Институт геологии
Карельского научного центра РАН
1961-2011

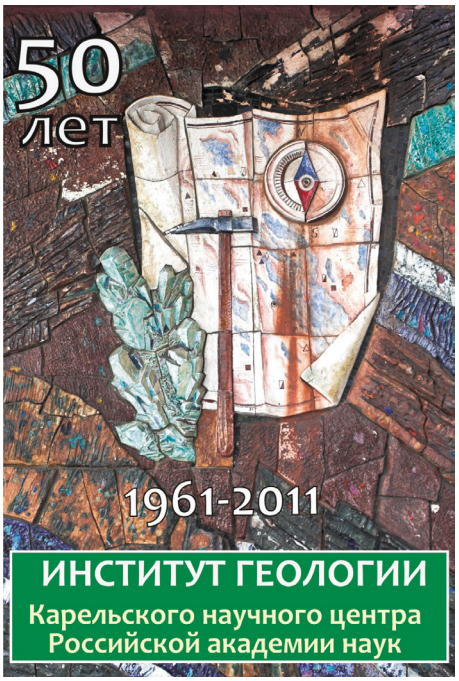


Геология Карелии от архея до наших дней



Геология Карелии от архея до наших дней

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
EARTH SCIENCES SECTION
KARELIAN RESEARCH CENTRE
INSTITUTE OF GEOLOGY, KarRC, RAS
RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH



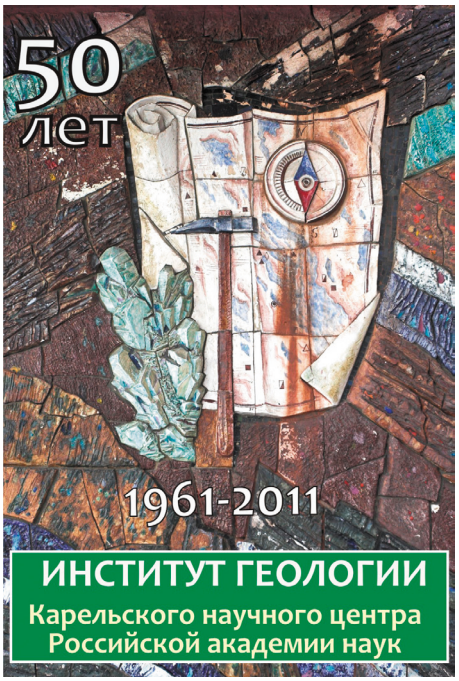
GEOLOGY OF KARELIA FROM THE ARCHAEAN TO THE PRESENT

Proceedings of the All-Russian Conference
convened to celebrate the 50th anniversary of the founding
of the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS

Petrozavodsk, 24–26 May, 2011

Petrozavodsk
2011

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



ГЕОЛОГИЯ КАРЕЛИИ ОТ АРХЕЯ ДО НАШИХ ДНЕЙ

Материалы докладов Всероссийской конференции,
посвященной 50-летию
Института геологии Карельского научного центра РАН

Петрозаводск, 24–26 мая 2011 года

Петрозаводск
2011

УДК [551.71/.72+551.248.2]:502.175(470.22)

Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24–26 мая 2011 года. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. 220 с.
ISBN 978-5-9274-0463-6

В сборнике представлены материалы докладов Всероссийской конференции «Геология Карелии от архея до наших дней». В публикациях отражены ведущие направления научных исследований Института геологии КарНЦ РАН за весь период полувековой истории. Дана ретроспектива изучения стратиграфических подразделений докембрия и технологических исследований пород различного генезиса. Отражена история становления отдельных научных проблем, показаны перспективы их дальнейшего развития. Приведены современные данные геохимических и геохронологических исследований разновозрастных докембрийских комплексов пород, представлены геодинамические модели формирования земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Ряд статей посвящен научной оценке минерально-сырьевых ресурсов Республики Карелия, сейсмологическому и геоэкологическому мониторингу.
Материалы сборника представляют интерес для специалистов, занимающихся проблемами докембрия.

Geology of Karelia from the Archaean to the present. Proceedings of the All-Russian Conference convened to celebrate the 50th anniversary of the founding of the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS. Petrozavodsk, 24–26 May, 2011. Petrozavodsk: Institute of Geology, KarRC, RAS, 2011. 220 c.

This volume comprises the Proceedings of the All-Russian Conference “Geology of Karelia from the Archaean to the present”. The publications reflect the leading directions of the research conducted by the Institute of Geology, KarRC, RAS, in the past fifty years. The background of Precambrian stratigraphic studies and the industrial study of genetically different rocks is described. The roots of individual scientific problems are discussed and perspectives are outlined. The latest geochemical and geochronological data on different-aged Precambrian rock complexes are reported, and geodynamic models, showing the formation of the Earth’s crust in the eastern Fennoscandian Shield, are presented. Some of the papers deal with appraisal of the Republic of Karelia’s mineral resources and seismological and geoecological monitoring.
The volume of papers would be of interest for Precambrian geologists.

Материалы изданы при финансовой поддержке ОНЗ РАН и РФФИ – грант № 09-05-06120-г
The publishing of this volume was supported by the Earth Sciences Section, RAS

ISBN 978-5-9274-0463-6

© Учреждение Российской академии наук Институт геологии КарНЦ РАН, 2011
© Учреждение Российской академии наук Карельский научный центр РАН, 2011
© Russian Academy of Sciences Institution, Institute of Geology, KarRC, RAS, 2011
© Russian Academy of Sciences Institution, Karelian Research Centre, RAS, 2011

Оргкомитет конференции

Сопредседатели

Лаверов Николай Павлович – академик РАН, вице-президент РАН, г. Москва
Глико Александр Олегович – академик РАН, академик-секретарь ОНЗ РАН, г. Москва
Щипцов Владимир Владимирович – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Заместитель председателя

Светов Сергей Анатольевич – д.г.-м.н., зам. дир. по НИР ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Ученый секретарь

Первунина Аэлита Валериевна – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Члены оргкомитета

Аминов В.Н. – д.т.н., декан горно-геологического факультета ПетрГУ, г. Петрозаводск
Володичев О.И. – д.г.-м.н., гл. н.с. ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Голубев А.И. – к.г.-м.н., зав. лаб. ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Глушанин Л.В. – начальник Управления по недропользованию по РК, г. Петрозаводск
Калинин Ю.К. – д.т.н., генеральный директор НПК «Карбон-Шунгит», г. Петрозаводск
Кожевников В.Н. – д.г.-м.н., зав. лаб. ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Куликов В.С. – д.г.-м.н., гл.н.с. ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Лунцевич В.В. – министр, Министерство экономического развития РК, г. Петрозаводск
Слабунов А.И. – д.г.-м.н., зав. лаб. ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Титов А.Ф. – чл.-корр. РАН, Председатель Президиума КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Шаров Н.В. – д.г.-м.н., зав.лаб. ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Шеков В.А. – к.т.н., зам. дир. по НИР ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск
Штрахов С.Н. – министр, Министерство по природопользованию и экологии РК, г. Петрозаводск

ORGANIZING COMMITTEE OF THE CONFERENCE

Co-chairmen

Laverov Nikolai, RAS Academician, RAS Vice-President, Moscow
Gliko Alexander, RAS Academician, Academic Secretary, ESS, RAS, Moscow
Shchiptsov Vladimir, Dr.Sc.(Geol.-Min.), Director of IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk

Deputy chairman

Svetov Sergei, Dr.Sc. (Geol.-Min.), Deputy Director for Science, IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk

Executive secretary

Pervunina Aelita, Cand.Sc. (Geol.-Min.), IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk

Members of the organizing committee

Aminov V.N., Dr.Sc. (Tech.), Dean of the Mining and Geology Department, Petrozavodsk State University, Petrozavodsk
Volodichev O.I., Dr.Sc. (Geol.-Min.), Chief Scientist, IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk
Golubev A.I., .Cand.Sc. (Geol.-Min.), Head of a laboratory, IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk
Glushanin L.V., Head of the Directorate for Mineral Resources Management in the Republic of Karelia, Petrozavodsk
Kalinin Y.K., Dr.Sc. (Tech.), .Director-General, Carbon-Shungite SPC, Petrozavodsk
Kozhevnikov V.N., Dr.Sc. (Geol.-Min.), Head of a laboratory, IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk
Kulikov V.S., Dr.Sc. (Geol.-Min.), IG, KarRC, Petrozavodsk
Luntsevich V.V., Minister, Ministry of Economic Development, Republic of Karelia, Petrozavodsk
Slabunov A.I., Dr.Sc. (Geol.-Min.), Head of a laboratory, IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk
Titov A.F., RAS Corresponding Member, Head of the KarRC, RAS, Petrozavodsk
Sharov N.V., Dr.Sc. (Geol.-Min.), Head of a laboratory, IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk
Shekov V.A., Cand.Sc. (Tech.), Deputy Director for Science, KarRC, RAS, Petrozavodsk
Shtrakhov S.N., Minister, Ministry of Natural Resources and the Environment for the Republic of Karelia, Petrozavodsk

СОДЕРЖАНИЕ
CONTENT

ПРЕДИСЛОВИЕ **9**
PREFACE 9

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ГЛОБАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЯ 11

STRUCTURE, COMPOSITION, CONDITIONS OF FORMATION, LITHOSPHERIC EVOLUTION OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD AND GLOBAL PRECAMBRIAN CORRELATION 11

Слабунов А.И., Хелтта П., Шаров Н.В., Нестерова Н.С.
4-D МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В АРХЕЕ КАК СИНТЕЗ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ 13
Slabunov A.I., Hölttä P., Sharov N.V., Nesterova N.S.
A 4-D FRAMEWORK OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD EARTH CRUST GROWTH IN ARCHEAN: SYNTHESIS OF OFF THE SHELF GEOLOGICAL DATA 13

Светов С.А., Светова А.И.
АРХЕЙСКАЯ СУБДУКЦИЯ: МАРКЕРНЫЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ И АРХИТЕКТУРА 22
Svetov S.A., Svetova A.I.
ARCHAEAN SUBDUCTION: MARKER ROCK ASSEMBLAGES AND ARCHITECTURE 22

Вревский А.Б.
АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА – ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СПЕКУЛЯЦИИ 33
Vrevsky A.B.
ARCHAEAN GREENSTONE BELTS: GEOLOGICAL AND ISOTOPIC FACTS AND GEODYNAMIC SPECULATIONS 33

Кожевников В.Н.
ХАДЕЙ-АРХЕЙСКИЕ ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ – КЛЮЧ К ПОЗНАНИЮ ДРЕВНЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 37
Kozhevnikov V.N.
HADEAN-ARCHAEAN DETRITAL ZIRCONS – TOOLS FOR UNDERSTANDING OF THE ANCIENT GEOLOGICAL HISTORY OF FENNOSCANDIAN SHIELD 37

Володичев О.И., Король Н.Е., Кузенко Т.И., Сибелев О.С.
МЕТАМОРФИЗМ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННО-СКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 49
Volodichev O.I., Korol N.E., Kuzenko T.I., Sibelev O.S.
METAMORPHISM OF EARLY PRECAMBRIAN COMPLEXES IN THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD 49

Богданов Ю.Б., Робонен В.И.
РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕЖВЕДОМСТВЕННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ ПО СЕВЕРО-ЗАПАДУ РОССИИ 56
Bogdanov Y.B., Robonen V.I.
RESULTS OF THE ACTIVITIES OF THE REGIONAL STRATIGRAPHIC COMMISSION FOR NORTHWEST RUSSIA 56

Медведев П.В., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В.
СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ 66
Medvedev P.V., Makarikhin V.V., Rychanchik D.V.
PALEOPROTEROZOIC STRATIGRAPHY OF THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD: STATE OF ART, PROBLEMS AND PROSPECTIVES 66

Макарихин В.В.
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ 71
Makarikhin V.V.
PALEONTOLOGICAL STUDY OF PALAEOPROTEROZOIC ROCKS IN KARELIA 71

Степанова А.В., Степанов В.С., Слабунов А.И.
ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ В ИЗУЧЕНИИ ОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 79
Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I.
ACHIEVEMENTS AND PROBLEMS IN THE STUDY OF BASIC MAGMATISM IN THE BELOMORIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD 79

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В.
ВЕТРЕНЫЙ ПОЯС: ТЕКТОНО- И ПЕТРОТИП ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННО-СКАНДИИ 91
Kulikov V.S., Bychkova Ya., Kulikova V.V.
THE VETRENY POYAS: EARLY PROTEROZOIC TECTONIC – AND PETROLOGIC TYPE OF SOUTHEASTERN FENNOSCANDIA 91

Свириденко Л.П.
ГРАНИТЫ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ 104
Sviridenko L.P.
PRECAMBRIAN GRANITES AND GRANITES EMPLACEMENT 104

Земцов В.А.
РОТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ 112
Zemtsov V.A.
ROTATION STRUCTURES IN THE EARTH'S GEOLOGICAL HISTORY 112

МИНЕРАГЕНИЯ КАРЕЛИИ. КОМПЛЕКСНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ: ШУНГИТЫ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ 121
MINERALOGENY OF KARELIA. INTEGRATED TECHNOLOGIES: SHUNGITES AND INDUSTRIAL MINERALS 121

Голубев А.И., Щипцов В.В., Михайлов В.П., Глушанин Л.В.
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ 123
Golubev A.I., Shchiptsov V.V., Mikhailov V.P., Glushanin L.V.
REPUBLIC OF KARELIA'S MINERAL RESOURCES 123

Голубев А.И., Иващенко В.И.
КАРЕЛЬСКАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ПРОВИНЦИЯ – МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ XXI ВЕКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ 135
Golubev A.I., Ivashchenko V.I.
KARELIAN NOBLE-METAL PROVINCE: 21st CENTURY MINERAL RAW MATERIALS POTENTIAL OF NORTHWEST RUSSIA 135

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б.
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ 149
Kuleshevich L.V., Lavrov O.B.
NEW DATA ON THE MINERALOGY OF KARELIA'S GOLD UNITS 149

Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В., Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Хазов Р.А., Ильина В.П., Лебедева Г.А., Фролов П.В., Щипцова Н.И.
ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ КАРЕЛИИ: ШАГ ЗА ШАГОМ 161
Shchiptsov V.V., Bubnova T.P., Garanzha A.V., Danilevskaya L.A., Skamnitskaya L.S., Khazov R.A., Ilyina V.P., Lebedeva G.A., Frolov P.B., Shchiptsova N.I.
ASSESSMENT OF KARELIA'S INDUSTRIAL MINERAL POTENTIAL: STEP BY STEP 161

Калинин Ю.К., Ковалевский В.В.
ШУНГИТОВЫЕ ПОРОДЫ – 50 ЛЕТ НАУЧНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ 172
Kalinin Yu. K., Kovalevski V.V.
SHUNGITE ROCKS – 50 YEARS OF SCIENTIFIC AND TECHNOLOGICAL RESEARCH AT THEINSTITUTE OF GEOLOGY 172

Рожкова Н.Н.
РОЛЬ НЕПЛАНАРНЫХ ГРАФЕНОВЫХ ЧАСТИЦ В ФОРМИРОВАНИИ НАНОКЛАСТЕРОВ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА 180
Rozhkova N.N.
ROLE OF NONPLANAR GRAPHENES IN THE FORMATION OF SHUNGITE CARBON NANOCLUSTERS . . 180

Горьковец В.Я., Максимович Л.А., Раевская М.Б.
КОСТОМУКША – КРУПНЕЙШИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ РУДНЫЙ ОБЪЕКТ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ 188

Gorkovets V.Ya., Maksimovish L.A., Raevskaya M.B.
KOSTOMUKSHA – THE LARGEST COMPLEX ORE PROVINCE OF THE REPUBLIC OF KARELIA 188

НЕОТЕКТОНИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОЭКОЛОГИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ 197
NEOTECTONICS, SEISMICITY AND GEOECOLOGY OF NORTHWEST RUSSIA 197

Шаров Н.В.
СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ 199
Sharov N.V.
SEISMIC MONITORING OF THE KARELIAN REGION 199

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б.
ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР КАРЕЛИИ: ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 204
Shelehkova T.S., Lavrova N.B.
KARELIA'S LAKE SEDIMENTS: PALAEOECOLOGICAL AND PALAEOKLIMATIC RECONSTRUCTIONS 204

Рыбаков Д.С., Крутских Н.В., Лазарева О.В., Слуковский З.И., Кричевцова М.В.
ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ В ПРЕДЕЛАХ ГОРОДА ПЕТРОЗАВОДСКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ 213
Rybakov D.S., Krutskikh N.V., Lazareva O.V., Slukovsky Z.I., Krichevtsova M.V.
ASSESSMENT OF THE CONDITION OF NATURAL-MAN-INDUCED GEOSYSTEMS IN PETROZAVODSK AND ADJACENT AREAS 213



ПРЕДИСЛОВИЕ

Фундамент современных представлений о геологии Карелии закладывали в советское время А.А.Полканов, К.О.Кратц, М.А.Гилярова, Л.Я.Харитонов, К.А.Шуркин и др., тесно связанные с Карело-Финской научно-исследовательской базой АН СССР, а затем филиала АН СССР. В состав базы, организованной в 1946 году, входил сектор геологии (впоследствии отдел) с химической лабораторией и шлифовальной мастерской. Организатором и первым заведующим сектора был проф. П.А.Борисов.

18 мая 1961 г. выходит 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 году исполнилось 50 лет. Первым его директором стал профессор П.А.Борисов.

За пятидесятилетний период сделан большой вклад в изучение геологического строения и выяснение фундаментальных закономерностей эволюции геологических процессов, 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.

В данный выпуск вошли доклады юбилейной научной конференции «Геология Карелии: от архея до наших дней», подводящие некоторые итоги научных исследований института по различным направлениям его деятельности.

Петрозаводск, 18 мая 2011 г.

Директор Института геологии Карельского научного центра РАН, заслуженный деятель науки Российской Федерации и Республики Карелия, доктор геолого-минералогических наук В.В.Щипцов

PREFACE

The basis for the modern concept of Karelia's geology was formed in Soviet time by A.A.Polkanov, K.O.Kratz, M.A.Gilyarova, L.Y.Kharitonov, K.A.Shurkin and others, who were closely affiliated with the Karelian-Finnish Research Facility renamed later the Karelian Branch of the Academy of Sciences of the USSR. The Karelian-Finnish Research Facility, founded in 1946, comprised the Geology Sector (later renamed the Geology Section) with a Chemical Laboratory and a Grinding Workshop. The Geology Sector was formed and headed first by Prof. P.A. Borisov.

On 18 May, 1961, an official paper was issued by the Head of the Karelian Branch of the USSR Academy of Sciences, announcing that the Institute of Geology will be founded in accordance with the Decree of the Presidium of the Academy of Sciences of the USSR on the basis of the already existing Petrography and Mineralogy Section and the Regional Geology Section. That day became the first landmark in the history of the Institute of Geology. In 2011, the Institute is celebrating the 50th anniversary of its founding. Prof. P.A. Borisov became the first Director of the Institute.

In the past 50 years, the Institute of Geology has greatly contributed to the knowledge of the geological structure, the evolution of geological processes, the conditions of formation and the distribution pattern of useful minerals in the lithosphere of the southeastern Fennoscandian Shield and adjacent areas.

The Institute of Geology is now an independent structural unit of the Karelian Research Centre, RAS. The basic fields of scientific studies (Decree of the Presidium of the Russian Academy of Science no.185 of 25.03.2008) are:

1. The structure, composition, conditions of formation and lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield and global Precambrian correlations;
2. Karelia's mineralogeny. Integrated technologies: shungites and industrial minerals;
3. Neotectonics, seismicity and geoecology of Northwest Russia.

The Institute of Geology conducts multi-lateral integrated studies in earth sciences and interdisciplinary and interregional studies. The Institute of Geology is a recognized leader in the integrated geological study of Karelia and neighbouring areas from Archaean time to the present.

This issue consists of the papers presented at the Jubilee Scientific Conference "Karelia's geology: from the Archaean to the present", in which some results of the research conducted by the Institute of Geology are summed up.

Petrozavodsk, 18 May 2011.

V.V. Shchiptsov
Dr.Sc. (Geol.-Min.), Director of the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Honoured Scientist of the Russian Federation and the Republic of Karelia.



