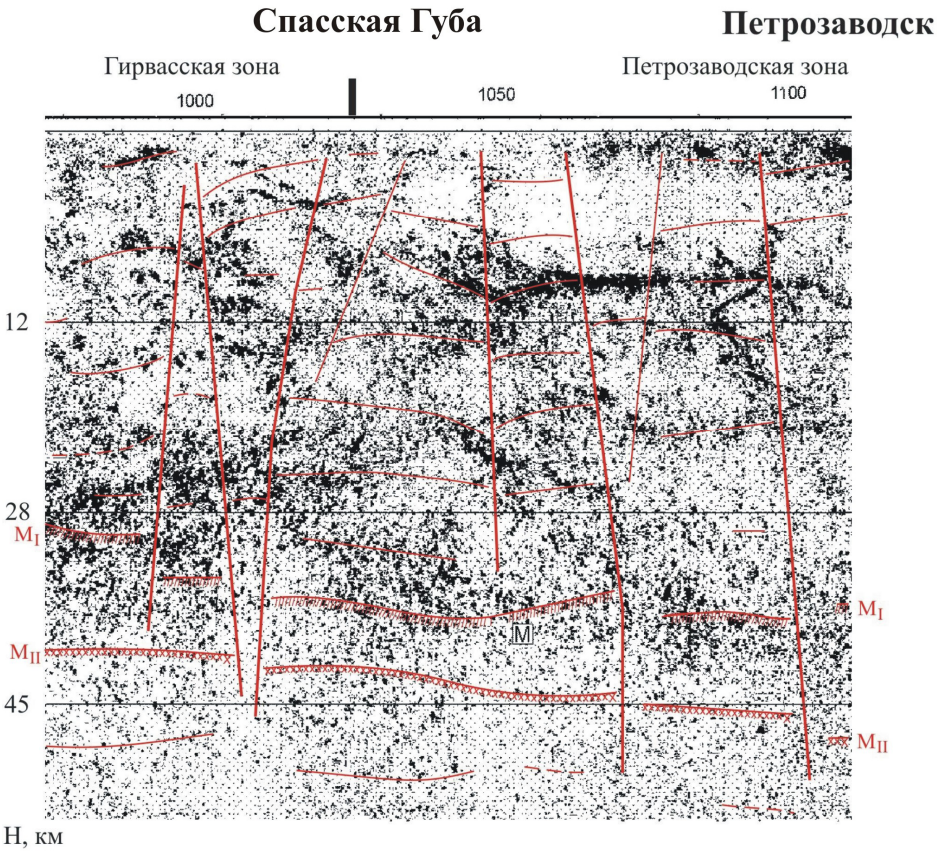



Рис. 5.27. Сейсмические разрезы по участку геотраверса 1-ЕВ, полученные методами ОГТ (а), ГСЗ (б) и томографии (в):

а – пунктирными красными линиями отмечены глубинные нарушения и границы блоков коры; б – тонкими линиями даны изолинии скорости (км/с), утолщенными – отражающие площадки, ПВ пункты взрыва; в – сейсмотомографический разрез в изолиниях скорости (км/с)

В 1985 г. ГП «Невскгеология» выполнила работы МОВЗ на профиле Мяндусельга – Вознесенье. Фрагмент этого профиля (Медвежьегорск – Петрозаводск) представлен на сводном разрезе только в статическом варианте (ввиду отсутствия динамических характеристик в материалах ОГТ). В 2001 г. по этому же участку пройден геотраверс ОГТ 1-ЕВ ФГУ УГГП «Спецгеофизика». Сопоставление построенных разрезов представлено на рис. 5.28. На сводном разрезе по МОВЗ видна зона перехода кора – мантия, ограниченная поверхностями $M_I$ (30–38 км) – кровля зоны перехода и $M_{II}$ (40–46 км) – подошва зоны перехода, в то время как на разрезе ОГТ индексом М обозначена область, не имеющая параметрических данных и совпадающая то с границей $M_{II}$ (север), то с $M_I$ (юг). В земной коре прослежены различные варианты как совпадений, так и различий положения границ. По мнению авторов, совпадающие границы – это границы со значительными перепадами скорости, т. н. «жесткие» границы. Блоки и зоны, выделяемые по комплексу волновых признаков в МОВЗ, в материалах ОГТ либо весьма размыты, либо не обозначаются вовсе, что связано с невозможностью в ОГТ выделения границ и зон с углами наклона более 45º, в то время как в МОВЗ они выделяются по целому комплексу признаков: топография границ, дифференцированная расслоенность, частотные и амплитудные спектры волн, обменоспособность среды и поляризационные свойства волновых полей.




Масштаб по горизонтали 1 : 1 000 000

Рис. 5.28. Совмещенный глубинный разрез ОГТ (ФГУ УГГП «Спецгеофизика») и МОВЗ (ГП «Невскгеология») по участку геотраверса 1-ЕВ

В 1995–2000 гг. в ЮВ части Фенноскандинавского щита выполнены сейсмические работы МОГТ (профиль Р2–2, Росгеофизика) и сейсмологические наблюдения МОВЗ на ПР IX, выполненные в 1985–1987 гг. СЗФ «Невскгеология». Линия профиля МОВЗ практически совпадает (рис. 5.29) с линией профиля МОГТ, что позволяет провести их совместную интерпретацию.

Материалы МОГТ получены по системе многократных перекрытий (N = 48) с применением вибрационных источников возбуждения. Шаг между сейсмоприемниками составлял 60 м, между пунктами возбуждения – 120 м. Частотный диапазон источника – 15–100 Гц. Реальный масштаб исследований 1 : 15 000, глубинность возможной интерпретации сейсмических материалов МОВ-ОГТ в данном случае не превышает 5–6 км [Дуркин и др., 2006].

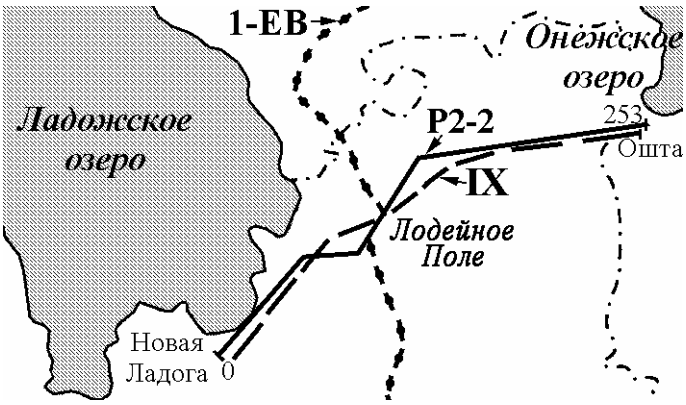



Рис. 5.29. Обзорная схема расположения региональных сейсмических профилей в Ленинградской области

Интерпретация разрезов МОГТ весьма неоднозначна (рис. 5.30). Наиболее уверенно выявляется верхняя часть разреза, представленная осадочными образованиями (платформенный чехол). Здесь наблюдаются достаточно протяженные субгоризонтальные сейсмические границы в кембрийских и верхнепротерозойских (венд – рифей) осадочных образованиях. Нижележащий кристаллический фундамент характеризуется как гетерогенная среда, в различной степени упорядоченная как по вертикали, так и по латерали. Низкая информативность материалов МОГТ в верхней части земной коры (ВЧЗК) может быть обусловлена двумя причинами. Первая – высокое поглощение сейсмической энергии в относительно разуплотненных (рыхлых) образованиях осадочного чехла «рифея – венда – кембрия», вторая – глубокий метаморфизм кристаллического фундамента AR-PR1, его мигматизация, приводящие к выравниванию физических (акустических) свойств среды. Применение методики дифференциальной обработки материалов МДС [Ступак, 2000] позволило несколько повысить информативность сейсмического разреза ВЧЗК, однако геологическая ситуация по-прежнему остается неясной, особенно по мере увеличения глубины исследований более 5–6 км (рис. 5.31, 5.32).

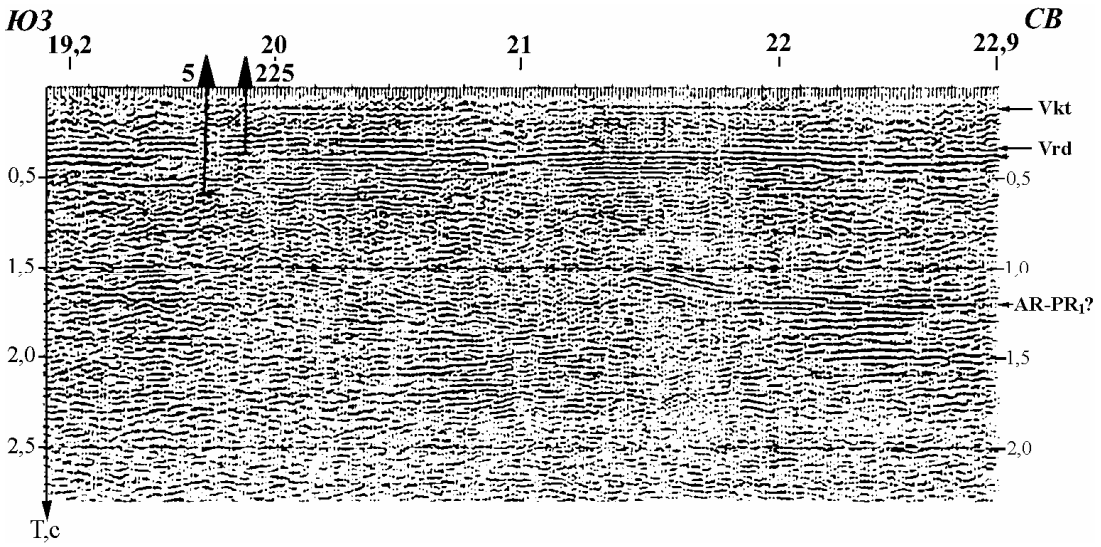



Рис. 5.30. Фрагмент временного разреза по профилю Р2–2 [Дуркин и др., 2006]

Технология полевых работ и методика обработки данных МОВЗ подробно рассмотрены в [Глубинное строение…, 2004], а интерпретация материалов в [Строение…, 1993]. Следует отметить, что результативные данные МОВЗ, как правило, носят общий информационный характер о строении земной коры и, возможно, верхней мантии. Объектами интерпретации являются крупные блоки коры, выявляемые по известным структурным критериям, скоростным и динамическим характеристикам обменных волн.

На рис. 5.31 приведены сводный глубинный разрез МОГТ-МОВЗ и график гравитационного поля $V_z$. Верхняя часть разреза до глубины 5 км представлена фактическим материалом МОВ-МДС – мигрированным глубинным разрезом. Нижележащая часть коры представлена интерпретационным структурным разрезом МОВЗ с вынесенными на него параметрами «обменоспособности» среды. На структурном разрезе определены 2 группы тектонических элементов (разломов земной коры). К одной группе могут быть отнесены внутрикоровые разломы, расположенные в верхней половине коры. Другая группа представлена «сквозькоровыми» разломами, проникающи-

ми в мантию. Эта группа разломов представляет наибольший интерес как каналы поступления мантийного вещества. Мы выделили данные разломы стрелками, проникающими в глубинный разрез МОВ-МДС.

Рис. 5.31. Сводный разрез МОВ-МДС – МОВЗ по линии Новая Ладога – Ошта: а – график гравитационного поля; б – глубинный разрез МОВ-МДС; в – интерпретационный разрез МОВЗ:

1. Пункты наблюдений и их номера. 2. Точка проявления обменных волн. 3. Границы обменов: а) уверенные, б) менее уверенные. 4. Кровля зоны перехода кора – мантия. 5. Подошва зоны перехода кора – мантия. 6. Внутрикоровые разломы. 7. Мантийные разломы, разрывающие $M_I$ и $M_{II}$. 8. Питкярантский рифтообразующий разлом (северный краевый разлом Пашского грабена Пашско-Ладожского авлакогена. 9. Ладожско-Онежский фрагмент Балтийско-Мезенской зоны венд-палеозойской активизации. 10. Янисъярвинская межблоковая система разломов. 11. Блоки опускающиеся (а), воздымающиеся (б). 12. Зоны, потенциально перспективные на поиски урана. 13. Обменоспособность среды, %

Анализ комплексного разреза показывает следующее. Большинство глубинных разломов, выделенных по материалам МОВЗ, находят свое «продолжение» в вышележащем разрезе МОВ, однако их сейсмические «образы» имеют некоторые различия. Например, внутрикоровые разломы в начальной части профиля линейно продолжаются в разрезе МОВ и выходят в кровлю кристаллического фундамента в районе Новой Ладоги и Сясьстроя (рис. 5.31, 5.32). Аналогичная картина наблюдается при продолжении вверх внутрикорового разлома в районе ПК 180 профиля Р2–2. Иной образ среды отмечается в разрезе МОВ в районах выхода мантийных разломов в ВЧЗК. Структурная картина на этих участках весьма разнообразна и представлена группами тектонических элементов: линейными (район ПК 40), веерообразными (район ПК 100), а также локальными блоками различной геометрической формы (ПК 190–200, ПК 220 и др.). Следует отметить, что в детальном разрезе МОВ-МДС выявляется намного больше тектонических особенностей ВЧЗК, чем в МОВЗ, однако геологическая природа большинства наблюдаемых сейсмических объектов на данный момент не определена, и главным пока является их приуроченность к глубинной тектонике, установленной по данным МОВЗ.

*Возможные минерагенические следствия.* Низкая геологическая изученность рассматриваемой территории обусловлена наличием относительно мощного (до 1500 м) осадочного чехла, сформированного продуктами разрушения Фенноскандинавского щита за весь прошедший геологический период. Этот чехол экранирует коренное основание AR-PR1, где собственно и сосредоточены основные минеральные ресурсы региона. Поисковое бурение ограничивается поверхностью фундамента, иногда определяемого с ошибкой 50–100 %. Глубокие параметрические скважины, надежно вскрывшие кристаллическое основание, отсутствуют. Сейсмическая разведка не только снижает погрешность структурных оценок, но, главное, дает оценку глубинной структуры фундамента и всей коры. Однако эти оценки достаточно гипотетичны, т. к. их невозможно подтвердить прямыми измерениями в скважинах.

В 2000 г. по профилю Р2–2 были выполнены геоэлектрохимические измерения [Дуркин и др., 2006], суть которых заключается в возможности оценки с дневной поверхности вещественного состава глубинных геологических образований. Таким образом, мы получили возможность проанализировать целый комплект геолого-геофизических данных на одном и том же профиле. На рис. 5.32 представлен интерпретационный разрез, составленный на базе детального сейсмического разреза МОВ-МДС, данных бурения, гравиметрических измерений. В направлении с запада на восток можно выделить целый ряд разнообразных геологических объектов.

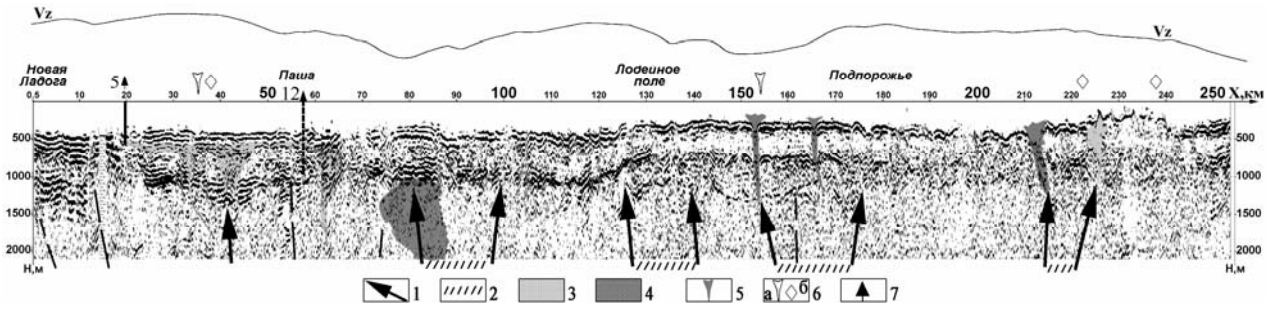



Рис. 5.32. Интерпретационный разрез ВЧЗК и элементы комплекса геолого-геофизических данных:

1 – разломы мантийного происхождения по данным МОВЗ; 2 – зоны вероятного внедрения мантийных флюидов по данным МОВЗ; 3 – области внедрения основных ультраосновных пород, установленные по комплексу геолого-геофизических данных; 4 – предполагаемые интрузии гранитоидов; 5 – объекты трубочного типа; 6 – предполагаемые зоны алмазоносности (а) и полиметаллического оруденения (б) по данным геоэлектрохимии [Дуркин и др., 2006]; 7 – буровые скважины; Vz – график гравитационного поля

Выявляется рифейская впадина ПК 19–65 мощностью до 1000 м. Подошва впадины резко расслоена и структурно дислоцирована. Во внутренней части впадины наблюдается несколько субвертикальных объектов, воздымающихся в кровлю рифейских осадков, также существенно расслоенных. Гравитационное поле на этом участке существенно повышено, что говорит о внедрении «тяжелых» пород. И, наконец, две скважины, расположенные на флангах рассматриваемого объекта, вскрыли интрузии ультраосновных пород под вендскими отложениями (рис. 5.32). Данные геоэлектрохимических измерений показывают наличие здесь существенно повышенных концентраций полиметаллов [Дуркин и др., 2006]. Таким образом, на рассматриваемом участке по комплексу признаков можно практически однозначно прогнозировать внедрение относительно крупной интрузии ультраосновного состава, перспективной на медно-никелевое оруденение. И практически в центр прогнозируемого объекта, в его «корневую» часть выходит глубинный мантийный разлом, выявленный исследованиями МОВЗ! Уникальное сочетание многих геолого-геофизических признаков, подкрепленное данными бурения, позволяет отнести полученный «образ» к эталону и использовать его при прогнозировании на окружающей территории. Следует отметить, что на профиле Р2–2 объекты аналогичного типа и масштабности не наблюдаются, разве что в самом начале профиля, но для его уверенного обнаружения необходимо продолжить профиль МОГТ и МОВЗ в западном направлении.

Между пикетами ПК 70–90 в кровле фундамента наблюдается «полупрозрачный» объект, деформирующий подошву осадочного чехла, возможно, и всю верхнепротерозойскую часть разреза. Здесь так же, как и на предыдущем участке, нижняя часть чехла существенно расслоена, что, возможно, связано с внедрением магматических образований, однако вещественный состав внедрений иной, и, судя по гравитационному полю, соответствует «легким» породам, скорее всего гранитного состава. По данным МОВЗ выявлен разлом мантийного заложения. Можно предполо-

жить наличие в этой области небольшого гранитного массива, геологическое влияние которого (в виде флюида), судя по тектонике в разрезе МОВ-МДС, может продолжаться в верхнюю часть разреза. На востоке от рассмотренного участка (в районе ПК 96–98) предполагается наличие аналогичного мантийного разлома, однако каких-либо ярких структурных особенностей ВЧЗК здесь не наблюдается.

Следующая пара мантийных разломов МОВЗ отмечена в зоне Лодейнопольского поднятия. Амплитуда поднятия составляет, по данным МОВ, 400–500 м. Каких-либо ярких сейсмогеологических объектов здесь не наблюдается, однако очень четко видна динамика воздействия мантийных разломов на верхнюю часть разреза, включая осадочный чехол. Местоположение выхода разломов в ВЧР (в районе ПК 125, ПК 135) может представлять определенный геологический интерес.

Район ПК 150 характеризуется относительно «спокойным» характером строения осадочного чехла. В то же время в верхней части фундамента устанавливается отчетливая синформа протяженностью около 30 км и глубиной до 600 м. Местоположение синформы сопровождается локальным гравитационным минимумом, что рядом авторов увязывается с внедрением легкого массива гранитов. На этом же участке в районе ПК 153 на разрезе МОВ-МДС выявляется структура «проседания», характерная для внедрения трубок взрыва [Ступак, 1997]. По данным геоэлектрохимии, здесь установлены признаки алмазоносности [Дуркин и др., 2006]. И вся серия благоприятных поисковых признаков увязывается с глубинным мантийным разломом МОВЗ.

Далее на восток, по данным МОВ, выявляется еще один объект «трубочного» типа, но его взаимосвязь с внутрикоровым и мантийным разломами МОВЗ весьма неопределенна. Последняя зона разломов мантийного происхождения отмечается в районе ПК 210–225. В разрезе МОВ-МДС к этой зоне приурочены два вероятных объекта: структура «проседания» на ПК 210–212 и предполагаемая гипербазитовая интрузия в районе ПК 225. Геоэлектрохимические данные предполагают здесь полиметальную минерализацию, а севернее профиля по данным ГСР обнаружены выходящие на поверхность ультраосновные породы.

Таким образом, совместная интерпретация сейсмических материалов МОВ-ОГТ, МОВЗ и ее подтверждение на ряде участков геоэлектрохимическими материалами и бурением позволили обозначить положительные черты комплексирования двух методов. Во-первых, это возможность оценки строения земной коры во всем диапазоне глубин: от геологической поверхности до верхов мантии. Во-вторых, это повышение достоверности тектонических построений. Наиболее надежными могут считаться глубинные разломы, геометрически совпадающие по данным двух методов. Структурный план МОВ позволяет оценивать степень проникновения глубинных (мантийных и коровых) разломов, установленных по материалам МОВЗ, в верхнюю часть земной коры. В-третьих, это выявление наиболее перспективных геологических объектов, в первую очередь связанных с мантийными разломами, во вторую – с внутрикоровыми разломами.

### 5.2.4. Глубинное строение

В результате проведенных сейсмологических исследований (рис. 5.21) составлены схемы глубинного строения для Онежско-Ладожской площади в м-бе 1 : 200 000 (рис. 5.33, 5.34, 5.35). Физической основой для оценки выделения глубинного строения послужила сейсмическая неоднородность земной коры по вертикали и латерали. На всех разрезах МОВЗ в низах коры наиболее уверенно прослежены две границы $M_I$ и $M_{II}$. Верхняя из этих границ, по данным ГСЗ, на других территориях приурочена к поверхности раздела, характеризуемой скоростью продольных волн Vp = 7,9–8,2 км/с, т. е. является подошвой земной коры. Граница $M_{II}$ прослеживается на всех территориях, где проводились работы МОВЗ (Украина, Кольский полуостров, Казахстан) и определена авторами как подошва зоны перехода кора – мантия. Слой, расположенный между $M_I$ и $M_{II}$, определен как зона перехода кора – мантия. По данным ГСЗ, на Кольском полуострове в районе СГ-3 скорости продольных волн на границе $M_{II}$ слабо отличаются от скоростей в кровле зоны перехода и находятся в пределах Vp = 8,0–8,3 км/с. Данное обстоятельство является предпосылкой для довольно часто встречающейся оценки: при потере прослеживания одной из границ в работах ГСЗ наблюдается переход на другую границу с близкой скоростью и образуются т. н. «корни гор».

Для территории Онежско-Ладожской площади построены две карты, характеризующие глубинное строение земной коры: карта мощности земной коры представлена по увязанной по площади границе $M_I$ (кровля зоны перехода кора – мантия) (рис. 5.33) и карта мощности зоны перехода (кора – мантия) $M_I – M_{II}$ (рис. 5.34). Учитывая материалы вышеназванных карт и глубинных сейсмических разрезов, была составлена карта-схема глубинного строения Онежско-Ладожской площади.

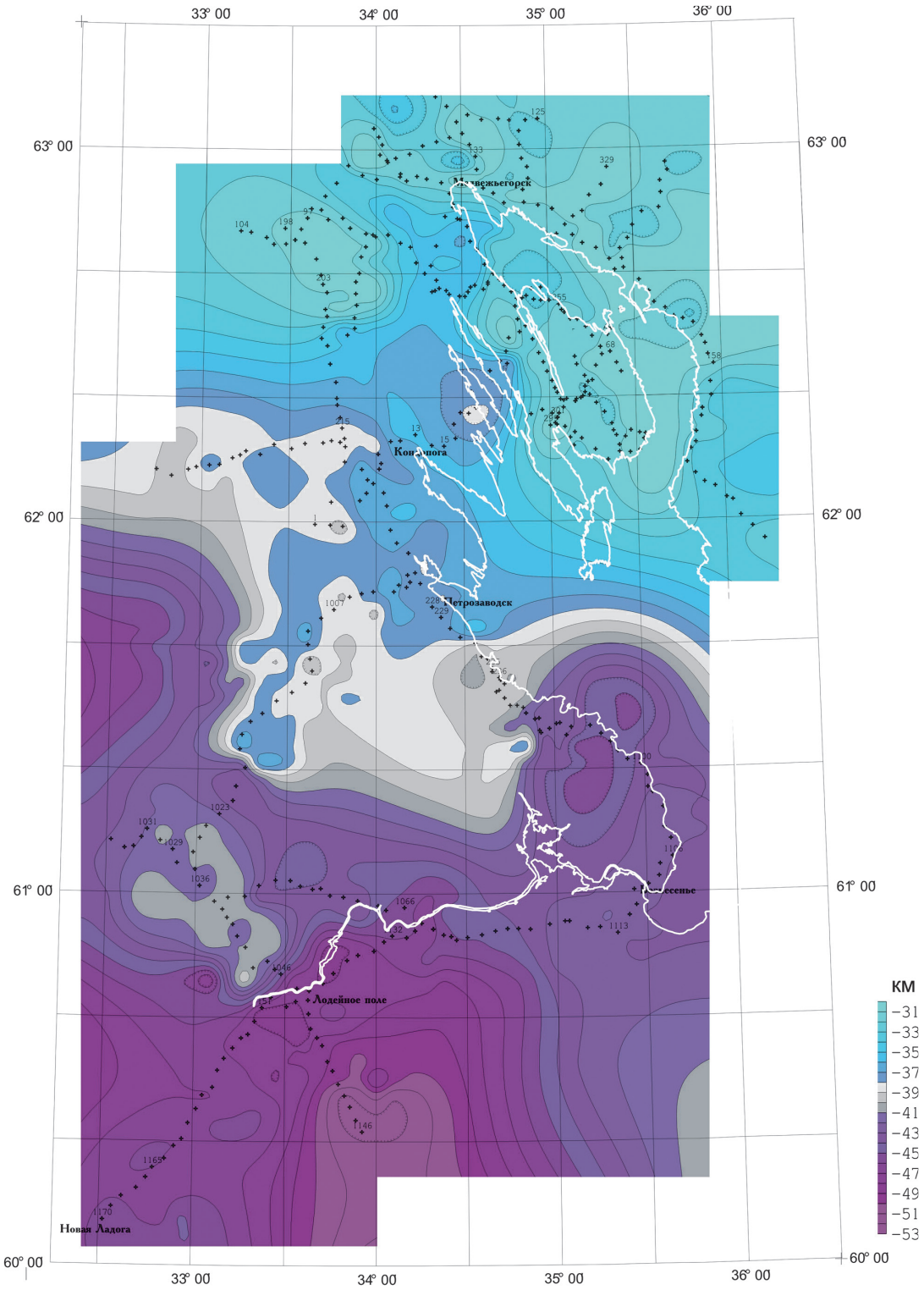



Рис. 5.33. Мощность земной коры по границе $M_1$. Сост. Э.В. Исанина, С.И. Южанинова

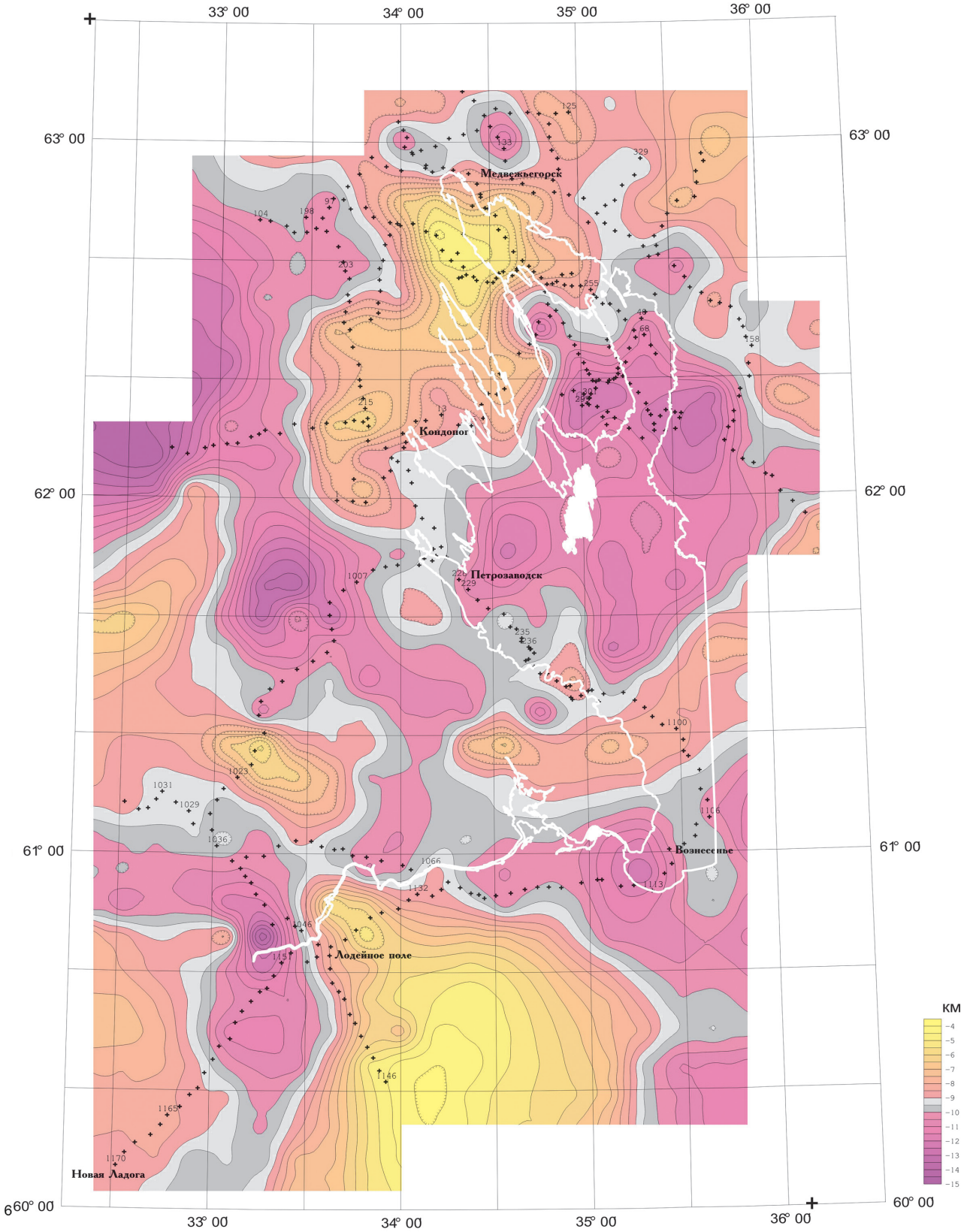
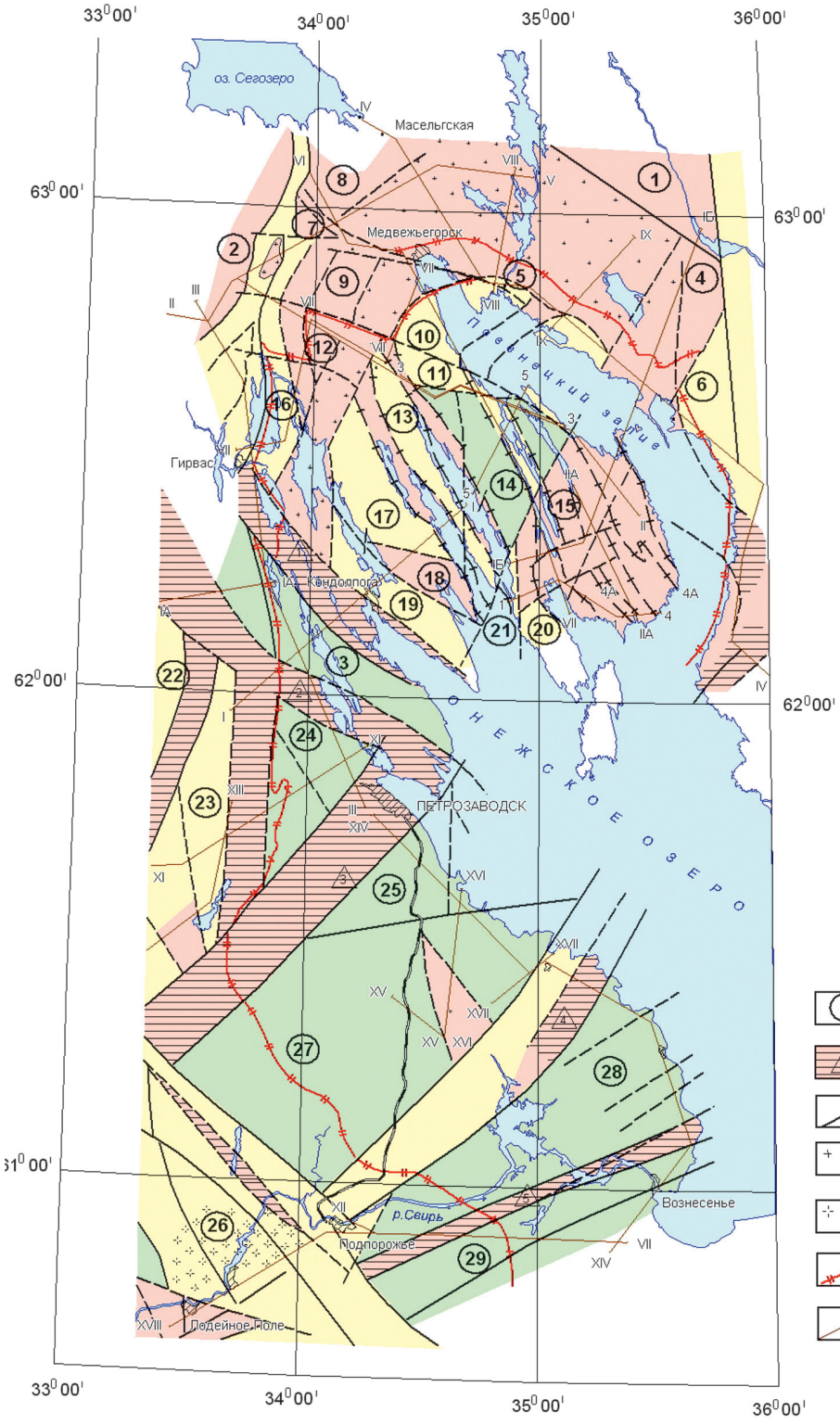



Рис. 5.34. Мощность коромантийного переходного слоя. Сост. Э.В. Исанина, С.И. Южанинова

Рис. 5.35. Схема глубинного строения Онежско-Ладожской площади (Сост. Э.В. Исанина, В.Б. Крюков, С.И. Южанинова):

1 – блоки земной коры IV–V порядков, выделенные по данным МОВЗ (в кружках): 1 – Кожозерский, 2 – Сегозерский, 3 – Кеноозерский, 4 – Волозерский, 5 – Хижезерский, 6 – Хедостровский, 7 – Кумсинский, 8 – Остреченский, 9 – Северо-Уницкий, 10 – Пергубский, 11 – Пигмозерский, 12 – Карташинский, 13 – Кедрозерский, 14 – Ванчозерский, 15 – Космозерский, 16 – Вайгубский, 17 – Сяргозерский, 18 – Илемский, 19 – Сандальский, 20 – Липовицкий, 21 – Южно-Уницкий, 22 – Сямозерский, 23 – Шуйский, 24 – Петрозаводский, 26 – Олонецкий, 27 – Центральный, 28 – Свирский, 29 – Оятинский; 2 – дифференцирование блоковых структур по сейсмической расслоенности:




а – шовные зоны с гомогенизированной средой (слаборасслоенные) и их номера (в треугольниках): 1 – Кондопожская. 2 – Петрозаводская. 3 – Петрозаводско-Важская. 4 – Бураковско-Кожозерская. 5 – Псковско-Мезенская, б – блоки с гомогенизированной средой (число границ обменов 1–3); в – блоки средней степени расслоенности (число границ обменов 4–5); г – блоки с гетерогенной, сильно расслоенной средой (число границ обменов 6 и более). 3. Разломные структуры: а – мантийные разломы, разрывающие границы $M_1$ и $M_2$; б – внутрикоровые разломы; в – складчато-разрывные зоны в нижнепротерозойских образованиях Онежского прогиба. 4. Области развития гранитных массивов и интенсивной гранитизации. 5. Граниты рапакиви; 6. Контуры площади развития нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований Онежского и Петрозаводского прогибов. 7. Сейсмологические профили с пунктами наблюдений и их номера

На схеме (рис. 5.35) приведено районирование земной коры по принципу различной сейсмической расслоенности сред, охарактеризованных количеством границ обменов волн PS. Области сочленения разнорасслоенных блоков литосферы рассматривались как разрывные нарушения, отождествляемые с глубинными и глубокими разломами в геологическом понимании. Разрывные нарушения дифференцировались по глубинности на три класса: мантийные на глубины ниже границы $M_{II}$ (подошвы переходного слоя кора – мантия), транскоровые – нарушающие границу $M_I$ (кровлю переходного слоя кора – мантия), но не рассекающие границу $M_{II}$, и внутрикоровые – затухающие выше границы $M_I$.

Основой для построения схемы служили глубинные сейсмологические разрезы, построенные по профилям МОВЗ. Схема строилась по принципам подобия сейсмических сред литосферы, представленных на разрезах. Разрывные нарушения отождествлялись между собой и прослеживались исходя из их глубинности, направления падения линий (границ) раздела разнослоенных сред, мощности зон, разделяющих блоки, характера расслоенности внутри зон, значительных по мощности, ориентировочного азимутального направления простирания нарушения, установленного по сейсмическим наблюдениям.