Институт геологии
50 лет
Карельский НЦ РАН

Строение, состав, условия формирования, эволюция литосферы Фенноскандинавского щита и глобальные корреляции докембрия











4-D МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В АРХЕЕ КАК СИНТЕЗ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Слабунов А.И.[1], Хёлтта П.,[2] Шаров Н.В.[1], Нестерова Н.С.[1]
1. Институт геологии Карельского НЦ РАН,Петрозаводск
2. Геологическая служба Финляндии, Эспоо

A 4-D FRAMEWORK OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD EARTH CRUST GROWTH IN ARCHEAN: SYNTHESIS OF OFF THE SHELF GEOLOGICAL DATA

Slabunov A.I.[1], Hölttä P. [2], Sharov N.V. [1], Nesterova N.S. [1]
1. Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk
2. Geological Survey of Finland, Espoo

The eastern Fennoscandian (Baltic) Shield consists dominantly of Archean bedrock that can be divided into the Karelian, Murmansk, Belomorian, Kola, and Norrbotten provinces, each having a distinct crustal growth and subsequent reworking history. The Karelian craton and the Kola province falls into relatively large terrains that differ in the age and composition of their rock constituents.

The Fennoscandian Shield is split up into three fragments of the Paleoarchean (3.5-3.2 Ga) continental crust that presumably existed as one microcontinent. About 3.1 Ga ago it broke up.

Ca.3.05 Ga ago a new growth cycle of the continental crust began. During the 3.05-2.95 Ga period the crust was forming by subduction and subsequent accretion to the largest old Vodlozero block. Mantle-plume magmatism manifests itself in the central part of the block.

The main bulk of continental crust of Fennoscandian Shield in Archean was formed during the 2.95-2.82 Ga period. Fragments of island-arc volcanics, ophiolites, eclogites have been encountered in the Fennoscandian Shield. The basic continental crust-forming geodynamics is provided by subduction-accretion processes.

These processes also dominated over the 2.78-2.72 Ga period when island-arc volcanics, the eclogites and suprasubduction ophiolites were produced too.

During the 2.72-2.58 Ga period collision and postcollision processes took place in the central part of the continent. The Belomorian belt is the core of the collisional orogen, and accretion processes continued north and south of the core of the orogen.

2.5 Ga ago, rift formation marked the beginning of a new cycle in the lithospheric evolution of the Fennoscandian Shield. In the preceding period (2.58-2.5 Ga) endogenous activity faded out.

The duration of formation of the continental crust in the eastern Fennoscandian Shield in Meso-Neoarchean time and its main stages is comparable to their duration in the classical Wilson cycle: total duration is ca. 650 Ma (from 3.1 to 2.5 Ga), including the initial stage – ca. 50 Ma, the early stage – 330 Ma (3.05–2.72 Ga), the middle (collision) stage – 30 Ma (2.72–2.69 Ga), the late stage – 110 Ma (2.69–2.58 Ga) and the final stage – 80 Ma (2.58–2.5 Ga).

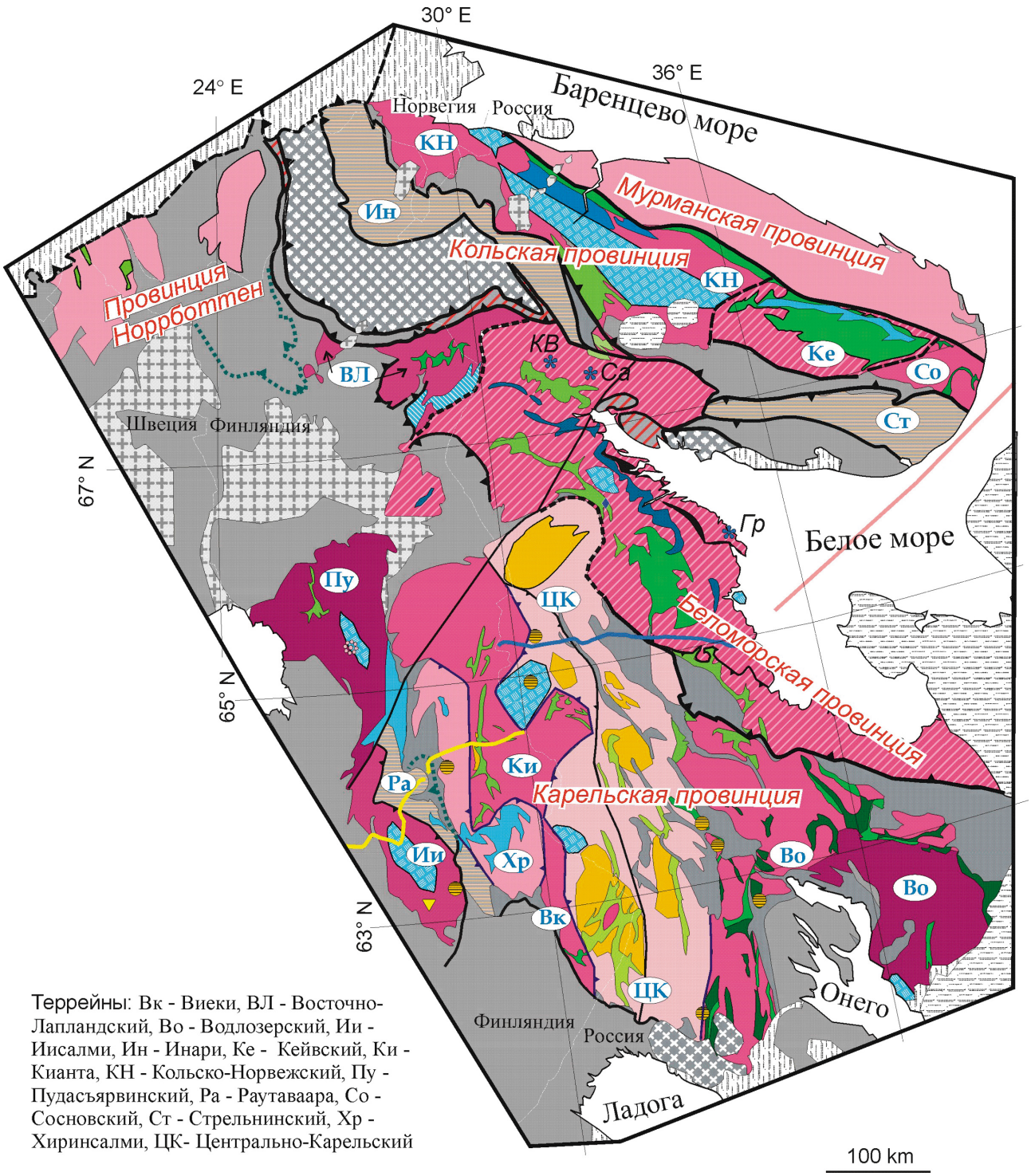
Available data on the eastern Fennoscandian Shield suggest that the formation patterns of the continental crust in Archean and Phanerozoic time are fairly similar.

4D модель – это не что иное, как хорошо известная визуализированная картина развития земной коры, т.е. схема ее эволюции в пространстве и времени. Визуализация может быть различной: 1) серия временных срезов с обозначением на каждом из них пространственного (на плоскости) расположения отдельных террейнов, ориентировки зон субдукции, спрединга, коллизионных сутур, положение проявлений плюмового магматизма, что позволяет оценивать кинематику литосферных плит как на плоскости, так в глубину (в третьем измерении); 2) мультимедийная анимация, позволяющая демонстрировать на экране движения отдельных террейнов и литосферных плит.

Схемы эволюции земной коры Фенноскандинавского (Балтийского) щита в архее обсуждались многими исследователями: как для структуры в целом (Gaál, Gorbatschev, 1987), так и для отдельных его частей (Кожевников, 2000; Куликов, Куликова, 1985; Минц и др., 1999; Светов, 2005; Светов, Свиреденко, 1991; Слабунов, 2008; Ruotoistenmäki, 1996).

Реконструкция взаимного расположения террейнов в пространстве проводится в настоящей работе на основании корреляции геологических событий в них, оценке геодинамических обстановок, понимания глубинного строения земной коры по геофизическим (сейсмическим, особенно) данным и принципа актуализма.

© Слабунов А.И., Хёлтта П., Шаров Н.В., Нестерова Н.С., 2011



Террейны: Вк - Виеки, ВЛ - Восточно-Лапландский, Во - Водлозерский, Ии - Иисалми, Ин - Инари, Ке - Кейвский, Ки - Кианта, КН - Кольско-Норвежский, Пу - Пудасъярвинский, Ра - Раутаваара, Со - Сосновский, Ст - Стрельнинский, Хр - Хиринсалми, ЦК- Центрально-Карельский

Рис. 1. Схема геологического строения архея Фенноскандинавского щита. Составлена Слабуновым А.И. на базе (Слабунов и др., 2006; Hölttä et al., 2008, 2011; Slabunov et al., 2006 с дополнениями).

Fig. 1. Schematic representation of the major geological units and structures in the eastern Fennoscandian (Baltic) Shield. Based on Hölttä et al., 2008, 2011; Slabunov et al., 2006 and references herein)


Phanerozoic and Neoproterozoic platform cover, orogenic complex and Khibiny alkaline intrusion
Фанерозойсие и неопротерозойские образования платформенного чехла и орогена, Хибинский интрузив
Neo- and Mesoproterozoic rocks
Нео- и мезопротерозойские образования
Rapakivi granites (1.65-1.54 Ga)
Граниты рапакиви (1.65-1.54 млрд. лет)
Granitoids (1.85-1.75 Ga)
Гранитоиды (1.85-1.75 млрд. лет)
Supracrustal rocks (2.06-1.85 Ga)
Палеопротерозойские супракрустальные образования (2.06-1.85 млрд. лет)
Lapland nd Umba granulite belt (mainly 2.0-1.9 Ga)
Гранулиты Лапландского и Умбинского поясов (2.0-1.9 млрд. лет)
Supracrustal rocks (2.5-1.8 Ga)
Палеопротерозойские супракрустальные образования (2.5-1.8 млрд. лет)
Tectonic mixture of Neoarchaean and Palaeoproterozoic rocks: a) Inari, Strel'na and Rautavaara terranes; b) Tanaevl and Kolvitsa mélange
Тектонический коллаж неоархейских и палеоптерозойских пород: а) Инари, Стрельнинский и Раутаваарский терр-ейны; б)Танэвл и Колвицкий меланжи
Carbonatites (Siilinjarvi) (2.61 Ga)
2.61 млрд. лет карбонатиты (Сиилинярви)
Sanukitoids and their analogues (2.74-2.72 Ga)
Санукитоиды (2.74-2.72 млрд. лет)
Granulitic complexes (2.74-2.72 Ga; Vp = Varpaisjärvi, Vk = Voknavolok, Tl = Tulos, On = Onega, Nt = Notozero, Ko - Kola)
Гранулитовые комплексы (главная фаза - 2.74-2.72 млрд лет): Варпаисъярвинский (Вп), Вокнаволокский (Вк), Пудасъярви-нский (Пу), Тулосский (Тл), Онежский (Он), Нотозерский (Нт), Кольский (Ко)
Neoarchaean Ortho- and Paragreisses Tuntsa belt
Неоархейские гнейсы пояса Тунтса
Archaean eclogite-bearing complex (Gr = Gridino, Sa = Salma, KV - Kuru-Vaara)
Архейские эклогиты (Гр - Гридино, Са - Салмы, КВ - Куру-Ваара)
Archean supracrustal complexes Greenstone Paragneiss
Архейские супракрустальные комплексы Зеленокаменные Парагнейсовые
2.7-2.78 Ga
2.7-2.78 млрд. лет
2.82-2.9 Ga
2.82-2.9 млрд. лет
2.75-2.68 Ga
2.75-2.68 млрд. лет
2.8-2.75 Ga (rhomb - Iringora ophiolite complex)
2.8-2.75 млрд. лет (ромб - Ириногорские офиолиты)
2.9-2.82 Ga (dark line - oceanic rocks CBGB)
2.9-2.82 млрд. лет (черная линия - океани-ческие породы ЦБЗП)
3.1-2.9 Ga
3.1-2.9 млрд. лет
3.2-3.4 Ga Vodlozero gneisses
2.8-2.7 Ga granitoids Central Karelian terrane
2.8-2.7 млрд. лет гранитоиды Центрально-Карельского террейна
2.9-2.7 Ga granitoids from a) Kianta terrane and b) reworked in PR: Belomorian Province, Keivy, Rautavaara terranes
2.9-2.7 млрд. лет гранитоиды а) террейна Кианта; б) переработанные 1.8 млрд. л Беломорской провинции, Кейвского и Раутаваарского террейнов
3.1-2.7 Ga granitoids from Vodlozero terrane (Vedlozero-Sgozero domain)
3.1-2.7 млрд. лет гранитоды Водлозерского террейна (Ведлозерско-Сегозерский домен)
3.2-2.7 Ga granitoids from Iisalmi, Eastern Lapland terranes
3.2-2.7 млрд. лет гранитоиды террейнов: Иисалми, Восточно-Лапландского
3.5(3.4)-2.7 Ga granitoids from terranes: Pudasjärvi (a - 3.5 Ga Siurua gneiss) Vodlozero (core domain)
3.5(3.4)-2.7 млрд. лет гранитоиды террейнов: Пудасъявинского (а - гнейсы Сиуриа - 3.5 млрд. лет), Водлозерского (центральный домен)
Tectonic boundary:
Faults: thrust (a), strike-slip (b), inferred (c)
Тектонические границы:
Разломы: надвиги (а), сдвиги (б), предполагаемые(в)
Paleoproterozoic sutures with ophiolites
Палеопротерозойские сутуры с офиолитами
Seismic profiles
Сейсмические профили
FIRE 1
4B
3-AP

Однако в будущем, для определения пространственного расположения геологических тел могут быть использованы данные палеомагнитных исследований. Для неоархея Фенноскандинавского щита пока проведен небольшой объем таких работ (Лубнина, Слабунов, 2009 и ссылки там). Они показали, например, что Карельский кратон находился в неоархее в тропических-умеренных широтах южного полушария и дрейфовал в тропические, а также, что траектория движения различных террейнов несколько отличалась до их объединения (Лубнина, Слабунов, 2009). Более того, рассматриваемый фрагмент литосферы входил в состав более крупной геодинамической системы и к концу архея стал, вероятно, частью первого суперконтинента Кенорленд, конфигурация котрого в настоящее время широко обсуждается (Лубнина, Слабунов, 2011; Bleeker, 2003 и ссылки там). Таким образом, палеомагнитные исследования перспективны для понимания пространстенного расположения фрагментов литосферы и в архее, но пока из-за ограниченного набора измерений используются мало.

Континентальная кора, сформировавшаяся в архее, составляет большую часть восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита (рис. 1). Ее тектоническое районирование по времени становления коры позволяет выделить Карельскую, Мурманскую, Беломорской, Кольскую и Норрботтен провинции (Слабунов и др., 2006; Hölttä et al., 2008; Slabunov et al., 2006 и ссылки там). Каждая из них имеет свои особенности формирования коры в архее и ее переработки в протерозое. Две первые и последняя структуры рассматриваются как неоархейские кратоны, Беломорская и Кольская – как докембрийские подвижные пояса. Более детальное районирование провинций проводится на основе террейнового анализа, т.е. выделяются геологические тела региональной размерности, история формирования которых отличается от соседних и от которых они отделены разломами. Для понимания особенностей строения террейнов важное значение имеют данные сейсмического профилирования (Шаров и др., Mints et al., 2009 и ссылки там).

Большая часть (~80%) архейских провинций сложена гранитогнейсами, среди которых залегают зеленокаменные, парагнейсовые и гранулитовые комплексы. В составе Карельской провинции (кратона) выделяются следующие террейны: Водлозерский (состоит из двух доменов), Центрально-Карельский, Кианта, Хиринсалми, Виеки, Иисалми, Пудасъярвинский, Восточно-Лапландский (рис.1). В Кольской: Кольско-Норвежский, Кейвский, Сосновский и Колмозеро-Воронья, Инари и Стрельнинский (Балаганский, 2002; Слабунов и др., 2006, Hölttä et al., 2008 и ссылки там). Террейны различаются возрастом и составом слагающих их пород. На геолого-геофизических профилях (рис. 2, 3) отчетливо виден надвиговый характер границ этих структур, вариации строения земной коры. В частности, обращает на себя внимание чешуйчато-надвиговая структура Беломорской провинции, что хорошо согласуется с геологическими данными (Миллер, Милькевич, 1995).

Детальное описание большей части террейнов выполнено ранее (Лобач-Жученко и др., 2000; Слабунов и др., 2006, Slabunov et al., 2006), но позднее строение ряда из них было уточнено, а также обосновано выделение новых (Hölttä et al., 2011 и ссылки там). Так, в составе Западно-Карельской структуры (часто рассматривамой как самостоятельный террейн) выделяется три террейна: Кианта (Kianta), Хиринсалми (Hyrynsalmi) и Виеки (Vieki). Террейн Кианта представлен, главным образом, мезо-неоархейскими (2.84-2.75 млрд. лет – далее Ga), с небольшой долей мезоархейских (2.96-2.80 Ga) ТТГ, зеленокаменными комплексами в поясах Кухмо-Типасъярви-Суомуссалми и Костомукшском. Санукитоидные массивы здесь образовались около 2.72 Ga. Террейн Хиринсалми отделяется от Кианты пологопогружающимся на запад разломом (рис. 3) и существенно отличается от последнего по составу: здесь широко развиты неоархейские (около 2.7 Ga) парагнейсы с прослоями амфиболитов (MORB-тип) комплекса Нурмес (Kontinen et al., 2007). Последний сформировался, очевидно, в задуговом бассейне. Наиболее молодые граниты, секущие парагнейсы, имеют возраст 2.71-2.69 Ga. Террейн Виеки – небольшая тектоническая пластина, сложенная ТТГ двух возрастных групп 2.79-2.77 Ga и 2.75-2.73 Ga и мезоархейским зеленокаменным комплесом (пояс Ипатти). Он граничит на востоке с Центрально-Карельским террейном. Террейн Раутаваара (Rautavaara) является пограничным между Западно-Карельской структурой и расположенными к западу террейнами Пудасъярви и Иисалми. Он состоит из неоархейских (2.75-2.68 Ga) парагнейсов, тоналитов, санукитоидов и гранулитов, которые интенсивно переработаны около 1.89 Ga.

Центрально-Карельский террейн состоит, главным образом, из неоархейских санукитоидов, ТТГ, зеленокаменных комплесов, гранулитов. Эта структура выделяется среди остальных высокой долей санукитоидных массивов среди гранитов. В составе террейна выделяется два домена: Таваярви-Гимольский и Вокнаволок-Иломантси, разделенные, вероятно, палеопртерозойским разломом (рис. 2).

Корреляция главных геологических событий проведена в выделенных террейнах на основе данных по геохронологии цирконов, главным образом (рис. 4). Кроме того, исследования сфенов показали (Бибикова и др., 1999; Нестерова и др., 2010 и ссылки там), что возраст изотопной системы этого минерала-геохронометра в породах Карельской провинции варьирует от 2.85 до 2.52 Ga, тогда как в Беломорской – 2.0-1.75 Ga (рис. 5). Наиболее древние возрасты сфенов (древнее 2.8 Ga) устанавливаются в пределах Водлозерского террейна, в то время

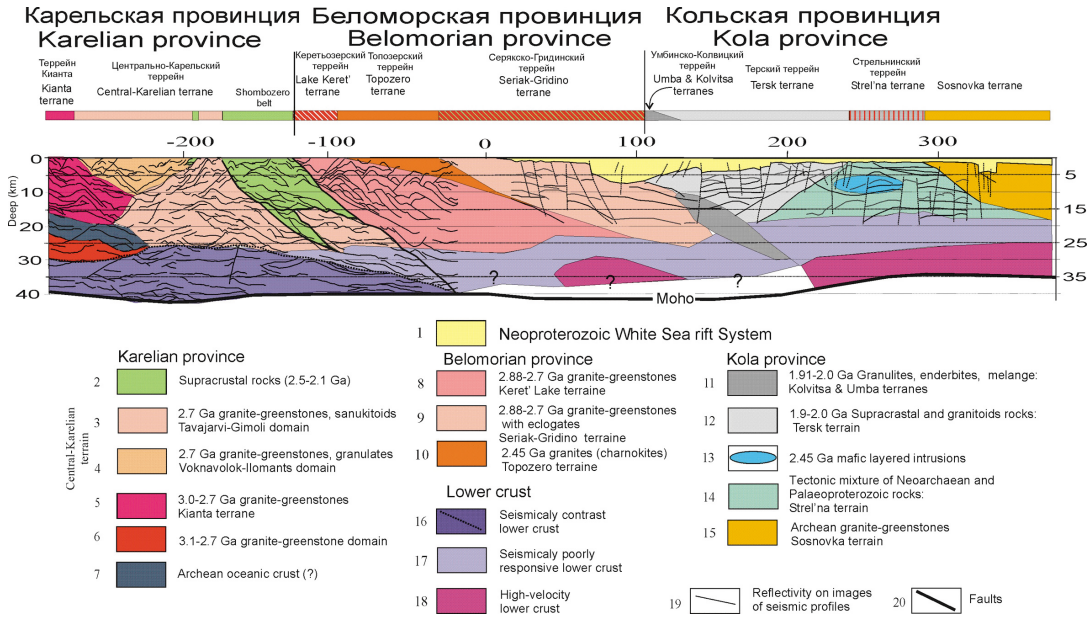


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Калевала – Кемь – Горло Белого моря по данным сейсмотомографического профиля «Суша-Море», профилей 3-АР и 4В (Шаров и др., 2010 и ссылки там)

1–15 – структуры верхней и средней коры: 1 – неопротерозойская палеорифтовая системы Белого моря; 2–7 – структуры Карельской провинции: 2 – Палеопротерозойские палеорифтогенные (Шомбозерская, Каллиоярвинская); 3, 4 – Центрально-Карельский террейн, 3 – Таваярви-Гимольский домен, 4 – Вокнаволок-Иломантси домен; 5 – террейн Кианта (мезо- и неоархейские гранитоиды, зеленокаменные комплексы); 6 – мезоархейский гранит-зеленокаменный комплекс; 7 – предполагаемые фрагменты архейской океанической коры; 8–10 – Структуры (террейны) Беломорской провинции: 7 – Керетьозерский (гранит-зеленокаменный); 8 – Серякско-Гридинский (гранит-зеленокаменно-эклогитовый), 9 – топозерский (метачарнокитовый); 11-15 – структуры Кольской провинции: 11 – Колвицкий и Умбинский террейны, 12 – Терский террейн, 13 – палеопротерозойские (?) высокоскоростные мафит-ультрамафитвые массивы, 14 – Стрельнинский террейн, 15 – Сосновский террейн; 16-18 – Структуры нижней коры: 16 – сейсмически контрастный слой Карельского кратона, пунктирная линия – его верхняя граница; 17 – сейсмически малоконтрастный слой Беломорской провинции и зона ее контакта с кратоном; 18 – высокоскостной (Vp – более 7,5 км/сек) слой Беломорской и Кольской провинций; 19 – сейсмоотражающие поверхности на профилях МОВ-ОГТ; 20 – разломы.