При блоковом районировании анализировалась морфология границ переходного слоя кора – мантия. Учитывая редкую сеть сейсмологических наблюдений и сложное складчато-блоковое строение региона, авторы при создании схемы глубинной тектоники опирались на результаты кондиционных площадных гравиметровых и аэромагнитных съемок и исходили из известных современных представлений о геологическом строении ЮВ части щита.

Базируясь на волновой природе и возможностях МОВЗ, а также исходя из конкретных результатов, полученных в данном регионе, где верхние сейсмические границы до глубин порядка 8 км прослеживаются методом в большинстве случаев фрагментарно, составленную схему глубинного строения района следует рассматривать в первую очередь как схему сейсмической неоднородности низов земной коры от $H = 5 \div 8$ км до верхов мантии.

Схема блокового строения составлена по результатам гравиметрических и аэромагнитных съемок последних лет с привлечением материалов дешифрирования космических и разновысотных фотоснимков. Схема блокового строения района по результатам гравиразведки характеризует тектонику верхней части земной коры, главным образом отражая геологические структуры кристаллического фундамента и протерозойских образований. Таким образом, наличие двух тектонических схем по результатам МОВЗ и гравиразведки позволяет судить о глубинном строении региона практически на всю мощность земной коры.

Глубинное строение района по сейсмологическим данным, как и по особенностям поля силы тяжести, можно охарактеризовать как исключительно сложное, аномальное. Характерной особенностью района является насыщенность его глубинными транскоровыми нарушениями различного простирания разной мощности. Вторая особенность – высокая степень изменчивости сейсмической расслоенности среды, т. е. раздробленность земной коры на блоки с разным количеством границ обмена. Число границ в блоках варьирует от 0 до 8.

Предлагаемая схема глубинного строения в целом согласуется с общепринятыми современными представлениями о тектонике щита. Большинство выявленных МОВЗ глубинных нарушений можно отождествить с известными геологическими структурами или гравимагнитными аномалиями [Глубинное строение…, 2004]. Такие нарушения получили соответствующие общепринятые названия геологических структур. Последние, в свою очередь, ранжируются МОВЗ по глубинности заложения, что в значительной степени определяет их роль в блоковом строении региона.

Основная часть площади рассматриваемой схемы находится в пределах Повенецкого блока III порядка, относящегося к Онежскому блоку Карельского мегаблока. На западе площади выделяются Хаутаваарская и Гирвасская зоны мантийного заложения. Они имеют субмеридиальное простирание и являются западной границей Онежского и составляющего его северную часть Повенецкого блоков. В ЮВ углу схемы зафиксирована Бураковская зона, ограничивающая Онежский блок с ЮВ.

По сейсмологическим данным, на площади исследований выделяются еще две региональные зоны мантийного заложения – Кондопожская и Выжская, которые следует принять за южную и восточную глубинные (коровые) границы Повенецкого блока. Необходимо заметить, что Кондопожская зона хорошо прослеживается в поле силы тяжести как сквозной региональный разлом Карельского мегаблока, в то время как Выжская зона в пределах рассматриваемой площади находит яркое выражение в виде мощной глубинной зоны только на разрезах МОВЗ. Если считать основным признаком границ блоков III порядка мантийное заложение ограничивающих их разломов,

то северная граница Повенецкого блока находится севернее площади схемы, вне пределов района исследований.

В расслоенности коры района, отражающей глубинные структуры IV–V порядков, несмотря на сложный характер сейсмических сред, можно подметить ряд закономерностей. Центральная и южная части Повенецкого блока, составляющие центр ОС, характеризуются преимущественно многослойной (гетерогенной) сейсмической средой. В районах же широкого развития гранитоидов Телекинского комплекса (периода протерозойской протоактивизации) преобладает слаборасслоенная (гомогенная) земная кора. Такими районами являются северная и СЗ части Повенецкого блока и участок на ЮВ, севернее Бураковской зоны. Это, соответственно, область Телекинского гранито-гнейсового купола, поле развития небольших гранитных массивов (Карташинского и др.) в районе сочленения Гирвасского и Хаутаваарского разломов, слепые гранитные тела зоны разлома Гранитного и гранитный массив района Песчаное – Римское.

Области развития «шовных» структур (зеленокаменных поясов), выполненных образованиями лопия, характеризуются преимущественно гетерогенной многослойной средой. В нашем случае это зоны Хаутаваарского и Гирвасского разломов и площадь Сямозерского блока, ограниченного этими зонами. Участки протерозойской гранитизации в шовных структурах лопия (обычно в узлах пересечения разнонаправленных разломов) отмечаются уменьшением количества границ обмена. Примерами могут служить область пересечения Гирвасской и Южной зон, а также зона Гирвасского разлома на профиле I в сравнении с ее восточным экзоконтактом.

Области развития гранито-гнейсовых образований раннеархейского фундамента в обрамлении ОС характеризуются слаборасслоенной средой земной коры. Например, участок на профиле II к западу от Хаутаваарской зоны.

Глубинные зоны разломов, разделяющие блоки II и III порядков, представляют собой многошовные структуры значительной мощности (от 4 до 12 км на поверхности земной коры). Выделяются преимущественно два ограничивающих зону по мощности нарушения; одно нарушение мантийного заложения, другое – транскоровое. Эти граничные плоскости глубинных зон имеют обычно крутое падение навстречу друг другу, образуя на разрезе клиновидную форму.

Большинство глубинных зон характеризуется полным отсутствием границ обмена во внутренней части зоны или слабой расслоенностью. Исключение составляют, как уже указывалось, Хаутаваарская и Гирвасская зоны, представляющие в верхней своей части шовные структуры, выполненные образованиями лопия и нижнего протерозоя и отличающиеся многослойностью среды.

В сложной сети разрывных нарушений, проявленных как в нижней, так и в верхней части земной коры, на площади Повенецкого блока можно установить определенную системность. В низах коры четко проявилась, по всей вероятности, наиболее древняя, но подновлявшаяся на последующих этапах развития ортогональная система субмеридиональных и субширотных нарушений.

На севере и юге Повенецкого блока наиболее выразительны структуры Кондопожской системы СЗ простирания (≈ 300–310°). Это Рыбозерский и Волозерский разломы, Онежская зона, Сандальский разлом. Особо следует остановиться на Онежской зоне. Последняя была выявлена по сейсмологическим данным при анализе расслоенности среды и проходит, в пределах схемы, преимущественно по акватории Повенецкого и Заонежского заливов, где она проведена предположительно. В верхней части земной коры аналоги граничных швов этой зоны проявились лишь фрагментарно в унаследованных, вероятно, структурах, установленных по особенностям гравимагнитных полей и геологическим данным. К таким структурам, по-видимому, можно отнести Кумсинскую зону и Телекинский разлом, а возможно, и Кузарандовскую складчато-разрывную зону. Онежская зона закономерно вписывается в структурный план глубинного строения региона как элемент Кондопожской системы разрывных нарушений, не противореча геологическому строению верхней части земной коры; ее плановое положение согласуется с гидрографией района и результатами дешифрирования КФМ.

По материалам МОВЗ достаточно надежно проявляется Волозерский разлом, который в гравиметровом поле выделяется лишь фрагментом в пределах северной части Телекинского гравитационного минимума.

Важская глубинная зона, как и Хаутаваарская в пределах исследуемой площади, имеет СВ простирание порядка 25–30°. В южной части площади Важская зона меняет свое простирание на субмеридиальное, унаследуя, по-видимому, более раннюю систему нарушений, что хорошо видно на схеме. Хаутаваарская и Важская зоны сопровождаются рядом сопутствующих параллельных

внутрикоровых нарушений, часть из которых хорошо прослеживается в верхней земной коре по гравимагнитным полям. Это, например, Центральный и Остреченский разломы.

Особо следует отметить зону Гранитного разлома, четко выделяющуюся на гравиметрических картах аномальной зоной минимума поля силы тяжести и рассматриваемую как область интенсивной гранитизации периода протерозойской протоактивизации. Предполагаемые гранитные тела, выполняющие разлом, перекрыты протерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями. Наиболее отчетливо Гранитный разлом отметился МОВЗ на профиле II (УП) в районе пикетов 86–88 в виде внутрикоровой гомогенезированной зоны, не выходящей в верхние горизонты литосферы.

В центральной части Повенецкого блока преобладают транскоровые нарушения СЗ направления (330°), отождествляемые с известными рудоперспективными структурами – Лижемской, Уницкой, Святухимско-Космозерской и Тамбицкой. Кузарандовская зона из-за редкой системы полевых наблюдений МОВЗ, обусловленной автодорожной сетью, не нашла отражения на схеме глубинного строения. Возможно, что она зафиксирована на профиле I как южный борт Онежской зоны. Лижемская и Уницкая зоны отметились как наиболее мощные структуры, что соответствует и данным гравиметрических съемок, причем по сейсмологическим наблюдениям их удается проследить вплоть до Хаутаваарской зоны. Результатами полевых наблюдений МОВЗ установлен сложный характер рудоперспективных зон, прослежено их плановое положение в низах литосферы. Оценена глубинность заложения этих структур, выявлены субмеридиальные их ответвления по унаследованной, более ранней системе нарушений, как это подтверждается геолого-геофизическими данными для Пигмозерского разлома.

Выполненные сейсмологические исследования позволяют несколько изменить представления о блоковом строении ОС. Так, по схеме блокового строения восточной части щита, Онежский блок II порядка состоит из двух блоков III порядка: Повенецкого и Петрозаводского. Последний составляет в Онежском блоке южную и восточную части, граница с Повенецким блоком проходит по Кондопожскому и Важскому (Петрозаводско-Важскому) разломам, как бы «охватывая» Повенецкий блок с ЮЗ и ЮВ (рис. 5.35). Установленное наблюдениями МОВЗ изменение простирания Важского разлома с СВ на субмеридиальное в р-не Заонежского п-ва (что объясняет и переименование разлома с Петрозаводско-Важского на Важский), а также наличие глубинных субширотных зон на площади исследований (Южная зона) указывают на то, что Петрозаводский блок следует разделить на 2 блока: собственно Петрозаводский, к югу от Кондопожского разлома, и самостоятельный блок, к востоку от Повенецкого блока, ограниченный Выжским разломом, Бураковской зоной и субмеридиальной структурой на востоке (за пределами схемы).

Сопоставление схемы глубинного строения со схемой блокового строения верхней части земной коры позволяет установить общие черты и различия в структурах разных горизонтов литосферы. Следует заметить, что районирование Повенецкого блока на блоки IV порядка проведено в первую очередь исходя из дифференциации поля силы тяжести по относительным уровням. Это дает основание полагать, что выделяемые блоки IV порядка отражают главным образом разный уровень денудационных срезов и блоков архейского кристаллического фундамента и, соответственно, разную степень гранитизации, зависящей как от высотных соотношений блоков, так и от наличия очагов магматической деятельности (глубинных разломов).

Основные элементы разрывной тектоники как в верхней, так и в нижней части земной коры в большинстве случаев тождественны. Выявленные МОВЗ наклонные зоны нарушений обычно в плане (на поверхности) сдвинуты по падению относительно нарушений, картируемых по гравимагнитным материалам, что в какой-то мере указывает на различную «глубинность» методов, т. е. на разную глубину аномалии образующих объектов. Примерами таких разломных структур могут служить Рыбозерский и Волозерский разломы.

Главным отличием схем, отражающих разную блоковость Онежско-Ладожской площади в разрезе земной коры, является различная «проявленность» Выжского нарушения в низах и верхних горизонтах. Выжский разлом, признанный за глубинную (коровую) восточную границу Повенецкого блока и надежно выделяемый на разрезах МОВЗ, не нашел яркого отражения в гравиметровом поле в пределах Заонежского п-ова. В то же время сопутствующий Выжскому на глубине внутрикоровый Центральный разлом в верхней части земной коры является одной из разломных структур, разделяющих архейский кристаллический фундамент ОС на блоки IV порядка. В пределах Заонежского п-ва Центральный разлом отделяет интенсивно гранитизированный Космозерский блок, составляющий южную часть п-ва, от Ванчозерского блока на севере. Последний рассматривается как менее гранитизированный опущенный в разрезе относительно Костомозерского и Кедрозерского блоков. Сопоставляя

результаты МОВЗ и гравиразведки, Космозерский блок можно представить как интенсивно гранитизированную область в верхней части глубинного разлома, который, в свою очередь, послужил каналом для магматических образований. Такая трактовка соответствует современным представлениям о разломных структурах земной коры и подтверждает перспективность Космозерского блока на поиски месторождений полезных ископаемых.

Структура Выжской зоны нарушений на разных уровнях литосферы указывает на тектонические перестройки в разрезе земной коры в восточной части Онежского прогиба и вынуждает по разному картировать глубинные (коровые) и геологические (поверхностные) границы Повенецкого блока. Собственно, вопрос стоит только о восточной границе блока. Как указывалось, глубинный шов Выжской зоны, по всей вероятности, затушеван в поле силы тяжести интенсивной гранитизацией в верхах разлома. На поверхности за западную границу глубинной структуры можно принять Центральный разлом, падающий, по данным МОВЗ, на юго-восток в сторону глубинного шва зоны и являющийся в разрезе оперяющим для Выжского разлома. Если исходить из общности геологического строения как непременного условия определения границ геологических блоков, то геологическая ситуация Заонежского п-ва и особенности гравимагнитных полей «отодвигают» геологическую границу Повенецкого блока от Выжского разлома значительно на восток, где она, вероятно, будет совпадать с восточной границей всего Онежского блока. Западным бортом этой границы, возможно, является Пяльминский разлом.

Говоря о «проявленности» глубинных разломов на поверхности, следует обратить внимание на Хаутаваарскую структуру, которая в пределах исследуемой площади обладает наибольшим количеством признаков, характерных для глубинных региональных разломов. Хаутаваарско-Гирвасская система (Хаутаваарско-Выгозерская шовная зона) разделяет блоки II порядка, представленные разными структурными этажами; зона имеет мантийное заложение и отмечается в поле силы тяжести резкой гравитационной степенью. Необходимо отметить еще один характерный признак регионального глубинного разлома – это наличие параллельного шва интенсивной гранитизации, каким следует считать зону разлома Гранитного. Таким образом, всю территорию непосредственно от Хаутаваарского разлома до Гранитного можно считать зоной регионального разлома, со всеми присущими ей особенностями геологического строения и металлогении. В связи с этим повышается поисковая значимость зоны разлома Гранитного.

Не останавливаясь далее подробно на анализе схемы блокового строения верхней части земной коры, отметим только еще одну черту в блоковой структуре района, которая нашла отражение в гравимагнитных полях и особенностях геологического строения: в пределах Повенецкого блока выделяются две крупные структуры, объединяющие в себе блоки IV порядка, характеризующиеся определенной общностью геолого-геофизических свойств. Это Телекинская и Заонежская структуры. Телекинская структура, определяющее значение в которой играет Телекинский гранито-гнейсовый купол, ограничивается Хаутаваарским, Рыбозерским, Пяльминским и Кумсинско-Повенецким разломами. Заонежская структура, основой которой являются Кедрозерский, Ванчозерский и Космозерский блоки, ограничивается зонами Лижемского, Гранитного и Кузарандовского разломов. Эти две структуры, характеризующиеся большой степенью «раздробленности», на глубине следует рассматривать как области интенсивной гранитизации периода позднекарельской активизации, но находящиеся на разном уровне денудационных срезов.

Схема глубинного строения по результатам МОВЗ и схема блокового строения по комплексу геофизических исследований, хорошо дополняя друг друга, дают представление о разломно-блоковой тектонике региона на разных уровнях литосферы и послужат структурной основой при прогнозировании месторождений полезных ископаемых и при планировании поисковых работ.

В заключение отметим, что выполненные глубинные сейсмические исследования позволили в пределах Онежско-Ладожской площади получить сейсмические модели, детально характеризующие земную кору и верхнюю мантию, которые являются базисным инструментом для решения не только фундаментальных геологических, но и практических задач минерагенического прогноза.

## 5.3. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Сейсмическая изученность западной части ОС делает возможным построение геолого-геофизической модели земной коры. На рис. 5.36 в правой части дан фрагмент глубинного разреза (МОВ-ГСЗ, МОВЗ) по линии Спасская Губа – Повенецкий залив [Шаров и др., 2007]. В левой – фрагмент глубинного разреза по профилю 1-ЕВ (Петрозаводск – Спасская Губа) с геологической интерпретацией, выполненной различными группами исследователей [Ронин и др., 2007; Сулейманов и др., 2007].

По данным ранее выполненных исследований [Кокорина и др., 1976; Шаров и др., 2008] в пределах ОС первый преломляющий горизонт (6,3 км/с) определялся на глубинах в среднем 0,6–0,8 км или несколько выше (0,3–0,4 км), второй (6,8 км/с) на глубинах 2,3–2,5 км. Результаты бурения и исследования ОПС подтвердили эти прогнозы. На глубинах 259 м (кровля потоков базальтов), 495 м и 655 м имеет место достаточно резкое увеличение скорости продольных волн и объемной плотности пород. Ниже по разрезу на глубинах 2120 м, 2250 м и 2285 м, по данным АК и ВСП, также отмечается заметный рост скорости продольных волн, а также объемной плотности пород. Возможно, изменение величин акустической жесткости на этих глубинах нашло отражение на сейсмических разрезах.

Так как ОПС вскрыла разрез до глубины 3,5 км, то единственной возможностью, позволяющей судить о строении земной коры, остаются результаты интерпретации наземных геолого-геофизических исследований. В правой части рис. 5.36 по результатам комплексной интерпретации методов МОВ, ГСЗ, МОВЗ прослеживаются сейсмические границы на глубинах: 3,0–3,8 км (3,0–3,2 км по ГСЗ или 3,6–3,8 км по МОВЗ); 13–15 км по всем методам; 36–43 км граница поверхности Мохоровичича. Сейсмические материалы о мощности земной коры согласуются с данными гравиразведки. По разным методам с различной степенью достоверности прослеживаются несколько внутрикоровых разломов, секущих сейсмические границы в различных направлениях.

На рис. 5.36 в левой части по профилю 1-ЕВ приведены результаты интерпретации сейсмических данных (МОГТ) с использованием методики статистическо-динамического анализа (МСДА) [Ронин и др., 2007]. На разрезе видны следы внедрения мантийных потоков в земной коре, сопровождающиеся переработкой ими пород консолидированной коры (светло-коричневые тона). При этом имеются участки с различной степенью переработки, а именно: с сохранением реликтовых структур, с сохранением фрагментов реликтовых структур, с полным отсутствием реликтовых структур. Происходившие, очевидно, в несколько стадий процессы массопереноса завершались образованием в верхних частях земной коры сейсмически однородных, «прозрачных» (ярко-желтые тона), неправильной формы образований пород, по большей части гранит-гранодиоритового состава. При этом подошва этих образований располагается на отметках ≈ 9–11 км, что соответствует известной зоне земной коры, являющейся подошвой для значительной части известных массивов гранитоидного и ультраосновного-щелочного состава и областью, где завершается прослеживание большинства элементов разломной тектоники. Перемещение мантийных потоков в верхние части земной коры осуществлялось, вероятно, под воздействием мощных тангенциальных и вертикальных напряженно-деформационных глубинных процессов. Их следы отчетливо видны на участках, где сохранились внутрикоровые реликтовые «квазислоистые» структуры, которые под воздействием процессов, сопровождавших массоперенос, приобрели «смятый» характер. При этом направление смятия совпадает с направлением действовавших тектонических сил.

Более ранние и поздние стадии процессов массопереноса вещества проявлены наиболее ярко. Светло-коричневые тона ранних процессов свидетельствуют о неоднородном характере этих участков разреза, по сравнению с поздними процессами – желтые тона (район ОС). Кроме того, отличительной особенностью динамического разреза древней коры является наличие т. н. обособленного слоя в области контакта земной коры и верхней мантии [Ронин и др., 2007].

Совместная интерпретация данных ОГТ и ГСЗ позволила выявить [Сулейманов и др., 2007] общую слоисто-блоковую структуру земной коры и верхней мантии (рис. 5.37). Слоистость земной коры проявляется в закономерном изменении сейсмических скоростей с глубиной, а также в наличии на разрезах ОГТ и ГСЗ достаточно протяженных (100–200 км) субгоризонтальных границ. Природа этих границ разная. В нижней коре они могут быть связаны со сменой скоростей, т. е. могут отражать смену состава пород и их метаморфизма. В верхней и средней коре это в основном физические границы, соответствующие смене механических свойств среды (степени трещиноватости, расслоенности, флюидонасыщенности). Изменение этих свойств объясняется ростом с глубиной давления и температуры. Большую роль при формировании расслоенности земной коры играют и горизонтальные подвижки отдельных частей коры.

Помимо субгоризонтальной расслоенности, земная кора характеризуется и блоковым строением. Отдельные блоки различаются мощностью коры (она меняется на профиле от 40 до 50 км), сейсмическими скоростями в нижней коре и в верхней мантии, числом сейсмических границ и их формой. Разделены блоки обычно разломами листрической формы. Некоторые из них дают основание выделить в пределах кратона древние орогены и палеорифты. Например, четко очерчивается Петрозаводский блок, с двух сторон ограниченный листрическими разломами [Сулейманов и др., 2007].

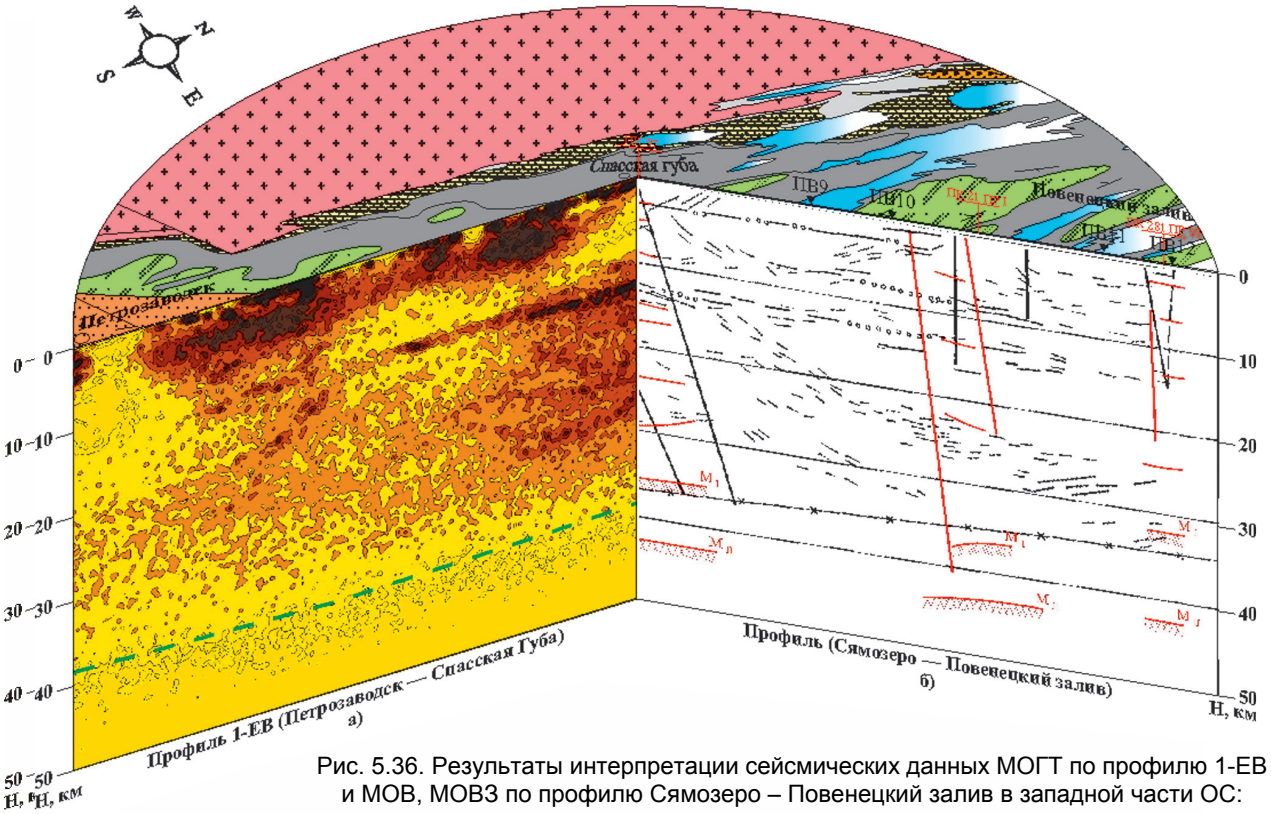



Рис. 5.36. Результаты интерпретации сейсмических данных МОГТ по профилю 1-ЕВ и МОВ, МОВЗ по профилю Сямозеро – Повенецкий залив в западной части ОС:

а – фрагмент глубинного динамического разреза [Ронин и др., 2007]; б – фрагмент глубинного разреза (МОВ-ГСЗ + МОВЗ) по профилю Сямозеро – Повенецкий залив (рис. 5.23)

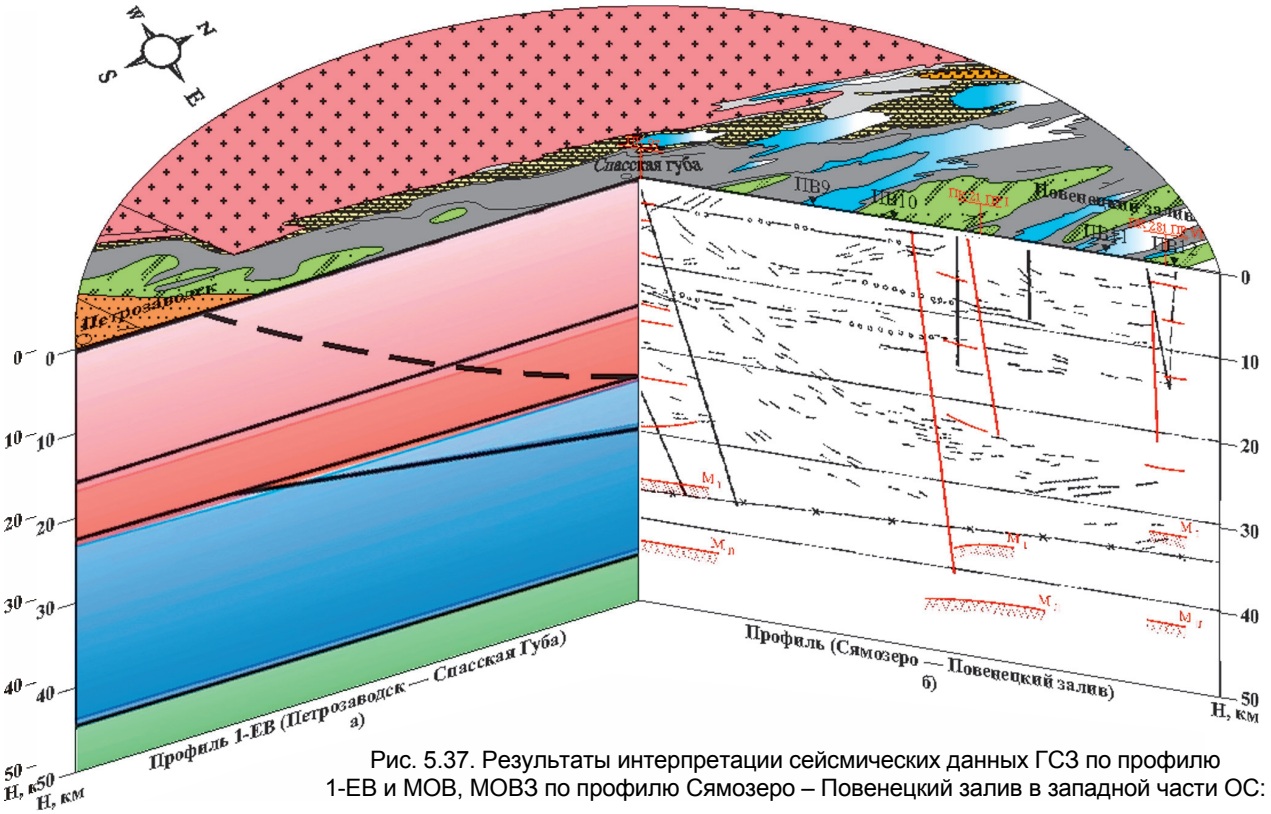



Рис. 5.37. Результаты интерпретации сейсмических данных ГСЗ по профилю 1-ЕВ и МОВ, МОВЗ по профилю Сямозеро – Повенецкий залив в западной части ОС:

а – сейсмический разрез (ГСЗ) с глубинными разломами по данным ОГТ по профилю 1-ЕВ (рис. 5.27б); б – фрагмент глубинного разреза (МОВ-ГСЗ + МОВЗ) по профилю Сямозеро – Повенецкий залив (рис. 5.23)

Несмотря на многообразие подходов и результатов интерпретации, есть и общие черты в приведенных выше моделях. В районе ОС они следующие: достаточно четкое деление земной коры на четыре слоя с глубинами 3–4 км, 12–14 км, 22–25 км, 36–45 км; блочное строение, определяемое системами глубинных разломов, секущих земную кору в различных направлениях.

На рис. 5.38 показан вариант геолого-геофизической модели западной и центральной частей ОС, построенной специалистами ОАО «НПЦ «Недра» (О.А.Есипко) и Института геологии КарНЦ РАН (Н.В. Шаров, Б.Н. Клабуков, Д.В. Рычанчик, А.Е. Ромашкин), в которой учтены основные результаты выполненных ранее исследований и построений для ОС.

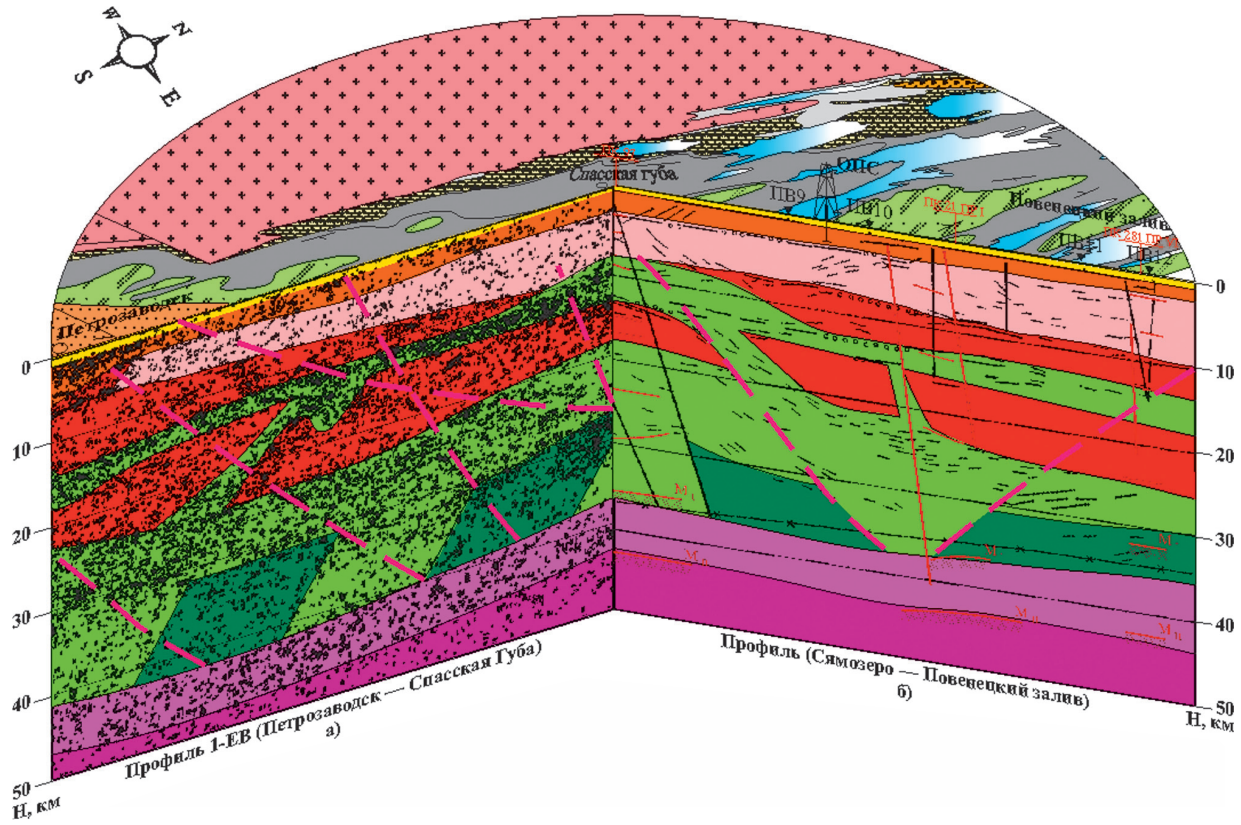



Рис. 5.38. Геолого-геофизическая модель западной части ОС:

а – фрагмент глубинного мигрированного разреза (рис. 5.27а); б – фрагмент глубинного разреза (МОВ-ГСЗ + МОВЗ) по профилю Сямозеро – Повенецкий залив (рис. 5.23)

До 3–4 км разрез представлен силло-осадочным комплексом с внедрениями лавы. Далее идет зона промежуточных магматических очагов, подошва которой фиксируется на глубине 9–12 км. На отдельных участках территории эта граница поднимается до 6–8 км (Петрозаводской блок, район Спасской Губы). Еще ниже (12–30 км) идет сложнопостроенная толща, неоднородная по степени преобразования, возрасту образования и составу, со следами мантийных потоков. Внутри этой толщи прослеживается граница 22–26 км с подъемом до 18 км (район Спасской Губы) и погружением на юго-восток. Следующая зона (30–42 км) – габбро-пироксенитовая ассоциация, разделенная на блоки системой глубинных разломов, переходит в предмантийную переходную зону ($M_1$–$M_п$), залегающую в интервале глубин 37–47 км.

Понятно, что любая модель, построенная для глубин, не охваченных бурением, является прогнозной. Однако построение таких моделей может послужить основой для выбора оптимальных координат заложения глубоких и сверхглубоких скважин, без бурения которых любые построения остаются лишь прогнозом, который, как показывает практика, часто далек от факта. Одним из перспективных мест для бурения сверхглубокой скважины на ОС является ее западный борт (район Спасской Губы), где ряд наблюдаемых на глубинных разрезах границ расположены максимально близко к поверхности. Бурение в этом районе сверхглубокой скважины глубиной 7–8 км может подтвердить и уточнить природу границ и строение зоны промежуточных магматических очагов, а также

интерпретационных и модельных построений до глубин 12–15 км, проводимых по линии профиля 1-ЕВ. Для уточнения координат заложения скважины целесообразно провести комплекс наземных исследований по линии профиля Спасская Губа – ОПС – Большая Онега.

## 5.4. ПЕТРОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Рассматриваемые в данной главе подходы к созданию модели развития ОС в докембрии основываются на геологических, геофизических, петрологических и геохимических материалах, изложенных в предыдущих главах и разделах монографии, а также в других публикациях по региону и прилегающим территориям [Кожевников, 2000; Колодяжный, 2006; Леонов и др., 2001; Лобач-Жученко и др., 2000; Миллер, 1988; Минц, 1998; Светов, 2005; Сыстра, 1991 и др.]. Авторы пытаются в хронологическом порядке оценить условия формирования и преобразования продуктов магматизма как на поверхности, так и на разных горизонтах коры и верхней мантии, а также оценить их перемещения в виде магматических расплавов и твердых тел.

Эволюция породных ассоциаций, слагающих современную территорию ОС, существенно контрастирует в архее и палеопротерозое. Для мезо-неоархея предлагаемая эволюционная модель развития фундамента территории ОС базируется на принципах тектоники литосферных плит и связана с конвергентным режимом в зоне перехода океан – континент [Кожевников, 2000; Светов, 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2003]. В течение палеопротерозойской эры (время непосредственного заложения и развития ОС) все геодинамические события приурочены к внутриплитным процессам [Коросов, 1991], происходящим на сформировавшемся в архее континентальном основании.

Несмотря на дискуссионность ряда положений теории тектоники литосферных плит, в т. ч. и возможность применения современных геодинамических обстановок к раннему докембрию, авторы считают целесообразным на уровне возможных сопоставлений проводить реконструкцию геологических событий, зафиксированных в породных комплексах ОС или предполагаемых событий, на основе косвенных геологических данных.

Доархейские условия становления территории не рассматриваются в данной работе, однако стоит упомянуть факт находки детритовых цирконов хадейского возраста (> 3,8 млрд лет) в пределах породных ассоциаций Водлозерского блока [Кожевников, 2010], что подтверждает существование древнейшей на Фенноскандинавском щите континентальной коры, сопоставимой с корой западной Гренландии.

В качестве архейского фундамента ОС выступают палео- мезо- и неоархейские комплексы Водлозерского блока (древнейшими из которых являются ТТГ серии возрастом 3,24–3,0 млрд лет [Сергеев и др., 2007]* и мезо-неоархейский Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, обнаженный на западном фланге ОС (детально описанный в гл. 1), который в настоящее время сформирован породами коматиит-базальтовой, андезитовой серий и ассоциирующими с ними гранитоидами различного возраста и состава [Светов, 2005, 2009; Чекулаев и др., 1997].

Данный породный ансамбль формировался в результате эволюции долгоживущей конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока начиная с 3,05 млрд лет и до 2,68 млрд лет развивающейся в режиме пологой субдукции (рис. 5.39, а – в). В этом временном интервале в конвергентной системе эволюционируют геодинамические режимы, от стадии заложения островодужной системы, раскрытия задугового бассейна и последующего аккреционно-коллизионного этапа. Субдуцирует горячая океаническая плита в режиме пологого погружения, что маркируется многократным проявлением адакитового, байяитового и высоко-Nb вулканизма андезитового ряда [Светов, 2005, 2009]. Бурение ОПС показало, что в основании Северо-Онежского синклинория залегают массивы крупно-среднезернистых гранитоидов, сформированные в ходе активной метасоматической переработки мезоархейских ТТГ ассоциаций, широко представленных в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Цирконометрия гранитоидов указывает на их возможное формирование на уровне 2711 ± 17 млн лет. Изотопный состав неодима гранитов ($\varepsilon Nd_{(2700)}$ = +0,9…+1,2), скорее всего, отражает связь их эволюции с плавлением ранних (~ 2850 млн лет) гранитоидов тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации с ювенильными изотопно-геохимическими характеристиками ($\varepsilon Nd_{(2850)}$ ~ +3,0) [Ларионова и др., 2007; Puchtel et al., 1999]. Свидетельством этому являются находки в гранитах единичных зерен цирконов с U-Pb возрастами 2817 ± 14–2810 ± 9 млн лет, которые могли быть унаследованы от ТТГ-гранитоидного источника (гл. 3).

* Некоторые исследователи предполагают ее возраст древнее 3,5 Ga (см. разд. 1.2).

Временной интервал 2,76–2,72 млрд лет является завершающей фазой развития субдукционной системы на западном фланге Водлозерского блока (рис. 5.39, в) и маркируется формированием андезитовых ассоциаций в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе и гранодиоритовых массивов санукитоидного ряда (в частности, в Хаутаваарской структуре) возрастом 2790 ± 20 млн лет [Бибикова, 1989], в Чалкинской структуре возрастом 2745 ± 5 млн лет [Овчинникова и др., 1994]. Андезитовые серии в это время образуются в Хаутаваарской мегаструктуре, в частности АДР-серии известково-щелочного ряда в Масельгской палеовулканической постройке. Цирконометрия вулканитов данной постройки дает две изохроны 2743 ± 12 млн лет, что идентично времени формирования близлежащего Чалкинского массива санукитоидов и 2686 ± 18 млн лет [Светов и др., 2010]. Близкие возрастные значения также получены для субвулканического некка оз. Сарилампи, секущего Чалкинскую вулканическую постройку 2765 ± 13 млн лет [Светов и др., 2010]. Все перечисленные комплексы маркируют заключительную постколлизионную стадию формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. К временному рубежу 2,76–2,68 млрд лет завершилось развитие конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока, в ходе чего произошло формирование мощной консолидированной континентальной коры, соединяющей в себе реликты мезонеоархейских стратотектонических ассоциаций (террейнов). Дальнейшая эволюция территории проходит в транспрессионно-транстенсионном режиме, вызывая не только заложение нового типа бассейнов седиментации (pull-apart), но и коренным образом меняя структурно-тектонический облик территории. Маркерами вулканической активности на данном этапе являются появление в разрезах кислого пирокластического материала и широкое развитие интрузивных комплексов субщелочного и известково-щелочного ряда в интервале 2,72–2,70–2,65 млрд лет. Осадочные парагенезы (типа тимискаминг), формирующиеся в бассейнах пулл-апарт типа, характеризуются очень низкой зрелостью осадочного материала и незначительной степенью его выветривания. Весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса – молодым и древним гранитоидам, основным (коматиит-базальтовый аллохтон) и кислым (древняя островодужная и молодая окраинно-континентальная ассоциации) вулканитам. Данный этап формирования Карельского кратона укладывается во временной интервал 300–400 млн лет и фактически завершается присоединением КГЗО к краевой части Пангеи-0 [Хаин, Божко, 1988] на завершении позднего архея.

Таким образом, к временной границе архей – палеопротерозой был окончательно сформирован фундамент ОС, при этом магматическая реактивизация территории начала возобновляться на уровне 2,5–2,45 млрд лет. Изучение гранитоидов основания Северо-Онежского синклинория показало, что породы содержат отдельные генерации цирконов (с датировками 2547 ± 26 млн лет, 2525 ± 52 млн лет, 2453 ± 13 млн лет) (см. разд. 4.2), что может быть следствием интенсивной метасоматической переработки пород на стадии инициализации сумийского вулканизма.

Можно предположить, что в это время территория ОС и, вероятно, весь Карельский кратон испытывали подъем и интенсивную эрозию, на отдельных участках формировались коры химического выветривания [Коросов, 1991]. Причиной сводового поднятия территории явилось зарождение мантийного плюма Виндибелт [Куликов и др., 2005]. Поступление из мантии большого объема высокомагнезиального горячего вещества сопровождалось вертикальным поднятием расплавов в прикоровую область над головной частью плюма, однако быстрому внедрению плюмового материала в кору препятствовал погребенный океанический слэб, сформированный в архее и подстилавший в палеопротерозое нижнюю континентальную кору [Светов, 2005]. Фрагмент слэба являлся барьером вертикального распространения плюмового материала, давая ему распределяться латерально и делая невозможной коровую контаминацию.

В дальнейшем (около 2,45 млрд лет) плюмом Виндибелт был расплавлен и переработан фрагмент архейского слэба, что позволило коматиитовым расплавам внедряться в средние и верхние горизонты континентальной коры, испытывая при этом контаминацию корового материала с формированием гибридных магм типа коматиитовых базальтов, и изливаться на поверхность в рифтовых долинах (в структурах Ветреного Пояса) [Куликов и др., 2011]. Данный этап фиксируется формированием мощных дайковых тел габброноритов (Авдеевская, Шальская и др. стр.) на Водлозерском блоке, для которых установлены возрасты по бадделеиту (2,504–2,510 млн лет). Образование даек связано с начальным этапом внедрения высокомагнезиальных расплавов [Bleeker et al., 2008; Kulikov et al., 2010], что впоследствии неоднократно повторялось, в т. ч. при становлении Бураковского плутона возрастом 2,43–2,45 млн лет (см. разд. 1.2.1).

Вероятно, первые внедрения высокомагнезиальной основной магмы, получившие название «ветренитовой» [Куликов и др., 2010], отражают рубеж кардинальной смены геодинамических режимов в восточной части Фенноскандинавского щита, проходящего на границе архея и палеопротерозоя.

Палеопротерозойская эра является определяющей в формировании породных комплексов ОС. На раннем этапе ее развития (2,50–2,40 млрд лет) происходило становление вулканогенно-осадочной ассоциации андезибазальтов (сумийский комплекс, рассматриваемый в монографии на примере разреза кумсинской свиты) (гл. 3). Данная вулканическая ассоциация имеет ряд уникальных геохимических особенностей, как уже отмечалось при детальном описании породной ассоциации (разд. 1.2.1), для нее характерно сочетание стабильно высоких концентраций MgO 4,5–10,3 масс. %, Cr 33–890 ppm, Ni 73–259 ppm, в сочетании с повышенным $SiO_2$ 53,2–58,2 масс. % и очень низким уровнем содержания ТРЗЭ (Tm 0,24 ppm; Yb 1,40 ppm; Lu 0,20 ppm), подобная геохимическая специфика отличает все разрезы сумийских вулканитов Центральной Карелии [Светов и др., 2009]. Вместе с тем для высокомагнезиальных андезитов сумия характерны также высокие содержания Sr (от 100 до 3000 ppm) и Ba (от 100 до 2000 ppm). На спайдерграммах вулканитов сохраняется идентичность спектров по всему разрезу, четко выделяются отрицательные Ta, Hf, Ti аномалии, что является важным геохимическим маркером субдукционной компоненты при формировании расплава, кроме того, спектры имеют очень низкие содержания ТРЗЭ (что свойственно байяитовым и адакитовым расплавам из субдукционных обстановок). Таким образом, полученные нами геохимические данные показывают, что природа первичных высокомагнезиальных сумийских расплавов не может объясняться исключительно моделями континентального рифтогенеза, по многим геохимическим параметрам четко маркируется субдукционная составляющая.

Подобные выводы были получены при детальном петрологическом изучении сумийских ассоциаций Северной Карелии, в пределах Шомбозерской и Лехтинской структур. Для мафитовых комплексов (вулканиты + габброиды) Шомбозерской структуры получена изохрона по циркону 2423 ± 23 млн лет [Злобин, Богина, 2010], при этом изучаемые породы также наследуют субдукционную составляющую, выраженную в высоких содержаниях легких РЗЭ и отрицательных аномалиях по Nb, Ti, что позволяет предполагать формирование андезитов, андезибазальтов в рифтогенном режиме при дифференциации мантийных магм, переработанных в результате более раннего субдукционного события [Злобин, Богина, 2010].

Единственным, на наш взгляд, возможным объяснением уникальной геохимической природы сумийских расплавов (сочетающих субдукционную компоненту при формировании во внутриплатформенном режиме) может стать модель (рис. 5.39, г), по которой палеопротерозойский рифтогенез был инициирован активизацией плюмового магматизма (плюм Виндибелт) в регионе на рубеже 2,5–2,45 млрд лет, при этом в ходе подъема мантийного плюма в процессы плавления вовлекались погруженные под континетальной литосферой фрагменты архейских слэбов (непереработанные субдуцированные части мезоархейской океанической коры возрастом 3,05–3,0 млрд лет), что при их плавлении в режиме рифтогенного растяжения позволило получить расплавы с геохимической характеристикой, близкой к субдукционным магматическим комплексам неоархейского (2,85 млрд лет) возраста.

Подтверждением данной модели может являться химическая систематика пород по флюидмобильным элементам (FME). Для изучаемых сумийских ассоциаций концентрация FME достаточно низка, так, Be (0,5–1,7 ppm), As (< 0,02 ppm), Li (0,8–2,4 ppm), при вариации Be/Nd отношения на уровне 0,02–0,04 (для активных окраин и вулканических дуг стандартными являются значения 0,07–0,15 [Kamber et al., 2002], что, несомненно, свидетельствует о ранней дегидратации погребенного океанического слэба в режиме пологой архейской субдукции.

Плюм Виндибелт, по-видимому, оставил свои следы не только в верхней и средней коре в виде соответствующих интрузивных и эффузивных образований, но и в более нижних частях литосферы. Пока не найдены те породы, которые могли бы дать прямое представление о составе сейсмического переходного слоя кора – мантия на профилях МОВЗ ОС, но некоторые косвенные геофизические и геохимические признаки существуют. Так, скоростные характеристики ($V_p$ = 7–8 км/с) свидетельствуют о наличии основных-ультраосновных пород в этом слое. Геохимические параметры: повышенное содержание $SiO_2$ (до 53 %), MgO (до 18 %) и пониженные $TiO_2$ (< 1 %), Nb, Ta, а также отрицательный εNd магматических пород, формировавшихся из этого слоя (резервуара), показывают существенную контаминацию первичных (предположительно коматиитовых) расплавов плюма континентальной корой [Puchtel et al., 1998]. В результате образовавшиеся в нем магмы относятся к ветренитовому типу (коматиитовые базальты). Данный резервуар ветренитовой магмы, очевидно, формировался в головной части плюма на границе коры и мантии, т. е. пространственно совпадая с переходным слоем кора – мантия в разрезе профиля МОВЗ (Сегозеро – Пиндуши – Пудож). В такой интерпретации логично увязываются большие площади распространения близких по возрасту мафит-ультрамафитов палеопротерозоя (2,5–2,4 млрд лет), формировавшихся на разных уровнях

литосферы ЮВ Фенноскандинавского щита, с сопоставимой площадью развития субгоризонтальной части плюма Виндибелт.

Верхняя граница данного резервуара могла подниматься, что способствовало формированию крупных магматических тел как в глубоких частях коры (например, Бураковский массив), так и на ее поверхности (в рифтовых долинах). Закристаллизованный магматический резервуар ветренитовой магмы палеопротерозоя в кровле плюма Виндибелт не претерпел существенных изменений в последующее время и отвечает переходному слою кора – мантия в современной литосфере [Куликов и др., 2010; Шаров и др., 2010].

Дальнейшее развитие ОС происходило в сариолийское время (2,4–2,3 млрд лет), когда завершается процесс поднятия Карельского массива, происходят транспрессионно-транстенсионные деформации, вызывающие разрушение териитории и приводящие к формированию молассоидных бассейнов пулл-апарт типа (рис. 5.39, д). Терригенные образования сменяются предъятулийскими корами химического выветривания. Магматические образования в этот период нехарактерны, за исключением отдельных рифтов.

Существенную перестройку ОС испытала в ятулийский период (2,3–2,1 млрд лет), который знаменуется заложением на ее площади морского континентального бассейна. Формируется протоплатформенный чехол с трехфазным проявлением базальтового магматизма траппового типа [Голубев, Светов, 1983; Куликов и др., 1999; Светов, 1979]. Его геохимические характеристики сопоставимы с трапповыми провинциями, в частности с Сибирской пермо-триасовой [Puchtel et al., 1998]. Лавовые покровы базальтов, силлы и иногда штоки долеритов распространены на обширной территории далеко за пределами ОС. Их генезис связывается с ятулийским суперплюмовым событием и его отдельными фазами (рис. 5.39, е).

Традиционно происхождение крупных магматических провинций фанерозоя на континентах связывают с плюмами или суперплюмами. Однако в последние годы появились идеи о процессах деламинации в литосферной мантии, т. е. отрыв ее отдельных тяжелых слоев и погружение их в менее плотную астеносферу, одновременно менее плотные расплавленные части астеносферы внедряются в полости, возникающие при отрыве пластин, а далее расплавы поступают в кору. Этот вариант, предложенный для Сибирской трапповой провинции А.В. Соболевым, также заслуживает внимания и требует тщательной проработки применительно к Фенноскандинавскому щиту.

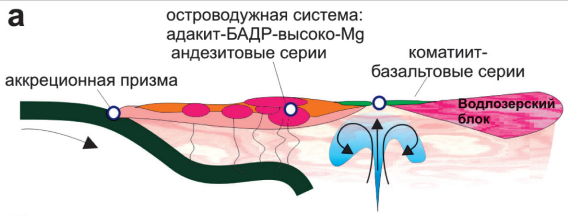
Людиковийский период (2,1–1,92 млрд лет) по вещественному составу и пространственному распространению породных ассоциаций существенно отличается от ятулийского. В этом интервале широким распространением пользуется мафит-ультрамафитовый магматизм, который наиболее ярко проявлен в таких палеопротерозойских структурах Фенноскандинавского щита, как Онежская, Печенгская и Куолаярвинская. В ОС в результате активизации плюмового процесса происходит формирование двух близких по возрасту комплексов: раннего заонежского и более позднего, суйсарского (рис. 5.39, ж). Последний характеризуется широким развитием высокомагнезиальных пород пикритовой серии (пикриты, пикробазальты, базальты), которые в отдельных разрезах имеют уникальные потоки вариолитовых лав (см. разд. 1.2.4).

Изучение породных комплексов по разрезу ОПС [Наркисова и др., 2010] показало, что базальты заонежского комплекса близки по геохимии к E-MORB типу, обеднены Sr и незначительно деплетированы Ti, Ta, Nb. Пикробазальты суйсарского уровня отличаются от заонежских более фракционированными спектрами РЗЭ, близкими к OIB типу. В вулканитах отмечаются пониженные концентрации K, Rb, Cs, Ba, Sr, Th и возрастают содержания легких РЗЭ и Nb. По данным индикаторных отношений ($Sm/Yb_N$, Lu/Hf, Ti/Y), пикробазальты, базальты и долериты суйсарского комплекса образовались из обогащенного компонентом OIB мантийного источника (гранатовых перидотитов), а базальты заонежского комплекса генерировались из шпинелевых перидотитов. Причем в базальтах заонежского комплекса низкие значения $Nb/La_N$ = 0,3–0,9 и $Nb/Th_N$ = 0,2–0,9 при εNd(т) = +0,4…+1,1 отражают значительную ассимиляцию корового вещества, в то время как для базальтов суйсарского комплекса контаминация была менее значительна [Наркисова и др., 2010].

Ранние геохимические исследования заонежских вулканитов на о. Суйсари, Соломенском кряже [Puchtel et al., 1998] показали, что мафиты характеризуются негативным отношением εNd, низкими отношениями Ce/Pb, Nb/Th и Nb/La (Puchtel et al., 1998), что может также свидетельствовать о существенном вкладе коровой составляющей (при контаминации) первичных расплавов плюмового генезиса.

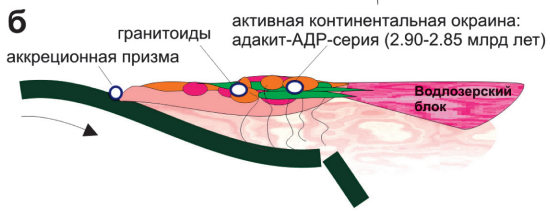
Таким образом, формирование ОС в этот временной период связано с новым пиком активности мантийного плюма, за счет которого формировались мощные комплексы мафитов Центральной Карелии.

Этапы эволюции архейского фундамента Онежской структуры



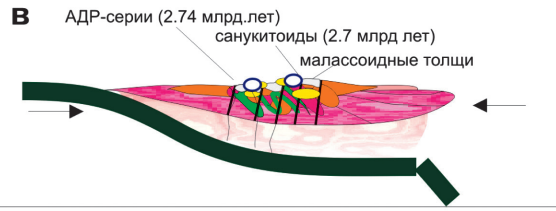

**3,10—2,90** млрд лет. Заложение островодужной системы на западном фланге Водлозеркого блока.

Развитие конвергентной системы с пологим погружением океанического слэба. Формирование адакитов, высоко-Mg андезитов, высоко-Nb андезитов в островодужном комплексе в интервале 3,05—2,92 млрд лет и коматиит-базальтовых ассоциаций в задуговом бассейне 3,00—2,92 млрд лет.




**2,90—2.80** млрд лет. Начало аккреции. Формирование активной континентальной окраины.

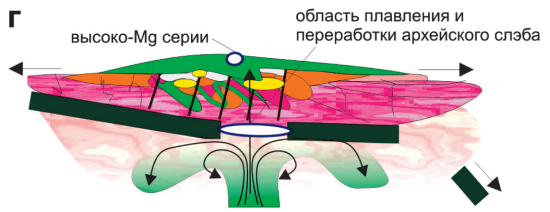
Генерация адакитов, высоко-Mg андезитов, высоко-Nb андезитов в окраинно-континентальном комплексе, плагиогранитов в интервале 2,90—2,84 млрд лет.




**2,76—2,68** млрд лет. Завершение аккреционного этапа. Начало транспрессии. Формирование пулл-апарт структур.

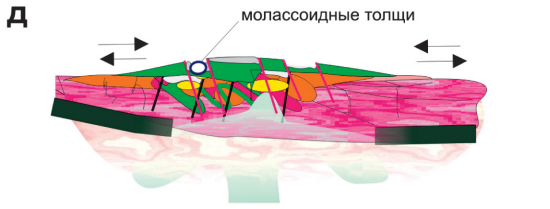
Формирование санукитоидных массивов (гранодиоритов, гранитов), БАДР-серий на аккреционной стадии развития зоны. Начало транспрессионно-транстенсионных процессов и заложение молассоидных толщ в несогласных бассейнах. Завершение субдукционных процессов.

Этапы формирования Онежской структуры в палеопротерозое



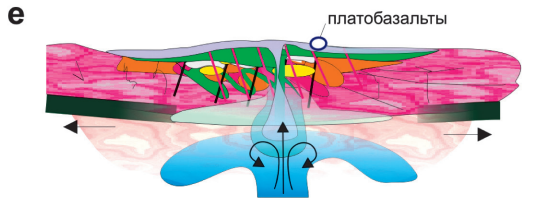

**2,50—2,40** млрд лет (сумий). Инициализация плюмового магматизма.

Начало плюмового магматизма. В процессы плавления вовлечен погребенный фрагмент океанического слэба, подстилающий континентальную кору. Формирование высоко-Mg андезитов в рифтогенных структурах.



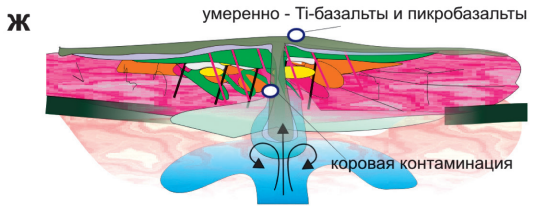

**2,40—2,30** млрд лет (сариолий). Чередование транспрессионно-транстенсионных режимов, заложение пулл-апарт структур.

Перерыв в плюмовой активности. Формирование грубообломочных молассоидных толщ в несогласных бассейнах. Отсутствие продуктов вулканической деятельности.



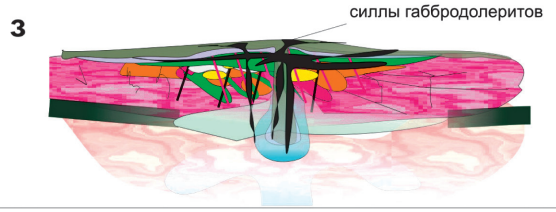

**2,30—2,10** млрд лет (ятулий). Реактивизация плюмового магматизма.

Формирование платформенного чехла с проявлением трехфазного магматизма траппового типа. Заложение обширных морских континентальных бассейнов.




**2,10—1,92** млрд лет (людиковий). Продолжение плюмового магматизма в Онежской структуре.

В процессе эволюции плюма в область плавления вовлекаются разноглубинные мантийные источники, генерируются умеренно-Ti-базальты, пикриты. При подъеме к поверхности расплавы испытывают коровую контаминацию.




**1,92—1,65** млрд лет (калевий—вепсий). Завершение магматизма.

Мощное терригенное осадконакопление в регионе, размыв архейских и палеопротерозойских комплексов. Завершение плюмового магматизма маркируется внедрением силлов габбродолеритов в южной части ОС и проявлением кимберлитового магматизма на СВ площади структуры.

Рис. 5.39 а, б, в, г, д, е, ж, з. Этапы формирования ОС в архее и палеопротерозое

Важно отметить, что людиковийский период по времени совпадает с «нижним калевием» ЮВ Финляндии и ключевыми магматическими комплексами Йормуа, Оутокумпу [Vuollo, Huhma, 2005] (см. табл. 1.1). Это обстоятельство позволяет рассматривать людиковийский магматизм в ОС как отражение интенсивных спрединговых процессов в Свекофеннской провинции Фенноскандии. Однако последующие субдукционные явления в последней лишь частично отразились на Карельском кратоне (массиве) в виде преимущественно сдвиговых деформаций в интервале 1,85–1,75 млрд лет.

Калевийский этап (1920–1800 млн лет) характеризовался широкомасштабным терригенным осадконакоплением в Северо-Онежском синклинории, в ходе которого шел размыв всех более древних пород фундамента ОС, выведенных в область эрозии (рис. 5.39, з). Следует подчеркнуть, что достоверных магматических проявлений в ОС, приуроченных к калевию, не обнаружено.

Становление ОС завершается в вепсийское время (1800–1650 млн лет), на ее территории формируются терригенные осадки, представленные петрозаводской и шокшинской свитами (гл. 1), сохранившимися по СВ периферии Свекофеннской провинции в структурах определенного типа Южно-Онежской мульды или Кумпу (Лапландия). Они образовывались в конце палеопротерозоя и имеют сходство с предгорными прогибами фанерозойских складчатых областей. Отличительной чертой первых является проявление толеитового магматизма в интрузивной форме на конечном этапе (1,77 млрд лет) развития данных структур. Об этом свидетельствует формирование на площади более 4500 км$^2$ Ропручейского силла в Южно-Онежской мульде (рис. 5.39, з). Возможно, с завершающей вспышкой плюмовой активности следует связывать и проявление кимберлитового магматизма в Северо-Онежском синклинории (оз. Кимозеро) [Устинов и др., 2009].

Таким образом, конвергентные события в архее и последующий в палеопротерозое плюмовый магматизм во внутриконтинентальном режиме сформировали современный облик ОС. Эволюция данной территории в фанерозое нами не рассматривалась, так как существуют лишь косвенные признаки возможного проявления магматических событий в ОС по данным цирконометрии (гл. 3).

## 5.5. НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

Накопилось много данных о строении земной коры и взаимных претензий к их интерпретации разными авторами как со стороны геологов, так и со стороны геофизиков. На всех специалистах лежит серьезная ответственность за достоверность получаемой информации и построенные модели. До сих пор остались неувязанными разноречивые сведения о строении земной коры, полученные разными геофизическими, в первую очередь, сейсмическими методами. Расхождения в моделях среды по результатам работ МОВ-ОГТ и ГСЗ все еще значительны и не объяснены исполнителями. То же самое относится к сравнению геофизических данных, полученных при наземных и скважинных наблюдениях. Это заставляет геологов по-своему и не всегда корректно использовать и интерпретировать не объясненную специалистами геофизическую информацию.

При создании сейсмических и комплексных геолого-геофизических разрезов необходимо всесторонне учитывать геологическое строение, картируемое на дневной поверхности. Пространственно-временное взаимодействие эндогенных и экзогенных геологических процессов и отражение их в физических полях составляют основу для прогнозирования процессов прошлого и реального времени. В геологической среде не существует изолированных (региональных или локальных) структурных неоднородностей, аномалий физических полей, процессов и явлений. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены динамически взаимодействующими системами глубинных геосфер, по-разному откликающимися на эндогенные и внешние воздействия.

Главной проблемой по-прежнему является определение природы и поведения глубинных геологических и геофизических процессов на разных глубинных срезах геологического пространства (масштабных уровнях среды) и времени. В связи с этим необходимо проследить эволюцию формирования земной коры, представленную «вещественным выражением».

Для научных и практических задач *геологии, тектоники, минерагении, геодинамики необходимы:*

- объемные геолого-геофизические образы главных геологических структур докембрийского кристаллического фундамента как элементы современного тектонического каркаса Фенноскандии;
- комплексные геолого-геофизические исследования корневых систем ареалов вулкано-плутонизма и центры эндогенной магматической активности как перколяционной организации ячеисто-сотового мантийно-корового тепломассопереноса;

- геолого-геофизические критерии идентификации поверхности разделов протоплатформенных чехлов в суперструктуре земной коры региона;
- разработка по комплексу геолого-геофизических исследований опорных объектов методических подходов к структурно-вещественной идентификации неоднородного строения земной коры;
- введение при интерпретации геофизических данных по глубинному строению земной коры управляющего параметра геологического времени;
- учет нелинейной геодинамики, событий диссипативного структурообразования в активных геологических средах докембрийской земной коры.

Необходимо углубление комплексности исследований – геология и геофизика, неотектоника и геофизика. Нужны разноуровневые геодинамические модели среды.

Следует уделить внимание вопросу изучения особенностей развития тектогенеза и рудогенеза в расслоенных интрузиях. Огромная информация о глубинных породах и процессах содержится во включениях в ядрах мантийно-коровых диапиров. Необходимо усилить исследования этих образований.

*Вот некоторые темы, спорные или нерешенные вопросы для предстоящих работ:*

- Степень и механизм участия древних геологических образований в последующих тектонических событиях фанерозоя, новейшего времени.
- Характер проявления новейших структурных форм в древних образованиях, в т. ч. погребенных под осадочным чехлом.
- Гляциотектоника и ее связь с эндогенной геодинамикой.
- Влияние факторов внешних воздействий на литосферу и более глубокие геосферы Земли.
- Динамическое взаимодействие крупномасштабных неоднородностей земной коры и верхней мантии – теоретические и практические аспекты.
- Разноранговые поля тектонических напряжений – взаимосвязь и влияние на условия и места проявления нежелательных аномальных экзогенных и эндогенных процессов.
- Кольцевые и импактные структуры. Как отделить реальные факты их проявления от мистического восприятия увлеченного исследователя?
- Какова величина эрозионного среза древних комплексов и как учесть ее при построении глубинного разреза земной коры и при выяснении положения и природы физических границ в коре.

# ГЛАВА 6

# МИНЕРАГЕНИЯ ОНЕЖСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

## 6.1. КОМПЛЕКСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Онежский рудный район характеризуется разнообразными по масштабам и генезису месторождениями осадочного, вулканогенного и магматического генезиса (табл. 6.1). В его пределах залегают крупные месторождения хромита и ЭПГ в расслоенном Бураковском плутоне, месторождения высокованадиевого титаномагнетита в субвулканических интрузиях – Пудожгорской и Койкарско-Святнаволокской [Трофимов, Голубев, 2000, 2008], а также полигенные месторождения падминского типа Cu-U-Mo-V-Pt-Pd, приуроченные к черносланцевым толщам [Металлогения Карелии, 1999; Минерально-сырьевая база…, 2005; Филиппов, Голубев и др., 1999]. Онежский рудный район представляет собой также уникальный мировой объект по масштабам и уровню концентраций восстановленных форм углерода (преимущественно в виде шунгита) в докембрии, отражающих интенсивность и длительность процесса флюидопереноса рудогенных компонентов, связанных с трапповым магматизмом в раннем протерозое [Голубев и др., 2010; Рыбаков, Голубев, 2000].

### *Хромитовое и благороднометалльное оруденение*

В пределах Бураковского плутона залегают Аганозерское месторождение хромитовых руд и Шалозерское проявление хромитовых и платинометалльных руд (горизонт «А»), приуроченные к одному хромитовому пласту – Главному хромитовому горизонту (ГХГ), обнаруженному при геологической съемке в 60-е гг. (см. гл. 1, рис. 1.9–1.10). Детальное его описание приведено в работах [Ганин и др., 1995; Голубев и др., 2004; Лавров, Трофимов, 1986; Лавров и др., 2004, 2006; Трофимов и др., 2004; Шарков, 2006; Шарков и др., 1995].

***Аганозерское месторождение хромитов*** образует пластообразную залежь площадью 20 кв. км при протяженности в меридиональном направлении 8,5 км и ширине до 3 км, с падением крыльев к центру синформы под углом 7–53□. Максимальная глубина его погружения оценивается в 750 м (под акваторией оз. Аганозеро). Рудное поле интенсивно тектонизировано разломами СЗ простирания, большинство из которых имеет взбросовый характер с амплитудой вертикального смещения 25–30 м, редко до 170 м.

Мощность рудного пласта колеблется от 0,7 до 5,4 м, средняя – 2,5 м. Содержание $Cr_2O_3$ колеблется от 45,8 до 52,8 % (табл. 6.2). Кровля и подошва сложены бедными редковкрапленными рудами с 15 % $Cr_2O_3$, постепенно переходящими к центральной и нижней частям в средне- и густовкрапленные, реже массивные разности. Руды имеют тонко- и мелкозернистое сложение. Текстура руд вкрапленная прожилковая, гнездово-ветвистая, полосчатая, ветвисто-полосчатая, редко массивная; структура – идиоморфнозернистая соприкосновения и полигональная дорастания. Вмещающие породы лежачего бока ГХГ представлены пойкилитовыми верлитами УЗ. Петрографический состав вмещающих пород висячего бока более разнообразен (табл. 6.3). Породы представлены верлитами, лерцолитами, клинопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами и вебстеритами [Ганин и др., 1995].

***Шалозерское проявление хромитов*** приурочено к ГХГ, который прослежен по простиранию на расстояние 26 км. Он также образует пластовую залежь с выходом под покров четвертичных отложений и падением к центру блока под углом от 12–25□ в северной, 30–45□ центральной и 20□ в южной частях. В южной части проявления, в зоне дугообразного надвига, ГХГ имеет субмеридиональное простирание с падением на запад и СЗ под углом 20□. Максимальная глубина подсечения кровли горизонта составляет 413,7 м в ЮВ части блока, а предполагаемая глубина погружения – 1700 м [Ганин и др., 1995; Логинов и др., 2007].

ГХГ имеет несколько большую среднюю мощность – 3,3 м (максимально – 7,0 м), среднее содержание $Cr_2O_3$ – 15,5 % (6,3–27,4 %). Он сложен пойкилитовым хромитовым лерцолитом с переменным количеством хромита. В ЮЗ направлении отмечается тенденция значительного снижения количества хромита в рудном горизонте до 5–12 %. Кровля его здесь образована оливиновыми вебстеритами, содержащими до 15–20 % тонкозернистого хромита, реже лерцолитами.

Таблица 6.1. **Месторождения и рудопроявления Онежского рудного района с благороднометалльной специализацией**

| Объекты | Зона, горизонт, свита | Благородные металлы | | | | Рудные металлы | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Главные | | Второстепенные | |
| | | Тип | Содержание, г/т | Минеральные формы | Категория, прогнозные ресурсы, т | Содержание, % | Запасы, ресурсы, млн т | Содержание, % | Запасы и ресурсы, тыс. т |
| Плутонический комплекс. Расслоенные интрузии | | | | | | | | | |
| Бураковский лополит | ПЗ. подошва ГХГ краевая часть пижонитовых габброноритов Габброноритовая, полосчатая и верхняя подзоны | Стратиформный малосульфидный | Pt 1,1–1,5<br>Pd 0,8–3,5<br>Pt 0,2<br>Pd0,2<br>Pt 0,3–0,5<br>Pd 1,1–3,5<br>Au – 0,1–0,9 | Мончеит, меренскит, котульскит фрудит, сопчеит, соболевскит, сперрилит | Pt + Pd<br>$P_1 + P_2$<br>477<br>Au $P_1 + P_2$<br>816 | | | | |
| | ГХГ Аганозерского блока | Стратиформный окисный | Pt, Pd 0,1–3,2<br>Os, Ru, Jr – 0,3 | Лаурит-эрликманит | | $Cr_2O_3$ – 22,8 | B-$P_2$<br>48,2 | | |
| | Линейные зоны брекчирования | Гидротерм. метасомат. сульфидный | Pd 2–10 | Не установлены | | | | | |
| Вулканогенно-осадочный комплекс. 1. Трапповая формация. Пудожгорский тип | | | | | | | | | |
| Пудожгорская пластовая интрузия | ТМГ: полная мощность, обогащенный слой (5,3 м) | Стратиформный малосульфидно-окисный | Pt, Pd, Au – 0,576<br>Pt, Pd, Au – 1,48<br>Pt, Pd, Au – 0,875<br>Pt, Pd, Au – 1,97 | Котульскит меренскит самородное золото | $P_1$<br>247<br>$P_1$<br>270 | $TiO_2$ – 8,14<br>$V_2O_5$ – 0,43<br>$Fe_{вал.}$ – 28,9 | B +$C_1$ + $C_2$<br>25,8<br>1,36<br>91,7 | Cu – 0,13 | 412 |
| Койкарско-Святнаволокский силл | ТМГ: полная мощность, обогащенный слой (7,4 м) | | | | | $TiO_2$ – 6,0<br>$V_2O_5$ – 0,32<br>$Fe_{вал.}$ – 23,0 | $C_1$ + $C_2$<br>18,8<br>1,0<br>72,3 | Cu – не оценивалась | |
| 2. Черносланцевая формация. Онежский тип. 2А. Падминский подтип (Cu – U – Mo – V) | | | | | | | | | |
| Средняя Падма | Заонежский горизонт, нижняя подсвита. Тамбицкая зона СРД | Метасоматический, комплексный | Au – 0,23<br>Pd – 0,29<br>Pt – 0,02 | Изучены недостаточно. Установлены самородные Au, Ag, Pd, Cu и их твердые растворы и интерметаллиды | $P_1$<br>10–20 | $V_2O_5$ – 2,35 | $C_1$ + $C_2$<br>0,11 | U – 0,07<br>Mo – 0,02<br>Cu – 0,04<br>Bi, Se | 3,0<br>1,0<br>2,0 |
| Верхняя Падма, Весеннее, Царевское | | | Au, Pd – 0,5 | | $P_3$ – 100 | $V_2O_5$ – 2,5<br>(2,3–4,2) | $C_2$ + $P_1$<br>0,25 | U, Mo, Cu | |
| Космозеро, Южное Космозеро, Великая Губа | Святухинско-Космозерская зона СРД | | Au, Pd – 0,5 | | | $V_2O_5$ –<br>2,5–2,9 | $C_2$ + $P_1$<br>0,15 | U, Mo, Cu | |
| 2Б. Стратиформный –Уницкий подтип | | | | | | | | | |
| | Заонежский горизонт, средняя подсвита | Конкреционный углерод-сульфидн. | Pt , Pd, 1,7–7,8<br>Au 0,8–3,7<br>Ag 5,2–70<br>Jr – 1,2–2,0<br>Rh – 0,6–1,0<br>Os – 0,02–0,3 | | $P_3$ –<br>100–200 | | | Cu до 1,3<br>Zn до 0,9<br>Ni до 0,5<br>Pb до 0,4 | |
| 3. Эксгаляционно-осадочный тип (медистых песчаников) | | | | | | | | | |
| Воронов Бор | Янгозерский надгоризонт Святухинско-Космозерская зона СРД | Вулканогенно-гидротермальный, метасоматический | Pt, Pd – 0,01–0,1<br>Au – 0,1–0,5<br>(до 80)<br>Ag – 10–16<br>(до 52) | | $P_3$<br>15 (Au) | Cu – 1,39 | 4,9 | Mo –<br>0,008–0,4<br>Bi – 0,002–<br>0,4 | |

По составу хромиты ГХГ Аганозерского и северной части Шалозерского блоков относятся к железистым и магнезиально-железистым субферриалюмохромитам, изменяясь до ферриалюмохромитов в ЮВ части Шалозерского блока. Содержание благородных металлов (БМ) невелико: сумма Pt, Pd и Au – 0,12 г/т, Ru + Jr – 0,15 г/т. Минеральные формы представлены сульфидами ряда лаурит – эрликманит и интерметаллидами ряда изоферроплатина – аваурит [Барков и др., 1991; Трофимов и др., 1990]. В целом платиноидная минерализация в хромитах обладает хорошо выраженной Pt – Ru – Os – Ir специализацией (табл. 6.4) и обнаруживает сходство с минерализацией хромитовых горизонтов массивов Стиллуотер и Пеникат.