Fig. 2. Geological deep section along seismic profiles DSS–CDP Kalevala-Kem'-White Sea (Sharov et al., 2010)

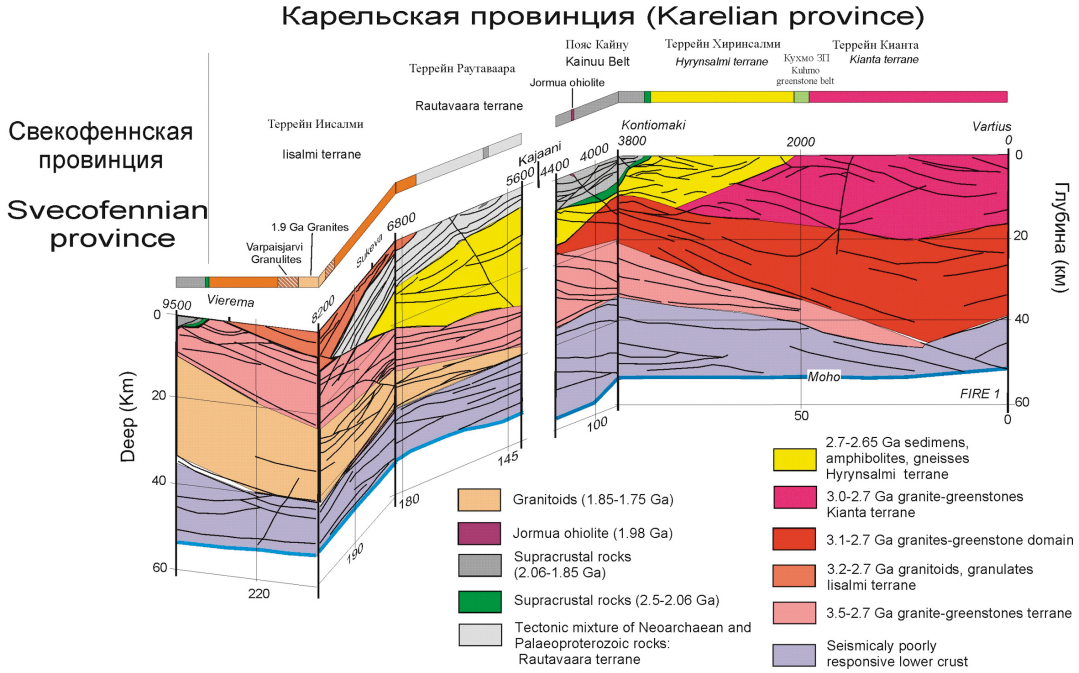


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Вартиус (Vartius) – Йормуа (Jormua) – Сукева (Sukeva) в авторской интерпретации по данным сейсмического профиля FIRE-1 (Korja et al., 2006; Kontinen, Paavola, 2006)

Fig. 3. Geological deep section along seismic profiles DSS–CDP FIRE-1 Vartius –Sukeva (Korja et al., 2006; Kontinen, Paavola, 2006)

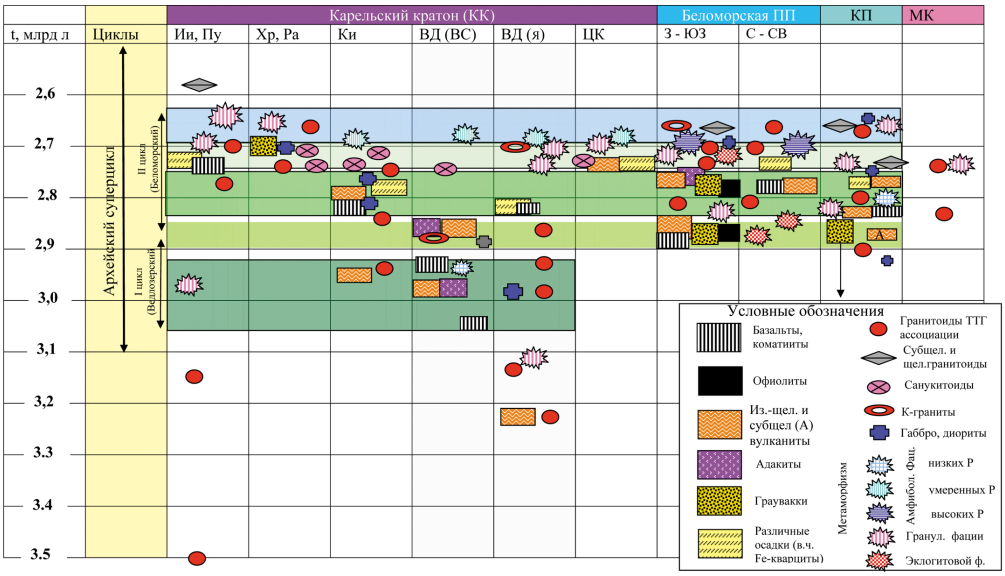


Рис. 4. Корреляция архейских зеленокаменных, парагнейсовых, гранитоидных и метаморфических комплексов террейнах (Ии – Иисалми, Ра – Раутаваара, Ха – Хиринсалми, Ки – Кианта, ВД (ВС) – Ведлозерско-Сегозерский ЗП Водлозерского террейна, ВД(я) – ядерная часть Водлозерского террейна, ЦК – Центрально-Карельский) Карельского кратона (КК), Беломорском (З-ЮЗ – западная – юго-западная часть, С-СВ – север-северо-восточная часть) подвижном поясе и Кольской (КП) провинциях, Мурманском (МК) неоархейском кратоне Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008 с дополнениями по Hölttä et al., 2011).

Fig. 4. Correlation of Archean greenstone, paragneiss magmatic complexes and metamorphic events in the eastern Fennoscandian (Baltic) Shield

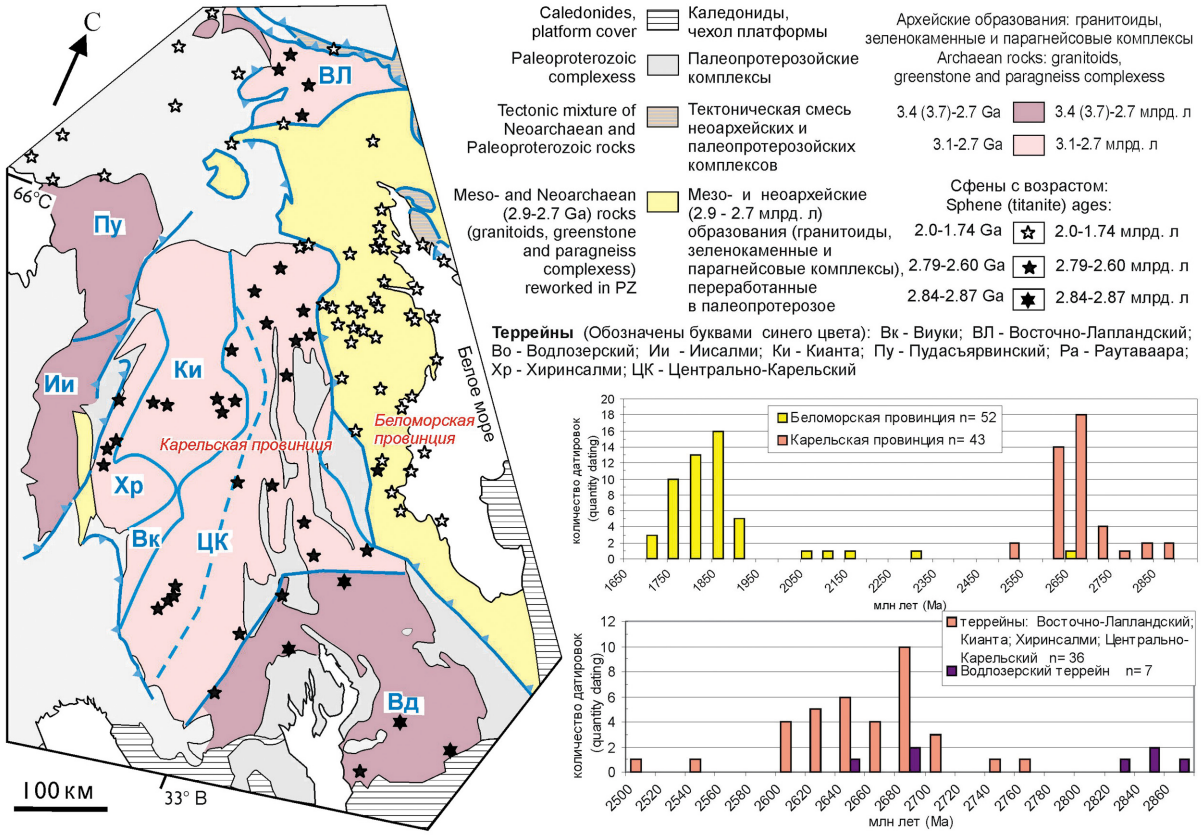


Рис. 5. Расположение датировок сфенов на схеме тектонического районирования Карельской и Беломорской провинций и гистограммы распределения их U-Pb возрастов (Нестерова и др., 2010 и ссыли там)

Fig. 5. Location of sphene dating on the scheme of tectonic structure of Karelian and Belomorian provinces and histograms of their U-Pb ages distribution (Nesterova et al., 2010 and references herein)

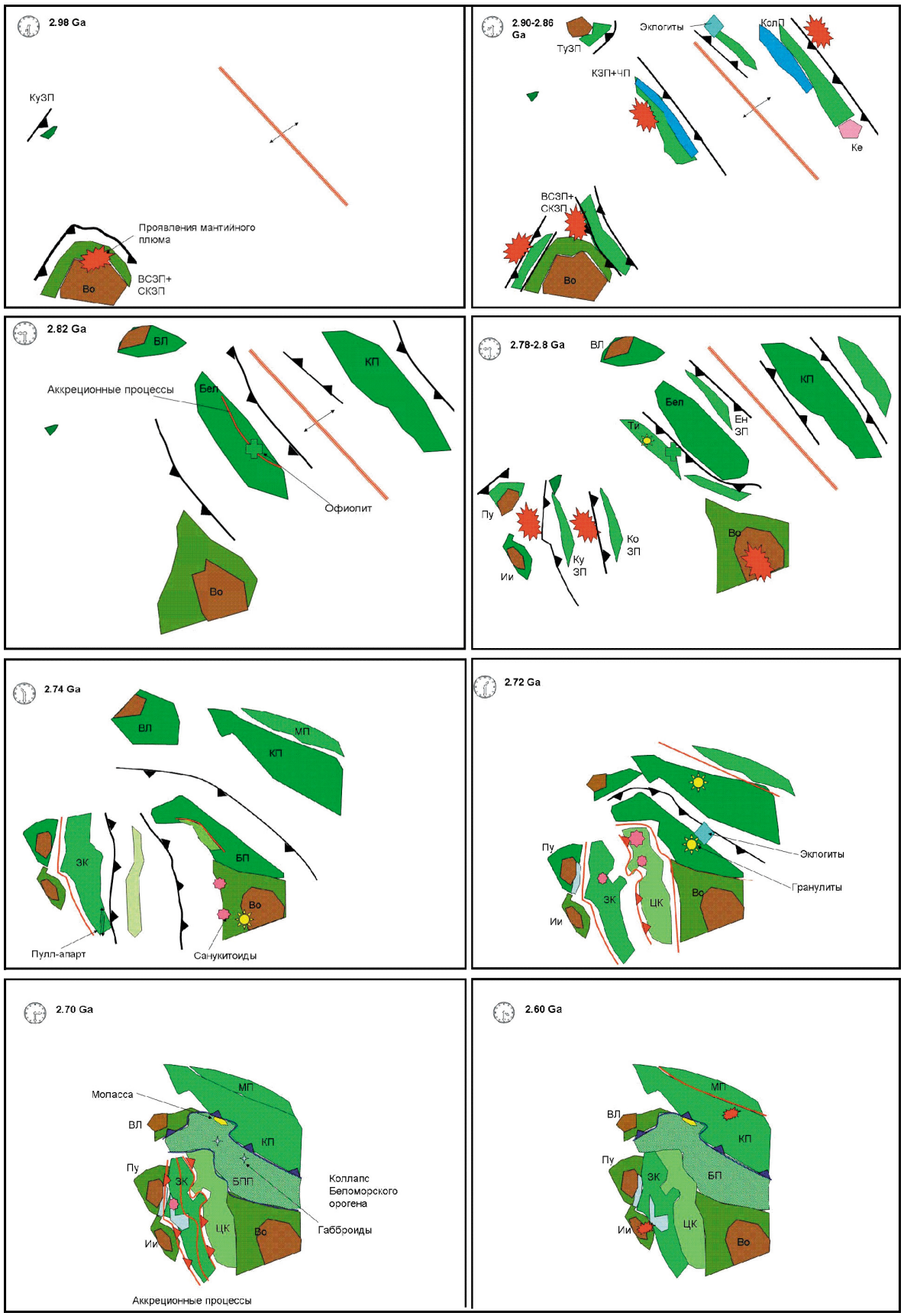


Рис. 6. Пространствнно-временная (4D) модель формирования земной коры восточной части Фенноскандинавского щита

Fig. 6. 4D model of growth and amalgamation of continental crust of the eastern Fennoscandian Shield.

как сфены из пород Центрально-Карельского – имеют возраст 2.63-2.74 Ga (рис. 5). Эти данные позволяют оценивать время поздних крупных термальных или тектонических событий в различных структурах щита.

Анализ геохронологических, геологических, изотопно-геохимических и геофизических данных позволяет провести геодинамические реконструкции для архейского (3.2-2.6 Ga) времени (рис. 6).

В составе щита выделяется три фрагмента палеоархейской (3.5-3.2 Ga) континентальной коры. Находки более древних хадейских-эоархейских зерен цирконов в архейских и палеопротерозойских осадках (Кожевников и др., 2010, Мыскова и др., 2005) свидетельствует о том, что в областях сноса в конце архея и ятулии находились и более ранние фрагменты коры. Около 3.1 Ga древний блок коры, по-видимому, распался.

Около 3.05 Ga начинается новый цикл роста континентальной коры. В период 3.05 – 2.95 Ga она формируется путем субдукции и последующего аккретирование к наиболее крупному фрагменту коры – древнему ядру Водлозерского террейна (Светов, 2005 и ссылки там). В центральной части последнего фиксируется проявление мантийно-плюмового магматизма (Ранний…, 2005). Кроме того, в этот период, вероятно, сформировалась субдукционная система, фрагменты которой (группа Лоума) фиксируется в западной части Карельского кратона.

В период 2.95 – 2.82 Ga, когда сформировался наибольший объем континентальной коры региона, ее рост фиксируется благодаря комплексам на юго-востоке Карельской провинции, на смежной с ней территории Беломорской, а также в Кольской. В Беломорской провинции известны фрагменты офиолитов этого периода (Слабунов, 2008), а также наиболее ранние (2.87 Ga) эклогиты (Mints et al., 2010 и ссылки там). Основной механизм формирования континентальной коры – субдукционно-аккреционные процессы.

Эти процессы доминируют и в период 2.78–2.72 Ga. Именно в это время формируются, например, неоархейские эклогиты (Володичев и др., 2004), супрасубдукционные офиолиты (Shchipansky et al., 2004 и ссылки там). Вместе с тем, в начале этого этапа (2.8-2.78 Ga) и процессы континентального рифтогенеза фиксируются, например, в Водлозерском террейне (Кожевников и др., 2006). В западной части Карельского кратона начинается формирование массивов санукитоидов, особенно крупные – в Центрально-Карельском террейне (рис.1).

В период 2.72–2.58 Ga в результате столкновения Водлозерского, Центрально-Беломорского и, вероятно, Кольского и Норрботтенского микроконтинентов формируется коллизионный ороген, ядро которого сохранилось в Беломорской провинции. Комплекс тектонитов пояса Тунтса (рис. 1) в восточной Лапландии, по-видимому, маркирует фрагмент одного из надвигов, по которому происходило движение пластин континентальной коры в ходе коллизии. Вслед за формированием орогена начинается его коллапс (Слабунов, 2008), который проявляется в образовании вулканогенно-грубообломочных комплексов и внедрении габброидов в Беломорской провинции (рис.1). В террейне Хиринсалми формируется в этот период парагнейсовый с силлообразными телами базитов комплекс Нурмес и близкие по возрасту гранитоиды (Kontinen et al., 2007).

2.5 Ga назад с рифтогенеза начинается новый цикл эволюции литосферы Фенноскандинавского щита (Балаганский, 2002).

Продолжительность формирования континентальной коры восточной части Фенноскандинавского щита во второй половине архея в целом и ее главных стадий сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона (Слабунов, 2008).

Работа выполняется при поддержке РФФИ (грант No 11-05-00168).

Литература

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Т. Шельд. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.

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-II) 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., Марин Ю. Б. и др. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН. 2010. Т. 431. № 1. С. 85-90

Куликов В.С., Куликова В.В. Некоторые черты эндогенных режимов в докембрии Карельского региона // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука. 1985. С. 187–192.

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.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Палеомагнетизм неоархейской полифазной Панозерной интрузии Фенноскандинавского щита // Вестник Московского Университета. Серия Геология. 2009. №6. С. 18–25.

Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Неоархейский суперконтинент Кенорленд: палеомагнитный и геологический аспекты // Международная конференция, посвященная памяти Виктора Ефимовича Хаина. Современное состояние наук о Земле. 2011. С. 1192–1194.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.

Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир. 1996. 277 с.

Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–85.

Нестерова Н.С., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И. U-Pb возраст сфена Центрально-Карельского и Водлозерского террейнов Карельского кратона // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XXI молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. СПб. 2010. С. 59–62.

Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. *Глебовицкого В.А*. СПб.: Наука. 2005. 711 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука. 1991. 197 с.

Светов С.А. Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 298 с.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. 2006. С. 3–32.

Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В. и др. Сейсмогеологический разрез земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша-Море» Калевала-Кемь-горло Белого моря // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 5. С. 21–34.

Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. Vol. 71. P. 99–134.

Gaál G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.

Hölttä P., Balagansky V., Garde A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // Episodes. Special Issue. 2008. Vol. 31. № 1. P. 13–19.

Hölttä P., Halla J., Heilimo E. et al. Archean of the Karelian province in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper. 2011 (in press)

Kontinen A., Käpyaho A., Huhma H. et al. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoarchaean craton correlation // Precambrian Research. V. 152. 2007. P. 119–148.

Kontinen A., Paavola J. A preliminary model of the crustal structure of the eastern Finland Archaean complex between Vartius and Vieremä, based on constraints from surface geology and FIRE 1 seismic survey: Geological Survey of Finland. Special Paper 43. 2006. P. 223–240.