Таблица 6.2. **Состав хромитов Главного хромитового горизонта Аганозерского блока, масс. %**

| Оксиды | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 1,76 | 1,97 | 1,93 | 0,56 | 1,68 | 1,42 | 1,16 | 1,30 | 1,36 |
| $TiO_2$ | 1,01 | 1,13 | 1,16 | 1,40 | 1,16 | 1,40 | 1,50 | 1,03 | 0,95 |
| $Al_2O_3$ | 11,19 | 10,45 | 9,06 | 9,00 | 10,29 | 9,01 | 10,07 | 7,97 | 8,38 |
| $Cr_2O_3$ | 48,57 | 48,99 | 49,95 | 49,68 | 51,22 | 50,45 | 45,81 | 52,85 | 51,28 |
| $Fe_2O_3$ | 5,86 | 4,52 | 4,96 | 8,20 | 5,98 | 3,65 | 10,54 | 10,02 | 11,34 |
| FeO | 20,50 | 21,61 | 22,10 | 19,18 | 18,74 | 23,73 | 23,84 | 16,12 | 18,40 |
| MnO | 0,232 | 0,22 | 0,225 | – | 0,175 | – | – | 0,22 | 0,28 |
| MgO | 10,09 | 10,51 | 9,59 | 10,98 | 10,22 | 9,61 | 6,53 | 9,90 | 7,81 |
| CaO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,03 | 0,08 | 0,00 | 0,05 | 0,10 |
| $Na_2O$ | – | – | – | 0,00 | – | 0,06 | 0,02 | – | – |
| $K_2O$ | – | – | – | 0,01 | – | 0,01 | 0,01 | – | – |
| $V_2O_5$ | – | – | – | – | – | 0,212 | 0,222 | 0,162 | 0,100 |
| CoO | 0,039 | 0,038 | 0,038 | 0,024 | 0,029 | 0,046 | 0,051 | – | – |
| NiO | 0,224 | 0,235 | 0,233 | 0,155 | 0,151 | 0,209 | 0,151 | 0,205 | 0,190 |
| CuO | 0,004 | 0,006 | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,007 |
| ZnO | 0,076 | 0,069 | 0,075 | 0,050 | 0,045 | 0,073 | 0,091 | 0,062 | 0,080 |
| Сумма | 99,56 | 99,75 | 99,33 | 99,32 | 99,72 | 99,96 | 100,00 | 99,90 | 100,28 |

*Примечание*. 1–7 – разрез по канаве 1 и обнажению 984 (снизу вверх): К 1/20-1, К 1/19-1, К 1/18-1, К 1/16, 984, К 1/24-25, К 1/29-30; 8, 9 – нижняя часть продуктивного интервала по скважине 68, глуб. 679 м и 679,5 м. Анализы хим. лаборатории ИГ КарНЦРАН.

Таблица 6.3. **Состав хромитов по разрезу расслоенной серии, масс. %**

| Зона | Ультрабазитовая | | | | | Переходная | | | УЗ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Подзона | Дунитовая | | Перидотитовая | | | ПЗ-1 | ПЗ-3 | | ПП |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| $SiO_2$ | – | – | 2,11 | 1,06 | 1,50 | 0,57 | 2,00 | 2,28 | 2,10 |
| $TiO_2$ | 0,819 | 0,703 | 0,72 | 1,25 | 1,25 | 1,75 | 1,30 | 3,01 | 1,38 |
| $Al_2O_3$ | 15,825 | 13,252 | 7,40 | 9,41 | 9,86 | 10,71 | 15,66 | 9,62 | 13,34 |
| $Cr_2O_3$ | 49,206 | 52,241 | 49,62 | 49,56 | 49,24 | 44,42 | 38,53 | 31,50 | 41,62 |
| $Fe_2O_3$ | – | – | 9,36 | 7,80 | 6,24 | 11,76 | 14,79 | 20,06 | 13,75 |
| FeO | 20,501 | 22,664 | 19,60 | 22,67 | 21,33 | 21,84 | 18,78 | 28,94 | 19,45 |
| MnO | 0,622 | 0,683 | 0,233 | – | 0,216 | – | 0,280 | 0,383 | 0,30 |
| MgO | 11,192 | 8,612 | 9,97 | 7,65 | 9,64 | 8,10 | 7,68 | 3,66 | 7,19 |
| CaO | – | – | 0,00 | 0,08 | 0,02 | 0,40 | 0,10 | 0,00 | 0,130 |
| $V_2O_5$ | 0,251 | 0,263 | – | 0,197 | 0,227 | 0,272 | 0,270 | 0,420 | 0,181 |
| CoO | – | – | 0,049 | 0,049 | 0,038 | 0,040 | 0,063 | 0,055 | 0,067 |
| NiO | 0,144 | 0,141 | 0,217 | 0,165 | 0,194 | 0,184 | 0,220 | 0,297 | 0,225 |
| CuO | – | – | 0,004 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,008 | 0,003 | 0,009 |
| ZnO | 0,311 | 0,293 | 0,080 | 0,094 | 0,068 | 0,089 | 0,128 | 0,121 | 0,116 |
| Сумма | 98,87 | 98,85 | 99,36 | 99,63 | 99,83 | 100,14 | 99,81 | 100,35 | 99,86 |

*Примечание*. 1, 2 – акцессорные хромиты (1 – скв. 13Г/218,1, 2 – скв. 13Г/75,2); 3 – Якозерский хромит скв. 15/111,8; 4 – вкрапленный хромит, подошва ГХГ, К 1/14; 5 – средний состав хромитов ГХГ (7 ан.); 6 – гнездово-вкрапленный хромит кровли ГХГ, клинопироксенитовая подзона, К 1/32-35; 7, 8 – вкрапленный хромит, верлитовая подзона; 7 – скв. 22 Г/249,3; 8 – скв. 68/363; 9 – хромит краевой зоны (скв. 37, 67), среднее из 5 [9]; 1, 2 – микрозондовые определения, 3–9 – химические анализы монофракций, лаборатория ИГ КарНЦ РАН.

Таблица 6.4. **Содержание ЭПГ, Au и Ag в хромитах ГХГ, мг/т**

| Проба | Pt | Pd | Rh | Ru | Ir | Os | Au | Ag | ΣЭПГ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| К-1/26 б | 320 | <10 | – | 130 | 41 | <10 | 14 | – | 501 |
| К 1/17 | 36 | 134 | 4 | 102 | 50 | – | 25 | – | 326 |
| К 1/18 | 42 | 7 | 4 | 142 | 48 | – | 16 | – | 243 |
| К 1/20 | 63 | 4 | 4 | 117 | 47 | – | 12 | – | 235 |
| К 1/21 | 86 | 11 | 4 | 115 | 39 | – | 17 | – | 255 |
| Среднее К 1/17-21 | 57 | 39 | 4 | 119 | 46 | – | 18 | – | 265 |
| ТХ-23 исходная руда | 20 | ≤30 | 7 | 110 | 54 | 100 | 30 | <200 | 321 |
| ТХ-23 концентрат | <10 | ≤30 | 3 | 74 | 29 | 94 | <20 | <200 | 240 |
| ТХ-23 хвосты | 20 | ≤30 | 9 | 120 | 47 | 100 | ≤30 | ≤200 | 326 |

*Примечание*. К 1/17-26 – штуфные пробы; Pt, Pd, Rh, Au – пробирно-спектральный анализ; Ru, Ir и пр. К-1/26 б – атомно-абсорбционный. Москва, ЦНИГРИ, ТХ-23 – Бороздовская проба, анализы АО «Механобр Аналит».

В ГХГ тугоплавкие платиноиды находятся в парагенетической ассоциации с хромшпинелидами и практически могут быть извлечены только путем металлургического передела, что при низких концентрациях нецелесообразно. Однако эти данные не исключают дальнейшей оценки платиноно-

сности окисного типа на участках с их повышенной концентрацией вследствие потенциально возможного высокого содержания дорогостоящего $^{187}Os$, а также участков ГХГ с повышенной сульфидоносностью, перспективных на Pt и Pd.

Суммарные промышленные запасы и прогнозные ресурсы хромовых руд в настоящее время оценены на Аганозерском месторождении в 177 млн т, на Шалозерском проявлении – более чем в 245 млн т [Ганин и др., 1995; Минеральная сырьевая база, 2005].

Благороднометалльная минерализация приурочена к платинометалльному горизонту «А», к нижней части ПЗ и висячему боку ГХГ. Она локализована в слое мелкозернистых или средне-мелкозернистых плагиоклазовых вебстеритов мощностью от 16,5 до 76,8 м. Слой содержит малосульфидную (1–3 %, локально до 5–8 %) минерализацию. Положение рудоконтролирующего слоя плагиовебстеритов в разрезе пироксенитовой зоны зависит от петрографического состава и строения ее основания, которое имеет некоторые различия в разных частях массива. Он залегает непосредственно над ГХГ или выше его на безрудных лерцолитах мощностью 0,6–3,3 м или в перекрывающих их и ГХГ пегматоидных и крупнозернистых плагиовебстеритах, мощность которых достигает 26,1 м. В рудоконтролирующем слое платинометалльная минерализация локализована чаще всего в подошве или вблизи нее в 0,5–1,5 м выше контакта с нижележащими породами, образуя слой мощностью от первых метров до 20 м. Если вмещающие оруденение плагиовебстериты залегают непосредственно на ГХГ, а их основание сложено хромитовыми вебстеритами, часто с оливином, то платинометалльная минерализация отмечается и в рудах хромитового пласта, т. е. происходит совмещение кровли ГХГ и подошвы платинометалльного горизонта «А» (рис. 6.1).

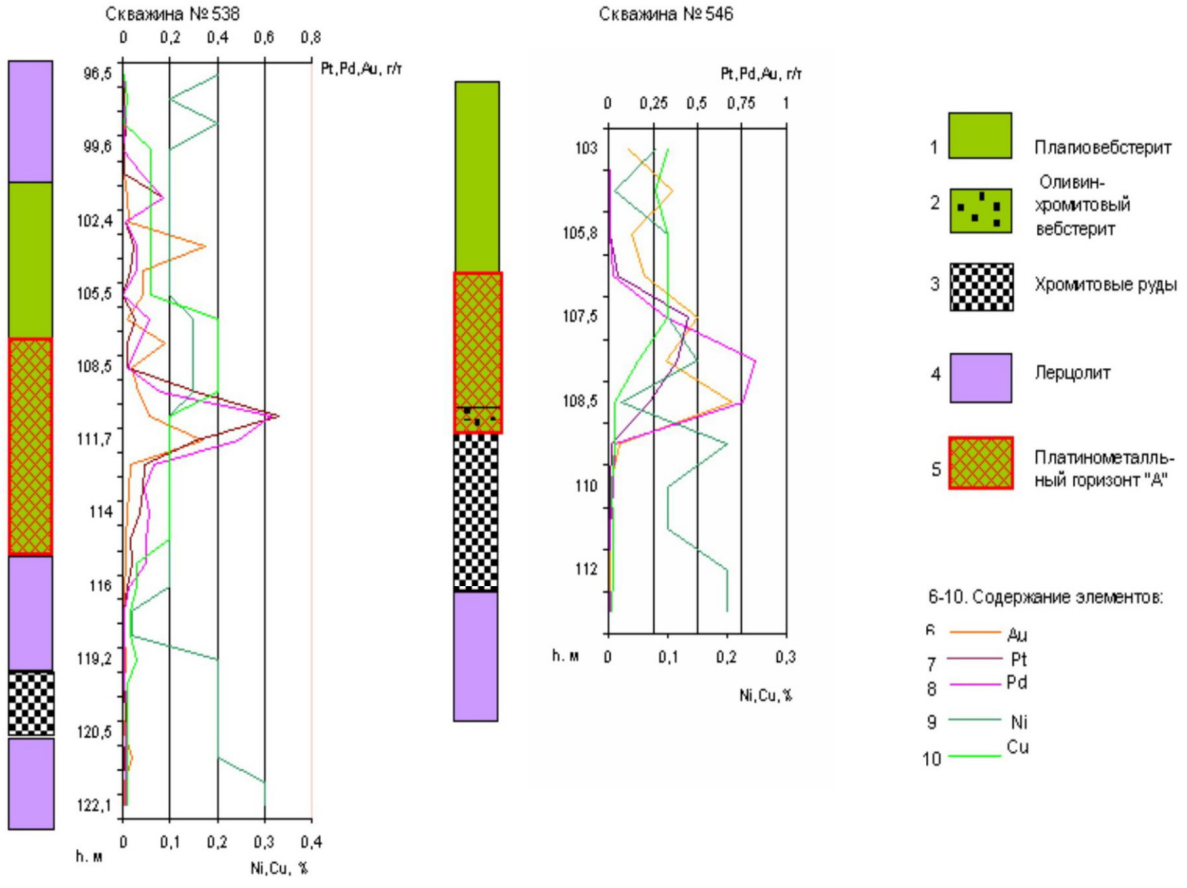



Рис. 6.1. Положение платинометалльного горизонта А в разрезе ПЗ относительно ГХГ и распределение в нем благородных металлов

Рудовмещающие плагиовебстериты неотличимы от безрудных и состоят из клинопироксена (30–60 %), образующего идиоморфные кумулятивные кристаллы размером от 0,5 до 3 мм, и интерстиционного плагиоклаза (4–10 %). Второстепенно минералы представлены магнетитом (до 1 %) и биотитом (до 2 %); отмечены тальк-карбонатные, кварц-карбонатные и карбонатные включения от

1 до 8–10 %. Количество сульфидов невелико и колеблется от долей процентов до 3–8 %, на локальных участках с мощностью от 0,1 до 3,0 м. В подошве горизонта, на контакте с ГХГ, вебстериты содержат оливин (5–28 %) и хромит (7–15 %). При вторичных изменениях вмещающих пород по клинопироксену развиваются амфибол, биотит, магнетит, иногда лейкоксен; по ортопироксену – кальцит, тальк, тремолит. Плагиоклаз обычно альбитизирован и соссюритизирован. Сульфиды представлены: первичным парагенезисом – халькопиритом, пирротином, пентландитом и (±) пиритом, сфалеритом, кубанитом, никелином, герсдорфитом; вторичным – маккинавитом, виоларитом, марказитом. В составе сульфидной фазы преобладает халькопирит (70–90 %). Сульфиды образуют мелкие ксеноморфные агрегаты размером 0,1–1,2 мм, в обогащенных участках размер их достигает 3–5 мм.

Нижняя граница горизонта обычно совпадает с границей пород, подстилающих рудные плагиовебстериты, за исключением случаев его погружения в кровлю ГХГ. Верхняя граница горизонта «А» фиксируется только прямыми определениями содержаний Pt, Pd аналитическими методами. При оконтуривании потенциальной рудной залежи МПГ приняты содержания ΣPt + Pd ≥ 0,2 г/т. Платинометалльный горизонт «А», повторяя морфологию ГХГ, образует пластовую залежь с падением к центру синформы лополита под углом от 12 до 45°. Мощность пласта с платинометалльным оруденением непостоянна и изменяется от 1,7 до 20,4 м.

Средневзвешенное содержание благородных металлов составляет (г/т): Pt – 0,35 (0,15–0,78), Pd – 0,35 (0,16–1,45), Au – 0,14 (0,1–2,13). Суммарная концентрация БМ составляет в среднем 0,88 г/т, при соотношении Pt/Pd = 0,9–1,2. Установлены участки с содержанием Pt + Pd от 1,5 г/т до 3 г/т в клинопироксенитовой зоне, до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладанием Pd над Pt (табл. 6.5, рис. 6.2).

Таблица 6.5. **Среднее и максимальное содержание Pt, Pd, Rh и Au в породах Бураковской интрузии по зонам, мг/т**

| Зона, подзона | Кол. анализов | Pt | | Pd | | Rh | | Au | | сум. ЭПГ | Pt/Pd |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | сред. | макс. | сред. | макс. | сред. | макс. | сред. | макс. | | |
| МГЗ | 26 | 6 | 45 | 14 | 120 | 1 | 3 | 10 | 120 | 21 | 0,43 |
| ГЗII | 14 | 4 | 37 | 5 | 35 | 0 | 0 | 1 | 9 | 9 | 0,80 |
| ГЗI | 8 | 7 | 29 | 12 | 38 | 0 | 0 | 6 | 31 | 19 | 0,58 |
| ГНЗ | 30 | 25 | 100 | 175 | 600 | 2 | 18 | 25 | 320 | 202 | 0,14 |
| ПЗ-4 | 27 | 29 | 140 | 58 | 510 | 1 | 16 | 19 | 140 | 88 | 0,50 |
| ПЗ-3 | 45 | 8 | 55 | 18 | 110 | 1 | 49 | 16 | 260 | 27 | 0,44 |
| ПЗ-2 | 76 | 27 | 330 | 21 | 460 | 0 | 16 | 63 | 3700 | 48 | 1,29 |
| ПЗ-1 | 42 | 15 | 125 | 12 | 100 | 0 | 5 | 48 | 510 | 27 | 1,25 |
| ГХГ, ЯС | 20 | 48 | 130 | 36 | 400 | 7 | 80 | 14 | 60 | 91 | 1,33 |
| УЗ ПП | 16 | 21 | 200 | 20 | 160 | 5 | 80 | 13 | 100 | 46 | 1,05 |
| УЗ ДП | 8 | 1 | 11 | 3 | 14 | 0 | 0 | 5 | 53 | 4 | |

*Примечание*. Пробирно-спектральный анализ, ЦНИГРИ, Москва, Тула.

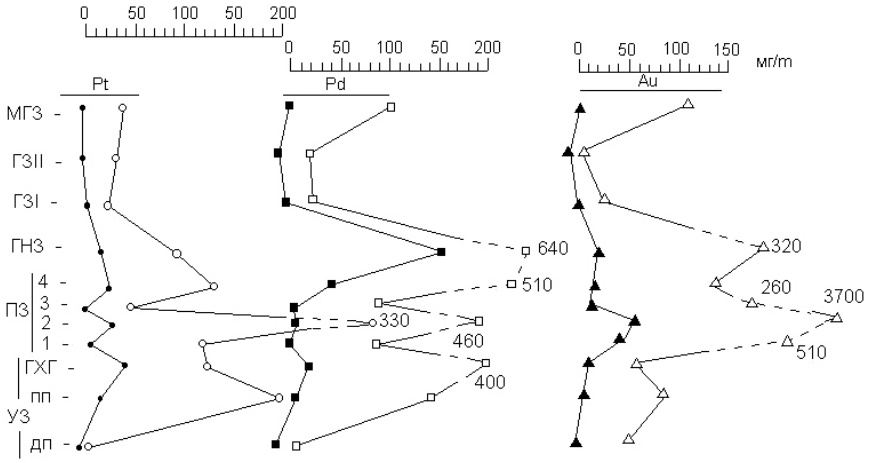



Рис. 6.2. Распределение среднего и максимального содержаний ЭПГ и Au по зонам Бураковского интрузива, мг/т

Существует прямая корреляционная зависимость между содержанием платиноидов и количеством сульфидов. Среди минеральных форм установлены теллуриды и висмутиды платины и палладия – мончеит, котульскит, меренскит, соболевскит, фрудит, сопчеит [Гроховская и др., 2005; Лавров и др., 2006; Логинов и др., 2007; Шарков, Богатиков и др., 2005].

В последние годы получены новые данные по благороднометалльному оруденению в Шалозерском блоке, где выделена золото-платинометалльная зона «В» [Дегтярев, Трофимов, 2008].

По их данным, зона «В» вскрыта буровыми скважинами 579, 582, 578, 585, 581, 583, 584, 588 и прослежена по простиранию более 5 км, а по падению – до глубины 229,4 м. Залегает она согласно с расслоенностью пород. От краевой части интрузии падение ее под углом 15–50°, к центру постепенно выполаживается до 10–20°. Мощность зоны увеличивается в западном направлении с 13,5 (скв. 588) до 54 м (скв. 582). Границы ее оконтурены по сумме содержания Pt + Pd ≥ 0,1 г/т (рис. 6.3).

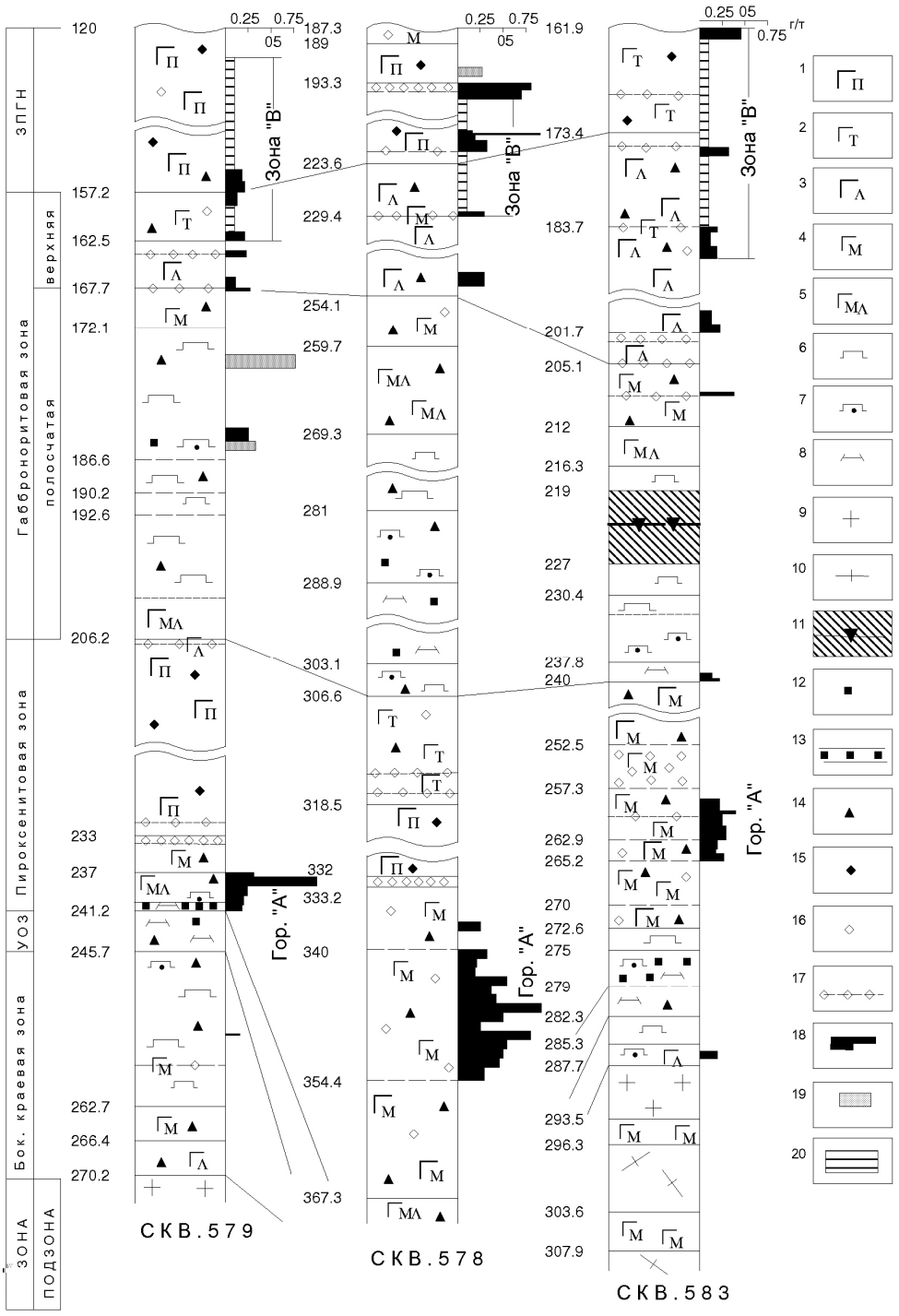



Рис. 6.3. Типы геологических разрезов и распределение благороднометалльного оруденения в разрезе Расслоенной серии и Боковой краевой зоны [Дегтярев, Трофимов, 2008]:

габбронориты: 1 – пижонитовые; 2 – такситовые; 3 – лейкократовые; 4 – мезократовые; 5 – меланократовые; 6 – вебстериты; 7 – оливиновые пироксениты; 8 – лерцолиты; 9 – граниты; 10 – гнейсограниты; 11 – тектоническая зона. Рудная минерализация: 12 – хромшпинелид; 13 – ГХГ; 14 – магнетит; 15 – титаномагнетит; 16 – сульфиды; 17 – сульфидные горизонты. Гистограмма распределения: 18 – платиноидов; 19 – золота; 20 – содержание суммы Pt + Pd до 0,1 г/т

Разрез пород, вмещающих золото-платинометалльную зону «В», крайне неоднороден. К западу от скважины 187 [Ганин, 1989] в средней части он представлен средне-крупнозернистыми пижонитовыми габброноритами с редкими линзами такситовых и мезократовых их разновидностей мощностью 1–2 м, редко до 7 м, и мелко-зернистыми лейкогабброноритами с прослоями мезократовых габброноритов – в нижней. К востоку от нее и до скважины 583 включительно вмещающие породы представлены преимущественно такситовыми и мезократовыми разновидностями пижонитовых габброноритов. В восточной части участка в разрезе зоны «В» вновь преобладают лейкократовые пижонитовые габбронориты, залегающие непосредственно на породах полосчатой подзоны, кровля которой и определяет ее нижнюю границу.

Распределение платиноидов и золота в пределах зоны «В» крайне неравномерное и имеет прерывистый характер [Дегтярев, Трофимов, 2008]. В ее разрезе наблюдаются участки мощностью 1,0–3,3 м, содержащие относительно повышенные (> 0,1 г/т) концентрации платины и палладия, чередующиеся с «бедными» интервалами. Среднее содержание благородных металлов в зоне составляет 0,13–0,36 г/т. Золото в ряде пересечений (скв. 588, 584, 579) не установлено. В других скважинах оно спорадически отмечается на разных уровнях ее разреза. Максимальные содержания золота 0,27 и 0,34 г/т приурочены к кровле зоны «В» (скв. 578, инт. 191,6–192,6 м) и ее средней части (скв. 588, инт. 90,5–91,7 м). Повышенные концентрации платиноидов (0,5–1,3 г/т) установлены на разных уровнях разреза зоны «В» как в кровле (скв. 578, 583, 588, 585), так и в ее нижней части (скв. 184, 578, 581, 582). Приурочены они в основном к горизонтам такситовых и мезократовых габброноритов, реже крупно-среднезернистым пижонитовым габброноритам, содержащим гнездовую вкрапленность титанотагнетита (3–5 %) и сульфидов (1–5 %). Мощность минерализованных слоев изменяется от 0,2 до 2,2 м.

При минераграфических и микрозондовых исследованиях для зоны «В» были определены минеральные формы благородных металлов и сопутствующий им парагенезис. Минералы платиновых металлов в пижонитовых габброноритах представлены паларстанидом, паоловитом, станнопалладинитом, изомертиитом (скв. 579/163,7); в такситовых – котульскитом, сперрилитом, мончеитом (скв. 583/168,5, 583/172,6). МПГ в них образуют мелкие (от 1–5 до 15 мкм) ксеноморфные удлиненные и изометричные зерна в клинопироксене, хлорите и биотите, часто в ассоциации с такими же мелкими сульфидами или на границе их более крупных зерен. Сопутствующий парагенезис представлен галенитом, клаусталитом, селеногаленитом, алтаитом, сфалеритом, торитом, баритом. Иногда встречается самородное золото, которое образует мелкие (1–5 мкм) включения в плагиоклазе, а также совместно с халькопиритом и биотитом отмечается по микротрещинам в клинопироксене [Дегтярев, Трофимов, 2008]. Наиболее полная характеристика минералов платиновых металлов в проявлениях ЭПГ Бураковского расслоенного комплекса приводится в работе Г.Л. Гроховской с соавторами (табл. 6.6) [Гроховская и др., 2005].

Кроме того, в Бураковском массиве с серпентинизированными (лизардит + гидротальки т) породами верхней части ультраосновной зоны (800 м) работами КПСЭ установлен новый нетрадиционный вид никель-магниевых руд – кемиститовых [Горошко, 1988, 2000]. Элементы Ni и Mg находятся в геохимически подвижных формах, возникающих при низкотемпературном водно-углеродистом автометасоматозе оливина и, следовательно, имеют силикатную природу. На поверхности серпентинизированные дуниты (кемиститовые руды) в течение 2–3 недель дезинтегрируются до дресвы или щебня и в такой форме пригодны для извлечения Ni и Mg слабыми растворами кислот (предпочтительно HCl, $H_2SO_4$). Несмотря на то что в кемиститовых рудах весь Ni находится в кислотрастворимой форме, содержание его значительно ниже, чем в месторождениях силикатного никеля кор выветривания, и не может превышать уровня концентрации в оливине. Для ультраосновной зоны Аганозерского блока содержание NiO составляет 0,48 %. Поэтому промышленная ценность таких руд невелика, несмотря на огромные запасы, и определяется в значительной степени рыночной стоимостью магния.

***Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием формация*** связана с титаномагнетитовыми месторождениями – Пудожгорским (см. гл. 1, рис. 1.23) и Койкарско-Святнаволокским, приуроченным к одноименным габбродолеритовым интрузиям [Голубев и др., 2000, 2001; Трофимов, Голубев, 1997, 1998, 1999, 2008].

Интрузии сформированы флюидонасыщенными высокожелезистыми расплавами, прошедшими глубинную и гипабиссальную дифференциацию, обогащенными Ti, V, Cu, S, Au, Pt, Pd, но и истощенными Ni, Co, Cr. Обе пластовые интрузии дифференцированы на нижнюю габбровую и верхнюю диоритовую зоны (рис. 6.4). Горизонт вкрапленных титаномагнетитовых руд, разделяя их, занимает псевдостратифицированное положение в разрезе, в 30–40 м от подошвы силлов, мощность его

около 20 м. Титаномагнетитовое оруденение имеет ликвационный магматический генезис. Руды средне- и густовкрапленные, хорошо технологически изучены [Голубев, 2006; Голубев и др., 2002; Трофимов и др., 2002], структура их – идиоморфнозернистая и субмикроскопическая распада твердых растворов. Благороднометалльное оруденение контролируется сульфидным парагенезисом (рис. 6.5) халькопирит + борнит (0,1–1 %) и представлено теллуридами и арсенидами Pt и Pd котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом. Средняя концентрация суммы БЭ (Au + Pt + Pd) незначительная и составляет 928 мг/т для Пудожгорского и 1094 мг/т для Койкарско-Святнаволокского месторождений (табл. 6.7, 6.8). В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5–7 м, обогащенные БЭ со средним содержанием 1,5–2 г/т. При этом в Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволокском – верхняя. Суммарные ресурсы по обоим объектам составляют: МПГ – 370 т, Au – 160 т.

Таблица 6.6. **Минералы платиновых металлов в проявлениях ЭПГ Бураковского расслоенного комплекса [Гроховская и др., 2005]**

| Минералы и неизвестные минеральные фазы | Малосульфидная ЭПГ-минерализация | | Главный хромитовый горизонт |
|---|---|---|---|
| | Шалозерский блок | Аганозерский блок | |
| Изоферроплатина ($Pt_3Fe$) | | | X |
| Самородная Pt | X | | |
| Туламинит ($Pt_2FeCu$) | | X | |
| ($Cu_3Pt$) | X | | |
| Самородное Ag | X | | |
| Самородное Au | X | | |
| Электрум AuAg | X | | |
| Куперит [(Pt, Pd, Ni)S] | X | | |
| (Au, Pd) Cu | X | | |
| $(Pd, Pb)_2(Se,S)$ | X | | |
| Лаурит ($RuS_2$) | X | | X |
| Сперрилит ($PtAs_2$) | X | X | |
| Атокит Pd, Sn | X | | |
| Звягинцевит ($Pd_3Pb$) | X | | |
| Паоловит $Pd_2Sn$ | | X | |
| Рустенбургит $Pt_3Sn$ | X | | |
| Мончеит [$Pt(Te, Bi)_2$] | X | X | |
| Котульскит [Pt(Te, Bi)] | X | X | |
| Меренскит [$(Pd, Pt)(Ne, Bi)_2$] | X | X | |
| Фрудит ($PdBi_2$) | X | | |
| Майченерит (PdTeBi) | X | | |
| Сопчеит ($Ag_4Pd_3Te_4$) | X | | |
| Холлингвортит (RhAsS) | X | | |
| Платарсит (PtAsS) | X | | |
| Ирарсит (IrAsS) | X | | |
| $(Pd, Pt)_2Ge$ | X | | |
| Кобальтин [(Co, Ni < Fe, Pd) AsS] | X | X | |

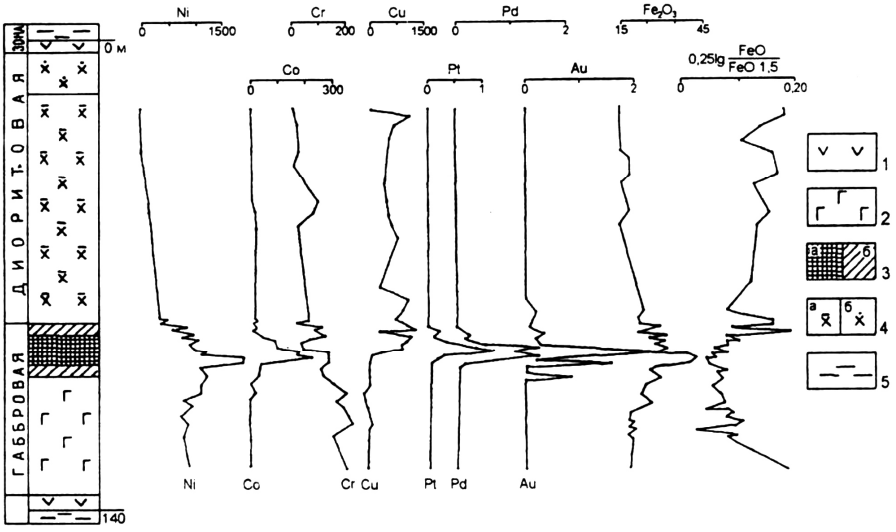



Рис. 6.4. Дифференцированное строение Койкарско-Святнаволокской интрузии и положение в ней благородных и рудных элементов:

1 – афанитовый мелкозернистый габбродолерит; 2 – среднезернистый амфиболизированный габбродолерит с вкрапленностью титаномагнетита 5–20 %; 3 – габбродолерит с титаномагнетитовым оруденением: а – средне-густовкрапленным, 30–60 %, б – убоговкрапленным, 20–30 %; 4 – альбитсодержащий биотит-амфиболовый и кварцевый диорит: а – мезократовый, б – лейкократовый, насыщенный гранофиром; 5 – кварцитопесчаники, доломиты

Отнесение Пудожгорского и Койкарско-Святнаволокского месторождений к трапповой формации позволяет сделать вывод: мы имеем дело с новым формационным типом – благороднометалльно-титаномагнетитовым [Голубев и др., 2010; Додин и др., 2000; Трофимов, 1999]. Рудная титаномагнетитовая формация широко развита в дифференциатах всех типов – базитовых, гипербазитовых, щелочных. Наиболее близки к описываемым объектам Уральские месторождения Кусинской группы, связанные с геосинклинальной габбродиорит-диабазовой формацией. В целом, по сравнению с другими формационными типами, Fe-Ti-V руды Пудожгорского и Койкарско-Святнаволокского месторождений характеризуются низкими содержаниями вредных примесей (S, P, Cr), высокими – пятиокиси ванадия и двуокиси титана, исключительно выдержанной по простиранию и падению рудной залежи благороднометалльной (Pt, Pd, Au, Ag) минерализацией в парагенезисе с сульфидами меди. Прогнозные ресурсы БЭ (табл. 6.8) позволяют классифицировать эти объекты как крупные месторождения комплексных благороднометалльно-титаномагнетитовых руд [Голубев, 2006; Трофимов, Голубев и др., 2002].

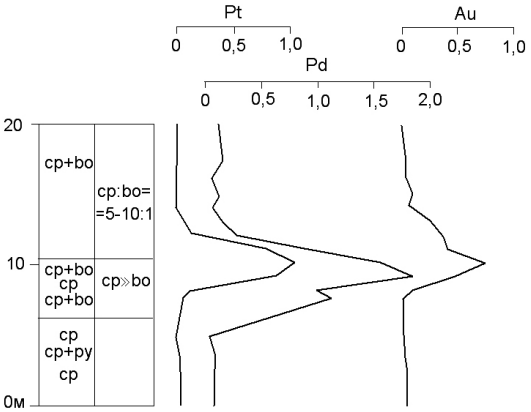



Рис. 6.5. Приуроченность концентраций благородных элементов к борнит-халькопиритовой парагенетической сульфидной ассоциации в рудном горизонте Пудожгорской интрузии

Таблица 6.7. **Среднее содержание благородных и малых элементов в интрузиях и рудных горизонтах титаномагнетитовых месторождений**

| БЭ, мг/т | | | | Малые элементы, г/т | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Pt | Pd | Au | Cu | S | V | Ni | Co | Cr | Li | Rb | Cs | Ba | Sr | Y | Zn | Nb | Pb |
| П-1 | 27,9 | 88,4 | 33,9 | 438 | 1920 | 730 | 34 | 51 | 75 | 23 | 50 | 7 | 211 | 78 | 78 | 345 | 38 | 72 |
| П-2 | 112 | 347 | 117 | 1160 | 1480 | 3000 | 79 | 110 | 80 | 42 | 135 | 17 | 345 | 76 | 41 | 170 | 15 | 25 |
| К-3 | 28,7 | 74,8 | 41,0 | 543 | 780 | 790 | 51 | 56 | 86 | 40 | 23 | 9 | 178 | 136 | 40 | 153 | 14 | 12 |
| К-4 | 186 | 457 | 232 | 690 | 1160 | 1860 | 112 | 77 | 111 | 46 | 18 | 8 | 104 | 139 | 30 | 111 | 12 | 10 |

*Примечание*. Средневзвешенные содержания по интрузиям: Пудожгорской – П-1, ее рудному горизонту – П-2, Койкарско-Святнаволокской – К-3, ее рудному горизонту – К-4.

Таблица 6.8. **Ресурсы титаномагнетитовой руды и БЭ в интрузивах Пудожгорского комплекса Онежского рудного района**

| Запасы и ресурсы руды, млн т | Содержание основных компонентов, % | | | Категории и ресурсы БЭ, т | Содержание сопутствующих элементов, г/т | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $TiO_2$ | $V_2O_5$ | $Fe_{вал}$ | | Pt | Pd | Au | ∑БЭ |
| Пудожгорское месторождение | | | | | | | | |
| $B + C_2$ – 316,7 | 8,14 | 0,43 | 28,9 | кат. $P_1$ 293,9 | 0,173 | 0,434 | 0,321 | 0,928 |
| Тубозерское рудопроявление | | | | | | | | |
| $P_1$ – 661,1 | 8,66 | 0,42 | 28,7 | кат. $P_2$ 264,4 | 0,086 | 0,224 | 0,09 | 0,40 |
| Итого по Пудожгорскому интрузиву | | | | | | | | |
| 977,8 | | | | 558,3 | 0,14 | 0,353 | 0,212 | 0,705 |
| Койкарско-Святнаволокский интрузив | | | | | | | | |
| $C_1 + C_2$ 314,1 | 6,00 | 0,32 | 22,95 | кат. $P_2$ 343,6 | 0,312 | 0,409 | 0,373 | 1,094 |
| Итого по комплексу | | | | | | | | |
| 1291,9 | | | | кат. $P_1 + P_2$ 901,9, в т. ч. | 208,9 т | 407,9 т | 285,1 т | |

*Примечание*. Ресурсы меди по категории $P_1 + P_2$ по Пудожгорскому комплексу составляют 1,68 млн т, при содержании 0,13 % – приняты по аналогии с Пудожгорским месторождением.

***Комплексные месторождения Cu-U-Mo-V руд**.* Помимо указанных элементов, в них – повышенное и аномально высокое содержание Co, Ni, Cr, Zn, Bi, Au, Ag, Se, Pt, Pd и ряд других элементов [Металлогения Карелии, 1999]. Рудообразование, ведущими признаками которого являются проявления приразломного натриевого метасоматоза, слюдизации и карбонитизации, а также перечисленный выше спектр аномальных концентраций элементов, контролируется осевыми разломами

* Характеристика дается по работе [Минерально-сырьевая база…, 2006].

и зонами смятия в сочетании с пачками переслаивания контрастных по физико-механическим и геохимическим свойствам пород – доломитов, алевролитов, сланцев, базальтов и габбродолеритов.

С уран-благороднометалльно-ванадиевой формацией связываются наиболее перспективные для промышленного освоения объекты. Месторождения и проявления этой рудной формации локализуются в пределах Космозерского, Падминского и Шульгиновского рудных полей Онежского рудного района. За последние десятилетия работами ГГП «Невскгеология» здесь были выявлены богатые, не имеющие мировых аналогов по содержаниям ванадия комплексные месторождения Средняя Падма, Царевское, Весеннее, Верхняя Падма, Космозеро и целый ряд проявлений, локализованных в метасоматитах по углеродсодержащим алевролитам и сланцам основания заонежской свиты [Билибина и др., 1983, 1991; Булавин, 1990, 1999; Голубев, Новиков, 2005; Гурская, 2000; Петров, 1985; Самойленко, Новиков, 1994; Golubev et al., 2006]. Суммарные запасы и прогнозные ресурсы пентоксида ванадия по всем месторождениям и проявлениям Онежского рудного района оценены в 556 тыс. т, большая их часть (балансовые запасы кат. $C_1 + C_2$ – 332,5 тыс. т), сосредоточенная в месторождениях Падминского и Космозерского рудных полей, относится к категории так называемых активных запасов [Коровкин и др., 2003]. Наиболее детально изученным является месторождение Средняя Падма.

***Месторождение Средняя Падма***, расположенное в 17 км на ЮЗ от пос. Толвуя, было открыто при проведении поисковых работ экспедицией № 32 ПГО «Невскгеология». В дальнейшем на месторождении были проведены поисково-оценочные работы и предварительная разведка с подсчетом запасов комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд.

Месторождение (рис. 6.6) залегает в ЮЗ крыле Падминской антиклинали, имеющей изометричную форму с крутыми (более 75°) углами падения крыльев. Основной рудоконтролирующей структурой на месторождении является крутопадающая зона межпластового срыва вдоль контакта доломитовой пачки туломозерской свиты и пачки алевролитов заонежской свиты. С зоной межпластового срыва сопряжены субперпендикулярные ей и напластованию пород пологие зоны трещин отрыва. Зоны трещин отрыва представляют собой линзовидные в плане и клиновидные в поперечном разрезе линейные штокверки, состоящие из кулисообразно расположенных сближенных трещин отрыва, область развития которых и ореолов предрудных и рудных метасоматитов выделена в продуктивную зону месторождения. В строении рудовмещающих ореолов метасоматитов наблюдается рудно-метасоматическая вертикально-фланговая зональность с закономерной сменой от внешних зон осветления пород через зоны альбититов и слюдисто-альбитовых метасоматитов к внутренним зонам слюдитов и слюдисто-карбонатных метасоматитов.

Все рудные тела месторождения располагаются в пределах продуктивной зоны и локализуются в пологих (0–20°) зонах трещин отрыва. Наиболее богатое оруденение связано с внутренними зонами метасоматитов. Рудные тела с относительно простой морфологией имеют слабоволнисто-линейное залегание с общим пологим падением на СЗ в продольных разрезах и на СВ – в поперечных разрезах. Они расположены в разрезах ярусно с кулисообразным перекрытием на расстоянии 5–30 м. Рудные тела вытянуты в СЗ направлении и имеют соотношение ширины и длины 1 : 5–20. Глубина их залегания колеблется от 55 до 310 м.

Основным компонентом руд является ванадий, минеральный тип руд – настуран-роскоэлитовый, благороднометалльно-настуран-роскоэлитовый, сульфидно-настуран-роскоэлитовый. Выделяются три основные разновидности руд: вкрапленная, массивная и жильная. Вкрапленные руды составляют в среднем 38, массивные – 50, жильные – 12 % от общего объема кондиционных руд. Главными минералами руд являются альбит и карбонаты (60 %), на долю слюд приходится 25 %. Пентоксид ванадия на 90 % содержится в слюдах – роскоэлит, ванадиевый флогопит, ванадиевом гематите (10 %), а также в оксидах, урано-ванадатах и других минералах – ноланите, карелианите, монтрозеите, карнотите, тюямуните. Среднее содержание $V_2O_5$ по месторождению составляет для категории запасов $C_1$ 2,78 %, для $C_2$ 1,97 %. Попутными полезными компонентами в комплексных рудах месторождения являются U, Au, Pt, Pd, Mo, Ag, Cu. Кроме того, в рудной ассоциации с ними находятся селен, висмут, рений, олово, ниобий и др. [Булавин, 1999; Самойленко, Новиков, 1994]. Рудам свойственно необычное сочетание окисленных и восстановленных форм металлов, редких минеральных форм. Установлено около 100 минералов, в т. ч. новых, обнаруженных только в рудах этого месторождения [Полеховский и др., 1991, 1995].

Урановое оруденение развито в контурах ванадиевых рудных тел и представлено вкрапленностью и прожилками уранинита, настурана, титанатов урана, вторичными силикатами и ванадатами урана. Уран-ванадиевые руды содержат в своем составе в среднем 0,074–0,061 % урана. По содержанию урана руды являются низкосортными и как собственно урановые практического значения не имеют.

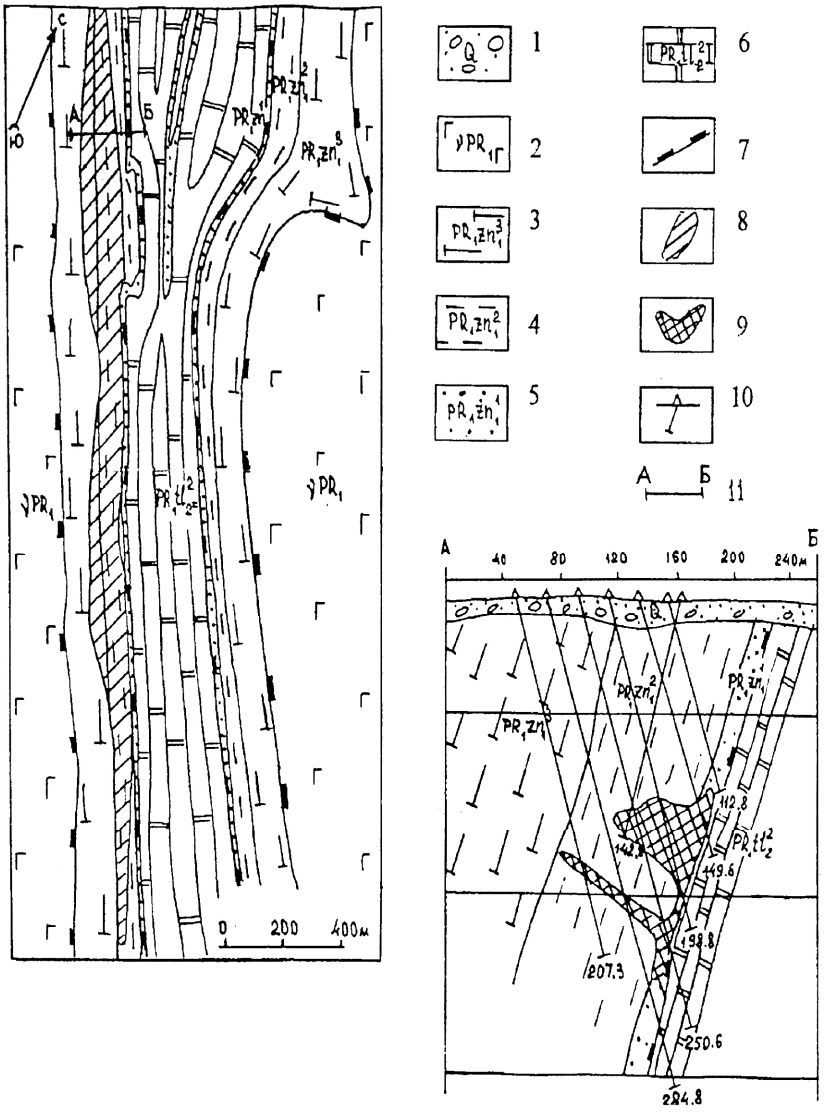



Рис. 6.6. Схема геологического строения месторождения комплексных уран-благороднометалльно-ванадиевых руд. Средняя Падма [Самойленко, 1994]:

1 – четвертичные моренные валунно-галечные отложения; 2 – габбродолериты силлово-дайкового комплекса; людиковийский надгоризонт, заонежская свита, нижняя подсвита, верхняя пачка: 3 – карбонатно-слюдистые сланцы с прослоями доломитов и алевролитов; средняя пачка: 4 – шунгитоносные сланцы (метапелиты), пелитоморфные доломиты; нижняя пачка: 5 – аркозовые алевролиты со слюдисто-доломитовым цементом; ятулийский надгоризонт, туломозерская свита, верхняя подсвита, верхняя пачка: 6 – сероцветные песчанистые кварцсодержащие доломиты; 7 – послойные срывы; 8 – проекции рудных залежей на горизонтальную поверхность; 9 – контуры уран-ванадиевых с благородной минерализацией рудных тел в разрезе; 10 – скважины в разрезе; 11 – линия геологического разреза

Медно-молибденовое оруденение с рением и золотом находится вне контура запасов ванадия и может быть оконтурено в самостоятельные рудные тела. Содержание Mo невысокое – 0,02–0,06 %. Золото в виде микрочешуек размером 0,05–0,15 мм и содержанием 1 г/т ассоциирует преимущественно с пиритом, гидрослюдами и кварцем. На месторождении Средняя Падма запасы МПГ подсчитаны по кат. $P_1$ в количестве 1,42 т, золота – 1,08 т. Кроме того, в молибдените содержится 459 кг Re содержащего дорогостоящий изотоп $^{187}$Os. При обогащении молибденит выделяется в самостоятельный концентрат, содержание $^{187}$Os не определялось. Попутно с ванадием таким образом могут извлекаться уран, молибден, медь, селен, золото, платиноиды, висмут, серебро, рений, олово, ниобий, вольфрам.

Платиновая минерализация совмещена с внутренними зонами метасоматитов и ассоциирует с сульфидами. В среднем содержания МПГ составляют не более 0,2–0,3 г/т, но на отдельных участках мощностью до 1,5–2,5 м выявлены ураганные концентрации: Pt – 56, Pd – 140, Rh – 1, Au – 126 г/т. Резко преобладает Pd при соотношении его к Pt как 10 : 1. Минеральные формы платиноидов представлены висмутидами, селенидами, селеносульфидами Pd и Pt, среди которых выявлены новые минералы: падмаит – PdBiSe и судовиковит – PtSe [Полеховский, 1991]. Учитывая, что степень подвижности Pt и Pd не всегда одинакова при метасоматических процессах, как и условия осаждения, при столь резком преобладании Pd можно ожидать наличие самостоятельных ореолов Pt, смещенных относительно залежи комплексных руд.

Запасы уран-ванадиевых руд по месторождению подсчитаны до глубины 350 м. Запасы пентоксида ванадия по категории $C_1$ составляют 58,77 тыс. т и по категории $C_2$ – 48,88 тыс. т, что соответствует крупному месторождению. В соответствии с кондициями бортовое содержание $V_2O_5$

принято равным 1,0 %, минимальная мощность рудного тела – 2,0 м, максимальная мощность пустых пород и некондиционных руд в рудном пересечении – 4,0 м.

По данным лабораторных технологических исследований, проведенных в 90-е гг. в ВИМСе и ВНИИХТе, разработаны два метода переработки уран-ванадиевых руд: химико-металлургический с предварительным магнитно-флотационным обогащением руды и гидрометаллургический (автоклавное сернокислотное выщелачивание) с предварительным флотационным обогащением. При обоих методах получают сульфидный концентрат, черновой урановый концентрат и пентоксид ванадия. Извлечение ванадия при использовании химико-металлургического метода – 92,5, урана – 91 %, при использовании гидрометаллургического метода – более 80 и 74 %, соответственно. В первом случае конечным продуктом является химически чистый пентоксид ванадия, во втором – чистый пентоксид ванадия. Извлечение в сульфидный концентрат попутных компонентов составляет: Au – 73, Pd – 54, Ag – 93, Cu – 95, Mo – 95 %.

Аналогичное строение и минерализация выявлены и на других месторождениях [Булавин, 1999; Голубев, Новиков, 2005; Минерально-сырьевая..., 2005].

Кроме комплексных месторождений в зонах СРД, большой потенциальный интерес представляют углеродсодержащие вулканогенно-осадочные образования, несущие *стратиформную сульфидную минерализацию* с благороднометалльной специализацией. Несмотря на общую зараженность сульфидами всех частей разреза, наблюдается приуроченность рудного вещества к углеродсодержащим туффитам средней подсвиты заонежской свиты в сводном стратиграфическом разрезе. Здесь выделяются горизонты хемогенно-терригенных пород с конкреционной, линзовидной и другими формами сульфидной минерализации. На фациальных профилях они приурочиваются к полям гидротермальной проработки второй фазы людиковийского базальтоидного вулканизма. Именно к этим горизонтам приурочены максимальные концентрации благородных металлов [Металлогения Карелии, 1999]. Ранее в этих же образованиях А.В. Савицким были определены концентрации БМ до 10–12 г/т и более [Савицкий и др., 1994а, б]. По нашим данным, столь высокое содержание не подтверждается и требует дальнейшей проверки. Это оруденение следует относить к онежскому типу уницкому подтипу. Краткая геолого-минералогическая характеристика некоторых рудопроявлений уницкого подтипа приведена в работе [Савицкий и др., 1994а]. Широкое площадное распространение стратиформного сульфидного оруденения с благороднометалльной специализацией, а также четкая приуроченность его к определенным частям разреза дают основание рассматривать этот подтип как один из наиболее потенциально перспективных на БМ [Трофимов, Голубев, 2002].

***Рудопроявление меди Воронов Бор*** приурочено к маломощному горизонту кварцитопесчаников, залегающему в толще ятулийских лав основного состава. По генезису одними исследователями оно классифицируется как эксгаляционно-осадочное, другими – гидротермально-метасоматическое. Являясь в сущности полигенным, оруденение относится к борнит-халькозин-халькопиритовому минеральному типу и контролируется зоной складчато-разрывных дислокаций. В рудах установлено присутствие Pt, Pd, Au и Ag. Максимальные концентрации золота связаны с наиболее низкотемпературными ассоциациями – халькозиновой и халькозин-борнитовой. Подсчитанные запасы меди в количестве 4,9 тыс. т впоследствии были сняты с баланса как не представляющие промышленного интереса. Установленная в дальнейшем связь как медного оруденения, так и комплексного Cu-U-Mo-V Падминского типа с зонами СРД свекофеннской активизации, значительно увеличивает перспективность полигенных проявлений меди типа Воронов Бор как комплексных объектов золото-серебро-платиносодержащих.

## 6.2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Среди многочисленных месторождений общераспространенных полезных ископаемых на территории ОС и ее обрамления следует отметить следующие (рис. 6.7).

### Месторождения блочного камня

#### *Граниты*

*Месторождение гранита Пиндушское* находится в 5 км к северу от пос. Пиндуши. Месторождение представлено плагиомикроклиновыми гранитами от розово-красного до розово-серого цвета, неравномернозернистыми, массивными, порфировидными. Породы месторождения по всем показателям отвечают требованиям ГОСТа и пригодны для производства облицовочных, архитектурно-строительных, мемориальных изделий, брусчатки, бута, щебня для строительных работ.

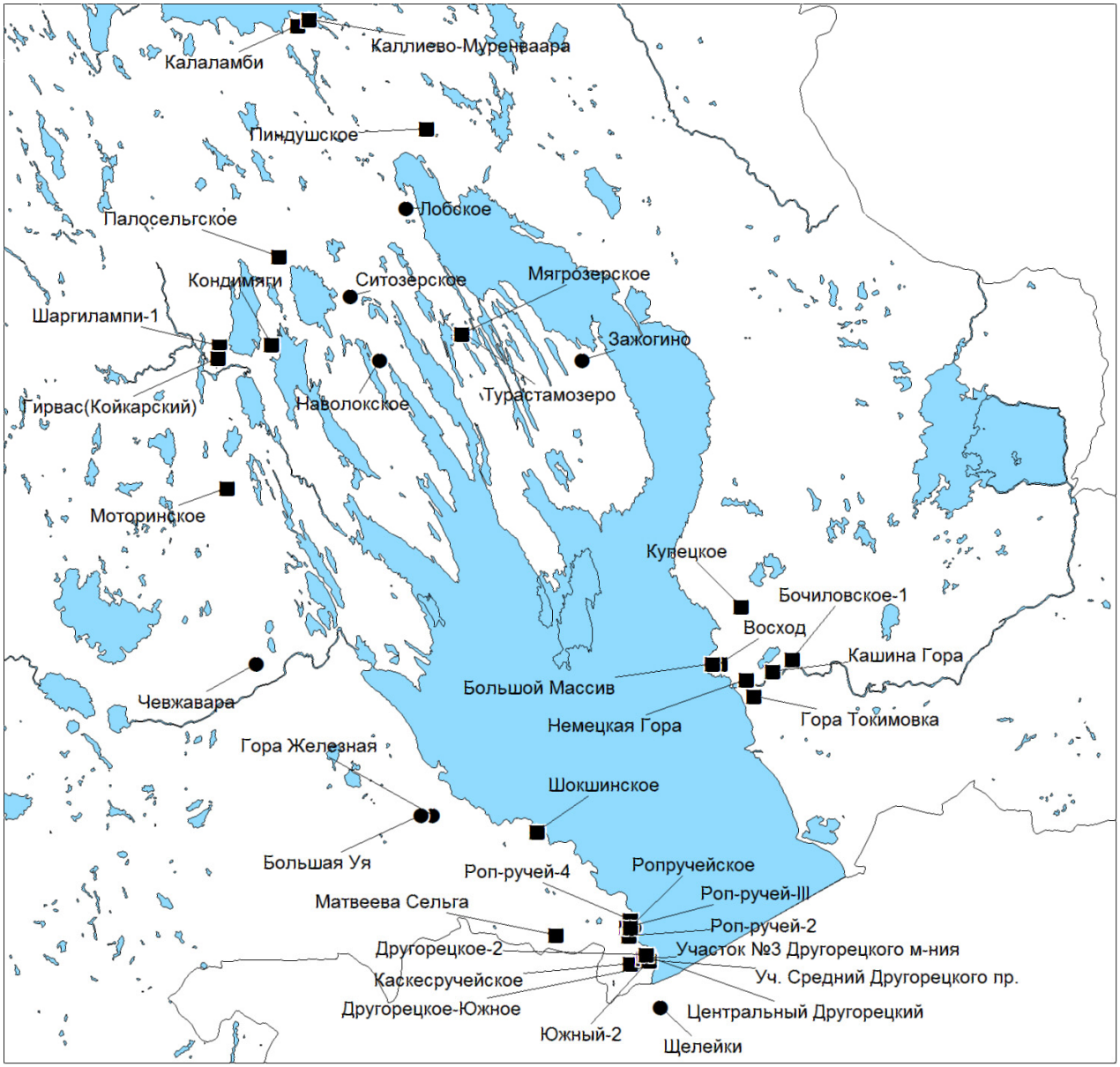



Рис. 6.7. Общая схема месторождений общераспространенных полезных ископаемых (■ – блочный камень, ● – камень для производства щебня) в районе Онежского озера

*Месторождение Бочиловское-1* расположено в Пудожском районе, в 1,6 км по грунтовой дороге от пос. Бочилово. Полезная толща имеет штокообразную форму, крутое залегание, длина тела 260 м, ширина – 200 м, мощность средняя – 23,7 м, глубина залегания кровли 0–0,7 м. Месторождение сложено тремя разновидностями гранитоидов – гранитами розово-серыми и серыми массивной и полосчатой текстуры мелкозернистыми и среднезернистыми и гранодиоритами неравномернозернистыми, темно-серыми с розоватым оттенком, неясногнейсовидной текстуры. Продуктивные породы однородного состава, с выдержанными физико-механическими свойствами и ненарушенным залеганием. Минеральный состав: микроклин – 9,7–35 %, плагиоклаз – 19–48,4 %, кварц – 20,3–43 %, биотит – 4–15 %, серицит, хлорит, эпидот, карбонат.

### *Габбродолериты*

*Месторождение блочного камня «Скальный»* находится в 6 км к ЮВ от пос. Тивдия. Породы месторождения довольно однородного состава, темно-серого цвета, порой с зеленоватым оттенком, редко до черного цвета, от мелкозернистой до среднезернистой структуры. Минеральный со-

став породы представлен (%): амфибол (актинолит) – 65–70, эпидотизированный плагиоклаз – 25–30, титаномагнетит – 3, биотит – 1–2, включения кварца – 0,5–1, апатит – 0,5–1. Согласно исследованиям, габбродиабаз месторождения отнесен к декоративным (оценка декоративности 30 баллов) горным породам II класса.

*Месторождение Конди Камень* сложено метаморфизованным габбродолеритом, от темно-серого до черного цвета, средне-мелкозернистой структуры, массивной текстуры. По петрографическим характеристикам габбродиабаз м-ния является аналогом пород полезной толщи месторождений Кондимяги и Сандал. Основными породообразующими минералами являются амфибол и плагиоклаз. Присутствуют также титаномагнетит, ильменит, сфен, хлорит, серицит, кварц, биотит. Минералы, отрицательно влияющие на качество блочного камня, отсутствуют. Наличия вредных примесей, отрицательно влияющих на долговечность и декоративность облицовочных материалов, не установлено. Присутствие незначительного количества хлоридов и гидроокислов железа отмечается в основном по плоскостям трещин в виде примазок, которые, как правило, при обработке камня (изготовление плит и т. д.) выкрашиваются.

*Месторождение Другорецкое-Западное* расположено в 1,5 км к ЮВ от д. Другая Река, в 105 км от г. Петрозаводска, в 1,0 км по грунтовой дороге от шоссе Петрозаводск – Вознесенье, в 1,8 км западнее Онежского озера. На месторождении развиты габбродолериты ропручейского комплекса. Породы свежего облика имеют серый и темно-серый цвет, при слабом выветривании зеленоватый или буроватый оттенок, при сильном – ржаво-бурый. В количественном отношении преобладают среднезернистые и крупнозернистые породы, остальные – в подчиненном положении. В составе породы: пироксен, амфибол, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, кварц, магнетит. По декоративности аналогичны габбродолеритам ЮВ площади Северного участка Другорецкого месторождения, относятся ко II классу (23 балла), т. е. к группе декоративных пород. Породы темно-серого цвета, входят в группу ахроматических пород, по показателям обработки на блескомере НИИКС-М – к III категории по полируемости.

*Каскесручейское месторождение* расположено в 1,0 км севернее д. Каскесручей и в 0,3 км западнее автомобильной дороги Петрозаводск – Вознесенье. Породы серые, темно-серые, в основном мелко-среднезернистые. Месторождение характеризуется ненарушенным залеганием и по сложности геологического строения, относится к 1 группе.

*Участок № 3 Другорецкого месторождения* расположен в 2 км к югу от д. Другая Река и в 3 км от автодороги Петрозаводск – Ошта. Участок в пределах контура подсчета запасов представляет собой массивную залежь, состоящую из мелко-среднезернистых габбродолеритов, которые характеризуются достаточно однородным минеральным составом, сходными физико-механическими свойствами, но невыдержанными показателями по блочности. По физико-механическим свойствам относятся к группе прочных пород, характеризуются низким водопоглощением, стойкостью к истиранию и пригодны для производства облицовочных материалов различного назначения, в т. ч. применяемых для покрытия полов и лестниц, для плит мощения и мемориальных изделий.

У*часток Южный-2 Другорецкого месторождения* расположен в 2 км к СЗ от д. Каскесручей и в 0,5 км от автодороги Петрозаводск – Вознесенье. Месторождение имеет пластообразную форму, наклонное залегание, длина тела 800 м, ширина – 245 м, мощность средняя – 18,9 м, глубина залегания кровли 0–1,6 м. Габбродолериты представлены тремя разновидностями: 1. серый и темно-серый с белыми и розово-белыми скоплениями зерен полевого шпата мелко-крупнозернистой структуры; 2. темно-серый мелкозернистый; 3. серый, темно-серый среднезернистый. Основной минеральный состав (%): плагиоклаз – 47–66, пироксен – 16–39, амфибол – 3–5, рудный минерал – 3–7.

*Месторождение Ропручей-2* расположено в 0,75 км к западу от д. Рыбрека, в 75 км к югу от г. Петрозаводска и в 2 км к западу от берега Онежского озера. Месторождение сложено однородными массивными мелко-среднезернистыми породами серого и темно-серого цвета с выдержанными качественными показателями по химическому, минеральному составам и физико-механическим свойствам. Минеральный состав пород месторождения (%): плагиоклаз – 26–46, пироксен – 13–29, амфибол – 5–14, ортоклаз – 9–21, магнетит и титаномагнетит – 3–11, биотит – 0,7–1,3, кварц – 0–4, апатит – 0,6–0,9. Габбродолериты не содержат вредных примесей, влияющих на качество получаемых из них строительных материалов.

*Месторождение Розмега* расположено в 2,5 км к югу от с. Шелтозеро и связано с ним грунтовой дорогой. Месторождение находится в пределах ропручейского силла габбродолеритов, представлено единым телом изометричной формы на СЗ склоне возвышенности, залегающим

моноклинально с вмещающими вулканогенно-осадочными породами долериты. Полезная толща имеет неопределенную форму, крутое залегание, длина тела – 150, ширина – 50, мощность средняя – 16,8, глубина залегания кровли 0–23,5 м. Габбродолериты темно-серые до черного цвета, мелкозернистые, однородные. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 50–55, пироксен – 35–40, титаномагнетит – 3–7, амфибол – 2–6, биотит – 2–6, кварц – 1–5, апатит – ед. знаки.

*Месторождение Ропручей-4* расположено в 1 км к СЗ от пос. Рыбрека и в 95 км по автодороге от г. Петрозаводска. С автомагистралью месторождение связано грунтовой дорогой длиной 1,5 км. Месторождение приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов ропручейского комплекса, залегающей согласно среди кварцитопесчаников шокшинской свиты в восточном крыле Прионежской синеклизы. В пределах участка пластообразное тело габбродолеритов имеет наклонное залегание, простирание СЗ, падение ЮЗ, среднюю длину 189 м, среднюю ширину 294 м, среднюю мощность 17,8 м, глубину залегания кровли 0,2–2 м. Тело выдержано по залеганию и мощности; пликативные и дизъюнктивные нарушения отсутствуют. Породы серого, темно-серого цвета, мелко-среднезернистые, массивные. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 39,5–49,5, пироксен – 26–42, титаномагнетит – 0–12, роговая обманка – 3,5–40,3, биотит – 0,5–8.

*Месторождение Кондимяги* расположено в 6,0 км к ЮЗ от пос. Тивдия и в 15 км к СВ от пос. Гирвас. Месторождение сложено однородными массивными мелко-среднезернистыми породами темно-серого цвета с выдержанными качественными показателями. Габбродолериты не содержат вредных примесей, влияющих на качество получаемых из них облицовочных материалов. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 45–50, амфибол – 5–50, титаномагнетит – 2–5, хлорит + серицит – 3–5, кварц – 0,5–1, биотит – до 0,5.

*Месторождение Сандал* расположено в 6,0 км к ЮЗ от п. Тивдия (по дороге 9 км). В 12 км к ЮЗ от участка находится пос. Гирвас. К ЮВ от участка – г. Кондопога (60 км), к югу – г. Петрозаводск (115 км). Породы месторождения Сандал и Кондимяги слагают единое интрузивное тело, представляющее собой массивную залежь с выдержанными физико-механическими свойствами, ненарушенным залеганием. Соотношение породообразующих минералов примерно равное. Плагиоклаз (эпидотизированный, серицитизированный и хлоритизированный) – 30–55 %, амфиболы (актинолит и бурая роговая обманка с реликтами моноклинного пироксена) – 40–50 %. Содержатся также титаномагнетит, ильменит и сфен – 2–5 %. Из вторичных минералов, кроме эпидота, серицита и хлорита (3–5 %), отмечаются кварц (0,5–1 %), биотит (0,5 %). Наличия вредных примесей, отрицательно влияющих на долговечность и декоративность облицовочных материалов, не установлено.

*Месторождение Спасская Губа* расположено в 4 км к западу от с. Спасская Губа. Расстояние до г. Кондопога – 40 км. Сложено однородными массивными мелко-среднезернистыми габбродиабазами темно-серого цвета с выдержанными качественными показателями по химическому, минеральному составам и физико-механическим свойствам. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 36, пироксен – 43, титаномагнетит, хлорит с эпидотом – 13, амфибол – 4, рудный минерал и сфен – 3, биотит – единичные зерна. Габбродолериты не содержат вредных примесей, влияющих на качество получаемых из них строительных материалов.

*Месторождение Еленваара* расположено в 5 км к ЮВ от с. Шелтозеро, в 2,5–3 км от 89 км автодороги Петрозаводск – Ошта. Находится в нижней части разреза интрузии и сложено массивными мелко-среднезернистыми долеритами черного цвета, умеренно трещиноватыми, с выдержанными качественными показателями по химическому, минеральному составам и физико-механическим свойствам. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 50–55, пироксен – 35–40, микроклин – 32, титаномагнетит – до 7, амфибол – 2–6, биотит – 2–6, кварц – 1–5, апатит – ед. зерна.

### *Сланцы, кварциты, кварцитопесчаники*

*Месторождение сланцев Палосельгское* расположено в 1,6 км к ЮВ от д. Палосельга (нежил.) и оз. Палоярви. В 0,9 км ЮВ границ участка проходит автомагистраль С.-Петербург – Мурманск. Представлено переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов с четко выраженной, преимущественно послойной плитчатой отдельностью по контактам контрастных слоев. В геологическом отношении месторождение приурочено к площади развития пород нижнекойкарской подсвиты ятулийского надгоризонта карельского горизонта нижнего протерозоя. Контрастный литологический состав в условиях различных режимов осадконакопления сформировал очень пеструю цветовую гамму пород и характер их поверхностей, что в целом и определило высокие декоративные свойства полезной толщи, а природная отдельность (плитчатость) обусловила мощность отдельных плиток в 1–5, до 7 см, редко 10 и более см. Цветовая гамма варьирует в довольно разно-

образной палитре красных, лиловых, коричневых, кремовых, палевых, темно-сиреневых и фиолетовых тонов. Знаки ряби и трещины усыхания в кварцевых метапесчаниках белого, полупрозрачного и кремово-розового цвета повышают фактурный (декоративный) характер поверхностей. В срезе эти особенности придают породе яшмовидный облик, что ставит породу в раздел декоративного камня II класса. Минеральный состав (%): песчаников – 85–90 кварц и 10–15 тонкозернистый кварц-серицитовый цемент; алевролитов – хлорит-серицитовый тонкозернистый агрегат 60–80, кварц 5–12; аргиллитов – хлорит-серицитовый агрегат 90–95 и кварц 5–7; присутствуют также плагиоклаз, мусковит, биотит, гидроокислы железа.

*Мягрозерское месторождение шунгитоносных сланцев* находится в 14 км от пос. Кажма и в 60 км к ЮВ от г. Медвежьегорска. Месторождение представлено ритмичным переслаиванием шунгитоносных сланцев (алевролитов и аргиллитов темно-серого и черного цветов). Породы характеризуются выдержанными физико-механическими и технологическими свойствами. Шунгитоносные сланцы отвечают требованиям ГОСТа 9479-98 «Блоки из горных пород для производства облицовочных, архитектурно-строительных, мемориальных и других изделий».

*Месторождение кварцитопесчаников Матвеева Сельга* находится в 1,0 км к ЮЗ от одноименной деревни, в 800 м от грунтовой дороги Матвеева Сельга – Кушлега. Расстояние до автомагистрали Петрозаводск – Вознесенье – 15 км. Особенностью кварцитопесчаников, определяющей возможность их практического использования, является способность раскалываться по плоскостям слоистости с образованием плит различной толщины и размеров. Природные плиты имеют розовато-серую, малиново-серую, вишнево-красную окраску и в большинстве случаев – волнистую поверхность, обусловленную знаками ряби. По оригинальности окраски, структуре поверхности они не имеют аналогов, в связи с чем ожидается наличие спроса на данную продукцию у различных потребителей.

*Месторождение кварцитов и песчаников Шокшинское-2* расположено в 6,0 км севернее пос. Шокша и в 0,5–1,5 км к СЗ от пос. Кварцитный, в 66 км от ж.-д. ст. Петрозаводск. В геологическом отношении месторождение приурочено к СВ крылу Шокшинской синклинали, где развиты породы шокшинской свиты и габбродолериты ропручейского комплекса. Разрез шокшинской свиты в пределах участка Шокшинский-2 состоит из пяти пластов, аналогичных Южному участку Шокшинского месторождения.

*Месторождение кварцитопесчаников Петручейское* находится в 47 км к ЮВ от г. Петрозаводска. Продуктивное тело протяженностью 600 м, шириной 300 м, средней мощностью 6,6 м сложено массивными кварцитопесчаниками с преобладанием розовых, красных и светло-малиновых разностей.

### *Комплексные месторождения*

*Месторождение талько-хлоритов, амфиболитов, гранитов Калаламби.*

Месторождение блочного камня Калаламби находится в 0,7 км к северу от оз. Калаламби. Талько-хлоритовые породы локализованы на восточном фланге месторождения в виде меридиональной полосы шириной от 15 до 100 м и протяженностью 700 м. Породы зеленого и светло-зеленого цвета, имеют тонко-сланцеватую, неравномерно полосчатую текстуру. Габброамфиболиты приурочены к возвышенностям в северной и южной частях площади месторождения, представляют собой средне-мелкозернистые породы серовато-зеленого и темно-зеленого цвета, имеют массивную текстуру, гранонематобластовую и бластогаббровую структуру. Граниты развиты в центральной части месторождения и представлены плагиомикроклиновыми и микроклин-плагиоклазовыми разностями. Плагиомикроклиновые граниты представляют собой средне- и крупнозернистые, часто порфировидные породы красного, розового и серого цвета. Для микроклин-плагиоклазовых гранитов характерны пониженное содержание микроклина и бластогранитовая структура.

## Месторождения горных пород для производства щебня

### *Граниты*

*Месторождение гнейсогранитов Лобское* расположено (рис. 6.7) в 3,6 км к ЮВ от ж.-д. ст. Пергуба Октябрьской ж. д.; 4,5 км к ЮВ от пристани Пергуба Онежского оз., 12 км к югу от г. Медвежьегорск. Месторождение состоит из гнейсогранитов (46 %), гранитов (44 %), гнейсогранодиоритов (6 %), гранодиоритов (2 %), пегматитов (2 %), пасчаников, известняков, долеритов, порфиритов (2 %). Среди гранитоидов преобладают мелко-среднезернистые и среднезернистые

плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые умеренно-трещиноватые разности. Минеральный состав двуполевошпатовых гранитов и гнейсогранитов (%): плагиоклаз – 25–50, микроклин – 20–45, кварц – 25–40; плагиоклазовых гнейсогранитов и гранитов: плагиоклаз – 60–80, кварц – 15–30, моноклинный пироксен – до 5, биотит – до 1–3; гранодиоритов и гнейсогранодиоритов: плагиоклаз – 60–80, кварц – 10, биотит – 1–8, моноклинный пироксен – до 5, микроклин – 1–10; пегматитов: микроклин – 70, мусковит – 15–20, кварц – 5, альбит – 5; песчаников: кварц – 80, микроклин – 15, плагиоклаз – 5.

### *Габбродолериты*

*Месторождение Большая Уя* расположено в 5 км к ЮВ от ж.-д. ст. Деревянка и в 7 км к СВ от ж.-д. ст. Пяжиева Сельга Октябрьской ж.д. Через месторождение проходит грунтовая дорога, связывающая его с п. Педасельга (5 км), расположенном на асфальтированной автодороге Петрозаводск – Вознесенье. Сложено массивными мелко-среднезернистыми и среднезернистыми породами, разбитыми вертикальными и горизонтальными трещинами отдельности. По сложности геологического строения месторождение отнесено к 1 группе.