Korja A., Lahtinen R., Heikkinen P., Kukkonen I. T. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1. Geological Survey of Finland, Special Paper 43. 2006. P. 45–76.

Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al.. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. Geology. 2010. Vol. 38. P. 739–742.

Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V. A three-dimensional model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. Vol. 472. P. 323–339.

Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V. et al. 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE BalticShield, Russia // Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Eds.: Kusky T., Veenstra V. and Condie K. Amsterdam: Elsevier. 2004. P. 425–487.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds) Geological Society, London, Memoirs, 32. 2006. P. 627–644.

Ruotoistenmäki T. A schematic model of the plate tectonic evolution of Finnish bedrock. Espoo. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 133. 1996. 23 p.

АРХЕЙСКАЯ СУБДУКЦИЯ: МАРКЕРНЫЕ ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ И АРХИТЕКТУРА

Светов С.А., Светова А.И.
Институт геологии КарНЦ РАН

ARCHAEAN SUBDUCTION: MARKER ROCK ASSEMBLAGES AND ARCHITECTURE

Svetov S.A., Svetova A.I.
Institute of Geology, KarelianRC, RAS, Petrozavodsk

One of the basic problems in petrology is the petrogenesis of magmatic melts formed in subduction systems from the generation of plate-tectonic processes to the present time. This paper is an attempt to sum up the results of the detailed study of the Fennoscandian Shield's oldest (3.05-2.99 Ga) andesite assemblages, preserved in the Vedlozero-Segozero greenstone belt on the western margin of the Palaeoarchaean Vodlozero block, and to analyze the evolution of this transition zone from Meso – to Neoarchaean time.

The basic method used in this project was the precision study of LILE, HFS and REE distribution in the andesitic magmatic systems of the greenstone belt and the study of fluid-mobile element (FME) distribution.

The Vedlozero-Segozero greenstone belt is a big accretionary-orogenic structure, which involves a series of tectonically overlapping stratotectonic assemblages that mark contrasting geodynamic regimes of its formation: island-arc BADR-adakitic (3.05-2.90 Ga), oceanic komatiitic-basalt (3.05-2.90 Ga) and continental-margin ADR-adakitic (2.90-2.85 Ga) complexes. The detailed petrological-geochemical study of andesitic rock series has led us to conclude that:

- Andesitic magmatism in the Vedlozero-Segozero greenstone belt occurred repeatedly in the following time intervals: 3.05-2.90; 2.90-2.85 and 2.82-2.68 Ga.
- A rock assemblage (adakite-high-Mg andesite – high-Nb or Nb-enriched andesite), characteristic of subduction settings, was formed in each time interval.
- Adakites were essential in all intervals of magmatism. Adakitic melts are characteristic of primary melts which, when mixed with mantle matter, produce bajaites, high-Nb and other new magmatic series.
- During the Mesoarchaean, the convergent system at the western margin of the Vodlozero block was evolving in a subduction system regime with flat slab plunging. Both oceanic slab and metasomatized mantle matter was involved in magma generation processes. As the hot slab plunged flatly, it began to dehydrate early, thereby decreasing the degree of fluid saturation of the mantle wedge domain. The geochemical diversity of the magmatic series generated (rock succession from adakite to calc-alkaline and alkaline series) is due to the lateral zonation of the subduction system and the succession of magma generation sources during its plunging.
- The FME-systematics of the oldest andesite complexes in the Karelian Craton and its correlation with the characteristics of Greenland's oldest Archaean granite-gneiss and Wyoming granodiorite are consistent with our knowledge of the dominance of the flat architecture of subduction convergent systems in Archaean time.

Изучение петрогенезиса магматических расплавов, формирующихся в субдукционных системах, с момента зарождения плейт-тектонических процессов и до современного времени, является одной из фундаментальных проблем петрологии и активно дискутируется на протяжении последних пятидесяти лет, опираясь на классические представления, сформулированные в работах (Kuno, 1960; Рингвуд, 1981). Важность данной научной проблемы обусловлена тем, что ее решение является ключом к реконструкции механизмов генерации как фанерозойской, так и ранней архейской континентальной коры и позволяет детально описать всю эволюцию корово-мантийных взаимодействий на протяжении геологической истории планеты.

Реконструкция архейской геологической истории планеты, ее геодинамических режимов возможна на основании изучения сохранившихся фрагментов архейских гранит-зеленокаменных систем в пределах древних кратонов мира (таких как Супериор, Вайоминг, Илгарн, Дхарвар и мн. др.). В связи с тем, что в последние годы было установлено, что гранит-зеленокаменные комплексы представляют собой аккретированные к континентальному основанию фрагменты океанических плато, островодужных систем, задуговых бассейнов и окраинно-континентальных вулкани-

© Светов, Светова, 2011

ческих поясов (Kusky, Polat, 1999; Кожевников, 2002; Polat, Kerrich, 2006; Naqvi, Prathap, 2007; Щипанский, 2008) и при детальном рассмотрении, содержат магматические серии, во многом аналогичны фанерозойским. Это позволяет нам использовать знания, накопленные в ходе изучения современных зон перехода «океан – континент» (Orozco-Esquivel et al., 2002; Bourdon et al., 2003; Calmus et al., 2003), по геохимико-петрологической характеристике индикаторных породных ассоциаций при интерпретации результатов изучения архейских магматических систем, сформированных на ранних стадиях развития Земли. Главной проблемой подобных реконструкций является фрагментарная сохранность архейских разрезов, связанная с тем, что уровень эрозии гранит-зеленокаменных комплексов часто достигает -10-15 км, не позволяя сохраниться полному набору страто-тектонических ассоциаций, существовавших в этих временных рамках, затрудняя модельные построения.

Важно подчернуть, что наиболее дискутируемым вопросом в архейской геологии, является определение времени инициализации плейт-тектонических процессов. По мнению разных исследователей этот рубеж варьирует от 3.2 до 2.5 млрд.лет (Condie, Pease, 2008).

К настоящему времени аргументировано доказаны следующие факты: на границе палео- и мезоархея (на рубеже 3.2-3.1 млрд.лет) уже существовала океаническая кора (мафические плато) и спрединговые центры (маркируются реликтами офиолитовых комплексов); мощность океанической коры в эти периоды превосходила современную кору; уже были сформированы древние континентальные блоки; на границе блоков существовал процесс субдукции, что обуславливает формирование TTG- серий (Кожевников, 2002; Polat, Kerrich, 2006; Naqvi, Prathap, 2007; Щипанский, 2008).

К интервалу 3.0 млрд лет во многих древних кратонах отмечается активизизация вулканизма андезитового ряда с геохимическими чертами типичных островодужных и окраинно-континентальных серий; с формированием адакитов высококремнистого и низкокремнистого типов (HAS и LSA), это может являться свидетельством существования конвергентных субдукционных процессов. В разрезах зеленокаменных поясов проявлены признаки обдукции мафических комплексов на континентальное основание.

В целях поиска новых возможных аргументов для корректной реконструкции ранних архейских конвергентных режимов, нами проводилось детальное изучение древнейших на Фенноскандинавском щите андезитовых ассоциаций (с возрастом 3.05-2.99 млрд лет), сохранившихся в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на западном обрамлении палеоархейского Водлозерского блока, а также анализ эволюционного развития данной транзитной зоны от мезо- до неоархея. При этом основной акцент в работе делался на изучение адакитов и поиск геохимико-петрологических характеристик, позволяющих проводить как реконструкцию условий магмогенерации расплавов различных типов, так и с целью восстановления архитектурного облика мезоархейских конвергентных систем.

Методической основой работы стал комплексный геологический анализ породных ансамблей в пределах зеленокаменного пояса, прецизионное изучение распределения (LIL, HFS, REE) элементов в андезитовых магматических системах зеленокаменного пояса, а также изучение распределения группы флюид-мобильных (FME) элементов (таких как B, Be, Li, As) и B - B/Be систематике породных серий, как наиболее информативной при реконструкции режимов магмообразования в конвергентных обстановках.

Геохимический анализ проб, включавший определение FME элементов, проводился методом ICP-MS на тандемном масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Element 2 Thermo Finnigan) в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УроРАН (г. Екатеринбург) и ICP-MS (масс-спектрометр X-Series 2 - Thermo scientific) в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН. В ходе работ было выполнено около 200 прецизионных анализов.

Работа базировалась на проведенном ранее детальном изучении породных комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Светов, 2005, 2009) и является развитием проведенных ранее исследований (Кожевников и др., 2001; Светов, 2010).

По геологическому строению зеленокаменный пояс представляет собой крупную аккреционно-орогенную структуру, в составе которой выделяется набор тектонически совмещенных стратотектонических ассоциаций (СТА), маркирующих контрастные геодинамические режимы его формирования: островодужный БАДР-адакитовый (3.05-2.95 млрд. лет), океанический коматиит-базальтовый (3.05-2.95 млрд. лет) и окраинно-континентальный АДР-адакитовый (2.90-2.85 млрд. лет) комплексы.

До проведения геохимической типизации андезитовых комплексов в пределах зеленокаменного пояса следует остановиться на основных временных интервалах развития субдукционной системы, выраженных в проявлении адакитового и ассоциирующего с ним вулканизма. Имеющийся в настоящее время материал позволяет выделить следующие интервалы его развития:

3.05-2.90 млрд.лет. Древнейшим в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (и на всем Фенноскандинавском щите) является островодужный комплекс, представленный реликтами вулканических построек в пределах Хаутаваарской мегаструктуры (Светов, 2009), сложенных дифференцированной БАДР (андези-базальт-ан-

дезит-дацит-риолитовой) ассоциацией известково-щелочного ряда, относимой к адакитовой серии. Для ассоциации ключевым объектом является Игноильская адакитовая вулканическая постройка (Светов, 2009), для которой получены следующие U-Pb возрасты: некка – 2995±20 млн. лет (Сергеев, 1982), лав – 2945±19 млн. лет (Овчинникова и др., 1994) и детритовых цирконов из терригенных граувак перекрывающих постройку – 2947±13 млн (Светов и др., 2006). Дополнительное подтверждение существования средне-кислого вулканизма в этом интервале было получено в ходе прецизионного датировании цирконов из лав толеитовых андезитов (Чалкинская палеовулканическая постройка) находящихся в разрезе БАДР-адакитового комплекса (в переслаивании с туфами адакитового состава и андезитами известково-щелочного ряда). В результате измерений получены две изохроны – 2971±59 млн.лет (нами интерпретируется как время проявления раннего вулканизма) и 2804±31 млн.лет (отражение поздних магматических и метаморфических событий в регионе) (Светов, 2010). В этом же временном интервале широко развита субвулканическая фаза андезидацитового и дацитового состава. В частности, в пределах Койкарской структуры, изучены крупные субвулканические и небольшие дайковые тела, секущие мафитовую (коматиит-базальтовую) часть мезоархейского разреза и содержащие ксенолиты коматиитов и габбро. U-Pb возраст (по циркону) субвулканических дацитов, принадлежащих к адакитовой серии, равен 2935±20 млн. лет (Бибикова, Крылов, 1983). Подобные дайки выявлены также в Совдозерской структуре.

Дополнительные данные получены при анализе детритовых цирконов из мезоархейских мафитовых туффитов и хемогенных силицитов в разрезе лавовой коматиитовой толщи Хаутаваарской структуры, которые позволили получить изохрону – 2917.2±8.7 млн.лет (Светов, 2010). Полученное значение может рассматриваться как возможное древнее ограничение времени формирования высокомагнезиальной ассоциации Хаутаваарской структуры и одновременно как подтверждение существования средне-кислого магматизма.

В выделенном временном интервале наиболее широким развитием вместе с адакитами, пользуются андезиты Nb-обогащенной БАДР, высоко-Mg андезитовой (байяитовой) и толеитовой серий.

2.90-2.85 млрд.лет Данный этап магматической активности в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, связан с формированием палеовулканических построек андезидацитового, дацитового и дацит-риолитового составов, реликты которых сохранились в Масельгской, Янишской, Корбозерской, Семченской и Эльмусской структурах. Цирконометрия кислых вулканитов Койкарской (Янишской) палеовулканической постройки позволила получить для лав значение – 2860±15 млн. лет (Самсонов и др., 1996), для лав дацитов Хаутаваарской структуры – 2854±14 млн. лет (Сергеев, 1989), при этом для дайки дацитов этой же структуры – 2862±45 млн. лет (Овчинникова и др., 1994). Вулканиты, в данном временном интервале, представлены АДР-комплексом, в котором так же существенную роль играют адакитовые расплавы и вулканиты Nb-обогащенного типа.

В связи с тем, что проведенное ранее изучение Sm-Nd систематики Nb-обогащенной АДР серии Эльмусской структуры показало, модельные возраста вулканитов (по модели (DePaolo et.al., 1991) находятся в интервале от 3074 до 3283 млн. лет (наиболее древнее значение – 3506 млн. лет) при εNd (t) от –1 до –6, нами проведена работа по датированию фрагмента Эльмусской палеовулканической постройки, представленной породами АДР-серии известково-щелочного ряда. По результатам датирования цирконов получена изохрона – 2866±11 млн.лет (Светов, 2010), что говорит о принадлежности комплекса к интервалу 2.90-2.85 млрд.лет.

2.82-2.68 млрд.лет. Данный интервал характеризует завершающую фазу формирования средне-кислых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, основные проявления магматизма в этот период связаны с формированием гранодиоритовых массивов санукитоидного ряда (в Хаутаваарской структуре) с возрастом 2790±20 млн. лет (Бибикова, 1989), в Чалкинской структуре –2745±5 млн. лет (Овчинникова и др., 1994) и вулканитов АДР-серии в Масельгской структуре. Для вулканитов Масельгской палеопостройки были получены две изохроны – 2743±12 млн. лет, что идентично времени формирования санукитоидов, и 2686±18 млн.лет (возможное время метаморфической реактивизации территории) (Светов, 2010). Близкие возрастные значения получены для субвулканического некка у оз.Сарилампи, секущего Чалкинскую вулканическую постройку, изохрона по циркону дает значение – 2765±13 млн.лет, для одного зерна установлено значение – 2811±12 млн.лет (Светов, 2010). Вулканиты адакитового ряда в этом временном интервале представлены ограниченно, лишь в дайковой и вулканокластической фазах.

Подводя итог геохронологическому изучению уровней средне-кислого магматизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, можно в качестве основных пиков магматической активности выделить интервалы: 3.05-2.90; 2.90-2.85; 2.82-2.68 млрд.лет, при этом выделенные пики магматической активности связаны с эволюцией долгоживущей субдукционной системы, развивающейся на западном фланге Водлозерского блока. Выделяемые при детальном изучении ассоциации являются индикаторами развития транзитали, от древнейшего островодужного

(3.05-2.90 млрд.лет), окраинно-континентального (2.90-2.85 млрд.лет) до заключительного транспрессионно-транстенсионного (2.82-2.68 млрд.лет) этапов (Светов, 2005; 2009). В целях оценки возможной архитектуры мезоархейской конвергентной зоны, следует проанализировать геохимическую характеристику и возможные условия петрогенезиса породных ассоциаций.

Маркерные породные ассоциации

Проведенные нами исследования показали не только временную, но и геохимическую неоднородность андезитового магматизма в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. В структурах наблюдается устойчивый породный ансамбль: адакиты – Nb-обогащенные БАДР (АДР) андезиты – байяиты (высоко-Mg андезиты) +/- толеитовые андезиты, который может являться качественным признаком существования субдукционных систем. Причем в данной системе адакиты маркируют режим плавления субдуцируемой плиты, а все прочие ассоциации формировались при плавлении метасоматизированной области мантийного клина или в ходе смешения первичных адакитовых магм с мантийным веществом.

Приведем краткую характеристику наиболее значимых магматических серий:

Адакитовая серия. Вулканиты и субвулканиты данной серии, выявленные в Хаутаварской зоне, характеризуются содержаниями SiO_2 на уровне 53–76 мас. %, что позволяет их классифицировать как высоко-кремнистые (HSA) разновидности с подчиненным количеством низкокремнистых (LSA) литотипов. Вариации содержания Na_2O изменяются от 2.5 до 5.6 мас.%, содержание MgO < 4 мас.% При этом адакиты характеризуются высокими содержания Sr от 260 до 800 ppm, Ba >350ppm, Zr-115-140ppm и U-1.1-1.7ppm., при величине Sr/Y отношения на уровне 20-123. Спектры распределения РЗЭ в адакитах характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Nb, Ti и деплетированы HREE. На классификационной диаграмме Sr/Y-Y фигуративные точки мезоархейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса попадают в область фанерозойских адакитов Центральной и Южной Америки, и эталонных комплексов Северного Эквадора (рис. 1, 2).

Nb-обогащенная БАДР серия. К данной серии могут быть отнесены большинство породных литотипов входивших ранее в дифференцированную БАДР-серию. По содержанию кремнезема и щелочей породные ансамбли принадлежат к андезибазальтам, андезитам, дацитам и, реже, риодацитам с нормальной щелочностью. Соотношение щелочей $K2O/Na_2O$ в породах варьирует от 0.3 до 0.5, что позволяет говорить о явно выраженной Na специфике ассоциации. БАДР-серия имеет повышенные содержания Nb (7-11 ppm), Al_2O_3 (до 16-18 мас.%), Cr (20-200 ppm), Ni (12-140 ppm) в первичных выплавках и обогащение Co, Zr, Y, Sr, Ba в поздних дифференциатах. Андезитовые вулканиты характеризуются отношениями Zr/Y-5.4-8.8, $(La/Yb)_{pm}$=8-19, Nb/Ta= 8-19. Для лав БАДР-серии типичным является обогащение легкими РЗЭ, с выполаживанием в области тяжелых РЗЭ (рис.1).

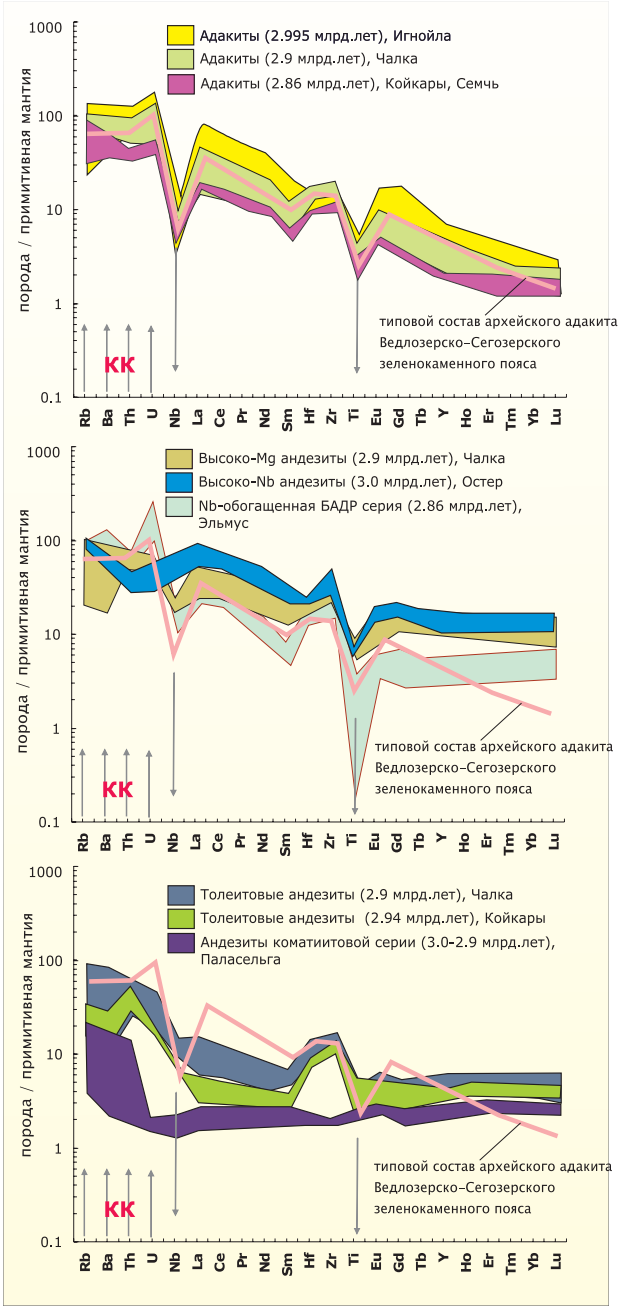
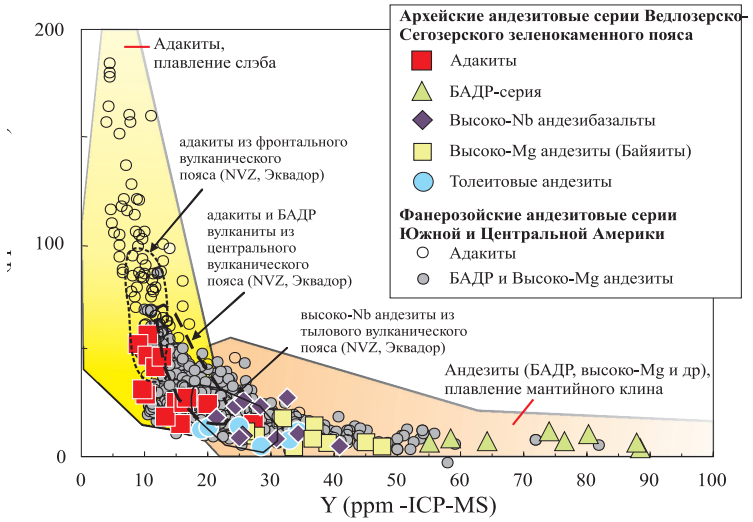
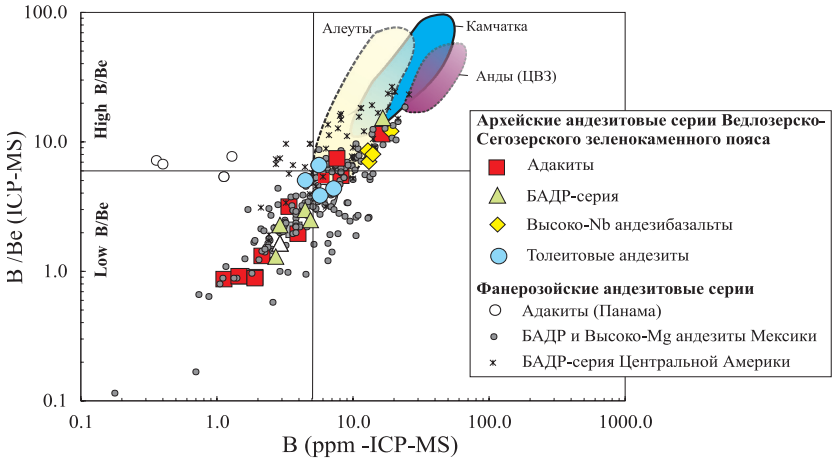


Рис.1. Мультиэлементные диаграммы для древнейших андезитовых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Нормировано по примитивной мантии.

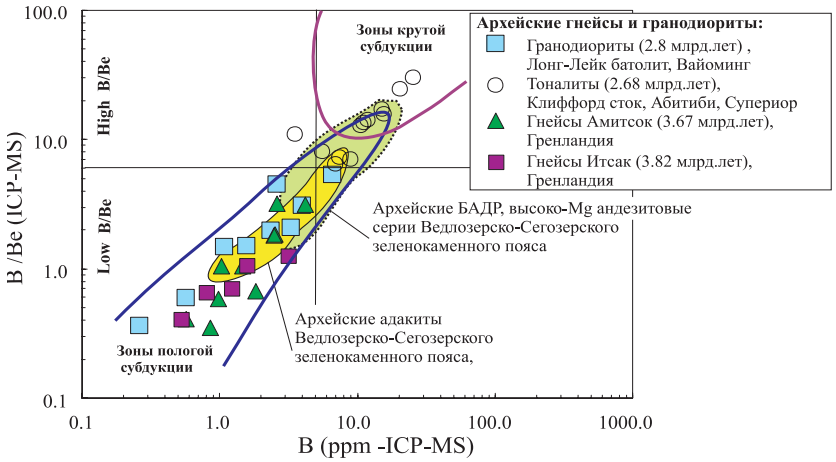
Fig.1. Multielement plots for the oldest andesite complexes of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. Normalised to the primitive mantle.



(а)



(б)



(в)

Рис.2. Диаграммы в координатах (а) Sr/Y-Y, (б-в) B/Be-B для древнейших андезитовых комплексов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Классификационные поля на диаграмме Sr/Y-Y построены по (Defant, Drummond,1990), поля вулканитов Северного Эквадора (Пичинча, Антисана, Галерас) по (Bourdon, et al. 2003). Точки и поля архейских и фанерозойский комплексов мира на диаграммах Sr/Y-Y и B/Be-B построены по данным базы GeoRock (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de) и (Mohan et. al., 2008).

Fig. 2. Diagrams in the coordinates (a) Sr/Y-Y, (b-c) B/Be-B for the oldest andesite complexes of the Vedlozero-Segozero greenstone belt. The classification fields in the Sr/Y-Y diagram were constructed (Defant & Drummond,1990) and the volcanic fields of North Ecuador (Bourdon, et al. 2003). The points and fields of the Archaean and Phanerozoic complexes of the world in the Sr/Y-Y and B/Be-B diagrams were constructed using the GeoRock database (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de) and (Mohan et. al., 2008).

Табл. 1. Геохимическая характеристика андезитовых серий
Table 1. Geochemical characteristics of andesite series

Параметр **Parameter**	Адакитовая серия **Adakites**	Nb-обогащенная ассоциация Байяиты (высоко-Mg Андезиты) **Bajaites**	 БАДР-серия «нормального» Ряда **BADR**	Высоко-Nb Базальты **NEB**	Толеитовая Серия **Tholeiitic Andesites**	«Коматиитовая» Серия **Komatiitic andesites**
SiO_2	54–70/52–73	53–64	51–73/ 55–78	50–53	58–65/60–63	55–59
Mγ#	35–67/40–60	52–58	32–48/33–62	45–48	35–53/60–63	50–54
Th	4–11/2–5	2–4	2–11/4–11	1–3	2–5/1–5	0.5–1.2
U	1.0–3.5/0.7–1.6	0.55–0.85	0.4–1.7/1.2–8.5	0.5–1.0	0.6–1.0/0.3–0.4	1.0–1.2
Nd	4–12/3–5	6–9	7–11/8 –17	20–45	5–12/4–5	0.9–1.6
Yf	1.9–5.9/2.3–3.7	2.7–4.5	2.8–7.1/3.8–8.3	5.1–5.8	3.2–4.8/2.1–3.0	0.5–0.7
Zr	87–240/100–200	140–170	180–330/110–420	230–430	130–200/100–150	18–22
Cr	100–800/40–250	225–620	20–200/50–150	100–200	270–800/100–200	600–2400
Ni	25–250/12–150	150–650	12–140/2–40	30–80	100–300/28–45	30–70
La	8–70/12–16	9–22	10–26/10–53	28–52	2–7/2–4	1–2
Yd	0.5–1.6/0.5–0.8	2.1–4.5	2.0–3.6/2.0–4.0	4–6	1.7–3.0/1.6–1.8	1.0–1.4
U	1.0–3.5/0.7–1.6	0.55–0.85	0.4–1.7/1.2–8.5	0.5–1.0	0.6–1.0/0.3–0.4	1.0–1.2
Ga	18–25/17–27	14–16	17–27/14–22	19–30	15–24/15–19	9–11
Sc	6–22/6–14	20–37	13–32/3–20	20–40	17–27/22–26	43–53
Sr	250–840/120–327	140–320	140–890/16–250	250–360	230–400/15–100	45–65
Ba	280–980/200–490	160–280	312–580/100–1100	270–370	100–630/170–180	10–110
Zρ/Y	8.0–24.5/12.2–23.0	3.5–5.9	5.4–8.8/5.1–17.2	4.8–5.6	5.0–7.5/5.0–8.2	1.3–1.6
$(La/Y)_{pm}$	8.1–31.4/10.3–21.6	1.9–4.5	3.2–20.1/3.0–20.0	4.9–6.2	0.9–1.9/0.7–1.7	0.7–0.9
Nb/Ta	16–32/9–16	17–19	8–19/9–19	18–23	12–26/10–13	2.0–2.2
Δ Nb	–0.5– –1.1/–0.7– –1.2	–0.02– –0.20	–0.2– –0.4/ –0.3– –0.6	+0.07– +0.10	–0.2– –0.4/ –0.2– –0.7	+0.2 – +0.4

Примечание. Значения приводятся в формате «54-70»/«52-73», левая часть отношения характеризует древний андезитовый комплекс с возрастом 3.05–2.95 млрд.лет; правая часть отношения – ассоциацию с возрастом 2.9–2.85 млрд.лет; Параметр ΔNb *(Fitton, 1999),* рассчитывается на основе существующей корреляции в содержании Nb, Y, Zr в породах по формуле: ΔNb = 1.74+log (Nb/Y)–1.92log (Zr/Y).

Note. The values are given in format "54-70»/«52-73». The lower part of the ratio characterizes an old andesite complex with an age of 3.05–2.95 Ga and the right part an assemblage with an age of 2.9-2.85 Ga; The parameter ΔNb *(Fitton, 1999)* is calculated from the existing correlation in the Nb, Y and Zr content of the rocks using the formula: ΔNb = 1.74+log (Nb/Y)–1.92log (Zr/Y).

Высоко-Nb базальты, андезибазальты, андезиты (HNB). Данная ассоциация выявлена среди субвулканических пород в пределах Остерской палеовулканической постройки. Серия выделяется на основании аномально высоких концентраций Nb в породах андезитового ряда. Высоко-Nb андезибазальты, андезиты Остерской структуры характеризуется пониженными содержании SiO_2=50-53 мас.%, Mg# = 45-52 и высокими концентрациями Nb > 20 ppm (20-45 ppm), ЛРЗЭ – La (10-26 ppm), средним уровнем содержаний Cr (100-200 ppm), Ni (30-80 ppm), имеют отношениями Zr/Y-4.8-5.6, $(La/Yb)_{pm}$=4.9-6.2, Nb/Ta= 18-23.

Байяиты (Высоко-Mg андезибазальты, андезиты). Выделяются нами на основе фанерозойского эталонного типа – высокомагнезиальных андезитов района Байя, Мексика (*Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2008)*. Породы данного типа распространены достаточно широко в древнейшем островодужном комплексе Карельского кратона, они представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры, выявлены в Няльмозерской и Хаутаварской площадях. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с их повышенной магнезиальностью (Mg# =53-64, при содержании SiO_2=53-64 мас.%), высокими концентрациями Cr (220-620 ppm), Ni (150-650 ppm) при пониженных концентрациях Nb (6-9 ppm). Вулканиты имеют отношения Zr/Y – 3.5-5.9, $(La/Yb)_{pm}$=1.9-4.5, Nb/Ta= 17-19.

Толеитовые андезиты. Породы данного типа представлены лавовой и дайковой фациями в пределах Чалкинской структуры, предположительно существуют в Хаутаварской палеовулканической постройке. По содержанию SiO_2 = 58-65 мас. % породы отвечают андезитам, их магнезиальность варьирует в широких пределах Mg# от 35 до 53. В этой серии так же отмечаются повышенные концентрации Cr (270-800 ppm), Ni (100-300 ppm) при низких содержаниях Nb (<4 ppm). Вулканиты имеют отношения Zr/Y-5.0-7.5, $(La/Yb)_{pm}$=0.9-1.9, Nb/Ta= 12-26. Основное отличие от вулканитов прочих серий связано с нефракционированным распределением РЗЭ (рис.1.).

Андезибазальты, андезиты «коматиитовой» серии. Данная группа пород выделена в Паласельгинской структуре, в виде дайковой фазы, секущей толщу коматиит-базальтового состава, возраст даек оценивается в 3.0-2.9 млрд.лет, что соответствует времени формирования древнейшего островодужного комплекса Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, поэтому их краткое описание включено в работу. Название серии связано с предположением о том, что формирование расплавов проходило в ходе глубокой дифференциации первичных коматиитовых магм. Выявленные дайки сформированы андезибазальтами, андезитами (SiO_2=55-59 мас. %) с магнезиальностью Mg# = 50-54, аномально высокими содержаниями Cr (600-2400 ppm) и повышенными содержаниями Ni (30-100 ppm), низкими концентрациями Sr (< 60 ppm), Ba (<110 ppm), Nb (<1.6 ppm), Hf (0.7 ppm) и Zr (<22 ppm). При этом спайдерграмма андезитов данного типа имеет недифференцированный характер в области РЗЭ (рис.1). Delta Nb систематика андезитов данного типа отмечает плюмовую компоненту в их составе, подобную коматиитам, что может интерпретироваться как результат формирования пород в ходе дифференциации (ликвационной) первичных высокомагнезиальных расплавов. Породы также отличают очень низкие, не типичные для андезитов, отношения Zr/Y- 1.3-1.6, $(La/Yb)_{pm}$=0.7-0.9, Nb/Ta= 2.0-2.2.

Суммарная геохимическая характеристика вулканитов андезитового ряда в зеленокаменных структурах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса отражена в табл.1., в которой приведены интервалы содержаний элементов в различных магматических сериях.

Реконструкция архитектуры архейских субдукционных систем

Рассмотрев разнообразие магматических серий, существующих в мезоархейских конвергентных системах, следует подчеркнуть, что значимую роль при этом играют адакитовые расплавы. Формирование адакитов (за исключением С-адакитов (Xiao, Clements, 2007)), в настоящее время объясняется моделью их генерации в ходе прямого плавления субдуцируемой океанической коры, преобразованной в ходе погружения в амфиболиты или эклогиты (Kay, 1978; Defant, Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005). Данный процесс может проходить на различных этапах существования субдукционных систем и связан со следующими процессами: субдукцией молодой горячей океанической коры (с возрастом < 25 млн лет) и ее непосредственным плавлением (Defant, Drummond, 1990); плавлением океанической коры на инициальной стадии заложения субдукционных систем (Sajona et al., 1993); плавление субдуцируемой океанической коры (с возрастом > 25 млн лет) на стадии отмирания субдукционной системы при восстановлении мантийной геотермы до температур, достаточных для начала плавления водосодержаших компонентов океанической плиты (Sajona et al., 2000); плавление в зонах «мантийных окон», в разрывах субдуцируемых океанических плит и на границах с трансформными разломами при высоком термальном апвелинге (Yogodzinski et al., 2001; Calmus et al., 2003).

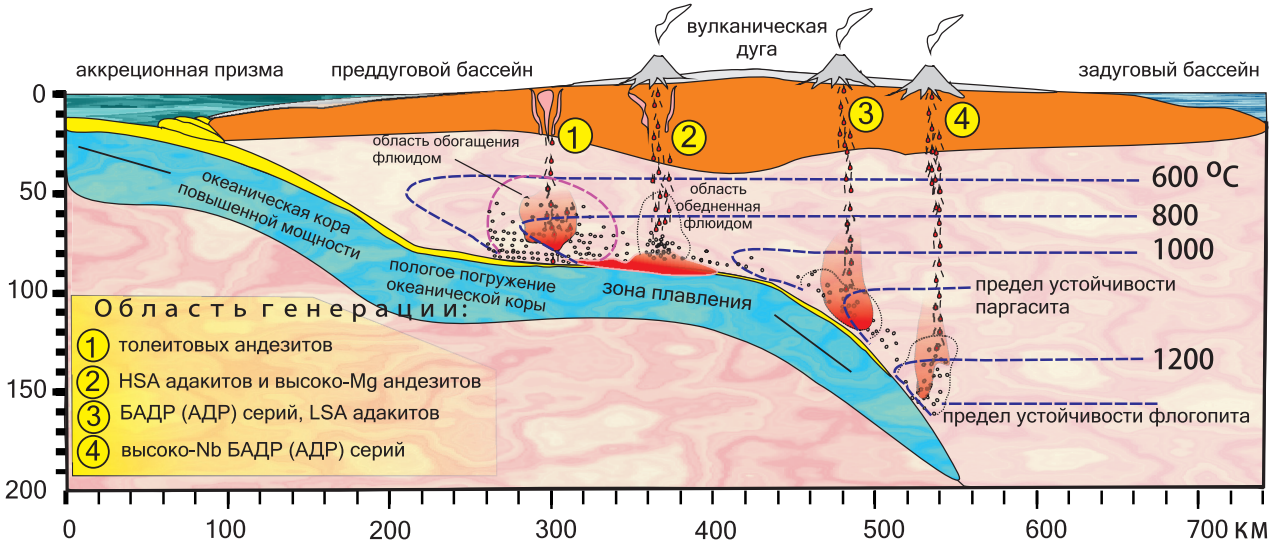


Рис. 3. Схематичная модель строения мезоархейской субдукционной системы на западном обрамлении Водлозерского блока.

Fig. 3. Schematic structural model of a Mesoarchaean subduction system at the western margin of the Vodlozero block .

Единственный тип адакитов (континентальные адакиты С-типа), не связан своим существованием с субдукционными обстановками, а образуется в ходе плавления базальтового киля континентальной коры (Atherton, Petford, 1993).

В связи с тем, что геохронологические данные показывают мультистадийное формирование ада-

китовой ассоциации на западном обрамлении Водлозерского блока, в модельной интерпретации геодинамических обстановок следует остановиться на модели развития долгоживущей конвергентной системы. Для того, чтобы охарактеризовать стиль субдукции и более корректно приблизиться к описанию ее внутренней структуры можно воспользоваться характеристикой породных ассоциаций по флюид-мобильным элементам (FME).

Петрологическая значимость FME систематики определяется в первую очередь уникальной чертой бора (B), в связи с тем, что этот элемент один из наиболее подвижных во флюидной фазе, и может быть использован в качестве химического маркера существования глубинных флюидных фаз в магматических источниках (Leeman, Sisson, 1996). Вместе с тем, кроме бора, для оценки роли флюида при формировании расплавов, могут использоваться такие FME элементы как Li, Be, As.

В настоящее время имеются лишь отдельные прецизионные данные (ICP-MS) по концентрациям FME элементов в андезитовых сериях различных геодинамических обстановок. Анализ геохимической базы GeoRock показал, что вулканиты островных дуг характеризуются значительными вариациями концентраций бора в пределах от 1 до 90 ppm, в то время как его содержание в современных океанических базальтах N-MORB-типа находится в интервале от 0.28 до 3 ppm, в базальтах океанических островов на уровне 2-3 ppm (Morris et. al., 1990). Столь высокий уровень бора в островодужных сериях связывается с его удалением из субдуцируемого слэба в зону мантийного клина (из которой и формируются многие расплавы), в ходе процессов метасоматизации мантии. Таким образом, классификация пород по бору (B) позволяет судить о геодинамических условиях формировании породных серий и позволяет характеризовать архитектуру конвергентной системы. Для более качественной оценки поведения FME элементов в магматических системах, следует использовать отношение концентрации бора к менее подвижным во флюидной фазе элементам (например к Be).

B/Be отношение позволит нам существенно дополнить характеристику режимов магмообразования. Бор и бериллий, имея близкие коэффициенты распределения минерал-расплав (Bebout et al., 1993), обладают разной подвижностью во флюидной фазе. Бериллий (Be), как менее подвижный элемент, может транспортироваться в слэбе в ходе субдукции на большие глубины без существенного перераспределения (Tatsumi, Isoyama, 1988). Таким образом, с одной стороны высокая растворимость флюидной фазой бора, а с другой более стабильное поведение в этом процессе бериллия, позволяет получить петрологически важное отношение (B/Be), оценивающее роль флюида в процессе магмогенерации расплавов в субдукционных системах, и не меняющееся в зависимости от степени частичного плавления и фракционирования расплава (Mohan et al., 2008).

Используя имеющиеся данные по FME систематике фанерозойских андезитовых серий, формирующихся при различных стилях субдукции (пологих и крутых системах) на примере Мексики, Центральной Америки, вулканических комплексов Андийской зоны (северный и южный сегмент (области с пологой субдукцией) и Курило-Камчатской, Алеутской островодужных систем (крутая субдукция) проанализированы в сопоставлении с ними мезо- неоархейские андезитовые комплексы Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Проведенные предварительные исследования по оценке сохранности флюид-мобильной системы в архейских комплексах показал (Светов 2010), что FME-система в андезитовых ассоциациях достаточно хорошо сохраняется и в наиболее законсервированном состоянии находится в субвулканической фации (Рис. 2 б, в).

Установлено, что адакиты (как архейского, так и фанерозойского возраста) показывают самые низкие концентрации FME элементов, в отличии от магматических систем, генерируемых из области метасоматизированного флюидами мантийного клина (БАДР-АДР серий фанерозоя), для которых концентрации FME элементов максимальны.

B/Be отношение в адакитах фанерозойских комплексов Панамы (Tomascak et al., 2000) составляет 6.76±1.01, что значительно ниже значений полученных для андезитов БАДР известково-щелочной серии в тех же комплексах – 11.3±6.10. В вулканитах дуги Вануату, величина B/Be отношения значительно варьирует, составляет в среднем 18.2±12.60, наибольшие значения отношения получены для пород Центрально-Американской дуги, в которой B/Be отношение достигает 36.5, при аномально высоких вариация в серии (36.5±30.2) (Chan et al., 1999).