*Месторождение Гора Железная* расположено в 25 км к югу от г. Петрозаводска и в 4 км к западу от д. Педасельга. С ж.-д. ст. Деревянка и Пяжиева Сельга связано грунтовыми дорогами длиной 12 и 15 км, соответственно. Приурочено к ропручейскому силлу габбродолеритов, залегающему в кварцитопесчаниках шокшинской свиты. Ропручейский силл в пределах месторождения имеет мощность до 200 м, пологое падение и представляет собой массивную залежь, сложенную мелко-среднезернистыми и среднезернистыми породами, разбитыми трещинами отдельности.

*Месторождение Наволокское* расположено в 1,8 км к востоку от пос. Новый Поселок. Для площади месторождения характерны положительные формы рельефа. Минеральный состав пород (%): плагиоклаз – 40–50, пироксен – 50–55, магнетит и кварц – единичные зерна, хлорит – 5–10 , лейкоксен – 5–15, эпидот 0–3.

*Месторождение долеритов Ситозерское* расположено в 4 км на ЮВ от пос. Кяппесельга. Приурочено к возвышенности. Минеральный состав (%): плагиоклаз – 33–37, пироксен – 35–45, кварц – 1–3, хлорит – 5–9, лейкоксен – 12–15, биотит – 2–5.

### *Кварциты*

*Рыборецкое месторождение* расположено на западном берегу Онежского оз. в 95 км к ЮВ от г. Петрозаводск, в 1 км к северу от с. Рыбрека, в 1,2 км к СЗ от пристани Ропручей, в 65 км от ж.-д. ст. Деревянка. Район экономически освоен. Представлено двумя пачками шокшинской свиты кварцитов и кварцитопесчаников общей мощностью до 150 м. Состав (%): кварц – до 95, полевой шпат – 3–5, обломки кварцита – до 7, мусковит, апатит, рудные акцессорные и вторичные минералы.

# ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассмотренные в предыдущих главах новые результаты геолого-геофизических исследований и данные бурения Онежской параметрической скважины, как нам кажется, позволяют существенно уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении земной коры Онежского рудного района. Однако далеко не все поставленные прежде вопросы находят однозначные решения, и, кроме того, возникает много новых сложных вопросов частного и общего характера.

Следует отметить, что уровень наших представлений о глубинном строении земной коры во многом зависит от научно-технического состояния и от степени детальности геофизических работ. Мы уже отмечали определенный прогресс в методике исследований, достигнутый в последние годы, а также большой объем проведенных здесь геолого-геофизических наблюдений. Однако работы оказались далеко не равноценными.

Многие из нерешенных задач предполагается решать путем создания Онежского геологического полигона. Рассмотрим основные положения программы научных комплексных геолого-геофизических, сейсмологических, геохимических и других видов исследований и наблюдений за современными проявлениями и развитием геологических процессов в пределах Онежской палеопротерозойской структуры.

Опыт многолетних стационарных и эпизодических наблюдений за динамическим состоянием геологической среды, изменяющейся в пространстве и во времени, показал, что разрозненные и разобщенные исследования, как правило, не оправдывают ожиданий. Существующая изолированность и часто региональная замкнутость исследований затрудняют выработку крупных обобщений, на основании которых обычно формулируются фундаментальные современные проблемы геологии и геофизики. Последнее обстоятельство, видимо, мешает и созданию новых для региона карт тектонического, геодинамического, прогнозно-минерагенического содержания. И, как следствие, для ОС до настоящего времени не появилась *единая геотектоническая концепция,* которая позволила бы по-новому выполнить комплексную интерпретацию новых фактов. По этой причине нередко появляются «произвольные домашние заготовки», часто весьма далекие от реальных представлений о геологии и геофизике недр. Тем не менее накопленная за многие годы информация о геологическом строении, геофизических и геохимических полях, данные сейсмологии уже сейчас позволяют создавать непротиворечивые модели земной коры и оценивать проявления современных геодинамических процессов, новейшей тектоники и палеосейсмотектоники. Обобщенные модели среды нуждаются в уточнении и конкретизации, в ряде случаев и в их пересмотре исходя из новых теоретических представлений и данных о строении и геодинамике региона.

Все сказанное актуальное и нынче, заставляет специалистов геологов, геофизиков, геохимиков, сейсмологов, горняков выполнять частные совместные проекты прагматического содержания (конъюнктурных) для совершенно конкретных практически значимых районов. Имеются в виду прежде всего детальные структурно-тектонические наблюдения и мониторинг изменяющихся свойств геологической среды в районах крупных месторождений, внутри и в окрестностях промышленных и городских агломераций, в районах потенциальной платформенной сейсмичности.

Одним из серьезных достижений в изучении Фенноскандинавского щита и его окраинных зон следует считать достаточно убедительные доказательства их заметной современной тектонической подвижности. Это положение подтвердили и сейсмические события: Калининградское землетрясение (магнитудой до 5), 21 сентября 2004 г. и Хибинское землетрясение 21 октября 2010 г., а также полевые наблюдения за микросейсмичностью конкретных локальных структур платформенного типа.

Изучение современных геодинамических процессов на Восточно-Европейской платформе позволяет также существенно дополнить и переосмыслить геологические и тектонические представления по коренной геологии и минерагеническим процессам в кристаллической коре и в ее осадочном чехле. В частности, картирование скрытых зон ослабленной прочности (проницаемых зон), выявленных на платформе по сейсморазведочным и сейсмологическим данным, позволяет сейчас объяснить специфику эндогенной минерализации на Украинском щите и Воронежском массиве, по-новому оценить перспективы нефтегазоносности восточных регионов платформы и Предуралья.

Отсутствие серьезных исследований в прежние годы (теоретических, методических, экспериментальных), нацеленных на совмещение и увязку региональных и детальных данных (к примеру, сейсмических геотраверсов и глубоких скважин), стало тормозом для последующего использования этой информации о больших глубинах коры и мантии и уникальных данных детального геолого-геофизического изучения вещества в пространстве скважин.

Необходимы поэтому систематические и долговременные наблюдения на тщательно выбранных полигонах (исходя из поставленных задач) с разным геологическим строением или с разными особенностями проявления современных геодинамических процессов. На этих полигонах можно проверять и сравнивать научные и практические представления, решать методические научные и аппаратурные задачи.

Одним из таких полигонов комплексных разнородных наблюдений может стать Онежская палеопротерозойская структура, уникальная в геолого-тектоническом и минерагеническом отношении, отчетливо выраженная в аномальных физических полях, в современных и палеосейсмичных структурах. При этом предусматривается основная *цель исследования* – постановка, выполнение и истолкование полученных экспериментальных данных в рамках принятой модели геологической среды Онежской палеопротерозойской структуры на единых теоретической, методической и практической основах. Можно наметить теоретические, методические и практические *задачи предстоящей работы:*

– обоснование комплексирования методов и результатов геолого-геофизических, сейсмологических, геохимических и других возможных измерений для минимизации ошибок и учета их при последующем использовании конкретного метода или комплекса методов и данных;

– получение обоснованных представлений и построений согласованных геолого-геофизических моделей среды для последующей комплексной интерпретации данных;

– разработка новых и обновленных теоретических представлений о геологическом строении и современных геодинамических процессах на полигоне работ;

– разработка методов получения информации (геологических, геофизических, геохимических, др.) для решения практических и научных задач геологии и геодинамики среды;

– оценка возможности получения (по методам и комплексно) количественных и качественных показателей строения и состояния геологической среды;

– изучение поведения (степени подвижности) тектонических нарушений, в первую очередь разломов, а также современных и палеосейсмодислокаций, оценка точности полученных данных;

– выявление пространственных и временных вариаций: волнового поля – от взрывов и землетрясений; геофизических аномалий (магнитного, электрического, геотермического и др.), геохимических показателей подвижности и проницаемости среды;

– разработка методологии составления нового поколения карт и разрезов на основе комплексных показателей подвижности среды, др.;

– получение новых признаков (характеристик) строения и свойств геологической среды, выявление динамических геофизических аномалий, не прямо связанных с известными кинематическими характеристиками среды;

– изучение (в динамических полях) поведения разломных и блоковых структур и вещественных неоднородностей (в первую очередь месторождений) для оценки их подвижности и устойчивости;

– оценка напряженно-деформированного состояния среды ОС в региональном и локальном полях тектонических напряжений;

– картирование и районирование геологической среды по комплексу признаков и выявление тех ее неоднородностей, которые предрасположены к минерагеническим процессам, газовой и флюидной проницаемости, геохимической и сейсмической активности;

– наблюдение и объяснение временных вариаций наблюдаемых физических и геохимических полей с использованием достоверных моделей эндогенных и внешних источников (в т. ч. внеземного происхождения).

Разработка новых приемов обработки и интерпретации данных, анализ и обобщение всей имеющейся информации позволят создать *концепцию (стратегию) многоуровневой измерительной сети наблюдений за природными объектами и явлениями.*

Стратегию измерений диктует геологический четырехмерный объект во всем многообразии его проявления, трехмерный в пространстве и развивающийся во времени. Неучет последнего фактора времени (геологического, реального) чреват серьезными ошибками при геологической интерпретации геофизических и других данных (например, МОВЗ, ОГТ, ГСЗ, сейсмология и потенциальные физические поля). Следовательно, при планировании комплексных экспериментов должны быть использованы одновременно все возможные средства регистрации глобальных, региональных, локальных объектов и явлений, по крайней мере, в опорных точках наблюдений. Этого можно достигнуть размещением опорной наблюдательной сети (точек, профилей, площадей) комплексных наблюдений, включающих, в свою очередь, все основные виды геологических, геофизических, геодезических, сейсмологических и других наблюдений и измерений.

Разномасштабность сети должна быть адекватна наблюдаемым разноглубинным, разноранговым объектам и явлениям. Значит, каждый локальный объект будет иметь все необходимые региональные и локальные характеристики (структура полей, тренд явлений и т. п.). Система наилучшим образом «работает» (особенно на локальном и региональном уровнях) при учете индивидуальности и однородности структуры и свойств среды, в особенности ее нелинейных свойств, дискретности строения, изменчивости состояния, ее палео- и современного динамического состояния. Нелинейные структуры и явления особенно важны при выборе пунктов наблюдений и площадей комплексных геолого-геофизических работ.

Многомерность и разноплановость изучения геологических объектов требует повторных и (или) непрерывных (мониторинг) измерений, особенно если это касается прогнозирования динамически неустойчивых сред. Предлагается размещать сеть комплексных геолого-геофизических и сейсмологических наблюдений на основе *идеи глубинных динамических систем литосферы*.

Концепция содержится в научной программе геодинамического эксперимента, в которой предусматривается выявление кинематических и динамических закономерностей.

1. Изучение типов напряженного состояния и видов коллективных движений ансамбля разноранговых структур земной коры: выявление «спектрального» состава коллективных движений, энергетического наполнения их и хаотических колебаний («хвост» спектра) в различных тектонических ситуациях. Создание на этой основе метода измерения тектонического состояния структуры.

2. Изучение коллективных и хаотических движений тектонической структуры и слагающих ее элементов: поиск закономерностей тектонического режима, исследование взаимодействия тектонической структуры и ее элементов (целое и часть). Создание методов измерения геодинамического фона.

3. Изучение природы аномалий физических полей, влияющих на скорость и проводимость упругих волн: выявление связи между аномалиями физических полей и коллективными движениями (возможно, скоростями коллективных движений) элементов земной коры.

4. Изучение природы механической энергии земной коры и ее связи с внутренней энергией: выявление условий преобразования мод движений элементов разлома в коллективное движение всего разлома, в т. ч. и когерентной моды (подвижки), а также выяснение связи их с тепловым полем и другими физическими полями.

5. Исследование закономерностей взаимодействия разломов в земной коре как открытой системы (т. е. термодинамической системы, обменивающейся с окружающей средой веществом, а также энергией и импульсом).

6. Исследование природы динамических границ в земной коре: выявление в приповерхностной части (0–10 км) условий возникновения, стабилизации и изменений, вплоть до исчезновения границ, в т. ч. и вертикальных (квазивертикальных), между областями со стационарной кинематической устойчивостью, их связи со структурно-вещественными (геологическими) границами.

На современном этапе понимания строения и динамики среды сказанное выше можно выразить следующим образом.

Геологические события прошлого и современные геодинамические процессы охватывают огромные пространства одновременно (в геологическом масштабе времени) или почти одновременно (в реальном времени). Это объясняется тем, что в геологических процессах участвуют крупномасштабные неоднородности активных объемов литосферы до глубины 200–300 и более км.

При этом в каждом структурном этаже земной коры и верхней мантии [такие] геологические и геофизические процессы проходят в обстановке, характерной для того или иного глубинного раздела (уровня, слоя). Это легко заметить даже из обычного сопоставления явно не соответствующих разноглубинных процессов и явлений, контуров пространственно-временных аномалий физических полей. Одновременное существование в разных этажах коры и мантии «собственных» ансамблей неоднородностей среды является одним из замечательных элементов среды. Другим же важным ее свойством следует считать пространственно-временную неустойчивость, динамичность физического состояния среды, ее «подстраивание» под изменяющуюся геологическую историю Земли в целом, конкретного региона в частности.

В геологической среде не существует изолированных (региональных или локальных) структурных неоднородностей, аномалий физических полей, процессов и явлений. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены динамически взаимодействующими системами глубинных геосфер, поразному откликающимися на эндогенные и внешние воздействия. Эти положения должны учитываться при размещении наблюдательной сети, разработке новых методов разведочной геофизики и интерпретации полученных результатов.

Итак, кризис геотектонических идей, связанный главным образом с увлечением однобокой геодинамической концепцией, очевиден. Новая парадигма должна быть основана на результатах, казалось бы, мало совместимых с коренной геологией, например, данных сейсмологии (телесейсмики, сейсмотомографии и других, например, данных дистанционных и спутниковых наблюдений и геодезических измерений, в т. ч. в реальном времени).

Совмещение и комплексный анализ результатов традиционных и новых методов дадут наиболее интересные и неординарные построения для геологии больших и очень больших глубин. Последнее весьма важно для обновления представлений о причинах и процессах минерагенеза и конкретной минерагении полезных ископаемых, что имеет принципиальное значение не только для Онежского рудного района. «В юго-восточной части Балтийского щита, непосредственно на его границе с Русской платформой, в Онежском нижнепротерозойском прогибе *открыт новый тип месторождений* со сложными комплексными уран-золото-серебро-палладий-платино-ванадиевыми рудами в зонах протоактивизации» [Билибина и др., 1991]. Это позволяет с новых позиций оценить перспективы северо-западного (прионежского, в первую очередь) обрамления Русской платформы и говорить не только об открытии принципиально нового типа рудных месторождений, но в первую очередь о появлении в северном Прионежье долгожданного здесь *нового рудного района* [Щеглов и др., 1993]. Модель генетической связи поверхностных рудовмещающих структур такого сложного типа оруденения может обеспечить эндогенный характер радиальной флексуры Полканова и прямого взаимодействия между глубинными и приповерхностными тектоническими движениями [Золотов и др., 1998].

На основе метода вертикального сейсмического профилирования, выполненного ОАО «Костромагеофизика», построена схема пространственного изменения мощности галитовой толщи по данным наблюдений на трех профилях, пересекающихся в точке бурения ОПС и расположенных под углом 120° друг к другу. На расстоянии 200 м к СЗ от ОПС кровля поднимается примерно на 150 м. На таком же расстоянии к ЮВ кровля погружается на 50–75 м. Отмеченные ранее признаки развития мощного кепрока (?) или краевой брекчии (включения разноориентированных обломков вмещающих пород: лав основного состава, ангидрита, кварцевых песчаников, песчанистых доломитов, аргиллитов), большие вариации углов падения слоев, отсутствие в соленосной толще следов стратификации, а также обратная последовательность залегания пород в отличие от нормальной эвапоритовой последовательности (снизу вверх: доломит – ангидрит – соль) указывают на то, что ОПС вскрыла периферийную часть соляного диапира. Существующая теория диапиризма позволяет прогнозировать развитие ряда аналогичных диапировых складок на некотором удалении от выявленной. Для определения типа соленосных структур (купол, шток), их регионального распространения, максимальной мощности соленосной толщи требуются дополнительные геофизические наблюдения в районе ОПС.

Исследователей давно привлекала возможность выполнить многократные геолого-геофизические наблюдения непосредственно во внутренних точках среды и улучшить результаты за счет изменения соотношения сигнал/помеха, а также оценить глубинное влияние крупных природных и технических процессов [Кольская сверхглубокая…, 1998]. Эти задачи предполагается решить в глубинной геолаборатории, созданной на базе ОПС силами Научно-образовательного геолого-геофизического центра, основанного Институтом геологии Карельского научного центра РАН и Петрозаводским государственным университетом для проведения научных исследований и подготовки специалистов геолого-геофизического профиля.

Лаборатория нацелена на решение *следующих задач:* организацию и проведение мониторинга вариаций геополей (сейсмического, геотермического, гравитационного, электромагнитного, радиационного); изучение пространственно-временных вариаций физических полей для прогноза опасных геодинамических процессов и явлений; отработку технологий оборонного назначения; разработку и апробацию новых аппаратурно-методических средств скважинных, наземных и сопряженных режимных геофизических наблюдений; обучение студентов и аспирантов практическим приемам ГИС-технологий; демонстрацию специалистам и экскурсантам современных достижений геологической науки в целом и результатов изучения глубинного строения древней земной коры Карельского кратона в частности.

Для обеспечения эффективного функционирования новой геолаборатории предусматривается оборудование устья скважины с учетом опыта, накопленного в геолабораториях, созданных после завершения бурения глубоких и сверхглубоких скважин в России (Кольская СГ-3, Воротиловская ГС, Камчатская скважина Г-1), Германии (КТВ), Финляндии (Оутокумпу). Проведение работ на ОС предполагается осуществлять в сотрудничестве с организациями и специалистами, имеющими

опыт создания подобных геолабораторий, а также располагающими соответствующим техническим и научным потенциалом.

В книге была затронута лишь малая часть перечисленных вопросов или это было сделано частично. Будем считать, что намеченные будущие исследования привлекут в наш регион и на территорию *природной лаборатории «Онежская структура»* коллективы новых, оригинально мыслящих научных работников и практиков разных специальностей. Поэтому самые интересные результаты нас ожидают впереди.

# ЛИТЕРАТУРА


*Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348 с.

*Андерсон Е.Б., Заславский В.Г. Никитин С.А. и др.* Изотопное датирование урановой минерализации в рамках 3-этапной модели с использованием селенидов висмута и свинца в качестве «вторичных» геохронометров // Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л.: Наука, 1985. С. 82–91.

*Андреев П.Ф., Чумаченко А.П.* О процессах восстановления урана на природных органических соединениях // Геохимия. 1964. № 1. С. 16–22.

*Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф.* Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия // Физика земли. 2000. № 5. С. 70–75.

*Арискин А.А., Бармина Г.С*. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.

*Арсеньев К.И.* Описание Олонецких заводов, с самого их основания, до последних времен, с кратким обозрением Олонецкой губернии // Тр. Минералогич. общества в СПб. 1830. Ч. 50. 282 с.

*Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 458 с.

*Атлас текстур и структур* шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М.М. Филиппов и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 80 с.

*Афанасьева Е.Н.* Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба). Структурные парагенезы и их ансамбли // Мат. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.

*Афанасьева Е.Н.* Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофеннских деформаций / Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. 1. Киев: Наук. Думка, 1990. С. 30–31.

*Ахмедов А.М.* Бассейны черносланцевого седиментогенеза протерозоя Балтийского щита: (Этапы развития, режимы седиментации, металлоносность): Автореф. дис. … д. геол.-мин. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 1997. 39 с.

*Ахмедов А.М., Гущин В.С., Савицкий А.В. и др*. Карелиды южной Карелии // Сов. геология. 1990. № 1. С. 96–105.

*Ахмедов А.М., Ефремов А.М.* Изотопный состав серы сульфидных конкреций из углеродистых флишоидных формаций Балтийского щита / Конкреции докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 121–129.

*Ахмедов А.М., Крупеник В.А.* Выделение корреляционных горизонтов для целей составления опорных стратиграфических разрезов туломозерской и суйсарской свит Онежской структуры / Отчет по т. № 803. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

*Ахмедов А.М., Крупеник В.А*. Литолого-геохимическое изучение опорных разрезов терригенно-карбонатных комплексов раннего протерозоя / Методические рекомендации. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 63 с.

*Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Макарихин В.В. и др.* Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 62 с.

*Ахмедов А.М., Негруца В.З.* Стратиграфические реперы нижнепротерозойских отложений восточной части Балтийского щита // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1985. Т. 339. С. 34–44.

*Ахмедов А.М., Орлова М.Т., Якобсон К.Э.* Щелочно-ультраосновной вулканизм в раннем протерозое Онежского прогиба // ДАН СССР. 1992. Т. 326, № 2. С. 305–308.

*Ахмедов А.М., Панова Е.Г., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю.* Аридные палеобассейны раннего протерозоя и девона зоны сочленения Балтийского щита и Русской платформы. СПб: СПб ун-т, 2004. 140 с.

*Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М.И*. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Регион. геол. и метал. СПб. 1996. № 5. С. 84–97.

*Байи Л., Оже Т., Кошера А. и др.* Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелии) // ДАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 202–206.

*Бакиров А.А.* Нефтегазоносные области Северной и Южной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 296 с.

*Барков А.Ю., Леднев А.И., Трофимов Н.Н. и др.* Мат. серии лаурит-эрликманит из хромитовых горизонтов расслоенных интрузий Карело-Кольского региона // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 4. С. 962–965.

*Бережная Н.Г., Мыскова Т.А., Арестова Н.А. и др.* Возраст протолита сумийских кварцитов Кумсинской структуры / Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 63–65.

*Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И. и др*. Строение Бураковско-Аганозерского расслоенного комплекса: петрологические выводы // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 650–672.

*Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 256 с.

*Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачев Т.В., Макаров В.А*. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 25–33.

*Бибикова Е.В., Кирнозова Е.И., Лазарев Ю.Н. и др*. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 310, № 1. С. 212–216.

*Билибина Т.В., Гусякин Г.О., Мельников Е.К. и др*. Новый тип уранового оруденения в юго-восточной части Балтийского щита (Онежский прогиб) // Мат. по геологии урановых месторождений. Вып. 84. М., 1983. С. 5–17.

*Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В*. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудн. м-ний. 1991. № 6. С. 3–14.

*Биргер Б.И.* Модулированные термоконвективные волны в литосфере Земли // Российский журн. наук о Земле, 1998. Т. 1, № 2. С. 141–155.

*Биргер Б.И.* Устойчивость литосферы при горизонтальном сжатии / Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. М.: ОИФЗ, 1996. Вып. 28. С. 4–20.

*Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 74 с.

*Бискэ Г.С., Лукашов А.Д., Экман И.М.* О связи котловин крупнейших озер Северо-запада СССР с тектоникой / Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. С. 35–42.

*Бискэ Н.С.* Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов / Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск, 2007. С. 46–49.

*Бискэ Н.С., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.* Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 193–200.

*Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М., 1988. 247 с.

*Богданов Ю.Б.* Государственная геологическая карта РФ, лист P-35-37. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 322 с.

*Богданов Ю.Б., Негруца В.З., Суслова С.Н. и др.* Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита / Стратиграфия и изотопная геология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 160–170.

*Богина М.М., Красивская И.С., Шарков Е.В. и др.* Жильные граниты Бураковского расслоенного плутона, Южная Карелия // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 409–429.

*Бондаренко П.М.* К методике моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису / Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: СО АН СССР, 1984. С. 54–88.

*Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика / Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.

*Бондарь Л.Ф.* К геологии верхнего ятулия-суйсария. Участок оз. Мунозеро / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск. 1972. С. 144–152.

*Бондарь Е.Б., Клесмент И.Р., Куузик М.Г.* Исследование структуры и генезиса шунгита // Горючие сланцы. 1987. Т. 4, № 4. С. 377–393.

*Булавин А.В.* Закономерности размещения комплексного ванадиевого оруденения в структурах Онежского прогиба: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Л., 1990. 26 с.

*Булавин А.В.* Формация комплексных медь-уран-молибден-ванадиевых руд зон складчато-разрывных дислокаций Онежской структуры / Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. С. 246–261.

*Венус Б.Г., Линьков А.Г., Тырин А.К.* Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования // Вестник ЛГУ. 1996. Вып. 4, № 24. С. 25–30.

*Верховский А.Б., Прасолов Э.М., Лохов К.И. и др.* Изотопные характеристики углеродсодержащих пород базальной части средней подсвиты заонежской свиты // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов. М., 2004. С. 45–46.

*Виноградов В.И., Буякайте М.И., Колодяжный С.Ю. и др.* Этапы вещественных преобразований архей-протерозойских пород Центрально-Карельского домена // ДАН. 2001. Т. 380, № 6. С. 795–799.

*Винокуров С.Ф., Новиков Ю.Н., Усатов А.В.* Фуллерены в геохимии эндогенных процессов // Геохимия. 1997. № 9. С. 937–944.

*Войтович В.С.* О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.

*Волков В.Н., Полеховский Ю.С., Сергеев А.С. и др.* Введение в металлогению горючих ископаемых и углеродсодержащих пород. СПбГУ, 1997. 248 с.

*Волкова И.Б.* Органическая петрология. Л.: Недра, 1990. 299 с.

*Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др.* Некоторые особенности модельных представлений о происхождении архейских ТТГ ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 1–19.

*Вулканизм* архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.

*Вулканические постройки* протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1978. 168 с.

*Галдобина Л.П.* Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 204 с.

*Галдобина Л.П.* Иотнийские образования района Прионежья КАССР // Изв. КФАН СССР. 1958. № 5. С. 10–18.

*Галдобина Л.П.* Комплексное изучение черносланцевых формаций Карелии. Фонды КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1983. 438 с.

*Галдобина Л.П.* Металлогения шунгитсодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды / Мат. по металлогении Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 100–113.

*Галдобина Л.П., Калинин Ю.К., Купряков С.В.* Эндогенное происхождение шунгитовых пород протерозоя Карелии / Тез. докл. 2-го Всесоюзн. совещ. по геохимии углерода. М., 1986. С. 79–81.

*Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М.* Колонии древних водорослей в песчано-глинистых породах района пос. Бесовец КАССР / Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1966. С. 26–29.

*Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М.* Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя Южной Карелии / Проблемы литологии докембрия. Л.: Наука, 1971. С. 21–31.

*Галдобина Л.П., Светов А.П., Соколов В.А.* Район с. Спасская Губа – д. Гомсельга / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 144–152.

*Галдобина Л.П., Хейсканен К.И.* Вепсийский надгоризонт Онежского прогиба / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1989. С. 134–142.

*Галдобина Л.П., Шидловски М., Соколов В.А. и др.* Исследования шунгитов нижнего протерозоя Карелии методом углеродных изотопов / Тр. 27 Межд. геол. конгр. М., 1984. Т. 2. 292 с.

*Ганин В.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах ГГК-50 за 1990–1995 гг. 1995. Фонды КГЭ.

*Ганин В.А., Гриневич Н.Г., Логинов В.Н.* Петрология и платиноносность Бураковско-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) / Платина России. Т. 2, кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 19–23.

*Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12, вып. 1. С. 131–183.

*Гарбар Д.И.* Иотний Юго-Западного Прионежья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Л., 1970. 18 с.

*Гарбар Д.И.* Отчет о результатах поисковых работ на никель в пределах Бураковско-Аганозерской аномальной зоны, лист Р-31.72. СЗГТУ, 1975.

*Гарбар Д.И.* Стратиграфия. Верхний протерозой. Йотнийская серия. Верхнепротерозойские (постиотнийские) магматические образования / Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. I. С. 64–81.

*Гарбар Д.И., Мильштейн В.Е.* Стратиграфия и новые формы микрофитолитов иотния Юго-Западного Прионежья // ДАН СССР. 1970. Т. 195, № 1. С. 98–151.

*Гарбар Д.И., Сахновская Т.П.* Перспективы никеленосности Бураковско-Аганозерского массива (Восточная Карелия) // Сов. геол., 1981. № 9. С. 53–58.

*Гарбар Д.И., Сахновская Т.П., Чечель Э.К.* Геологическое строение и рудоносность Бураковско-Аганозерского массива (Восточное Прионежье) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1977-б, № 8. С. 100–112.

*Геология и полезные* ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975. 141 с.

*Геология Карелии* / Ред. В.А. Соколов. Л.: Наука, 1987. 231 с.

*Геология СССР*. Т. 37. Карельская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Гостехиздат, 1960. 740 с.

*Геология шунгитоносных* вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 204 с.

*Гилярова М.А.* К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР // Вестн. ЛГУ. Сер. биол. геогр. и геол. 1955. № 1. С. 139–150.

*Гилярова М.А.* К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии // Уч. зап. ЛГПИ. 1948. Т. 72. С. 125–166.

*Гилярова М.А.* Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии // Изв.-Кар.-Финск. научн.-исслед. базы АН СССР. 1949. № 2. С. 21–49.

*Гилярова М.А.* Спилиты Кончозерского района Карело-Финской СССР. Л.: ЛГУ, 1941. 129 с.

*Гилярова М.А.* Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.

*Гилярова М.А.* Стратиграфия, структуры и магматизм восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 224 с.

*Гилярова М.А.* Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав // Вестник ЛГУ. 1951. № 1. С. 1–45.

*Глубинное строение* и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

*Гниловская М.Б., Колесников Ч.М., Ищенко А.А. и др.* Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.

*Голод М.И.* Заонежская аномалия проводимости / Коровые аномалии электропроводности. Л.: Недра, 1984. С. 75–79.

*Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т. и др.* Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.

*Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гришин А.С.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Отчет по т. № 87. Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1988. Т. 1. 160 с.

*Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гришин А.С. и др.* Глубинная электропроводность юго-западной части Карелии / Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 24–44.

*Голод М.И., Соколов С.Я.* Пути использования геофизических методов при поисках и разведке шунгитсодержащих пород // Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1978. С. 28–33.

*Голубев А.И.* Геодинамические режимы образования и рудогенеза углеродсодержащих формаций докембрия Фенноскандинавского щита / Металлогения древних и современных океанов. Т. 1. Миасс: УрО РАН, 2005. С. 31–37.

*Голубев А.И. Иващенко В.И., Трофимов Н.Н.* Оценка благороднометалльного потенциала Онежского рудного района / Мат. конф. «Прогноз, поиски, оценка рудн. и нерудн. м-ий – достижения и перспективы». М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 57–58.

*Голубев А.И.* Комплексные платинометалльные месторождения Карелии и перспективы их освоения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 36–49.

*Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П.* Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.

*Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др.* Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 91–116.

*Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др.* Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 155–176.

*Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н.* Рудноформационные типы и перспективы золотосодержащего оруденения Карельского региона / Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 19–30.

*Голубев А.И., Новиков Ю.Н.* Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья / Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 110 с.

*Голубев А.И., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.* Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 73–79.

*Голубев А.И., Светов А.П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 192 с.

*Голубев А.И., Светов С.А., Светова А.И.* Сумийские (2,55–2,40 млрд лет) андезибазальтовые ассоциации Центральной Крелии // Эл. журн. «Исследовано в России». 2002. 81. С. 903–913.

*Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М.* Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия) / Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 85–88.

*Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. и др.* Благороднометалльное оруденение докембрия Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 17–21.

*Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. и др.* Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии / Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. V. С. 335–344.

*Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Петров С.В. и др.* Благороднометалльная минерализация титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения: технологическая характеристика, минералогия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 48–53.

*Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Смирнова Н.К. и др.* Освоение Пудожгорского месторождения – путь создания нового центра ферросплавной промышленности и цветной металлургии на СЗ России // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 75–79.

*Голубев А.И., Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н.* Перспективные рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии / Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М., 2002. С. 128–132.

*Голубев А.И., Шаров Н.В., Хазов Р.А.* Особенности глубинного строения и минерагении Южной Карелии на примере Онежского и Ладожского рудных районов / Тектоника земной коры и мантии. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 153–156.

*Гольцин Н.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н. и др.* Полистадийные преобразования высокоуглеродистых пород людиковия Онежского прогиба // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 66–79.

*Горбачев В.И., Петров О.В., Тарханов Г.В. и др.* Каменные соли в палеопротерозое Онежского прогиба Балтийского щита (по данным Онежской параметрической скважины) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 45. С. 90–97.

*Горлов В.И., Калинин Ю.К.* Строение осадочной толщи нижнего суйсария и качество сырья для производства шунгизита / Опер.-информ. мат. Петрозаводск: КФАН СССР, 1977. С. 72–76.

*Горлов В.И., Филиппов М.М.* О генезисе шунгитового углерода пород суйсарской свиты нижнего протерозоя Карелии / Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987. С. 105–122.

*Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др.* Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, ЮВ Карелия, ранний палеопротерозой // ДАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 533–536.

*Горошко А.Ф.* Геология, условия локализации и поисковые признаки нового перспективного типа комплексных никель-магнезиальных руд в ультрамафитах Карельской части Балтийского щита (на примере Аганозерского месторождения): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск, 2000. 22 с.

*Горошко А.Ф.* Новый геолого-промышленный тип комплексного никель-магнезиального сырья в ультра-мафитах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 24–35.

*Гришин А.С.* Геоблоки Балтийского щита. Петрозаводск: Карелия, 1990. 112 с.

*Гроховская Г.Л., Лапина М.И., Ганин В.А. и др.* Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудн. м-ий. 2005. Т. 47, № 4. С. 315–341.

*Гурская Л.И.* Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

*Дегтярев Н.К., Трофимов Н.Н.* Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 188–202.

*Дело по отношению* Олонецкого Губернского Правления // 1841. ЦГА РК. Фонд 33. Опись 31. Д. ¼. 1839–1860. 722 с.

*Дертев А.К., Буданов Г.Ф., Грибков В.В. и др.* Возможная промышленная нефтегазоносность допалеозойских формаций Южной Карелии / Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 93–97.

*Дертев А.К., Грибков В.В., Кузьмин Б.В. и др.* Перспективы нефтегазоносности Ленинградской области и юга Республики Карелия / Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. М.: Геоинформмарк, 1994. 36 с.

*Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А*. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

*Дубовикова З.Л., Полеховский Ю.С.* Геологические особенности алмазоносных кимберлитов Кимозера (Онежский прогиб, Карелия) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 31–42.

*Дуркин А.Т., Вольфштейн П.М., Пухлякова С.С. и др.* Особенности глубинного строения южной окраины Балтийского щита по субширотным региональным профилям Новая Ладога – Лодейное Поле – Ошта и Доможирово-Шамокша (Ленинградская область) по данным комплексных геофизических и геохимических исследований / Геофизика XXI столетия. М.: Научный мир, 2006. С. 48–56.

*Дэллмес К.Ф.* Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти / Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 634–671.

*Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 449 с.

*Дюккиев Е.Ф., Туполев А.Г.* Спектры поглощения шунгита – I в видимой, УФ- и ИК-областях / Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск: КФАН СССР, 1984. С. 52–53.

*Елисеев М.А., Робонен В.И.* О структурном соотношении сумия и сариолия в районе п. Эльмус (оз. Калливолампи) / Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КФАН, СССР, 1983. С. 11–13.

*Ермохин К.М.* Технология построения разрезов методом аналитического продолжения геофизических полей. М.: Геоинформатика, 2010. № 2. С. 25–30.

*Ермохин К.М., Жданова Л.А.* Аналитическое продолжение геофизических полей, как отражение глубинного геологического строения / Мат. межд. конф. «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Ч. 1. С. 183–186.

*Ефимов А.В.* Аэромагнитная съемка м-ба 1 : 50 000 – 1 : 100 000 на акватории Онежского озера. СПб., 2000.

*Ефимов А.В., Степанов К.И.* Опережающая аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 – 1 : 100 000 на акватории Онежского озера и прилегающей территории суши. Отчет. СПб.: СЗГУ, 2000. 155 с.

*Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.

*Жамойда А.И.* Проблемы Международной (общей) стратиграфической шкалы / Стратигр. Геологич. Коррел. 2004. Т. 12, № 4. С. 3–13.

*Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю. и др.* Цианобактериальная система – процудент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии // Литол. полезн. ископ. 1993. № 2. С. 122–127.

*Заварзин Г.А.* Бактерии состав атмосферы. М.: Наука, 1984. 199 с.

*Задачи и правила* изучения и описания опорных стратиграфичнских разрезов / Инструкция межвед. Стратигр. Комитета СССР. Л., 1983.

*Закруткин В.Е., Жмур С.И.* Высокоуглеродистая формация в нижнем протерозое Курской магнитной аномалии. Ростов-на-Дону: Ростовский ун-т, 1989. 125 с.

*Зверев А.Т.* Взаимосвязь современных, новейших древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1982. С. 55–59.

*Злобин В.Л., Богина М.М.* Палеопротерозойский (сумийский) бимодальный магматизм Шомбинской структуры, Северная Карелия / Тез. докл. петрографического совещ. 2010. Т. 1. С. 255–256.

*Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Ракитов В.А. и др.* Глубинное строение литосферы Восточно-Европейской платформы по результатам сейсмологических наблюдений // Разведка и охрана недр. 1998. № 2. С. 11–13.

*Зуйкова Ю.Л., Шилова Т.М.* Составление сводных аэрогеофизических карт на Ладожско-Онежскую площадь. Отчет. СПб.: СЗТГУ, 2000. 180 с.

*Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Тр. ГИН РАН. Вып. 534. М.: ГЕОС, 2001. 146 с.

*Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И. и др.* Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии // Вестник СПб ун-та. Сер. 7. Геол., география. 2008. Вып. 4. С. 31–45.

*Иванова Т.А., Оношко И.С.* Битумы в районе Сайнаволокской вулканно-тектонической структуры / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 123–128.

*Иващенко В.И., Голубев А.И.* Золотоносность неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных и гранитоидных комплексов Фенноскандинавского щита – сходство и различия / Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 62–66.

*Игнатьева Т.С., Голод М.И., Галдобина Л.П. и др.* Петрофизическая характеристика шунгитовых пород / Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. Апатиты, 1976. С. 110–114.