Для мезоархейских адакитов Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса установлены концентрации бора (некк и дайки) равные 6.1-6.9 ppm, что соответствует фанерозойским адакитам из пологих субдукционных систем и значительно ниже значений характеризующих адакиты, формирующиеся при крутой субдукции. Данное наблюдение коррелирует с моделью формирования адакитов в ходе непосредственного плавления субдуцируемого мафического слэба, когда весь бор и прочие флюид-мобильные элементы были удалены из него на ранней стадии дегидротации.

Наблюдаемые концентрации бора в ассоциирующих с адакитами высоко –Nb, байяитовой, БАДР и толеитовых сериях находятся в интервале от 1.1-11.9 ppm, что соответствует его содержанию в фанерозойских адакитах и примерно идентично характеристике в изучаемых нами архейских адакитовых комплексах (1.1-6.9 ppm).

Адакиты и ассоциирующие с ними прочие островодужные мезоархейские вулканиты Карельского кратона показывают достаточно низкие

B/Be отношения (относятся большей частью к Low B/Be типу, (так в адакитах -0.8-4.7; в островодужных андезитах – 2.4-7.8 с аномально высокими до 14.5). Данные значения сопоставимы с B/Be систематикой архейских гранито-гнейсов Гренландии (3.67 и 3.82 млрд.лет), гранодиоритов Вайоминга (2.8 млрд.лет) (Mohan et.al., 2008) и значительно ниже, чем в фанерозойских вулканитах известково-щелочного ряда Алеутской и Курило-Камчатской островодужных систем, где B/Be отношение может достигать уровня 30 - 70. Данный вывод на первый взгляд не укладывается в ожидаемые тенденции и несколько противоречит концепции формирования островодужных андезитовых систем при плавлении флюид-обогащенной области мантийного клина. Однако многими авторами отмечается, что вариации B/Be отошения зависят не только от типа пород участвующих в субдукции, но и от скорости и температурного режима данного процесса (Bebout et al., 1993).

В случае если субдукция затрагивает молодую (<20 млн. лет) «горячую» океаническую кору в режиме пологого погружения, прогрессивный метаморфизм, связанный с увеличением PT-параметров по мере погружения слэба, приводит к тому, что большая часть бора, еще в начале метаморфических преобразований, выносится из слэба, постепенно обедняя им флюидную фазу при стабильной концентрации Be, следствием чего и является тот факт, что метасоматизированный мантийный клин имеет низкие величины B/Be отношения (Mohan et. al., 2008). Таким образом, весь ансамбль формирующегося островодужного комплекса будет характеризоваться низкими концентрациями FME элементов, что мы и наблюдаем в андезитовых ассоциациях Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (рис.3).

В противоположность, при субдукции древней (>20 млн.лет) океанической коры, B-Be система является стабильной и по достижению больших глубин, что при дегидротации, приводит к переносу бора флюидами в область мантийного клина и отражается в высоких значениях B/Be отношений в расплавах, формирующихся на данном уровне (Leeman, 1994). Подобная тенденция сохраняется и в случае крутого погружения слэба, иллюстрацией чего, является B/Be систематика вулканитов Алеутской, Курило-Камчатской островодужных систем и Центральной вулканической зоны Анд .

Таким образом, в результате анализа B-B/Be системы выделяется два контрастных типа пород: 1 – с низким содержанием B и низким B/Be отношением и 2 – с высоким содержанием B и высоким B/Be отношением. B- B/Be систематика отражает степень участия флюидной фазы в процессах магмогенерации расплава, а в случае комплексной характеристики вулканитов, формирующихся в конвергентных зонах (как при плавлении слэба, так и метасоматизированной мантии) может являться геохимическим инструментом для разделения субдукционные систем по их архитектуре (областей с пологой и крутой субдукцией).

Обобщая полученный материал, можно сделать следующие выводы:

Эволюция конвергентной системы на западном обрамлении Водлозерского блока проходила в мезоархее в режиме развития субдукционной системы с пологим погружением слэба. В процессы магмогенерации, было вовлечено как вещество океанической плиты, так и метасоматизированной мантии. Пологое погружение горячей плиты приводило к раннему началу ее дегидротации, что уменьшало степень насыщенности флюидом области мантийного клина. Геохимические разнообразие генерируемых магматических серий (смена пород от адакитов к известково-щелочным и щелочным сериям) объясняется латеральной зональностью субдукционной системы и сменой очагов магмообразования по мере ее погружения.

Установленная породная триада: адакиты- высоко-Mg андезиты (байяиты)- высоко-Nb или Nb-обогащенные андезиты (БАДР-АДР) является геохимическим маркером существования «пологих и горячих» субдукционных систем на протяжении всей геологической истории (как в фанерозое, так и в архее).

Адакиты (HAS) являются «первичными магмами» и при смешении с веществом мантийного клина продуцируют ряд новых магматических серий: байяитовые, Высоко-Nb и др.

Проведенная FME-систематика древнейших андезитовых комплексов Карельского кратона и сопоставление ее с характеристикой древнейших архейских гранито-гнейсов Гренландии, гранодиоритов Вайоминга (Рис.2) согласуется с представлением о доминировании пологой архитектуры субдукционных конвергентных систем в архее.

Литература

Бибикова Е.В., И.Н.Крылов. Изотопный возраст кислых вулканитов Карелии // Докл. АНСССР.1983. Т. 268, №5. С. 1231–1235.

*Бибикова Е.В.*Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М., Наука. 1989. 256 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2000. 223 с.

Кожевников В.Н., Светов С.А., Светова А.И. Некоторые признаки неглубокой субдукции в архее. // Материалы международной конференции «Новые идеи в науках о земле», М., 2001. Т.1. С. 58.

Овчинникова Г.В., В.А.Матреничев, О.А.Левченков, С.А.Сергеев и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология, т.2., №3. 1994. С. 266–281.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.

Самсонов А. В., Бибикова Е. В., Пухтель И. С. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. 1-я Международная Конференция, 8–11 сентября 1996, Санкт-Петербург. СПб.: изд. фирмы «Минерал»,1996. С. 74–75.

Светов С.А, А.И.Светова, Т.Н.Назарова. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // в «Геология и полезные ископаемые Карелии», Петрозаводск, ИГ КарНЦ, н. 13. 2010. С. 5–12.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.

Светов С.А., Н.М.Кудряшов, Ю.Л.Ронкин и др. Мезоархейская островодужная ассоциация Центрально-Карельского террейна (Фенноскандинавский щит). Новые геохронологические данные // Доклады РАН. 2006. Т. 406. N:3. С. 370–374.

Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009. 115 с.

Светов С.А. Архитектура архейских конвергентных систем в сравнении с фанерозойскими аналогами (по данным FME-систематики вулканитов) // Литосфера. 2010. № 3. С.12-20.

Сергеев С.А. Геология и изотопная геохронология гранит-зеленокаменных комплексов архея Центральной и Юго-Восточной Карелии // Автореф. дисс… канд. г.-м.н. 1989. 24с.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.

Atherton M. P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362. P. 144–146.

Bebout, G.E., Ryan, J.G., Leeman, W.P. B-Be systematics in subduction-related metamorphic rocks — characterization of the subducted component // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P.2227–2237.

Bourdon E., Eissen J.P., Gutscher M.A. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V.205. P.123–138.

Calmus T., Aguillo-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (‘‘bajaites’’) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // Lithos. 2003. V. 66. P.77– 105.

Condie, K. C. Pease, V., When did plate tectonics begin on planet Earth? Geological Society of America Special Paper 440. 2008. 294 pp.

Chan L.H., Leeman W.P., You C.F. Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: Implications for modification of the sub-arc mantle by slab-Derived fluids // Chem. Geol. 1999. V.160. P.255–280.

Defant, M.J., Drummond, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. №347. P.662–665.

DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle sepa- ration ages from Sm–Nd isotopic data and application to the cordilleran Southwestern United States // J. Geophys. 1991. Res. 96. P. 2071–2088.

Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J. et al. Thermal and chemical structure of the Island plume // Earth Planet Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.

Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117–132.

Kuno H. High alumina basalt // J. Of Petrology. 1960. V. 1. P.121-145

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.

Leeman, W.P., Carr, M.J., Morris, J.D. Boron geochemistry of the central-American volcanic arc – constraints on the genesis of subduction-related magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 149–168.

Leeman, W.P., Sisson, V.B. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes // Boron. Rev. Mineral. 1996. P. 645–707.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H., Smithies R. H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79.

Mohan M, Kamber B.S., Piercey S.J. Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 479–488.

Morris, J.D., Leeman,W.P., Tera, F. The subducted component in island arc lavas — constraints from be isotopes and B-Be systematics // Nature. 1990. V.344. P.31–36.

Naqvi S.M., Rana Prathap J.G. Geochemistry of adakites from Neoarchaean active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG // Precambrian Research. 2007. V.156. P. 32–54.

Orozco-Esquivel M.T., Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Alvarez S.A. Origin of rhyolic lavas in the Mesa Cetral, Mixico, by crustal melting related to extension // Jor. Volcan. And Geothermal Res. 2002. V. 118. P.37–56. P. 1–24.

Pallares C., Bellon H., Benoit M. et al. Temporal geochemical evolution of neogene volcanism in northernv Baja California (27°–30° N): Insights on the origin of post-subduction magnesian andesites // Lithos. 2008. V. 105. P. 162–180.

Polat A., Kerrich R. Reading the geochemical fingerprints of archean hot subduction volcanic rocks:

evidence for accretion and crustal recycling in mobile tectonic regime // Archean geodynamics and environments. Geophysical monograph series 164. Am. Geoph. Un. 2006. P.189–213.

Sajona F. G., Maury R. C., Bellon H. et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines // Geology. 1993. V. 21. P. 1007–1010.

Tamascak P.B.,Ryan J.G., Defant M.J. Lithium isotope evidence for light element decoupling in the Panama subarc mantle //Geology. 2000.V.28. P. 507–510.

Tatsumi, Y., Isoyama, H. Transportation of beryllium with H2O at high-pressures – implication for magma genesis in subduction zones // Geophys. Res. Lett. 1988. V.15. P.180–183.

Xiao L., Clements J. D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95. P. 399–414.

Yogodzinski G. M., Lees J. M., Churikova T. G. et al. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. (Lond.). 2001. V. 409. P. 500–504.

АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА – ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СПЕКУЛЯЦИИ

Вревский А.Б.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург, vrevsky@ipgg.ru

ARCHAEAN GREENSTONE BELTS: GEOLOGICAL AND ISOTOPIC FACTS AND GEODYNAMIC SPECULATIONS

Vrevsky A.B.
Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, Saint-Petersburg

During the period of study of Archean granite-greenstone provinces (GGP) our understanding of their tectonic and geodynamic nature has evolved from unwillingness to accept the existence of low-grade metamorphic volcanic-sedimentary complexes in Archean time to reconstruction of gently dipping and hot subduction regimes using the above complexes as an example. In the past decade, the amount of evidence and the diversity of geodynamic models of evolution of both individual greenstone belts and (GSB) and old cratons have been increasing in avalanche-like manner, as shown by some review papers. In spite of obvious success in the study of Archean GSBs, their nature will be the subject of debate and geodynamic speculations until quite a number of theoretical problems in the Earth's general dynamics and comparative planetology are solved. The questions to be answered are:

– How did meteoritic bombardment of the Earth affect geospheric interaction in Archean time?
– When and how was the Earth's core generated?
– What was mantle convection dynamics like in Early Precambrian time?
– What petrologic-geodynamic model can be used to interpret the presence of the oldest zircons in quartz conglomerates and how did the primary sialic crust emerge?
– When and how did the lower crust of old cratons and their mantle "keels" originate?
– What was the mantle's reduction-oxidation potential in Archean time and when did the oxic atmosphere and the oceanic hydrosphere emerge?

One of the problems, essential for understanding of the geodynamic nature of Archean GSBs, is a high Archean geothermal gradient attributed to more rapid heat generation in the early stages of the Earth's evolution. These factors were responsible for a high temperature of the Archean upper mantle which exceeds the modern temperature by 200-300°C.

A huge body of geological, geochemical and isotopic-geochronological data on Archean GSBs is often used and interpreted by scholars to support their "religious beliefs". Below are some examples of common assertions: "the global occurrence of komatiites is highly exaggerated", "the frequency minimum of andesite evolution is underestimated" or "Archean porphyric anorthosites were formed in oceanic environments because they are associated with greenstone belts".

Some obvious facts, responsible for the distinctive geodynamic evolution of GSBs and the formation of the continental lithosphere of old cratons are:

– A continuous pattern of the time-space evolution of GSBs and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complexes over a long geologic time span (4.0 – 2.65 Ga);
– The existence of at least three age groups (periods) of GSB formation (3.55-3.0, 3.0-2.8 and 2.8-.2.65 Ga), the oldest age group occurring dominantly in cratons on the Gondwana continents (Kaapwaal, Pilbara and Dharwar);
– Examples of the different-aged generation of GSBs on a sialic basement with conglomerates and crusts of chemical weathering at the base of the unit;
– the occurrence of rock complexes that are not encountered any more in geological history, e.g. "ultramafic" komatiites, autonomous porphyraceous anorthosites, banded iron and manganese formations, stromatolites and baritic evaporites);
– the metallogenic pattern of GSBs depends on gigantic and other deposits such as sulphide Cu-Ni (Co) ores of komatiites, Cr, Ti (V) and PGE of layered intrusions, Zn and Cu massive-sulphide deposits, Fe- and Mn jaspilites, mesothermal Au, giantic Au-U deposits (Witwatersrand protocover), the huge Murchison Range antimony deposit and Li and rare-metal pegmatites. This metallogenic pattern of Archean GSBs not only differs radically from the ore potential of Phanerozoic island-arc and oceanic complexes, but, in principle, has not been encountered any more in geological history since Paleoproterozoic time.

Развитие зеленокаменных поясов, как одного из главных типов архейских кратогенов, охватывает огромный промежуток времени (3.55 – 2.65 млрд. лет), равный четверти всей геологической истории Земли. За время изучения архейских гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) представления об их тектонической и геодинамической природе эволюционировали от отрицания существования в архее низко метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов до реконструкции на их примере режимов пологой и горячей субдукции. В последнем десятилетии произошел лавинообразный скачок не только в количестве фактического материала, но и в разнообразии геодинамических моделей

© Вревский, 2011

развития, как отдельных зеленокаменных поясов (ЗКП), так и древних кратонов в целом, что нашло отражение в ряде обобщающих работ (Condie K.C., 2001; Earth's Oldest Rocks, 2008; Розен О.М. и др., 2008). Несмотря на эти несомненные успехи в изучении архейских ЗКП, расшифровка их природы будет находиться в области гипотез и геодинамических «спекуляций» (от франц. "speculer" – размышлять) до тех пор, пока не будет принципиально решен целый ряд теоретических проблем общей динамики Земли и сравнительной планетологии. К таким нерешенным вопросам можно отнести следующие:

– как отразились последствия метеоритной бомбардировки Земли на геосфеном взаимодействии в архее;

– когда и как возникло земное ядро;

– какой была динамика мантийной конвекции в раннем докембрии;

– какой петролого-геодинамической моделью объяснить присутствие древнейших цирконов в кварцевых конгломератах и как возникла первичная сиалическая кора;

– когда и как возникла нижняя кора древних кратонов и их мантийные «кили»,

– каким был окислительно-восстановительный потенциал мантии в архее и когда возникли кислородная атмосфера и океаническая гидросфера.

К фактам, имеющим принципиальное значение для понимания геодинамической природы архейских ЗКП, следует отнести высокий геотермический градиент в архее, связанный с большей скоростью теплогенерации на ранних стадиях развития Земли. Эти причины определили и высокую температуру архейской верхней мании, превышающую современную на 200-300°C (Herzberg, 1996).

Огромное количество геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных для архейских ЗКП часто используется и интерпретируется авторами в зависимости от их геодинамического «вероисповедания». Например, постулируются такие утверждения как: «глобальное распространение коматиитов сильно преувеличено», «частотный минимум развития андезитов преуменьшен» или «архейские порфировые анортозиты формировались в океанических обстановках, так как ассоциируют с зеленокаменными поясами».

К очевидным фактам, определяющим специфику геодинамического развития ЗКП и формирования континентальной литосферы древних кратонов, можно отнести следующее:

– пространственная и временная непрерывность развития ЗКП и тоналит-тронъемит-гранодиоритовых комплексов (TTG) на огромном отрезке геологического времени (4.0–2.65 млрд. лет);

– существование, по крайней мере, трех возрастных групп (периодов) формирования ЗКП (3.55-3.1, 3.0-2.85 и 2.8-.2.65 млрд. лет), притом, что наиболее древняя возрастная группа развита преимущественно в кратонах Гондванских материков (Каапвальский, Пилбара, Дхарвар);

– примеры разновозрастного заложения ЗКП на сиалическом основании с конгломератами и корами химического выветривания в основании разреза;

– присутствие комплексов пород, более не повторяющихся в геологической истории («ультраосновные» коматииты, порфировидные автономные анортозиты, полосчатые железо- и марганцеворудные формации, строматолиты, баритовые эвапориты);

– металлогенический облик ЗКП определяется месторождениями, в том числе гигантскими - сульфидные Cu-Ni (Co) руды коматиитов, Cr, Ti (V) и PGE расслоенных интрузий, колчеданные месторождения Zn и Cu, Fe- и Mn джеспилиты, мезотермальное Au, гиганты – Au-U (проточехол Витватерсранд), сурьмяный гигант Мурчисон рейндж, Li и редкометальные пегматиты. Такая металлогеническая специализация архейских ЗКП, не только коренным образом отличается от рудоносности островодужных и океанических комплексов фанерозоя, но и принципиально не повторяется в геологической истории, начиная с палеопротерозоя.

Рассматривая ЗКП в целом, как геодинамическую системную единицу, можно констатировать, что она является интегрированным прообразом многих, значительно более дифференцированных, геодинамических режимов и обстановок протерозоя и фанерозоя. Даже в однотипных ЗКП совмещаются некоторые гомологические признаки таких обстановок как:

- мелководные (со строматолитами и эвапоритами) и глубоководные бассейны осадконакопления континентального и шельфового типа, осадконакопление речных и прибрежно-морских обстановок;
- вулканизм подводного, субаэрального и аэрального излияния трещинного и центрального типов, пирокластический вулканизм;
- магматизма внутриконтинентального (субаэральный основной и высокомагнезиальный вулканизм), океанического (подводные излияния толеитовых базальтов) и островодужного (известково-щелочной вулканизм) типов.

В тоже время, большинство современных геодинамических моделей формирования архейских ЗКП основано на актуалистическом принципе, перенесенном в область геохимии и петрологии, и основанном на представлениях о прямой связи «индикаторных геохимических особенностей» магматических комплексов (коматиитов, базальтов, анортозитов и андезитоидов) только с определенными геодинамическими режимами.

Коматииты, базальты и анортозиты. Толеитовые базальты (TH) архейских ЗКП во многих геодинамических моделях рассматриваются в качестве аналогов N-MORB, которые по своему петрогенезису являются малоглубинными произ-

водными плавления деплетированной мантии (DM). Однако в большинстве ЗКП ТН представляют собой результат глубинной дифференциации первичных коматиитовых расплавов или плавления глубинного мантийного источника типа DM или FOZO (Арестова, 2008). Коматииты являются продуктами разноглубинного плюмового плавления гетерогенной верхней мантии (Коматииты …, 1988) и иногда несут признаки контаминации коровым веществом (Arndt et al., 2008). Присутствие в ряде ЗКП силлов порфировидных «автономных» анортозитов также является весьма характерной чертой ряда ЗКП, что в петрологическом аспекте означает фракционирование основного плагиоклаза из базальтового расплава в условиях существования литосферы с мощностью не менее 22-25 км.

При идентификации субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических режимов развития архейских ЗКП ключевыми признаками являются вулканогенные ассоциации с *андезитоидами* (в т.ч. адакитами, бонинитами, баяитами), обладающие некоторыми «индикаторными геохимическими метками» (Ta/Nb, Nb/Y, Zr/Y, $Mg^{\#}$ и др.). На фоне еще крайне бедной изотопной-геохимической (Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf) систематики архейских андезитов, жесткая геодинамическая привязка их геохимических параметров к пологой горячей субдукции и/или плавлению мантийного клина не может быть универсальной. Подобные «индикаторные» геохимические особенности свойственны андезитам как из палеоархейских интракратонных структур (Варавуна, кратон Пилбара) (Van Kranendonk et al. 2007), так и палеопротерозойских внутрикратонных рифров (сумийские вулканогенные комплексы Фенноскандинавского щита). Более того, такие индикаторные «субдукционные» геохимические «метки», как отрицательные аномалии Nb и Ti, характерны для пермских трапповых базальтов (Nb=2-15 ppm, Ti=1000-2500 ppm) (Reichov et al., 2005). В архее нет таких характерных островодужных серий как высоко Ca анкарамиты.

«Идикаторный» критерий Nb и Ta аномалий для идентификации надсубдукционного петрогенезиса магматических комплексов обладает конвергентностью, так как может свидетельствовать и о «плюмовом» происхождении расплавов при плавлении мантийного перидотита в условиях высоких давлениях (P~24 GPa). В этих условиях перовскит становиться главной ликвидусной фазой и, обладая высокими KD с Nb, Ta, Zr, Hf и низкими KD с легкими лантаноидами, определяет обогащение расплавов (например, коматиитовых) лантаноидами и обеднение Nb, Ta, Zr и Hf (Drake et al., 1993).

В петрологическом аспекте проблема происхождение андезитоидных расплавов достаточно тривиальна и определяется водным балансом верхней мантии и фугитивностью кислорода в источнике первичных расплавов. В настоящее время не вызывает сомнения изотопно-геохимическая гетерогенность мантии в архее, в том числе и в отношении газово-флюидной фазы как наиболее некогерентной составляющей мантийного вещества. Свидетельствами относительно высокого содержания воды в плюмовых мантийных источниках, являются присутствие магматического амфибола в архейских коматиитах и палеопротерозойских пикритах (Stone et al, 1997), газово-водных микровключений в базальтах Исландии (Nichols, 2002) и меймечитах Сибирской трапповой провинции (Рябчиков и др., 2002).

Кроме того, в последние годы в связи с открытием присутствия ионов OH^{-} и молекул кристаллогидратной H_2O, различающиеся по энергии водородной связи, в «нормативно безводных» минералах (Ol=140-1140 ppm, Cpx=85-870 ppm, Opx=40-1100 ppm, Grt= 200-400 ppm) из ксенолитов континентальной сублитосферной мантии (гранатовые и шпинелевые лерцолиты) водный бюджет примитивной и деплетированной мантии оценивается в 1160 ppm и 250 ppm соответственно. Структурно связанная вода в этих минералах перидотитов сохраняется в интервале температур 1100-1550 и давлении 32-53 Кб (до 150-160 км). В высокобарических модификациях оливина (вадслеите и рингвудите) по экспериментальным данным содержание воды достигает 2.5-3.5 мас.%, а в ферроперовските от 2212 до 4000 ppm. Эти эксперименты предполагают, что в нижней мантии может содержаться до 2100 ppm H_2O, что при интеграции на всю массу нижней мантии дает резервуар в 5 раз больший, чем все современные океаны. Таким образом, существует достаточное количество петрологических данных для магматических производных мантийных плюмов различного возраста и геодинамической принадлежности, свидетельствующих о гидратированном характере перидотитового вещества верхней мантии с содержанием воды в количестве, достаточном для петрогенезиса андезитовых и, генетически связанных с ними, более кислых расплавов (Murakami et al., 2002; Inoue et al., 1998).

Таким образом, кратко рассмотренные выше особенности строения и состава архейских зеленокаменных поясов и конвергентность их петролого-геодинамической интерпретации, прежде всего, свидетельствуют, что современный уровень изученности ЗКП не позволяет обобщить существующие данные в виде каких либо адекватных геодинамических моделей формирования континентальной литосферы гранит-зеленокаменных областей древних кратонов на протяжении четверти геологической истории развития Земли только с позиций современной плейтектонической геодинамики.

Этот оптимистический вывод означает, что реконструкция геодинамических условий формирования архейских ЗКП должна основываться, прежде всего, на геологических наблюдениях для конкретных ЗКП определенной возрастной гене-

рации. К таким «индикаторным» геологическим фактам, позволяющим применять ту или иную геодинамическую парадигму, можно отнести следующее:

– установление в разрезах вулканогенно-осадочных комплексов ЗКП офиолитовых породных ассоциаций или их реликтов;

– документация пологих надвигов и «шеер» зон и их кинематической анализ, для доказательства тектонического совмещения, пространственно разобщенных в «плитной» геодинамике, вулканогенно-осадочных комплексов (базальты океанических хребтов и коматииты океанических плато, базальты и андезиты островных дуг, континентальные и шельфовые осадки);

– выявление обратной метаморфической зональности повышенных давлений или ее реликтов в «островодужных» ассоциациях ЗКП;

– документация кор химического выветривания, конгломератов и т.п. в основании литологических последовательностей ЗКП;

Эти и, вышеперечисленные, проблемы происхождения и развития архейских зеленокаменных поясов успешно могут быть решены и решаются на примере эпиархейского Карельского кратона Фенноскандинавского щита, причем ведущая роль в этом направлении принадлежит коллективу сотрудников Института геологии Карельского Научного центра РАН. Так сложилось исторически, что эти исследования и судьбы многих сотрудников этого Института уже 50 лет теснейшим образом переплетаются с Институтом геологии и геохронологии докембрия, начиная с выдающегося исследователя докембрия и нашего общего директора – Кауко Оттовича Кратца.

В настоящее время, работы наших институтов, посвященные изучению раннедокембрийской эволюции литосферы Фенноскандинавского щита, в целом развиваются в двух разнонаправленных «идеологических» векторах – в ИГГД РАН исследования сконцентрированы на выявлении специфики геохимического и изотопного состава архейских комплексов и особенностей их петролого-геодинамической эволюции, тогда как в ИГ КарНЦ РАН – на установление геохимического и геодинамического их подобия с фанерозойскими надсубдукционными магматическими системами (Кожевников, 2000; Светов, 2005; Слабунов, 2008).

Это разнообразие научных подходов и методов познания ранних стадий эволюции Земли в сочетании с доброжелательной научной дискуссией, чем всегда отличались коллективы наших институтов, и совместные полевые исследования ключевых архейских объектов Карелии позволит всем нам приблизиться к пониманию сложнейших процессов взаимодействия геосфер и раннем докембрии.

Литература

Арестова Н.А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5–18.

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587–617.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены // Петрозаводск. КарНЦРАН. 2000. 223 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита //Ленинград. Наука. 1988. 192 с.

Розен О.М., Щипанский Ф.Ф., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли. М.: Научный мир. 2008. 184 С.

Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Когарко Л. Н., Брай Г. П., Нтафлос Т., Симакин С. Г. Параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Меймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. 2002. №11. С. 1139–1150.

Светов С.А. Магматические системы зон перехода океан-континент в архее Восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. Кар НЦРАН. 2005. 230 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. Кар НЦРАН. 2008. 296 с.

Arndt N. T., Lesher C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge University Press. 2008. 467 p.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in the Earth History. Cambridge. 2001. 306p.

Drake M.J., McFarlane E.A., Gasparik T., Rubie D.C., Agee C.B. Mg-perovskite/silicate melt and majorite garnet/silicate melt partition coefficients in system CaO-MgO-SiO_2 at high temperature and pressures // Jour. of Geophysical Res. 1993.V. 97.P.5427-5431.

Earth's Oldest Rocks. Elsevier. 2008. 1307 p.

Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experemental perspective. //Chemical Geology. 1995. V. 126. P. 1–16.

Murakami M., Hirose K., Yurimoto H., Nakashima S., Takafuji N. Water in the Earth's lower mantle //Science. 2002. Vol. 295. P. 1885–1887.

Nichols A.R.L., Carroll M.R., Hoskuldsson A. Is the Iceland hot spot also wet? Evidence from the water contents of undegassed submarine and subglacial pillow basalts. // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V.202. P.77–87.

Reichov M.K., Saundersa A.D., Whitea R.V., Al'Mukhamedovb A.I.,. Medvedev A.Ya. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West SiberianBasin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia //Lithos. 2005. V.79. P. 425–452.

Stone W. E., Deloule E., Larson M. S., Lesher C. M. Evidence for hydrous high-MgO melts in the Precambrian. //Geology. 1997. V.25. P. 143–146.

Van Kranendonk J., et al. Paleoarchean development of a continental nucleus: the East Pilbara terrane of the Pilbara craton, Western Australia // Earth's Oldest Rocks. 2007. P. 307–337.

ХАДЕЙ-АРХЕЙСКИЕ ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ – КЛЮЧ К ПОЗНАНИЮ ДРЕВНЕЙШЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

В.Н. Кожевников
Институт геологии Карельского научного центра РАН

HADEAN-ARCHAEAN DETRITAL ZIRCONS – TOOLS FOR UNDERSTANDING OF THE ANCIENT GEOLOGICAL HISTORY OF FENNOSCANDIAN SHIELD

V.N. Kozhevnikov
Institute of geology Karelian research center of RAS

Isotopic methods applied to detrital zircons provide important information about the formation and evolution of the continental crust during the early Earth's history. Detrital, including hydrothermal and/or hydrothermally altered zircons from metaterrigenous Archaean (2.78-2.82 Ga) and Palaeoproterozoic (2.05-2.2 Ga), rocks from the Karelian Craton, were studied by local U-Th-Pb dating of heterogeneous zircon grains on SHRIMP-II and mass local dating by the LA-ICP-MS method. Determining of mineral inclusions in zircon grains was made on a Vega II LSH scanning electron microscope and estimating the concentrations of REE and some rare elements in dated fresh and hydrothermally altered zircon grains on a Cameca IMS-4f microprobe.

This integrated study of detrital zircons, conducted in the region for the first time, has shown that zircon grains from Jatulian Quartzites and Conglomerates mostly ages of 3.0–2.7 Ga, minor 3.3–3.1 Ga components, and scarce older grains grouped at 3.4 and 3.65 Ga. Two grains yielded concordant Late Hadean and Eoarchaean U–Pb age of 3871.5±38.6 Ma and 3837.2±42.1 Ma. They are the oldest zircon grains so far found in Fennoscandian Shield. The finding of zircon detritus with concordant U–Pb ages of 3.33–2.82 Ga, indicate that the rocks from Vodlozero Paleocraton were a source. Detrital zircon grains older than approximately 3.6 Ga were derived from a so far unknown crustal source in Fennoscandian Shield, possibly which was similar to the one that supplied the olderst zircons to other Earth's cratons.

Hydrothermal and hydrothermally altered detrital zircons from sedimentary rocks contain quartz, F-apatite, feldspars and other mineral-inclusions, typical of magmatic and metamorphic zircons, occur together with low-temperature (sericite, carbonates, chlorites, etc.) and ore (sulphides, oxides, phosphates and less common fluorides) mineral inclusions. Fe, Al, Ca, LREE, Th, Hf, Sc, Mn, U, Cu, Pb, Sr, Ba and Ti concentrations are observed to increase in the morphologically different hydrothermal alteration zones of zircon grains. The hydrothermal alteration of Archaean zircons manifests itself either as a discrete event separated from the crystallization of igneous zircon by 120-135 Ma or as an autohydrothermal event with a 10 Ma interval triggered by late-post-magmatic solutions. The geochemical characteristics of zircons from Palaeoproterozoic rocks show that in the age interval 3.87 – 2.62 Ga culminating hydrothermal events took place in Archaean time in East Fennoscandia at 3.3, 3.15- 2.9 and 2.76-2.7 Ga.

Micron-sized native gold inclusions were revealed for the first time on the Fennoscandian Shield in Archaean detrital zircons from quartz gravelstones in North Karelia and from the matrix of Central Karelian Jatulian quartz conglomerates. The Archaean age of the zircons could be indirectly indicated by the presence of inclusions of complex hydro-alumino-phosphates (group goyazite-gorceixite-florencite), minerals characteristic of post-volcanic hydrothermal rock alterations often give rise to epi-mezothermal gold deposits. This minerals were revealed on Archaean detrital zircons of three generations dated at 3.0-2.87, 2.78-2.74 and 2.7 Ga. The isotope ages obtained for detrital zircons make a substantial contribution to the Early Precambrian scale of isotope age for the Fennoscandian shield. The detection of the oldest zircons gives the preconditions for more valid global correlations to the most ancient terrestrial areas, first, to those of Greenland and North America.

Циркон является одним из наиболее универсальных минералов-геохронометров. Высокая прочность и химическая устойчивость в широком диапазоне PT-условий обусловливают его сохранение в виде ксеногенных зерен в магматических породах и в виде детритовых зерен в терригенных обломочных породах – кварцитах, конгломератах и др. Особая роль детритовых цирконов выявилась при реконструкции самых ранних хадейских (>3.85 Ga) (Gradstein et al., 2004) процессов формирования и преобразования континентальной коры. Впервые древнейшие (до 4.4 Ga) на Земле детритовые цирконы, представляющие и древнейшее вещество земного происхождения, были обнаружены в районе Джек Хиллз в кратоне Йилгарн на западе Австралии (Froude et al., 1983). К настоящему времени хадейские детритовые цирконы выявлены в конгломератах и кварцитах в ряде раннедокембрийских кратонов. В Северо-Атлантический суперкратоне это Западная Гренландия (пояс Исуа: Komiya et al., 1999; Nutman et al., 1996; Nutman et al., 1997) и формация Акилия:

© Кожевников, 2011

Cates, Mojzsis, 2004), кратон Слэйв (основание супергруппы Йеллоунайф: Sircombe et al., 2001), кратон Вайоминг (Mueller et al., 1992), Манитоба (Bőhm et al., 2007), Лабрадор (Nutman, Collerson, 1991). В Восточной Лавразии это Сино-Корейский кратон (провинция Хебей: Liu et al., 1992), Юго-Западный Тибет (Ji et al., 2007). В кратоне Калахари на юге Африки единичные зерна детритового циркона этого возраста обнаружены в Центральной зоне пояса Лимпопо (Zeh et al., 2008). Таким образом, количество пунктов на Земле, где обнаружены детритовые цирконы хадейского возраста со временем возрастает, но все еще остается довольно малочисленным, а среди всех популяций цирконов в пробах пород эта возрастная группа составляет менее одного процента, в исключительных случаях достигая шести процентов (Nutman, 2001). Особая роль детритовых цирконов хадейского возраста как носителей информации о первых сотнях миллионов лет истории нашей планеты делает каждую их находку в новых регионах объектом пристального интереса исследователей.

Интенсивное изучение цирконов из пород порфировых, эпи- и мезотермальных золоторудных месторождений позволило наряду с магматическим типом выделить гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы, обладающие рядом специфических морфологических, минералогических и геохимических признаков (Rubin et al., 1989; Claoue-Long et al., 1990; Kerrich and Kyser, 1994; Ballard et al., 2002; Hu et al., 2004; Hoskin, Schaltegger, 2003; Mernagh et al., 2004; Hoskin, 2005; Kebede et al., 2007).

Однако, некоторые из геохимических характеристик цирконов, например, Th/U отношение не всегда являются четким дискриминирующим признаком, позволяющим различать их природу. Одни гидротермальные цирконы показывают деплетирование Th (Rubin et al., 1993), в то время как другие могут демонстрировать его рост (Hoskin, 2005). Поэтому ключевым типоморфным признаком цирконов, связанных с рудогенными гидротермальными процессами, является наличие в них включений рудных и богатых летучими минералов, кристаллизовавшихся в условиях малоглубинных умеренно-низкотемпературных гидротерм (Schaltegger, 2007). Также важнейшая роль отводится минеральным включениям при реконструкции древнейших геодинамических обстановок, например, в которых образовывались хадейские цирконы (Hopkins et al., 2010).

В настоящей работе приводятся результаты комплексного изучения локальными методами гетерогенных зерен детритовых цирконов из раннедокембрийских терригенных обломочных пород Карельского кратона (рис.1). Акцент сделан на трех аспектах исследования: – на полученных спектрах изотопных возрастов детритовых цирконов, охватывающих поздний хадей - неоархей (3.87 – 2.6 Ga); – на тех чертах гидротермальных или гидротермально-измененных цирконов, которые могут указывать на древние рудогенные/золоторудные процессы; – на положение этих процессов в расширенной в ходе исследований изотопно-возрастной шкале Фенноскандинавского щита.

Объекты и методические аспекты исследования

Архейским объектом изучения являлись цирконы из терригенных кварцитов в разрезах двух архейских зеленокаменных поясов. В Маткалахтинском поясе (пункты М-23 и М-36), расположенном в центре Водлозерского палеократона в Восточной Карелии, кварциты, переслаивающиеся с толщами базальтов и коматиитов, формируют платформенную ассоциацию рифтогенного типа (Kozhevnikov et al., 2006, 2010). В Северо-Карельском аккреционном поясе, протягивающемся вдоль границы Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (пункты КХ-04, 6197, 6198), кварцевые гравелиты и кварциты, из которых были отобраны цирконы, с корой выветривания залегают на толще островодужных андезитов в основании осадочно-вулканогеннной стратотектонической ассоциации (Кожевников, 2000; Kozhevnikov et al., 2006; Kozhevnikov, Shchipansky, 2008).

В ятулийских разрезах были опробованы кварциты в Воломской структуре в Западной Карелии (пункт 3976), а также цемент кварцевых конгломератов в западном борту Онежского синклинория (пункт 5883) и в районе горы Воттаваары в Центральной Карелии (пункты 6202 и 6204).

Изотопное датирование. Зерна цирконов, выделенные из пород без использования жидкости Клеричи с тем, чтобы избежать их заражения таллием, и цирконовые стандарты TEMORA и/или 91500 имплантировались в эпоксидные смолы в шайбы. После вскрытия зерен шайбы полировались и декорировались золотом. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминисцентные изображения (CL), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. U-Pb датирование цирконов (аналитики С.Л.Пресняков и И.П.Падерин) осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского по описанной методике (Williams, 1998). Диаметр исследованной области составлял 25мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводились на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводились на уровне 2σ. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999). Массовое датирование методом лазерной абляции LA-ICP-MS

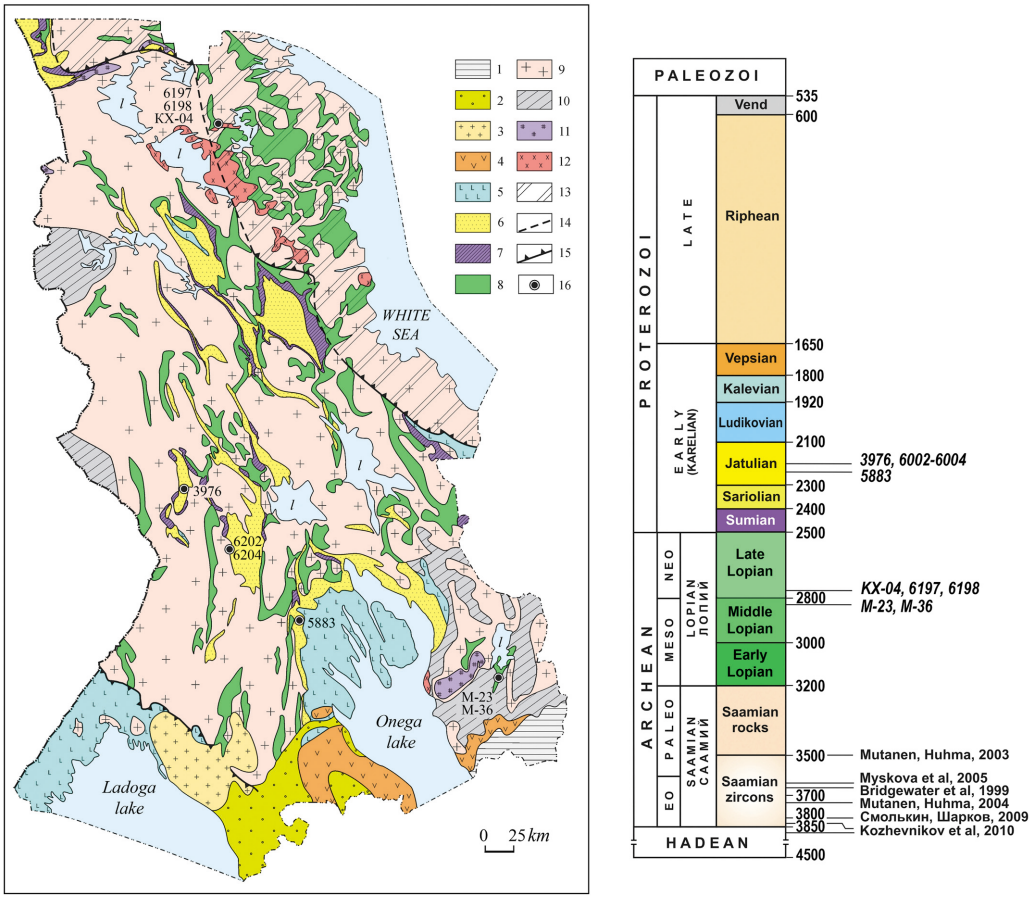


Рис.1. А. Геологическая схема Карелии с местоположением пунктов опробования.