*Игнатьева Т.С., Кищенко Н.Т.* Физические свойства горных пород Центральной Карелии / Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. С. 4–19.

*Игнатьева Т.С., Кищенко Н.Т.* Физические свойства горных пород среднего протерозоя Центральной Карелии. Отчет по т. 19. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. 434 с.

*Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В.* Структура литосферы вдоль профиля МОВЗ Гдов-Спасская Губа // Геофизический журн. 2004. 26, № 2. С. 112–121.

*Кайряк А.И.* Бесовецкая свита – новая осадочная толща в составе протерозоя Южной Карелии // Тр. КФАН СССР. 1960. Вып. 26. С. 106–111.

*Кайряк А.И.* Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л.: Недра, 1973. 176 с.

*Кайряк А.И.* Схема стратиграфии средне- и верхнепротерозойских образований Южной Карелии / Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 71–83.

*Калинин Ю.К.* Основные изверженные породы Прионежского и Кондопожского районов Карелии как сырье для производства стекло-кристаллических материалов: Автореф. дис. … канд. техн. наук. Л.: ЛТИ им. Ленсовета, 1967. 216 с.

*Калинин Ю.К., Тяганова В.И.* Исследование электропроводности и термостойкости шунгитовых пород / Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. С. 92–99.

*Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др.* Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 16–21.

*Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.

*Кищенко Н.Т.* Физические свойства докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. 65 с.

*Клабуков Б.Н.* Региональные геофизические поля Онежской структуры и их связь с органическим веществом // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 113–118.

*Клабуков Б.Н.* Результаты геоэлектрических исследований в Карельском регионе Балтийского щита / Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990. С. 18–40.

*Ковалевский В.В.* Надмолекулярная и молекулярная структуры шунгитового вещества / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 129–135.

*Коваленко Г.М.* Первые металлургические заводы в Карелии (1670–1703). Петрозаводск, 1979. 102 с.

*Ковтун А.А.* Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Л.: ЛГУ, 1989. 284 с.

*Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

*Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др.* Геохронология циркона (Shrimp) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–41.

*Кожевников В.Н., Скублов С.Г.* Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.

*Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б и др.* Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431, № 1. С. 1–5.

*Кокорина Л.К., Мурова Э.В., Дворецкая Л.М. и др.* Отчет о региональных сейсморазведочных работах в Пряжинском, Кондопожском и Медвежьегорском районах КАССР. Л.: ЗГТ, 1976. 50 с. ТФГИ по РК.

*Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое // Тр. ГИН РАН. М., 2006. Вып. 572. 332 с.

*Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.

*Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59–79.

*Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г. и др.* Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур Северо-Западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 11–27.

*Кольская сверхглубокая*. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

*Коматииты и высокомагнезиальные* вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. 252 с.

*Копелиович А.В., Симанович И.М.* Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.

*Копелиович А.В., Симанович И.М.* Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья // ДАН СССР. 1963. Т. 151, № 3. С. 61–79.

*Корешков И.В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.

*Коржуев С.С.* Морфоструктуры кристаллических щитов и проблема древнего пенеплена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 94–106.

*Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др.* Недра северо-запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.

*Коросов В.И.* Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

*Коросов В.И.* О соотношении лав и обломочных пород в районе ручья Кубышкина (правый берег р. Кумсы) / Геология и петрология. Петрозаводск: КФАН СССР, 1988. С. 16–19.

*Коросов В.И., Назарова Т.Н.* К стратиграфии нижнекарельских образований Кумсинской структуры / Геология и стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988 а. С. 39–43.

*Коросов В.И., Назарова Т.Н.* Сводный разрез осадочно-вулканогенных образований Кумсинской структуры и соотношение их с конгломератами сариолия / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1989. С. 39–47.

*Коросов В.И., Назарова Т.Н.* Сводный разрез основания протерозоя Кумсинской структуры / Геология и петрология. Петрозаводск, 1988 б. С. 19–22.

*Коросов В.И., Робонен В.И.* Сводный путеводитель экскурсий. 27-й МГК. М., 1984. С. 51–52.

*Корреляция докембрия* западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1987. 95 с.

*Корякин А.С.* Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 100–109.

*Костин В.А.* Геодинамика и металлогения раннего докембрия восточной части Балтийского щита и роль в них фиксированных мантийных энергоимпульсов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 124 с.

*Костин В.А.* Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. 162 с.

*Косыгин Ю.А., Магницкий В.А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюл. МОИП. 1948. Т. XXIII (3). С. 3–15.

*Кохи Дж., Лэндс К.* Нефть в бассейне Мичиган / Распространение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1961. 996 с.

*Кочнева Н.Т., Лобзова Р.В., Галдобина Л.П.* Особенности строения и рудопроявления Онежской шунгитоносной мульды / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутренних платформенных транзитных зон. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 131–133.

*Кратц К.О., Шуркин К.А., Лобач-Жученко С.Б. и др.* Региональная схема стратиграфии докембрийских образований: Проблема провинциальной стратиграфической шкалы докембрия Карело-Кольского региона / Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971. С. 120–129.

*Кратц К.О.* Геология и геохронология докембрия: избранные труды. Л.: Наука, 1989. 272 с.

*Кратц К.О.* Геология карелид Карелии / Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16. 205 с.

*Кратц К.О., Лазарев Ю.И.* Основные черты тектонических структур ятулия Карелии / Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: КарНЦ и КНЦ АН СССР, 1961. С. 43–57.

*Куликов В.С., Аракелянц М.М., Куликова В.В. и др.* Некоторые результаты изотопного датирования ЮВ окраины Балтийского щита / Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 54–65.

*Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. и др.* Роль глубинной дифференциации в формировании палепротерозойского плато коматиитовых базальтов Синегорья, юго-восточная Фенноскандия // Петрология. 2005. Т. 13. С. 469–489.

*Куликов В.С., Куликова В.В.* К совершенствованию хроностратиграфической схемы архея и палеопротерозоя российской части Фенноскандинавского щита // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. Киев: УкрГГРИ, 2010. С. 119–122.

*Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.* Ветреный Пояс: тектоно- и петротип палеопротерозоя ЮВ Фенноскандии / Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 156–169.

*Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.* Крупные магматические провинции палеопротерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий в истории Земли / Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 223–226.

*Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.* Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441–1445.

*Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.* Новый «ветренитовый» тип высокомагнезиальных магм / Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 1. Екатеринбург. 2010. С. 348–349.

*Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В.* Палеопротерозойские ультрамафит-мафитовые дайки и силлы Карельского кратона: новые данные и представления / Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Ч. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 303–305.

*Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др.* Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.

*Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др.* Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

*Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. и др.* Суйсарский базит-ультрабазитовый комплекс Онежского синклинория / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии Л.: Наука, 1976. С. 98–109.

*Куликова В.В.* Биомаркеры – акритархи в шунгитах Онежской структуры как свидетели сложного формирования заонежской свиты палеопротерозоя. Современное состояние наук о Земле / Мат. межд. конф. 2011 г. М.: МГУ, 2011. С. 1041–1047.

*Куликова В.В.* Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 255 с.

*Куликова В.В., Журавлев Д.З., Пухтель И.С. и др.* Волоцкая толща – парастратотип раннего архея (саамия) в Карельском геоблоке / Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа, 1990. С. 63–65.

*Куликова В.В., Куликов В.С.* Геологическое строение докембрийского фундамента территории заповедника «Кивач» // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 103–119.

*Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. и др.* История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

*Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В.* Реликты раннедокембрийской океанической коры на востоке Фенноскандинавского щита / Геология морей и океанов. М., 2007. Т. IV. 308 с.

*Куликова В.В., Куликов В.С., Гуманов В.А. и др.* К геологии центральной части Водлозерского блока / Геология и петрология. Петрозаводск, 1989. С. 7–11.

*Куликова В.В., Куликов В.С., Зудин А.И. и др.* Метаморфизм «зоны сочленения» восточной части Водлозерского блока и Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса / Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск, 1988. С. 67–73.

*Куликова В.В., Куликов В.С., Соколов С.Я.* Новые данные о геологическом строении ЮЗ побережья Онежского озера / Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Ч 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 305–308.

*Куликова В.В., Рычанчик Д.В., Рукосуева О.Л., Харин В.Н.* К расчленению даек основного состава коматиитовой и толеитовой серий / Высокомагнез. магматизм раннего докембрия. Петрозаводск, 1989. С. 83–94.

*Купряков С.В., Михайлов В.П.* Зажогинское месторождение шунгитовых пород / Новое в геологии северо-запада РСФСР. М., 1988. С. 79–86.

*Лавров Б.С.* Отчет о результатах работ по составлению опорных стратиграфических разрезов нижнепротерозойских образований в пределах Онежской структуры. ТФГИ по РК. Петрозаводск, 1999.

*Лавров М.М., Ганин В.А.* Бураковский массив и граниты / Геология и стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. С. 10–13.

*Лавров М.М., Гарбар Д.И., Богачев А.И. и др.* Бураковский перидотит-габброноритовый массив / Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. С. 79–89.

*Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н.* Геохимия и рудоносность Бураковской расслоенной интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 75–91.

*Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н.* Геохимия и минерагения Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. М. № 1. 2006. С. 3–12.

*Лавров М.М., Трофимов Н.Н.* Стратиформное хромитовое оруденение в расслоенной интрузии докембрия Карелии // ДАН СССР. 1986. № 2. С. 449–452.

*Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др.* Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. № 2. М., 2004. С. 23–30.

*Лазарев В.С., Лобачев А.В.* К истории формирования локальных поднятий платформенных областей // Геотектоника. 1970. № 1. С. 41–45.

*Лазарев Ю.И., Левченков О.А., Николаев А.А.* / Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа, 1990. С. 65–66.

*Лазарев Ю.И., Николаев А.А.* Новые данные о геологии и составе образований вепсия Западного Прионежья // Опер.-информ. мат. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 34–37.

*Лазарев Ю.И., Соколов В.А.* Протерозой // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973. Вып. 16. 204 с.

*Лазаренков В.Г., Балмасова У.А., Глазов А.И. и др.* Распределение элементов платиновой группы в хромититах Бураковско-Аганозерского расслоенного массива (Прионежье) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 9. С. 57–65.

*Ларионова Ю.О.* Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: Автореф. дис. …. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 29 с.

*Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 590–612.

*Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Избр. тр. М.–Л.: АН СССР, 1949 (1932). Т. 1. С. 228–253.

*Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А.* Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области / Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.

*Левченков О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С. и др.* Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994. Т. 2, № 1. С. 3–9.

*Леманов В.В., Балашова Е.В., Шерман А.Б.* Акустические свойства шунгитов // ФТТ. 1994. Т. 35, № 11. С. 3082–3086.

*Леонов М.Г.* Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур // Геотектоника. 2004. № 3. С. 31–54.

*Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.

*Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.

*Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. и др.* Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

*Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В.* О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз. Сегозеро // Бюл. МОИП. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 3–14.

*Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.

*Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.

*Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

*Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А.* Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009. Т. 429, № 2. С. 223–226.

*Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А., Левченков О.А. и др*. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция / Изотопная геохронология докембрия. Л., 1989. С. 14–45.

*Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др.* Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

*Лобиков А.Ф.* О возрасте раннекарельских метавулканитов по данным свинцово-изохронного метода / Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев, 1982. С. 90–91.

*Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

*Логинов В.Н., Дегтярев Н.К., Гриневич Н.Г.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на металлы платиновой группы в пределах западной части Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления (Авдеевская площадь, РК). Петрозаводск, 2007. ТФГИ.

*Лопатин Н.В.* Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.

*Лохов К.И., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др.* Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации Лапландского гранулитововго пояса (Кольский полуостров) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. № 28. С. 89–100.

*Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И.* Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? / Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ РАН, 2004 б. С. 155–156.

*Лохов К.И., Левский Л.К., Бегеманн Ф.* Изотопы благородных газов в карельских шунгитах: следы протерозойской атмосферы? / Тез. докл. XIV симпозиума по геохимии изотопов. М: ГЕОХИ РАН, 1995. С. 144–145.

*Лохов К.И., Прасолов Э.М., Капитонов И.Н. и др.* Изотопная геология раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива (СВ России) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. № 35. С. 56–71.

*Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др.* Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. № 38. С. 62–72.

*Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

*Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

*Магницкая Т.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В и др.* Опорный разрез ятулийского надгоризонта и вопросы корреляции / Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. С. 44–45.

*Макарихин В.В.* Геологическая экскурсия по маршруту: г. Петрозаводск – дер. Райгуба – Петрозаводск / Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1987 б. С. 58–65.

*Макарихин В.В.* Итоги палеонтологического исследования древнейших образований Карелии / Геология Карелии. Л.: Наука, 1987 а. С. 93–100.

*Макарихин В.В.* Фитолиты / Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. С. 182–187.

*Макарихин В.В., Кононова Г.М.* Сундозерско-Пялозерский биостратотипический район: критерии выделения / Опер.-информ. мат. КФАН СССР за 1977 г. Петрозаводск, 1978. С. 68–78.

*Макарихин В.В., Кононова Г.М.* Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.

*Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И.* Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) / Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 72–83.

*Макарьев А.А.* Объяснительная записка к листу P-36-XXX по производству геологической съемки 1 : 500 000 дна Онежского озера. СПб., 2001.

*Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В. и др.* Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. 1. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПб ун-та. Серия 7. Геология, география. 2003. Вып. 1. № 7. С. 3–32.

*Масляев Г.А.* Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита // Отечественная геология. 1997. № 6. С. 41.

*Материалы к стратиграфическому словарю КАССР*. Петрозаводск: КФАН СССР. 1982. 136 с.

*Медведев П.В.* Ископаемая нефть, органическое вещество и фоссилии в отложениях нижнего протерозоя Онежского синклинория // Уч. зап. ПГУ. Петрозаводск, 2009. № 5. С. 54–60.

*Медведев П.В.* О природе тела диабазов онежского горизонта ятулия в Сундозерско-Пялозерском биостратотипическом районе / Геология и петрология. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 21–23.

*Медведев П.В.* Сегозерский и онежский горизонты в типовых ятулийских разрезах Карелии / Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 4–18.

*Медведев П.В., Мутыгуллин Р.Х.* Новые данные по стратотипу мунозерской свиты (Заонежский п-ов) / Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1990. С. 19–23.

*Медведев П.В., Рычанчик Д.В.* Изотопный состав ятулийских и людиковийских карбонатов Онежской структуры Карелии / Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 26–32.

*Мележик В.А., Фаллик А.Е., Медведев П.В. и др.* Карбонатные породы Карелии: геохимия и С-О-изотопия в стратотипе ятулия, перспективы на магнезит / Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. СПб., 1996. 46 с.

*Мелинаускене Л.В.* Характер верхней границы ятулийского надгоризонта в Онежской структуре / Вопросы геологии, петрологии и минералогии Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 18–26.

*Металлогения Карелии* / Ред. С.И. Рыбаков и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

*Мигдисов А.А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.

*Микрофоссилии докембрия СССР*. Л.: Наука, 1989. 191 с.

*Милашевский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.

*Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.

*Минерально-сырьевая база Республики Карелия* / Кн. 1. Горючие полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.

*Минерально-сырьевая база Республики Карелия* / Кн. 1. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

*Минц М.В.* Архейская тектоника миниплит // Геотектоника. 1998. № 6. С. 3–22.

*Миронов В.Д., Чечель Э.К. и др.* Отчет Карельской гравиметрической партии за 1963 г. Л., Фонды СЗТГУ.

*Михайлов В.П., Купряков С.В.* Отчет о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. Петрозаводск, 1985. Фонды СЗТГУ.

*Михайлюк Е.М.* Отчет по теме А-12-148 за 1984–1987 гг. Кн. 5. Сводная карта Онежской структуры м-ба: 1 : 200 000. Петрозаводск, 1988.

*Михайлюк Е.М., Галдобина Л.П.* Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя западного Прионежья / Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск. Карельское кн. изд-во, 1966. С. 236–242.

*Мишунина З.А., Корсакова А.Г.* О геохимических основах прогноза глубоких залежей нефти по данным изучения керогена реликтов нефтеносных свит протерозоя южной Карелии // Тр. ВНИГРИ. 1978а. С. 172–204.

*Мишунина З.А.* Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях. Л.: Недра, 1978б. 152 с.

*Мокринский В.В.* Проблема шунгита и шунгитовых сланцев южной Карелии // Вестник Всесоюзн. геол. разв. объед. 1932. Т. VII, № 1–2. С. 84–86.

*Молчанов И.В.* Онежское озеро. Л.: Гидрометиздат, 1946.

*Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др.* Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным ОПС) // ДАН. 2010. Т. 435, № 2. С. 230–233.

*Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

*Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.

*Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии / Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.

*Муди Дж., Хилл М. Дж.* Сдвиговая тектоника / Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960. С. 265–333.

*Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты / Мат. XXXI Тектонического совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56.

*Назарова Т.Н.* О взаимоотношении сариолийских конгломератов с подстилающими породами / Геология и геохимия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1986. С. 26–30.

*Назарова Т.Н., Светова А.И.* Специфика сумийского осадконакопления (Кумсинская структура) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 142–145.

*Наркисова В.В., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю.* Петрогенезис базальтоидов людиковия Онежской структуры (по результатам бурения ОПС) / XI Всерос. петрографич. совещ. 2010. Т. 1. С. 87–88.

*Негруца В.З.* Докембрийская формация кварцевых конгломератов. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 150 с.

*Негруца В.З.* К созданию хронособытийной модели эонотемы // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12, № 3. С. 371–385.

*Негруца В.З.* Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геол., № 7. 1963. С. 52–76.

*Негруца В.З.* Основные подразделения региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. Т. 244, № 1. 1979. С. 165–169.

*Негруца В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1984. 270 с.

*Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Историко-геологический метод изучения докембрия. Л.: Недра, 1988. 196 с.

*Негруца В.З., Негруца Т.Ф.* Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2007. 281 с.

*Негруца В.З., Полеховский Ю.С.* Заонежско-суйсарская глобальная перестройка докембрийской системы кора – мантия / Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб.: ИГГД РАН, 1995. С. 48–49.

*Николаев В.Г.* Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 406. М.: Наука, 1986. 104 с.

*Николаев Н.И.* О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии / Бюл. МОИП. 1967. Т. 42. Вып. 1. С. 49–68.

*Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.

*Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.

*Новикова А.С., Чахмахчев В.Г.* К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.

*Общая стратиграфическая шкала* нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.

*Общие вопросы* расчленения докембрия. Мат. совещ. Апатиты, 2000. 315 с.

*Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А и др.* Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 20–33.

*Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др.* U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 266–281.

*Озерецковский Н.Л.* Путешествие по озерам Ладожскому, Онежскому и вокруг Ильменя. СПб., 1812. 559 с.

*Онежское озеро. Атлас* / Ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. 151 с.

*Органическое вещество* шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Ред. М.М. Филиппов и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 207 с.

*Останин Г.Х., Исанина Э.В., Косяченко А.К.* Отчет по геологическому заданию 2/1-9. Результаты работ по изучению глубинного строения Онежского прогиба и его обрамления методом МОВЗ. Л., 1985.

*Остатки организмов* и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966. 283 с.

*Очерки геологии* докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. 194 с.

*Парфеньева Л.С., Волконская Т.И., Тихонов В.В. и др.* Теплопроводность, теплоемкость и термоэдс шунгитового углерода // ФТТ. 1994. Т. 36, № 4. С. 1150–1153.

*Перевозчикова В.А.* Геология протерозоя Карелии / Мат. по геол. и пол. ископ. СЗ СССР. Л., 1957. Вып. 1. С. 35–51.

*Петров Ю.В.* Отчет по геологическому заданию 32-11 «Результаты поисков бурением промышленных месторождений урана в пределах Святухинско-Космозерской зоны складчато-разрывных дислокаций за 1983–85 гг. 1985. Фонды ГГП «Невскгеология».

*Петрографический кодекс России*. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

*Полеховский Ю.С., Голубев А.И.* Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба / Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. С. 106–117.

*Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р.* Благороднометалльная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии / Благородные металлы и алмазы севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 85–87.

*Полещук А.В.* К вопросу о кинематике внедрения Кончезерского силла / Современные вопросы геологии: мат. молодежн. конф. М.: Научн. мир, 2003. С. 108–111.

*Полещук А.В.* О некоторых закономерностях в распределении карбонатных пород среди лидитов шунгит-доломит-лидитового комплекса в старом карьере п. Шуньга / Геология, геоэкология и полезные ископаемые СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 45–47.

*Полещук А.В.* Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) Северо-Онежской мульды Балтийского щита / М.: Бюл. МОИП, 2007. Т. 82. Вып. 6. С. 27–46.

*Полещук А.В., Ромашкин А.Е.* О возможности влияния силлов габбро-долеритов на процесс формирования купольных залежей шунгитовых пород Онежской мульды / Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 100–104.

*Полещук А.В., Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.* Вопросы терминологии и происхождения макротекстур участка Лебещина Онежской мульды / Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий. СПб., 2004. С. 137–139.

*Полканов А.А.* Геология хогландия – иотния Балтийского щита // Тр. лаборатории геологии докембрия. М.; Л.: АН СССР. 1956. Вып. 6. 122 с.

*Полянский О.П., Ревердатто В.В.* Конвекция флюида в коллекторах осадочного бассейна при термическом воздействии даек и силлов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 27–41.

*Прасолов Э.М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990, 284 с.

*Прасолов Э.М., Лохов К.И., Логвина Е.А. и др.* Происхождение карбонатов в районах современной подводной разгрузки флюидов по данным изотопной геохимии // Региональная геология и металлогения. 2006. 28. С. 158–174.

*Прасолов Э.М., Травникова Л.Г., Верховский А.Б. и др.* Изотопный состав газов соленосных отложений. Инертные газы // Геохимия. 1987. № 2. С. 290–299.

*Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита / Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: СО АН СССР, 1984. С. 46–54.

*Проблемы геологии* среднего протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1972. 188 с.

*Проблемы стратиграфии* нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1989. 159 с.

*Путеводитель геологических экскурсий*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1987. 92 с.

*Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.С. и др.* Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3, № 4. С. 397–419.

*Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А.* Sm-Nd возраст суйсарской свиты Балтийского щита // ДАН СССР. 1992. Т. 326, № 4. С. 706–711.

*Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С. и др.* Петрография и Sm-Nd возраст дифференцированного потока коматиитовых базальтов Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625–634.

*Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В. и др.* Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР. 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.

*Пэк А.А.* Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. 1968. С. 3–15.

*Ранний докембрий* Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. С. 272.

*Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений / Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

*Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур / Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–139.

*Ревенко Э.Ф.* Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области. Уфа: БашНИПИнефть, 1970. 16 с.

*Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В.* Природа границы Мохоровичича. М.: Недра, 1984. 219 с.

*Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

*Решение III Всероссийского совещания* «Общие вопросы расчленения докембрия» // Стратигр. Геологич. Коррел. 2001. Т. 9, № 3. С. 101–106.

*Рийконен О.А.* Основной вопрос стратиграфии протерозоя центральной Карелии / Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: КолФАН и КФАН СССР, 1961. С. 84–89.

*Робертс Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы / Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 230–283.

*Робонен В.И., Рыбаков С.И.* Вулканизм в протерозое Карелии. Лопийский этап. Вулканические постройки протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.

*Рожков В.И.* Горнозаводской промысел в Олонецком крае / Олонецкие губернские ведомости. 71. 1895.

*Рожкова Н.Н., Андриевский Г.В.* Фуллерены в шунгитовом углероде / Фуллерены и фуллереноподобные структуры. Минск, 2000. С. 63–69.

*Рокитянский И.И., Васин Н.Д., Голод М.И.* Аномалии электропроводности на юге Карелии / Геофиз. сб.: КФАНССР. 1979, № 89. С. 36–39.

*Ромашкин А.Е., Рычанчик Д.В.* Результаты реализации первых этапов проекта Far-Deep // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 125–129.

*Ромашкин А.Е., Суханов А.В., Филиппов М.М.* Пластичнодеформированные нижнепротерозойские высокоуглеродистые породы участка Лебещина / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 201–202.

*Ронин А.Л., Лебедкин П.А., Мильштейн Е.Д. и др.* Строение консолидированной земной коры древних платформ и молодых складчатых областей по результатам применения методики статистическо-динамического анализа (МСДА) данных глубинных исследований МОГТ / Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 168–171.

*Рослов Ю.В., Саккулина Т.С., Телегин А.Н. и др.* Комплексная обработка сейсмических записей преломленных волн с получением динамических разрезов // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 8–11.

*Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

*Рыбаков С.И., Голубев А.И.* Рудоносные ассоциации в углеродсодержащих комплексах докембрия Фенноскандинавского щита / Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 2000. С. 204–212.

*Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др.* Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29–38.

*Рябов Н.И.* Отчет о геолого-разведочных работах на Шуньгском месторождении шунгита за 1932–33 гг. Петрозаводск: Фонды КарНЦ РАН, 1933. С. 22–25.

*Рябов Н.И.* Шунгиты Карелии / Тр. 2-й Карельск. геологоразвед. конф. Петрозаводск, 1933. С. 30–35.

*Савицкий А.В.* Радиоактивность шунгитовых пород и особенности их проявления в гамма-поле / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 136–156.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др.* Новые данные о платинометалльном оруденении в черных сланцах Онежской впадины (Южная Карелия) // ДАН. 1994. Т. 336, № 6. С. 799–802.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др.* Платиноносность докембрийских черносланцевых толщ Карелии / Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. С. 55–65.

*Самойленко Ю.А., Новиков Ю.Н.* Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Средняя Падма с подсчетом запасов пентоксида ванадия и попутных компонентов по категориям $C_1$ и $C_2$. 1994. Фонды ГГП «Невскгеология».

*Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др.* Процессы формирования раннедокембрийской коры СЗ Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований / Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

*Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В.* Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.

*Светов А.П.* Палеовулканология ятулия Центральной Карелии // Тр. ИГ КФАН СССР. Л.: Наука, 1972. Вып. 11. 115 с.

*Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

*Светов А.П., Голубев А.И.* Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии / Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 244–252.

*Светов А.П., Голубев А.И.* Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. 1967. Т. 77, № 1. С. 164–167.

*Светов А.П., Голубев А.И.* Вулканогенная толща (район р. Кумсы) // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 8–24.

*Светов А.П., Голубев А.И.* Медная минерализация в основных породах Медвежьегорской вулканической зоны ятулия (Центральная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1978. С. 19–31.

*Светов А.П., Голубев А.И.* Строение вулканогенной толщи нижнего протерозоя Прионежья (Карелия) // ДАН СССР, 1972. Т. 206, № 6. С. 1429–1432.

*Светов А.П., Голубев А.И., Соколов В.А.* Район оз. Пальеозеро / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 144–152.

*Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 357 с.

*Светов С.А., Кудряшов Н.М., Ронкин Ю.Л. и др.* Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // ДАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 370–374.

*Светов С.А.* Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

*Светов С.А.* Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 120–134.

*Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

*Светов С.А.* Новые данные по геохимии древнейших (3,05–2,95 млрд лет) андезитовых ассоциаций Восточной Фенноскандии // ДАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 664–668.

*Светов С.А.* Особенности ликвационного процесса в образовании архейских вариолитов Койкарской зеленокаменной структуры (Центральная Карелия) / Вопросы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 53–60.

*Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И.* Геохимия сумийских андезибазальтов центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

*Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. и др.* Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 5–16.

*Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.* Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 5–12.

*Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.* Неоархейская дайковая ассоциация Хаутаваарской структуры как отражение заключительного этапа эволюции Центрально-Карельского террейна // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 82–90.

*Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н.* Принадлежат ли сумийские высокомагнезиальные андезибазальты к байяитовой серии? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 112–127.

*Светов С.А., Хухма Х.* Геохимия и Sm-Nd-систематика архейских коматиит-толеитовых ассоциаций Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Центральная Карелия) // ДАН. 1999. Т. 369, № 2. С. 261–263.

*Светов С.А., Хухма Х., Светова А.И. и др.* Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита // ДАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 810–814.

*Светова А.И.* Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1988. 148 с.

*Светова А.И.* Койкарская вулканическая постройка / Вулканические постройки Карелии. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.

*Светова А.И., Мельянцев Н.В.* Строение сумийского комплекса и его соотношение с лопийскими и сариолийскими образованиями Койкарской структуры / Результаты полевых исследований 1984 г. Опер.-информ. мат. Петрозаводск: КФАН СССР, 1985. С. 36–40.

*Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др.* Расслоенный троктолит-габброноритовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 645–668.

*Семихатов М.А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: анализ // Стратигр. Геол. Коррел. 1993. Т. 1, № 1. С. 6–20.

*Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н. и др.* Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2,3–2,06 млрд лет назад // Стратигр. Геол. Коррел. 1999. Т. 7, № 5. С. 3–27.

*Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.

*Сергеев С.А., Бережная Н.Г.* Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (юго-восточная Карелия) / Совр. данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.

*Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др.* Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990, № 1. С. 73–83.

*Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Матуков Д.И. и др.* Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопными методами на ионном микрозонде SHRIMP-II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

*Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др*. 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.

*Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А.* Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах // Сов. геология. 1971. № 5. С. 3–20.

*Симанович И.М.* Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 153. М.: Наука, 1966. 143 с.

*Смолькин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

*Смолькин В.Ф., Шарков Е.В.* Древний циркон (3,8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Межд. конф. «Геология: история, теория, практика». М., 2009. С. 232–234.

*Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.

*Созинов Н.А., Чистякова Н.Н., Казанцев В.А.* Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии. М.: Наука, 1988. 141 с.

*Соколов В.А.* Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л.: Наука, 1963. 196 с.

*Соколов В.А.* История геологического развития среднего протерозоя Карелии // Геотектоника. 1972. № 5. С. 61–72.

*Соколов В.А.* К геологии и палеогеографии ятулия Карелии / Геология докембрия. МГК, 21-я сессия. М., 1984. С. 61–76.

*Соколов В.А.* К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР / Тр. КФАН СССР. 1958. Вып. 11. С. 7–125.

*Соколов В.А.* Корреляция ятулийских отложений разного типа в Карелии // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 128–132.

*Соколов В.А.* Красногорская свита: Мат. к страт. словарю по докембрию КАССР. Петрозаводск, 1982. 50 с.

*Соколов В.А.* Типы разрезов ятулийских отложений // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 124–128.

*Соколов В.А.* Ятулийский надгоризонт / Геология Карелии. Л., 1987. С. 51–59.

*Соколов В.А., Галдобина Л.П.* Людиковий – новое стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя Карелии // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 187–190.

*Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др.* Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.

*Соколов В.А., Светов А.П.* Новые данные о верхнеятулийской фазе вулканизма в Прионежье (Карелия) // ДАН СССР, 1973. Т. 208, № 1. С. 181–183.

*Соколов В.А., Хейсканен К.И.* Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии / Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1966. Вып. 1. С. 176–185.

*Соколов В.А., Хейсканен К.И.* О базальных отложениях ятулия / Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1972. Вып. 16. С. 119–124.

*Соколов С.Я.* Каротажные исследования при разведке Зажогинского месторождения шунгитовых пород / Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск: КФАН СССР, 1990. С. 90–99.

*Соловьева А.Б., Рожкова Н.Н., Глаголев Н.Н. и др.* Органическое вещество шунгитовых пород / Углеродосодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 1998. С. 103–104.

*Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.

*Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.

*Стратиграфический кодекс*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.

*Стратиграфический кодекс*. Изд. 2-е. СПб., 1992. 120 с.

*Стратиграфический словарь СССР*. Нижний докембрий. Л.: Наука, 1989. 397 с.

*Стратиграфия докембрия* Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.

*Стратиграфия* докембрия КАССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск, 1984. 115 с.

*Стратиграфия СССР*. Нижний докембрий. Европейская часть СССР. Кн. 1. М., 1989. 262 с.

*Строение земной коры* юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / Ред. Л.П. Свириденко. Л.: Наука, 1983. 180 с.

*Строение и динамика* литосферы Восточной Европы, результаты исследований по программе EUROPROBE / Ред. А.Ф. Морозов и др. М.: ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. 735 с.

*Строение литосферы* Балтийского щита / Ред. Н.В. Шаров. М.: Нац. геоф. ком. РАН, 1993. 166 с.

*Строение литосферы* российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

*Ступак В.М.* Дифференциальная сейсморазведка как инструмент детального изучения геологического разреза / Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых: Сб. научн. тр. СЗ ДПР. СПб., 2000. С. 164–176.

*Ступак В.М.* Сейсмические эффекты кимберлитовых трубок и их практическое использование / Проблемы золотоносности и алмазоносности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 124–130.

*Судовиков Н.Г.* Геологический очерк полуострова Заонежья / Северная экскурсия XVII сессии межд. геол. конгр. 1937. С. 46–59.

*Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Павленкова Н.И.* Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) / Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 229–232.

*Сыстра Ю.Й.* Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.

*Тевелев А.В.* Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов / Структурные парагенезы и их ансамбли: мат. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 175–177.

*Тектоника фундамента* Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.

*Тимофеев Б.В.* Микрофитофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 128 с.

*Тимофеев Б.В.* Сфероморфиды протерозоя. Л.: Наука, 1969. 146 с.

*Тимофеев В.М.* Геологическая карта Карелии. 1935. 44 с.

*Тимофеев В.М.* К генезису Прионежского шунгита // Тр. Ленингр. общ-ва естествоисп. 1924. Т. 39. Вып. 4. С. 99–122.

*Тимофеев В.М.* Петрография Карелии. М.; Л.: АН СССР, 1935. 256 с.

*Трофимов Н.Н.* Механизм формирования стратиморфного золото-платино-палладиевого и титаномагнетитового оруденения в габбро-долеритовых интрузиях нижнего протерозоя Карелии / Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 97–98.

*Трофимов Н.Н., Барков А.Ю., Леднев А.И. и др.* Первые данные о минералах платиновых маталлов в Бураковском расслоенном массиве (Карелия) // ДАН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 703–706.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Благороднометалльное оруденение в титаномагнетитовых месторождениях протерозоя Карелии / Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 51–56.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбродолеритовых интрузиях Карелии / Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 282–291.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия // Руды и металлы. № 5. 1999. С. 23–35.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геодинамические условия образования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святнаволокской габбродолеритовой интрузии со стратиформным титаномагнетитовым и благороднометалльным оруденением. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 14–26.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Новый подход к истории развития структур раннего протерозоя Карельского геоблока и их металлогении / Минерагения докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 260–264.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 88–106.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия. Отчет. 2002. ТФГИ РК.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение (Карелия) // Тр. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 196–198.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Лавров М.М. и др.* Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии / Платина России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. V. С. 205–225.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Ткачев А.В. и др.* Новые данные о возрасте и благороднометалльном оруденении Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) / Минерагения докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 265–269.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б.* Платиноидо- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбродолеритовых интрузиях Карелии / Платина России. СПб. Т. III. Кн. 2. 1999. С. 200–211.

*Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. и др.* Результаты технологических исследований золото-платиноидных титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения Карелии // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 47–55.

*Трофимов Н.Н., Логинов В.Н.* Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования Восточного Прионежья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 75–82.

*Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., 1980. 130 с.

*Турченко С.И., Семенов В.С., Амелин Ю.В. и др.* Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация / Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 92–99.

*Тяганова В.И., Зверев А.А.* Формы распределения углерода и их влияние на электрическую проводимость шунгитовых пород / Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 1998. С. 106–108.

*Условия древнего* осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974. 326 с.

*Устинов В.Н., Загайный А.К., Ушков В.В. и др.* Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 963–977.

*Ушков В.В.* Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 94–98.

*Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Недра, 1974. С. 129–150.

*Федосеев Г.С.* Роль литомиктитовых брекчий и конвергентных макроструктур при картировании изотропных силлов и лавовых палеопотоков / Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 295–298.

*Физические и механические* свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск: КФАН СССР, 1974. 110 с.

*Физические свойства* горных пород и полезных ископаемых. Л., 1976. 527 с.

*Филиппов М.М.* Геохимические признаки генезиса шунгитового вещества и его эволюции / Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 57–78.

*Филиппов М.М.* Нигозерские сланцы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 469 с.

*Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 280 с.

*Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Медведев П.В. и др.* Контактовый метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 107–116.

*Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Первунина А.В. и др.* Сопоставление известных и новых данных о геологическом строении Максовского месторождения шунгитоносных пород // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 130–142.

*Филиппов М.М., Голубев А.И.* Изотопный состав углерода шунгитоносных пород Карелии / Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 51–71.

*Филиппов М.М., Клабуков Б.Н.* Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 80–88.

*Филиппов М.М., Ромашкин А.Е.* Диапировая модель формирования месторождений шунгитов (10 лет исследований) / Северная Европа в XXI веке: природа, культура, экономика: материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. Т. 1. С. 312–314.

*Филиппов Н.Б., Голубев А.И., Иваников В.В. и др.* Платинометалльное оруденение в истории геологического развития восточной части Балтийского щита // Вестник СПб ун-та. Сер. 7. Геол., география. 1999. Вып. 1, № 7. С. 3–5.

*Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др.* Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

*Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

*Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых Гор / Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.

*Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

*Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.

*Харитонов Л.Я.* Новые данные по стратиграфии и тектонике Карельской формации Онего-Сегозерского водораздела // Тр. Лен. геол. треста. 1938. Вып. 17. 52 с.

*Харитонов Л.Я.* Стратиграфия и тектоника карельской формации докембрия // Тр. Лен. геол. управл., 1941. Вып. 23. 48 с.

*Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

*Харитонов Л.Я.* Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // Сов. геол. 1963. № 4. С. 24–53.

*Хейсканен К.И*. Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 166 с.

*Хейсканен К.И.* Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 123 с.

*Хейсканен К.И.* Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. … д. геол.-мин. наук. СПб.: КарНЦ РАН, 1996. 64 с.

*Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф.* Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.

*Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В.* Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. Петрозаводск, 1998. 20 с.

*Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В.* Ятулийские нижнепротерозойские карбонаты Балтийского щита с аномально тяжелым углеродом: стратиграфическая позиция и палеогеографическое распространение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 6. С. 14–19.

*Хиллс Э.Ш.* Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 474 с.

*Чайкин В.Г.* Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы / Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 268–269.

*Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г. и др.* Новый возраст тоналит-трондьемитовой ассоциации на Балтийском щите // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2009 б. Т. 17 (2). С. 124–128.

*Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. и др.* Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. 2009 а. Т. 428, № 4. С. 508–510.

*Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К.* Архейские граниты Карелии как показатель состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. №8. С. 805–816.

*Чирич Б.* Геологические аспекты современных вертикальных движений земной коры в Югославии / Проблемы современных движений земной коры. Таллин: ВАЛГУС, 1975. С. 122–131.

*Чистяков А.В., Богатиков О.А., Гроховская Т.Л. и др*. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел. Петрологические и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2000. Т. 372, № 2. С. 228–235.

*Шарков Е.В.* Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.

*Шарков Е.В*. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.

*Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С*. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. №. 2. С. 3–25.

*Шарков Е.В., Богатиков О.А., Пчелинцева Н.Ф. и др.* Перспективы платиноносности раннепротерозойского Бураковского расслоенного интрузива в Южной Карелии / Платина России. М., 1995. Т. 2. С. 10–19.

*Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистиков А.В. и др.* Палеопротерозойский магматизм эры переходного геодинамического режима / Ред. О.А. Богатиков и др. Типы магм и их источники в истории Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 91–118.

*Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. С. 503–522.

*Шаров Н.В. Куликов В.С. Куликова В.В. и др.* Сейсмогеологическая характеристика земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Россия) // Геофизич. журн. 2008. Т. 32, № 3. С. 3–17.

*Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Рычанчик Д.В.* Геолого-геофизическая модель строения земной коры Онежской структуры // Геофизич. журн. 2008. Т. 30, № 3. С. 132–139.

*Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Соколов С.Я. и др.* Геолого-геофизическая модель строения земной коры по профилю Ладожское озеро – Онежское озеро – Белое море // Уральский геофизич. вестн. 2007. № 2–3. С. 126–136.

*Шатский Г.В.* Изотопная характеристика сульфидной серы шунгитов Карелии // Вопросы региональной геологии СССР. М., 1987. С. 14–15.

*Шатский Г.В.* Изотопный состав сульфидной серы Зажогинского месторождения шунгитов (Южная Карелия) // Литол. полезн. ископ. М.: Наука, 1990. № 1. С. 20–28.

*Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. 387 с.

*Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.

*Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А.* Графические методы ядерной геохронологии. М.: Недра, 1974. 206 с.

*Шунгитовые породы* Карелии / Ред. В.А. Соколов и др. Петрозаводск: КФАН СССР, 1982. 182 с.

*Шунгиты – новое углеродистое* сырье / Ред. В.А. Соколов и др. Петрозаводск: КФАН СССР, 1984. 184 с.

*Шуркин К.А.* Органические остатки ятулия Карелии / Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 139–145.

*Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др.* Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

*Экономическая оценка* освоений минеральных ресурсов Карелии. Петрозаводск, 2001.

*Элдер Дж.* Количественное лабораторное изучение динамических моделей динамических интрузий / Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 213–230.

*Эскола П.* Докембрий Финляндии / Докембрий Скандинавии / Ред. К. Ранкама. М.: Мир, 1967. С. 154–261.

*Этапы тектонического* развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с.

*Юдович Я.Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

*Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В. и др.* Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.

*Юшкин Н.П.* Глобулярная надмолекулярная структура шунгита: данные растровой туннельной микроскопии // ДАН. 1994. Т. 337. № 6. С. 800–803.

*Яковлева В.В.* О находках проблематичных отпечатков водорослей в сланцах среднего протерозоя Карелии / Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 19–25.

*Яковлева В.В., Гилярова М.А.* Средний протерозой. Участок Северо-Западного Прионежья / Геология СССР. М.: КАССР, 1960. Т. 37. С. 138–152.

*Alvarez Ph., Maurin J.-C.* Evolution du bassin Proterozoique superieur du Comba // Precam. Res. 1991. V. 50. № 1/2. P. 139–152.

*Amelin Yu.*V., *Heaman L.M., Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern. Baltic. Shield: implications for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // Precam. Res. 1995. 75: P. 31–46.

*Anderson E.M.* The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain: Edinburgh. Oliver and Boyd. 1942. 191 p.

*Andrews A.J., Masliwec A., Morris W.A.* The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario. II: An experiment in age determinations employing radiometric and paleomagnetic measurements // Can. J. Earth Sci. 23. 1986. P. 1507–1518.

*Baker A.J., Fallick A.E.* Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water // Nature. 1989 a. V. 337. P. 352–354.

*Baker A.J., Fallick A.E.* Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle // Geochim. Cosmochim. Acta 1989 b. 53. P. 1111–1115.

*Barley M.E., Pickard A.L., Sylvester P.J.* Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion years ago // Nature. 1997. V. 385. P. 55–58.

*Bekker A., Holland H.D., Wang P.L. et al.* Dating the rise of atmospheric oxygen // Nature. 2004. V. 427. P. 117–120.

*Bekker A., Karhu J.A., Eriksson K.A. et al.* Chemostratigraphy of Paleoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? // Precam. Res. 2003. V. 120. P. 279–325.

*Bekker A., Kaufman A.J.* Oxidative forcing of global climate change: a biogeochemical record across the oldest Paleoproterozoic ice age in North America // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258. P. 486–499.

*Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A. et al.* Evidence for Paleoproterozoic cap carbonates in North America // Precam. Res. 2005. V. 137. P. 167–206.

*Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A. et al.* Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Duitschland Formation, South Africa: implications for coupled climate change and carbon cycling // Am. J. Sci. 2001. V. 301. P. 261–285.

*Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S.* The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

*Blichert-Toft J., Albarede F.* The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sc. lett. 1997. V. 148. P. 243–258.

*Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., et al.* The search for Archean – Proterozoic supercratons: new constraints on Superior – Karelia – Kola correlations within supercraton Superia, including first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abstr. IGC33. Oslo. 2008. № 1353244.

*Bonhomme M.G., Gauthier-Lafaye F., Weber F.* An example of lower proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon // Precam. Res. 1982. V. 18. P. 87–102.

*Bourdon E., Eissen J.P., Gutscher M.A. et al.* Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 205. P. 123–138.

*Buick I.S., Uken R., Gibson R.L., Wallmach T.* High-$\delta^{13}C$ Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Supergroup, South Africa // Geology. 1998. V. 26. P. 875–878.

*Busby-Spera C. J., White J.D.L.* Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties // Bull. Volcanol. 1987. V. 49. P. 765–776.

*Buseck P.R., Tsipursky S.J., Hettich R.* Fullerenes from the geological environment // Science. 1992. V. 257. P. 215–217.

*Campbell C.S.* Rapid granular flows / Ann. Rev. Fluid. Mech. 1990. № 22. P. 57–92.

*Card K.D.* Metamorphism of the Middle Precambrian (Aphebian) rocks of the eastern southern province, Metamorphism in the Canadian Shield // Geol. Surv. Can. Paper. 1978. 78–10. P. 269–282.

*Chandler F.W.* Diagenesis of sabkha-related, sulphate nodules in the Early Proterozoic Gordon Lake Formation, Ontario, Canada // Carbon. Evap. 1988. V. 3 (1). P. 75–94.

*Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.

*Claike M.W., Catling D.C., Zahnle K.J.* Biogeochemical modelling of the rise in atmospheric oxygen // Geobiology. 2006. V. 4. P. 239–269.

*Crowell J.C.* Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system // Geol. Surv. Amer. Mem. 1999. V. 192. 106 p.

*Dutton C.E.* Geology of the Florence area, Wisconsin and Michigan // U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 1971. № 633. 54 p.

*Ebbesen T.W., Hiura H., Henenquist J.W.* et al. Origins of fullerenes in rocks // Science. 1995. V. 268. P. 1634–1635.

*Eriksson P.G., Catuneanu O., Nelson D.R. et al.* Events in the Precambrian history of the Earth; challenges in discriminating their global significance // Marine and Petroleum Geology. 2010.

*Eskola P.* Hufvaddragen av Onega-Kareliens geology // Teknikern. 1919. V. 29. P. 37–9.

*Eskola P.* Uber die geologic Ostkareliens // Geol. Rundschau. B. 35. 1948.

*Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosm. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

*Eyles N., Young G.M.* Geodynamic controls on glaciations in Earth history // Deynoux, J.M.G. et al. (Eds.), Earth's Glacial Record. Cambridge University Press. 1994. P. 1–28.

*Gauthier-Lafaye F., Weber F., Ohmoto H.* Natural fission reactors of Oklo // Economic Geol. 1989. V. 84. P. 2286–2295.

*Gemmel J.B., Sharpe R.* Detailed sulfur isotope investigation of the TAG hydrothermal mound and stockwork zone / Mid-Atlantic Ridge, Proc. ODP. Sci. Results. Herzig P. et al. (Eds.). 1998. № 26. 158 p.

*Golubev A.I., Lavrov M.M., Loginov V.N. et al.* The Onega ore district, Central and East Karelia / Field trip Guidebook. 12th Quadrennial IAGOD Symposium Moscow. 2006. P. 155–176.

*Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A. et al.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosm. Acta. 2000. V. 64. № 1. P. 133–147.

*Guo Q., Strauss H., Kaufman A.J. et al.* Reconstructing Earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition // Geology. 2009. V. 37. P. 399–402.

*Guyon E., Roux S., Hansen A. et al.* Non-local and non-linear problems in the mechanics of disordered systems: application to granular media and rigidity problems // Rep. Prog. Phys. 1990. V. 53. P. 373–419.

*Hannah J.L., Bekker A., Stein H.J. et al.* Primitive Os and 2316 Ma age for marine shale: implications for Paleoproterozoic glacial events and the rise of atmospheric oxygen // Earth Planet. Sci. Let. 2004. V. 225. P. 43–52.

*Hanski E.* History of stratigraphical research in northern Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper. 2001. V. 33. P. 15–43.

*Heaman L.M.* Global mafic volcanism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // Geology. 1997. V. 25. P. 299–302.

*Hetzel R., Passchier C.W., Ring U. et al.* Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey) // Geology. 1995. V. 23. № 5. P. 455–458.

*Hickey R.L., Frey F.A.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implication for their source // Geochim. Cosm. Acta. 1982. V. 46. P. 2099–2115.

*Holland H.D.* Early Proterozoic atmospheric change // Bengtson S. (Ed.). Early life on Earth. N. Y. Columbia University Press. 1994. P. 237–244.

*Hudson J.D.* Stable isotopes and limestone lithification // J. Geol. Soc. London. 1977. V. 133. P. 637–660.

*Ionov D.A.* Distribution and residence of lithophile trace element in minerals of garnet and spinel peridotites: an ICP–MS study // J. Conf. Abstr. 1996. № 1. 278 p.

*Jacobsen S.B., Kaufman A.J.* The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chem. Geology. 1999. V. 161. P. 37–57.

*James H.L., Dutton C.E., Pettijon F.J. et al.* Geology and ore deposits of Iron River-Crystal Falls // U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 570. 1968. 134 p.

*Jamtveit B., Svensen H., Podladchikov Y. et al.* Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins / Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. Eds. N. Petford, C. Breitkruz. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 234. 2004. P. 233–241.

*Javaux E.J. and Marshall C.P.* Deciphering the record of early life in Precambrian oceans using combined microscopy and microchemistry of organic-walled microfossils / Goldschmidt Conf. Abstr. 2007. 442 p.

*Kah L.C., Lyons T.W., Frank T.* Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere // Nature. 2004. V. 431. P. 834–838.

*Kähkönen Y.* Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1989. V. 345. 104 p.

*Kähkönen Y.* Svecofennian supracrustal rocks // Lehtinen M. et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield / Developments in Precambrian Geology. Amsterdam. 2005. V. 14. P. 343–405.

*Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D. et al.* Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 144. P. 38–56.

*Karhu J.A.* Paleoproterozoic carbon isotope excursion. // Lehtinen M. et al. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam: 2005. P. 669–680.

*Karhu J.A.* Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland Bull. 1993. V. 371. P. 1–87.

*Karhu J.A., Holland H.D.* Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen // Geology. 1996. V. 24 (10). P. 867–870.

*Karhu J.A., Melezhik V.A.* Carbon isotope systematic of early Proterozoic sedimentary carbonates in the Kola Peninsula, Russia: correlations with Jatulian formations in Karelia // Balagansky V.V. et al. (Eds.), Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelia Region and Finland. Apatity. 1992. P. 48–53.

*Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117–132.

*Keller J., Hoefs J.* Stable isotopic characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai / Bell K. et al. (Eds). Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and petrogenesis of carbonatites. Springler. Berlin. 1995. P. 113–123.

*Kerrich R., Wyman D., Hollings P. et al.* Variability of Nb/U and Th/La in 3.0 to 2.7 Ga Superior Province ocean plateau basalts: implications for the timing of continental growth and lithosphere recycling // Earth and Plan. Sci. Letters. 1999. V. 168. P. 101–115.

*Krogh T.E., Davis D.W., Corfu F.* Precise U-Pb zircon and badelleyite ages for the Sudbury area / Pye E.G. et al. (Eds.). The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure. Ontario Geol. Surv. Spec. 1. 1984. P. 431–446.

*Krogh T.E., Kamo S.L., Bohor B.F.* Shock metamorphosed zircons with correlated U-Pb discordance and melt rocks with concordant protolith ages indicate an impact origin for the Sudbury structure / Geophys. Monograph 95. Am. Geophys. Union. 1996. P. 343–353.

*Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. et al.* Uranium-lead method at the Para-Iso isotope geology laboratory. UFPA. Brasil. 2009.

*Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V.* The Vetreny Poyas (Windy Belt): A essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneons province // Precam. Res. 2010. V. 183. P. 589–601.

*Kusky T.M., Polat A.* Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins and stabilization of Archaean cratons // Tectonophysics. 1999. V. 305. P. 43–73.

*Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M. et al.* Sr isotopic composition of Paleoproterozoic $^{13}C$-rich carbonate rocks: The Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2010. V. 182, № 4. P. 300–312.

*Laajoki K.* Karelian supracrustal rocks / Lehtinen M. et al. (Eds.). Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam. Developments in Precambrian Geology. 2005. V. 14. P. 279–342.

*Lehtonen M.I., Manninen T., Rastas P. et al.* On the early Proterozoic metavolcanic rocks in Finnish Central Lapland // Correlation of Precambrian Formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity. 1992. P. 65–85.

*Lemanov V.V., Balashova E.V., Sherman A.B. et al*. Are there Fullerenes in Precambrian rock shungite? // Mol. Mat. 1994. V. 4. P. 205–208.

*Lindsay J.F., Brasier M.D.* Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2,6 to 1,9 Ga carbonates of Western Australian basins // Precam. Res. 2002. V. 114. P. 1–34.

*Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A. et al.* Genesis of the earliest (3.20–2.83 Ga) terranes of the Fennoscandian shield // Russian J. Earth Sc. 2003. V. 5, № 2. P. 75–91.

*Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayeyv V.P., Sergeev S.A. et al.* Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precam. Res. 1993. V. 62. P. 375–379.

*Loiselle M.C., Wones D.R.* Characteristic and origin of anorogenic granites / Geol. Soc. Am. Abst. Prog. 1979. V. 11. 468 p.

*Lokhov K.I., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. et al.* U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons and Hf-Nd isotopic systematization of the Kimozero kimberlites (Karelia) / Abstr. Intern. Conf. «Geochemistry of magmatic rocks, scholl Alkaline magmatism of the Earth». M.: GEOKHI, 2010. P. 102–104.

*Lokhov K.I., Levsky L.K., Begemann F.* Volatile components in Karelian shungites as indicators of composition of Protherozoic atmosphere / Proc. Workshop. St. Petersburg: Russian astrobiology Center, 2002. P. 112–115.

*Lokhov K.I., Lukyanova L.I., Shokalsky S.P. et al.* U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons from some kimberlites of the Siberian platform and from Ebeliakh alluvial deposit: age and geochemic peculiarities of the source rocks / Abstr. Intern. Conf. M.: GEOKHI, 2010. P. 100–101.

*Mörner N.-A.* The Northwest European Sea-level Laboratory and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29. C. 281–300.

*Maheshwari A., Sial A.N., Chitora V.K.,* High-$\delta^{13}C$ Paleoproterozoic carbonates from the Aravalli Supergroup, Western India // Intl. Geol. Rev. 1999. V. 41. P. 949–954.

*Mancuso I.I., Kneller W.A., Quick I.C.* Precambrian vein pyrobitumen: evidence for petroleum generation and migration 2 Ga ago // Precam. Res. 1989. V. 44. P. 137–146.

*Marmo V.* Schungite, a Precambrian carbon // Geol. Fören. Stockholm Förh. 1953. № 1. 75. P. 89–96.

*Master S., Bekker A., Hofmann A.* A review of the stratigraphy and geological setting of the Palaeoproterozoic Magondi Supergroup, Zimbabwe – Type locality for the Lomagundi carbon isotope excursion // Precam. Res. 2010. V. 182. №. 4. P. 254–273.

*Master S., Verhagen B.T., Bassot J.P. et al.* Stable isotopic signatures of Paleoproterozoic carbonate rocks from Guinea, Senegal, South Africa and Zimbabwe: constrains on the timing of the ca. 2 Ga «Lomagundi» $\delta^{13}C$ excursion / Symp. Early Proterozoic Geochemical and Structural Constraints-Metallogeny. Dacar. Senegal. 1993. P. 38–41.

*Masterov V.F., Chudnovski F.A., Kozyrev S.V. et al.* Microwave absorption in fullerene-containing shungites // Mol. Mat. 1994. V. 4. P. 213–216.

*McKenzie D., O'Nions R.K.* Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 1021–1091.

*Mehta A.* Granular matter: An interdisciplinary approach. Springer-Verlag: N. Y. 1994. 306 p.

*Melezhik V.A.* Multiple causes of Earth's earliest global glaciation // Terra Nova. 18. 2006. P. 130–137.

*Melezhik V.A., Fallick A.E.* A widespread positive $\delta^{13}C_{carb}$ anomaly at around 2,33–2,06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // Terra Nova. 8. 1996. P. 141–157.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Clark T.* Two billion year old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34. P. 271–285.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M. et al.* Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry / Earth-Science Reviews. 47. 1999a. P. 1–40.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M. et al.* Petroleum surface oil seeps from Palaeoproterozoic petrified giant oilfield // Terra Nova. 2009. V. 21. P. 119–126.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Hanski E.J. et al.* Emergence of the aerobic biosphere during the Archean-Proterozoic transition. // Challenges of future research. Geol. Soc. Am. Today. 15. 2005a. P. 4–11.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al.* Palaeoproterozoic magnesite-stromatolite-dolostone-«red bed» association, Russian Karelia: palaeoenvironmental constraints on the 2.0 Ga positive carbon isotope shift / Norsk Geologisk Tidsskrift. 2000. V. 80. P. 163–186.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al.* Carbonate rocks of Karelia: geochemistry and carbon-oxygen isotope systematics in the Jatulian stratotype and potential for magnesite deposits / Norges geologiske undersøkelse, Open Rep. 96.086. 1996. 61 p.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al.* Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-«red beds» association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment // Earth-Sci. Rev. 1999b. V. 48. P. 71–120.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V. et al.* Palaeoproterozoic magnesits: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // Sedimentology. 2001. V. 48. № 2. P. 379–397.

*Melezhik V.A., Fallick A.E., Rychanchik D.V. et al.* Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: implications for seawater sulphate, $\delta^{13}C$ excursions and the rise of atmospheric oxygen // Terra Nova. 2005b. V. 17. P. 141–148.

*Melezhik V.A., Filippov M.M., Romashkin A.E.* A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications // Ore geology reviews. 2004. V. 24. P. 135–154.

*Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J. et al.* Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // Geology. V. 35. 2007. P. 655–658.

*Melezhik V.A., Sturt B.A.* The Paleoproterozoic (2,5–1,7 Ga) Midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield versus. The early Proterozoic Pechenga-Varzuga Belt: a case of back-arc spreading. Discussion // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35 (6). P. 720–725.

*Melezhik V.A., Lepland A., Romashkin A.E. et al.* The Great Oxidation Event Recorded in Paleoproterozoic Rocks from Fennoscandia // Scientific Drilling. 2010. № 9. P. 23–29.

*Mossman D.J.* Hydrocarbon habitat of the paleoproterozoic Franceville series, republic of Gabon // Energy sources. 2001. V. 23. № 1. P. 45–53.

*Mossman D.J., Gauthier-Lafaye F., Jackson S.E.* Carbonaceous substances associated with the paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon: paragenesis, thermal maturation and carbon isotopic and trace element compositions // Precam. Res. 2001. V. 106. P. 135–148.

*Mossman D.J., Nagy B.* Solid bitumens: an assessment of their characteristics, genesis, and the role in geological processes // Terra Nova. 1996. V. 8. P. 114–128.

*Mudge M.R.* Depth Control of some Concordant Intrusions // Bull. geol. Soc. Am. 1968. 79. P. 315–320.

*Muramatsu Y.* Geochemical investigations of kimberlites from the Kimberly area, South Africa. // Geochem. J. 1983. V. 17. № 2. P. 116–121.

*Mycke B., Michaelis W., Degens E.T.* Biomarkers in sedimentary sulfides of Precambrian age // Org. Geochem. 1987. V. 13. № 4. P. 619–625.

*Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z.* Early Proterozoic Sarioli tilloids in the eastern part of the Baltic Shield, USSR / Hambry M.J. et al. (Eds.). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press, 1981. P. 683–686.

*Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

*Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R. et al.* Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constrains on their source regions // J. Petrology. 2004. V. 1. P. 1–30.

*Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M.* The Concise Geologic Time Scale. Cambridge. 2008. 177 p.

*Ojakangas R.W.* Glaciation: an uncommon mega-event as a key to intracontinental and intercontinental correlation of early Proterozoic basin fill, North American and Baltic cratons / Kleinspehn K.L. et al. (Eds.). New Perspectives in Basin Analysis. Berlin: Springer, 1988. P. 431–444.

*Olson J.M.* Photosynthesis in the Archean Era // Photosynthesis Res. 2006. V. 88. P. 109–117.

*O'Neil J.R.* Terminology and Standards / Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy. 1986. V. 16. P. 561–570.

*Paytan A., Kastner M., Campbell D. et al.* Sulfur isotope composition of Cenozoic seawater sulfate // Science. 1998. V. 282. P. 1459–1462.

*Perttunen V., Vaasjoki M.* U-Pb geochronology of the Perapohja Schist Belt, northwestern Finland / M. Vaasjoki (Ed.). Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences // Geol. Surv. Finland, Spec. Pap. 33. 2001. P. 45–84.

*Petraske A.K., Hodge D.S., Shaw R.* Mechanics of emplacement of basic intrusions // Tectonophysics. 1978. V. 46. P. 41–63.

*Pirtle G.* Michigan structural basin and its relation-ship to surrounding areas // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1932. V. 16. № 2. P. 145–152.

*Powell R., Powell M.* Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: areapraisal // Mineral. Mag. 1977. V. 41. P. 257–263.

*Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. № 130. P. 134–153.

*Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W.* Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sc. Lett., 1999. V. 170. P. 447–461.

*Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

*Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.* Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero – Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63, N. 21. P. 3579–3595.

*Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield // Contrib. Mineral Petrol. 1996. V. 124. P. 273–290.

*Puchtel I.S., Humayuna M., Walker R.J.* Os–Pb–Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // Precam. Res. 2007. V. 158. P. 119–137.

*Ramsay W.* Uber die geologie der precambrischen und archeicher Bildungen in Olonetz Karelien // Förhand. Vid. Nordisca Naturforskare ach Läkaremötet. 1902.

*Ramsay W.* Uber die prekambrischen Systeme in ostlischen Teil von Fennoskandia // Central Miner. Geol. Paleont. Stuttgart, 1907. P. 33–40.

*Rankama K.* New evidence of the origin of Precambrian carbon // Bull. Geol. Soc. Amer. Mem. 1948. V. 59. № 5. P. 389–416.

*Rohon M.-L., Vialette Y., Clark T. et al.* Aphebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Though (New Quebec): its age and the nature of its mantle source // Can. J. Earth Sci. 1993. V. 30. P. 1582–1593.

*Scherer E., Munker C., Mezger K.* Calibration of the lutenium-hafnium clock // Science. 2001. V. 293. P. 683–687.

*Schidlowski M.A.* 3.800 – million-yeas isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks // Nature. 1988. № 333. P. 313–318.

*Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E.* Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 449–455.

*Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E.* Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precam. Res. 1975. V. 2. P. 1–69.

*Schidlowski M., Todt W.* The Proterozoic Lomagundi carbonate province a paragon of a $^{13}C$-enriched carbonate facies: geology, radiometric age and geochemical significance / Abstr. ICOG-9. Beijing. Chinese Sci. Bull. 43 (supplement). 1998. P. 114.

*Shen Y. and Buick R.* The antiquity of microbial sulfate reduction // Earth-Science Reviews 2004, v. 64, p. 243–272.

*Silvennoinen A.* Kuusamon ja Rukatunturin kartta-alueiden kalliopera. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kuusamo and Rukatunturi map-sheet areas. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, sheets 4524 + 4542 and 4613 / Geological Map of Finland 1 : 100 000. 1991. P. 1–63.

*Simonen A.* The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 304. 1980. 58 p.

*Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J.* Peperite: a review of magma-sediment mingling // J. Volcanology Geothermal Res. 2002. V. 114. P. 1–2.

*Sleep N., Sloss L.* A Deep Borehole in the Michigan Basin // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B 12. P. 5815–5819.

*Smith M.D., Heaman L.M.* Constraints on the timing of felsic magmatism associated with the Matachewan igneous events: preliminary results for the Creighton granite, Ontario / Geol. Ass. Canada. Min. Joint Ann. Meeting Abstr. 24. 1999. 119 p.

*Sokolov V.* Jatulian formation of the Karelian ASSR // Jatulian geology in the Eastern part of the Baltic shield. Rovaniemi, 1980. P. 163–174.

*Spencer K.J., Lindsley D.H.* A solution model for coexisting iron-titanium oxides // American Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1189–1201.

*Sreenivas B., Das Sharma S., Kumar B. et al.* Positive $\delta^{13}C$ excursion in carbonate and organic fractions from the Paleoproterozoic Aravalli Supergroup, Northwestern India // Precam. Res. 106. 2001. P. 277–290.

*Strauss H., Des Marais D.J., Hayes J.M. et al.* The carbon-isotopic record / Schopf J.W. et al. (Eds.). The Proterozoic Biosphere: a Multidisciplinary Study. N. Y. Cambridge University Press, 1992. P. 117–127.

*Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Saunders A.D. et al. (Eds.) Magmatism in the Oceanic Basin. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

*Thode H.G., Monster J., Dunford H.B.* Sulphur isotope geochemistry // Geochim. Cosmochim. Acta. 1961. V. 26. P. 159–174.

*Tikhomirova M., Makarikhin V.V.* Possible reasons for the $\delta^{13}C$ anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonates // Terra Nova. 1993. V. 5. P. 244–248.

*Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Ivanova T.P.* Activ faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Viddle East and Lesser Caucasus // Second Int. Symp. Ierusalim. 1995. 24 p.

*Tyler S.A., Barghoorn E.S., Barrett L.P.* Anthracitic coal from Precambrian upper huronian black shale of the Iron River district, northern Michigan // Geol. Soc. Am. Bull. 1957. V. 68. P. 1293–1304.

*Valley P.M., Fischer C.M., Hanchar J.M. et al.* Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite («Kiruna – type») mineralization // Chem. Geol. 2010. V. 275. P. 208–220.

*Vuollo J., Huhma H.* Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland / M. Lehtinen et al. (Eds). Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian shield. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 195–236.

*Weber F., Schidlowski M., Arneth J.D. et al.* Carbon isotope geochemistry of the lower proterozoic Francevillian series of Gabon (Africa) // Terra Cognita. V. 3. 1983. P. 220.

*Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

*White J. D. L., McPhie J., Skilling I.* Peperite: a useful genetic term // Bull. Volcanol. 2000. V. 62. P. 65–66.

*Williams N.* Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: II. The sulfide-S and carbon-C relationships of the concordant deposits and their significance // Econ. Geol. 1978. 73. P. 1005–1035.

*Wilson M.R., Kjarsgaard B.A., Taylor B.* Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Gras field, Northwest territories, Canada // Chem.Geol. 2007. V. 242. P. 435–454.

*Yaeger H.M., Nagel S.R.* La physique de l'etat granulaire // Recherche. 1992. V. 23. № 249. P. 1380–1387.

*Young G. M.* Tectono-sedimentary history of early Proterozoic rocks of the northern Great lakes region // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. 160. P. 15–32.

*Young G.M., Long D.G.F., Fedo C.M. et al.* Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact // Sed. Geol. 2001. № 141–142. P. 233–254.

*Zak I., Sakai H., Kaplan I.R.* Factors controlling the $^{18}O/^{16}O$ and $^{34}S/^{32}S$ isotope ratios of ocean sulfate, evaporites, and interstitial sulfates from modern deep-sea sediments // Isotope Marine Chemistry. 1980. P. 339–373.

*Zircon* / Hanchar J.M. et al. (Eds.) Reviews in Mineralogy and Geochemistry // Miner. Soc. Amer. 2003. V. 53. 500 p.

# КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Афанасьева Зоя Леонидовна, 1983, инж. каф. ГМПИ геол. ф-та СПбГУ, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Zoyka-83@mail.ru

Ахмедов Анвер Митхатович, 1939–2010, зав. отд. геологии докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, д.г.-м.н.

Богомолов Евгений Сергеевич, 1949, вед.н.с. ИГГД РАН, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Evgeny_Bogomolov@vsegei.ru

Викентьев Илья Владимирович, 1962, вед.н.с. ИГЕМ РАН, Москва, д.г.-м.н., viken@igem.ru

Голубев Анатолий Иванович, 1944, зав. лаб. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., академик МАНЭБ, golubev@ krc.karelia.ru

Гольцин Николай Александрович, 1982, инж. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Nikolay_Goltsin@vsegei.ru

Горбачев Валерий Иванович, 1955, ген. директор ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к.г.-м.н., ggg@nedra.ru

Глушанин Леонид Всеволодович, 1948, нач. Управления по недропользованию РФ по РК, Петрозаводск, geolog@karelia.ru

Докучаев Александр Яковлевич, 1954, с.н.с. ИГЕМ РАН, Москва, к.г.-м.н., alexandre-dokuchaev@yandex.ru

Зыков Дмитрий Сергеевич, 1958, с.н.с. ГИН РАН, Москва, к.г.-м.н., zykov@ginras.ru

Есипко Олег Алексеевич, 1954, нач. геофизич. отд. ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к.г.-м.н., oleg-gis@mail.ru

Еськов Андрей Федорович, 1945, геофизик II кат. Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Ермохин Константин Михайлович, 1954, зам. директора ООО НПП «Аналитическая геофизика», Санкт-Петербург, д.т.н., k_m_e@list.ru

Жданова Людмила Анатольевна, 1948, ген. директор ООО НПП «Аналитическая геофизика», Санкт-Петербург, zhd2409@mail.ru

Заможняя Надежда Григорьевна, 1943, гл. геофизик ФГУП «ВНИИГеофизика», Москва, eskp.sg@spetsgeo.ru

Иващенко Василий Иванович, 1949, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., ivashche@krc.karelia.ru

Исанина Эльвира Вениаминовна, 1940, вед. геофизик РГЭЦ, филиал ФГУГП «Урангеология», Санкт-Петербург, isanina@rgec.spb.ru

Капитонов Игорь Николаевич, 1956, вед.н.с. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, к.ф.-м.н., Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Киселев Александр Викторович, 1960, нач. геофизич. отряда АГП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Кияшенко Александр Иванович, 1951, нач. геофизич. отряда Новоземельской ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Клабуков Борис Николаевич, 1939, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Колодяжный Сергей Юрьевич, 1963, вед.н.с, ГИН РАН, Москва, д.г.-м.н., kolod@ginras.ru

Коросов Виктор Иванович, 1931, н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Крупеник Валерий Алексеевич, 1956, и.о. зав. отд. геологии докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, valery_krupenik@vsegei.ru

Крупнова Наталья Александровна, 1970, м.н.с. ГФУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, к.ф.-м.н., nataly@ldus.phys.spbu.ru

Крюков Валентин Борисович, 1935, вед. геолог ПГО «Невскгеология», Санкт-Петербург

Куликов Вячеслав Степанович, 1939, гл.н.с. ИГ КарНЦ РАН, председатель регионального петрографического совета по СЗ России, Петрозаводск, д.г.-м.н., vkulikova@yandex.ru

Куликова Виктория Владимировна, 1941, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., vkulikova@yandex.ru

Кушнеренко Владимир Константинович, 1938, гл. геолог РГЭЦ, филиал ФГУГП «Урангеология», Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Kvk@rgec.ru

Лавров Марк Михайлович, 1930, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н.

Леонов Михаил Георгиевич, 1938, зав. лаб. ГИН РАН, Москва, д.г.-м.н., m_leonov@ginras.ru.

Лепехина Елена Николаевна, 1975, инж. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Elena_Lepekhina@vsegei.ru

Лещенко Наталья Владиленовна, 1953, вед. геофизик ПСМО ОП «Спецгеофизика» ГФУП «ВНИИГеофизика», Санкт-Петербург, stupak_spets@mail.ru

Лохов Кирилл Игоревич, 1956, зав. каф. изотопной геологии геол. ф-та СПбГУ, вед.н.с. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Kirill_Lokhov@vsegei.ru

Макарихин Владимир Васильевич, 1936, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., klimetia@onego.ru

Макарьев Александр Александрович, 1943, нач. Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Макарьева Елена Михайловна, 1949, вед. геолог Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Медведев Павел Владимирович, 1961, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., pmedved@krc.karelia.ru

Назарова Татьяна Николаевна, 1953, н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, nazarova@krc.karelia.ru

Наркисова Вера Валентиновна, 1955, вед. геолог ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к. г.-м. н., narkisova@nedra.ru

Неронова Ирина Виленовна, 1955, рук. группы комплексной интерпретации геофизич. отд. ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, log@nedra.ru

Полеховский Юрий Степанович, 1947, доц. каф. ГМПИ геол. ф-та СПбГУ, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Yury1947@mail.ru

## КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ


Полещук Антон Владимирович, 1976, н.с. ГИН РАН, Москва, anton302@mail.ru

Полин Александр Константинович, 1948, вед. н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.м.н., polin@krc.karelia.ru

Прасолов Эдуард Михайлович, 1938, гл.н.с. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, д.г.-м.н., Edward_Prasolov@vsegei.ru

Робонен Вильям Иванович, 1926, вед.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, robonen@krc.karelia.ru

Ромашкин Александр Евгеньевич, 1961, н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, roma@ krc.karelia.ru

Рычанчик Дмитрий Владимирович, 1960, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, rychanch@krc.karelia.ru

Сахаров Андрей Александрович, 1978, геофизик II кат. Северной ГСП ФГУНПП «ПМГРЭ», Санкт-Петербург, sever@polarex.spb.ru

Светов Сергей Анатольевич, 1969, зам. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., ssvetov@krc.karelia.ru

Светова Алла Ивановна, 1937, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.г.-м.н., ssvetov@krc.karelia.ru

Свешникова Кира Юрьевна, 1972, н.с. отд. геологии докембрия ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, kira_sveshnikova@vsegei.ru

Сергеев Сергей Андреевич, 1957, нач. ЦИИ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, к.г.-м.н., Sergey_Sergeev@vsegei.ru

Соколов Светослав Яковлевич, 1948, с.н.с. ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, sokolov@krc.karelia.ru

Ступак Владимир Матвеевич, 1948, нач. ПСМО ОП «Спецгеофизика» ГФУП «ВНИИГеофизика», Санкт-Петербург, stupak_spets@mail.ru

Сулейманов Арсен Кумаммаевич, 1953, зам. ген. директора ГФУП «ВНИИГеофизика», Москва, к.т.н., market@spetsgeo.ru

Тарханов Георгий Виленович, 1954, зам. ген. директора ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, к.г.-м.н., geol@nedra.ru

Трофимов Николай Николаевич, 1940–2010, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск.

Шаров Николай Владимирович, 1943, зав. лаб. геофизики ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., sharov@krc.karelia.ru

Швецкий Владлен Аркадьевич, 1937, нач. производственно-технологич. отд. ОАО «НПЦ Недра», Ярославль, vlad@nedra.ru

Шеков Виталий Александрович, 1956, зам. директора ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, к.т.н., shekov@krc.karelia.ru

Щипцов Владимир Владимирович, 1941, директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., shchipts@krc.karelia.ru

Щукин Юрий Константинович, 1937, зав. лаб. ИДГ РАН, Москва, д.г.-м.н., профессор, schuk@idg.chph.ras.ru

Щукин Олег Николаевич, 1944, нач. геол. отд. Управления по недропользованию РФ по РК, Петрозаводск, geolog@karelia.ru

Филиппов Михаил Михайлович, 1941, зав. лаб. генезиса шунгитовых месторождений ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., filipov@krc.karelia.ru

Фрик Маргарита Готлибовна, 1950, зав. лаб. геохимии пород и флюидов ОАО «КамНИИКИГС», Пермь, к.г.-м.н., ст.н.с., kamniikigs@inbox.ru

Южанинова Светлана Игоревна, 1968, геофизик I кат., ФГУГП «Урангеология», СЗ филиал «Невскгеология», Санкт-Петербург, isanina@rgec.spb.ru

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

# ОНЕЖСКАЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА

## (ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ)

*Печатается по решению Ученого совета*
*Института геологии КарНЦ РАН*

Фото на обложке *В.В. Макарихина*

Онежская параметрическая скважина. Северная окраина дер. Улитина Новинка (Кондопожский район)
Призматическая отдельность в базальтах людиковия. Шардонские острова на Онежском озере
Базальтовые порфириты на острове Василисин (Онежское озеро)
Шаровая лава людиковийских базальтов на мысе Риснаволок (остров Суйсари)

Редактор *Е.В. Азоркина*
Оригинал-макет *Г.А. Тимонен*

Подписано в печать 02.06.2011. Формат 60x84 $^{1}/_{8}$.
Гарнитура Arial. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 42,8 + 0,4 (1 цв. вкл). Усл. печ. л. 50.
Тираж 500 экз. Изд. № 182. Заказ 959.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50