1– палеозойский чехол; *2–7* – палеопротерозойские отложения венда (*2*), рифея (*3*, включая граниты_рапакиви), вепсия (*4*), калевия (*5*), ятулия (*6*), сумия-сариолия (*7*); *8–10* – архей: зеленокаменные вулканиты и осадки (*8*), гранито-гнейсы (*9*), высокометаморфизованные и ТТГ_комплексы; *11–12* – сумийские расслоенные интрузии (*11*), чарнокиты (*12*); *13* – Беломорский подвижный пояс (ББП), *14*, *15* – границы ББП: сдвиговая (*14*), надвиговая (*15*); *16* – места отбора проб на микрозондовое исследование цирконов. В. Региональная стратиграфическая колонка раннего докембрия восточной части Фенноскандинавского щита. Показано положение опробованных пород и наиболее древних детритовых и ксеногенных цирконов и цирконов из трондьемитов Сиуруа. Приведено деление архея в международном (Gradstein et al., 2004) и региональном вариантах.

Fig.1. A. Geological scheme of Karelia and the location of testing sites:

(*1*) Paleozoic cover; (*2–7*) Vendian (*2*), Riphean (*3*, including rapakivi granites), Vepsian (*4*), Kalevian (*5*), Jatulian (*6*), and Sumian–Sariolian (*7*) Paleoproterozoic deposits; (*8–10*) Archean greenstone vulcanites and sediments (*8*), granite gneisses (*9*), highly metamorphosed and TTG complexes (*10*); (*11, 12*) Sumian laminated intrusions (*11*) and charnockites (*12*); (*13*) White Sea mobile belt (WSMB); (*14, 15*) WSMB borders: shear (*14*) and thrust (*15*); (*16*) sites of sampling for microprobe testing of zircons. B. Regional stratigraphic column of the Early Precambrian eastern Fennoscandian Shield. Shows the position of tested rocks and the most ancient detrital and xenogenical zircons and zircons from trondhjemites Siurua. Presented in the international division of the Archaean (Gradstein et al., 2004) and regional variations.

было выполнено (аналитик В.Валенсиа) в Аризонском Лазерхрон Центре (г. Тусон, США) по описанной методике (Gehrels et al., 2008). Диаметр и глубина кратера составляли соответственно 50 и 15 мкм.

Прецизионная геохимия. Концентрация REE и ряда микроэлементов в свежих и гидротермально-измененных доменах зерен цирконов определялась на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г.Симакин и Е.В.Потапов) по стандартной методике (Федотова и др., 2008). Зерна анализировались преимущественно в точках, в которых ранее была исследована U-Pb система. Диаметр анализируемого участка не превышал 15-20 мкм, относительная ошибка измерения для большинства элементов не превышала 15%, порог обнаружения в среднем составлял 10 ppb. Содержание REE нормировалось на состав хондрита C1 по (McDonough, Sun, 1995).

Минеральные включения. Определение состава твердых минеральных включений производилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирма TESKAN) в институте геологии КарНЦ РАН (аналитики А.Н.Сафронов и А.Н.Терновой). Шайбы декорировались углеродом, диаметр анализируемого участка составлял

2-5мкм, относительная погрешность определения содержания элементов 5–10%. При акценте на поиски микровключений золота исследование проводилось исключительно в шайбах, декорированных углеродом, в которых изотопно-возрастные исследования предварительно не проводились. Это было необходимо для того, чтобы исключить техногенное заражение зерен цирконов золотом.

Древнейшие в Фенноскандии изотопные возрасты детритовых, ксеногенных и магматических цирконов

До настоящего времени в этом регионе самые древние датировки были установлены в ксеногенных цирконах – в зерне из палеопротерозойских основных вулканитов Ветреного Пояса в Восточной Карелии- 3.8 Ga (Смолькин, Шарков, 2009) и в зерне из тронджемитовых гнейсов Сиуруа в Северной Финляндии – 3.73 Ga (Mutanen, Huhma, 2003). Древние значения возрастов детритовых цирконов были получены для единичных зерен из раннедокембрийских метаосадков Лапландско-Колвицкого пояса – 3.67 Ga (Бриджуотер и др., 1999), из гнейсов кольской серии Центрально-Кольского блока – около 3.6 Ga (Мыскова и др., 2005), из протерозойских осадков в поясах Тампере в Финляндии и Вестервик в Центральной Швеции – 3.44-3.33 Ga (Claesson et al., 1993) и из кварцитов в позднеархейском Маткалахтинском поясе в Восточной Карелии -3.34 Ga (Kozhevnikov et al., 2006). Породы древнее 3.1 Ga известны в четырех районах щита (Хёлття, 2009; Huhma et al., 2004). Это ТТГ комплекс Тойоттаманселькя в Центральной Лапландии, гнейсы района Лапинлахти в Восточной Финляндии, Водлозерский ТТГ комплекс в Восточной Карелии и самый древний (3.5-3.4 Ga) комплекс тронджемитовых гнейсов Сиуруа в архейском гранулитовом поясе Пудас'ярви в Северной Финляндии. Таким образом, породы с возрастом более 3.5 Ga на территории Фенноскандинавского щита до сих пор не обнаружены.

Древнейшие детритовые цирконы из ятулийских пород Карелии. В результате изотопно-возрастного изучения детритовых цирконов из терригенных пород ятулия в Воломской синклинали в Западной Карелии (проба 3976) и в западной части Онежской мульды (проба 5883) были установлены (Kozhevnikov, Skublov, 2010) широкие вариации содержания U, Th и Pb, U/Th-отношений, величины конкордантности (C) и мультимодальное распределение возрастов (рис.2). В пробе 3976 вся совокупность зерен включает 2 хадей – эоархейских (3.6-3.85 Ga), 3 палеоархейских (3.6-3.2 Ga), 57 мезоархейских (3.2-2.8 Ga) и 29 неоархейских (2.8-2.5 Ga) зерна циркона. Два древнейших зерна с возрастами 3837.2±42.1 Ma и 3650.5±21.7 Ma, имеют близкие характеристики (U=116 и 123 ppm, U/Th=2.1 и 1.5, C=100.6 и 100.2%). Несколько меньше урана содержится в трех палеоархейских зернах, с возрастом 3.41-3.28 Ga (U=51-101 ppm, U/Th=1.6-2.3, C=100.6-101.1%). В распределении остальных зерен выделяются 4 временных интервала – 3.00-3.15 Ga (n=5), 2.95-3.00 Ga (n=10), 2.75-2.85 Ga (n=32) и 2.6-2.65 Ga (n=2), отвечающие пикам на PD-диаграмме. В каждом из этих интервалов представлены зерна, резко различающиеся по содержанию U, U/Th-отношению и конкордантности. Так, в возрастном кластере 2.75-2.85 Ga главный пик сформирован двумя группами зерен – более многочисленной (22 зерна с малым содержанием урана – U=8-94 ppm, U/Th=0.4-3.2, C=70.4-101.2%), и менее представительной (10 зерен с большим содержанием урана – U=105-338 ppm, U/Th=0.9-4.1, C=72.1-102.6%). В остальных временных интервалах количество высоко- и низкоурановых зерен примерно равное.

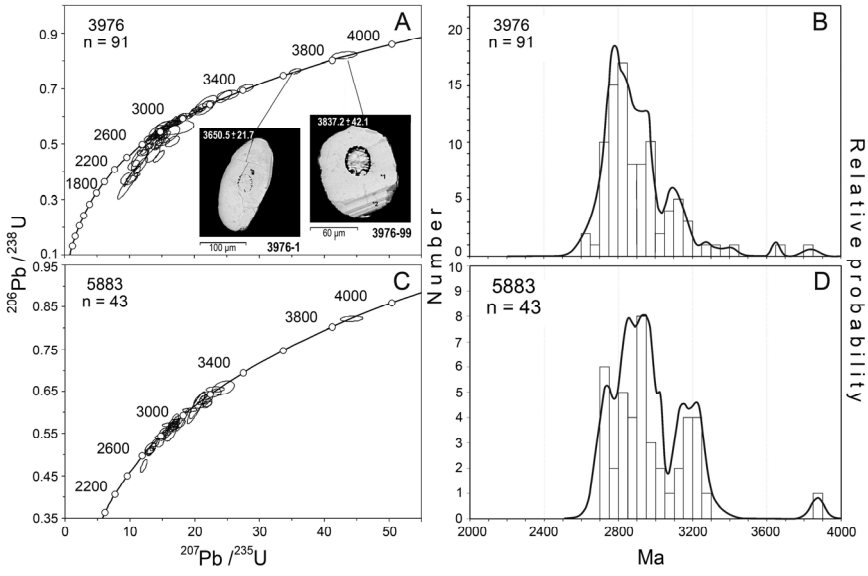


Рис.2. Возрасты детритовых цирконов из ятулийских кварцитов (3976) и конгломератов (5883) на диаграммах с конкордией (A и C) и ^{207}Pb/^{206}Pb возраст – PD распределение (B и D). Врезка в (A) – BSE изображение эоархейских (3837.2±42.1 и 3650.5±21.7 Ma) зерен из кварцита 3976.

Fig. 2. Detrital zircon ages from Jatulian quartzite (3976) and conglomerates (5883) presented in the concordia plots (A and C) and the ^{207}Pb/^{206}Pb age versus probability density distribution plots (B and D). Inset in (A) shows a BSE images of eoarchaean (3837.2±42.1 and 3650.5±21.7 Ma) grains from the quartzite 3976.

Изучение изотопных систем в 43 точках пробы 5883 из западного борта Онежской мульды показало, что наиболее древнее хадейское значение возраста – 3871.5±38.6 Ma, имеет ядерная часть зерна с самым низким содержанием урана (U=9 ppm, U/Th=1.7, C=99.9%). Возраст метаморфической оболочки вокруг ядра определен в 2715±46.4 Ma (U=12 ppm, U/Th=0.6, C=97.5%). Остальная совокупность зерен на PD-диаграмме разделяется на 4 возрастные кластера, три из которых образованы двумя группами зерен с заметно различающимся содержанием урана. Кластер 1 (3.15-3.25 Ga) включает 2 малоурановых зерна (U=46-57 ppm, U/Th=0.9-1.3, C=96.6-99.1%) и 6 более высокоурановых (U=113-266 ppm, U/Th=0.3-24.5, C=96.2-100.8%). Кластер 2 (2.9-2.95 Ga) объединяет 8 зерен, 5 из которых являются малоурановыми (U=18-71 ppm, U/Th=0.9-3.8, C=98.2-100.7%), а 3 более высокоурановыми (U=121-289 ppm, U/Th=0.9-3.8, C=96.0-100.6%). В кластере 3 (2.82-2.85 Ga) 4 зерна являются малоурановыми (U=25-62 ppm, U/Th=1.2-1.5, C=96.2-98.4%), а одно зерно – более высокоурановое (U=216 ppm, U/Th=1.2, C=100.9%). Кластер 4 (2.7-2.74 Ga) объединяет 6 зерен с низким содержанием урана (U=12-89 ppm, U/Th=0.6-1.8, C=92.4-98.6%). Эти зерна, скорее всего, являются метаморфическими, аналогичными циркону в оболочке зерна с ядром хадейского возраста.

Мультимодальное распределение возрастов детритовых цирконов из ятулийских пород коррелируется в интервале 3.33-2.82 Ga с ранее установленным распределением возрастов детритовых цирконов из кварцитов Маткалахтинского пояса (Kozhevnikov et al., 2006; Kozhevnikov, Skublov, 2010). Общие серии пиков на PD-кривых отвечают значениям 3.33, 3.29-3.25, 3.16-3.10, 2.96 и 2.82 Ga. Сопоставление результатов изучения детритовых цирконов с данными, полученными при исследовании цирконов из гранитоидов Водлозерского палеократона (Сергеев и др., 2008), и с результатами датирования цирконов из гранитоидов, гнейсов и мафических даек на его территории (Lobach-Zhuchenko et al., 1993) свидетельствует о том, что возрасты детритовых цирконов могут отражать многие события в истории этой структуры в интервале 3.33-2.82 Ga. Это ранний ТТГ-магматизм, ранний метаморфизм и сопряженная мигматизация, внедрение мафических даек двух поколений и второй метаморфизм. Таким образом, наиболее вероятным источником детритовых цирконов с конкордантными U-Pb возрастами 3.33-2.8 Ga из ятулийских пород являются породы Водлозерского палеократона. Источник коровых зерен детритовых цирконов древнее 3.6 Ga, который до сих пор неизвестен на Фенноскандинавском щите, возможно, был сходен с тем, который поставлял хадейские и эоархейские цирконы в терригенные породы на других кратонах.

Гидротермальные и гидротермально-измененные детритовые цирконы как индикаторы древних рудогенных процессов

Как показало изучение цирконов из гидротермальных пород и пород, подвергавшихся гидротермальным изменениям, наряду с магматическим типом выделяются гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы, обладающие отличительными морфологическими, минералогическими и геохимическими признаками (Mernagh et al., 2004; Hoskin, 2005; Cavosie et al., 2006). Гидротермальные цирконы бестекстурны и в BSE, и в CL, а для магматических характерна осцилляционная зональность. Гидротермальный циркон обогащен V, Ti, Nb, Hf, Sc, Mn, U, Y, Th и REE относительно магматического. Нормализованное по хондриту содержание REE в гидротермальных цирконах имеет плоское распределение LREE [$(Sm/La)_N$ = 1.5–4.4 по сравнению с 22–110 для магматического циркона] и меньшую Ce аномалию (Ce/Ce* = 1.8–3.5 по сравнению с 32–49 у магматического циркона). Нередко гидротермальные цирконы являются «пористыми» или «губчатыми», поры в них могут выполнены слюдами, хлоритом, кварцем и другими низкотемпературными минералами. Важнейшим признаком гидротермальных и гидротермально-измененных цирконов из рудных объектов является наличие рудных минералов и минералов, типичных для гидротермальных пород. Показано, что гидротермальный циркон может быть использован для датирования процессов инфильтрации флюидов и взаимодействия «вода/порода» в золоторудных процессах (Claoue-Long et al. 1990; Oreskes, Einaudi, 1990; Kerrich, King 1993; Ramezani et al., 2000; Lawrie and Mernagh,2003; Jinzhong et al., 2005; Pettke et al., 2005; Lawrie et al., 2007; Pelleter et al., 2007; Fu et al., 2009).

Минеральные включения и геохимические характеристики гидротермально-измененных датированных цирконов из кварцитов Маткалахты. Уже первые результаты изучения этих детритовых цирконов показали, что в широком диапазоне возрастов (рис. 3А) есть зерна с признаками гидротермально-измененного типа (Kozhevnikov et al., 2006)**.** Оказалось, что наиболее древние (3334±11 – 3296±29 Ma) и наиболее молодые (2827±12 – 2825±12 Ma) зерна либо не содержат минеральных включений, либо имеют «примитивный» минеральный набор, представленный мелкими сингенетичными монофазными включениями кварца, калиевого полевого шпата, альбита, апатита. Для зерен с возрастом 3285±11 – 2938±31 Ma типичным является наличие сингенетичных сферических и эпигенетичных, наложенных на первичную магматическую зональность амебовидных, гнездовидных и жильных полостей, выполненных минералами, содержащими летучие (гидроксил, галогены, CO_2) – апатит, хлорит, слюды, амфибол, карбонат, а также монацит и пирит.

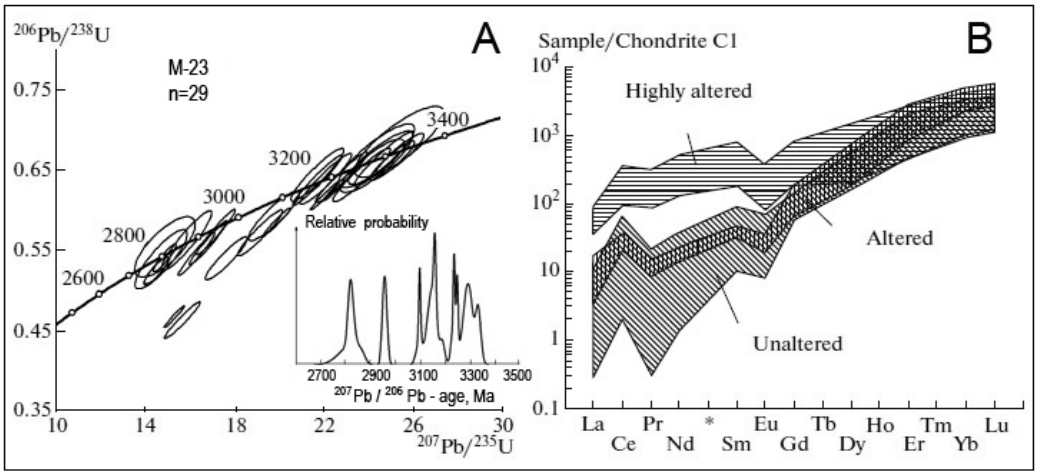


Рис.3. Диаграмма с конкордией для цирконов из архейских терригенных кварцитов Маткалахтинского ЗКП с врезкой, иллюстрирующей мультимодальное распределение ^{207}Pb/^{206}Pb-возрастов цирконов на PD_диаграмме (А). Обобщенное распределение REE в выделенных группах цирконов, показывающее рост содержания LREE по мере возрастания степени их гидротермального изменения (Б). (*) – элемент, который не определяли.

Fig.3. Concordia plot for zircons from the Archaean clastic quartzite Matkalahta greenstone belt with a inset, illustrating a multi-model distribution ^{207}Pb/^{206}Pb ages of zircons on PD-plot (A). Generalized distribution of REE in selected groups of zircons, showing LREE contents increase with increasing degree of hydrothermal alteration (B). (*) – An element that was not determined.

Прецизионное изучение геохимии цирконов из этих кварцитов показало (Kozhevnikov, Skublov, 2010), что распределение REE является типичным для немантийных магматических цирконов, в разной степени претерпевших гидротермальное изменение (рис. 3Б). Большие вариации содержания P, Ti, Nb и Hf, величины Th/U отношения и Eu-аномалий носят несистематический характер и не отражают степень изменения цирконов. Наличие и геохимическая специфика флюидов как компонентов сред минералообразования зафиксированы в зернах цирконов с возрастом 3285±11 - 2938±31 Ma либо составами включенных сингенетичных минералов, либо геохимией измененных зон и доменов в зернах цирконов и эпигенетических минералов в них. В первом случае включения фтор-апатита, пирита, монацита, биотита и хлорита свидетельствуют о присутствии S, F, P и K в гидротермальном флюиде. Во втором варианте ассоциация альбита, хлорита, биотита, кварца и кали-натрового полевого шпата с высоким содержанием Ba, а также карбонаты (кальцит и анкерит), приуроченные к участкам интенсивного изменения цирконов, указывают на щелочной характер содержащих углекислоту растворов, ответственных за эти изменения. Судя по имеющимся на сегодняшний день результатам, процессы гидротермального изменения цирконов проявлялись либо как дискретные события, оторванные от кристаллизации магматического циркона на 135 Ma, либо как результат воздействия позднепостмагматических растворов. Интервал в 10 Ma между возрастом свежих и измененных доменов в зернах циркона может отвечать длительности функционирования подобной автометасоматической системы.

Время проявления гидротермальных и рудных процессов в раннем докембрии региона по результатам изучения детритовых цирконов из палеопротерозойских пород. Гидротермальные и гидротермально-измененные цирконы из палеопротерозойских осадочных пород наряду с кварцем, F-апатитом, полевыми шпатами и другими минералами-включениями, типичными для магматических и метаморфических цирконов, содержат включения низкотемпературных (серицит, карбонаты, хлориты, фосфаты, реже фториды и др.) и рудных (сульфиды, окислы, интерметаллы и др.) минералов. В разнообразных по морфологии участках зерен циркона, подвергшихся гидротермальному изменению, наблюдается повышенное содержание Fe, Al, Ca, LREE, Th, Hf, Sc, Mn, U, Cu, Pb. Характерным для детритовых цирконов из кварцитов Воломской структуры является преобладание зерен, свободных от минеральных включений (~60%). Около 25% составляют зерна цирконов с включениями кварца, слюд, полевых шпатов, апатита и около 15% содержат в сингенетичных включениях и в участках постмагматических изменений зерен фосфаты, фосфат-силикаты Th, Zr, LREE, Y и гидро-алюмо-фосфаты Ca, LREE, Pb, Ba, Sr (рис.4). Последние относятся к группе гойяцита-горсейксита-флоренсита-плюмбогумита (GGFP), общая формула которых $MAl3[PO4][HPO4](OH)_6$, где M – Sr, Ba, Pb и Ce (Бетехтин, 1950). Наличие в сингенетичных включениях криптокристаллических срастаний GGFP с гидроокислами железа может свидетельствовать об обилии гидротермального флюида и в магме, в которой кристаллизовались такие цирконы, и в постмагматических системах. Такая минеральная ассоциация характерна для постмагматических и

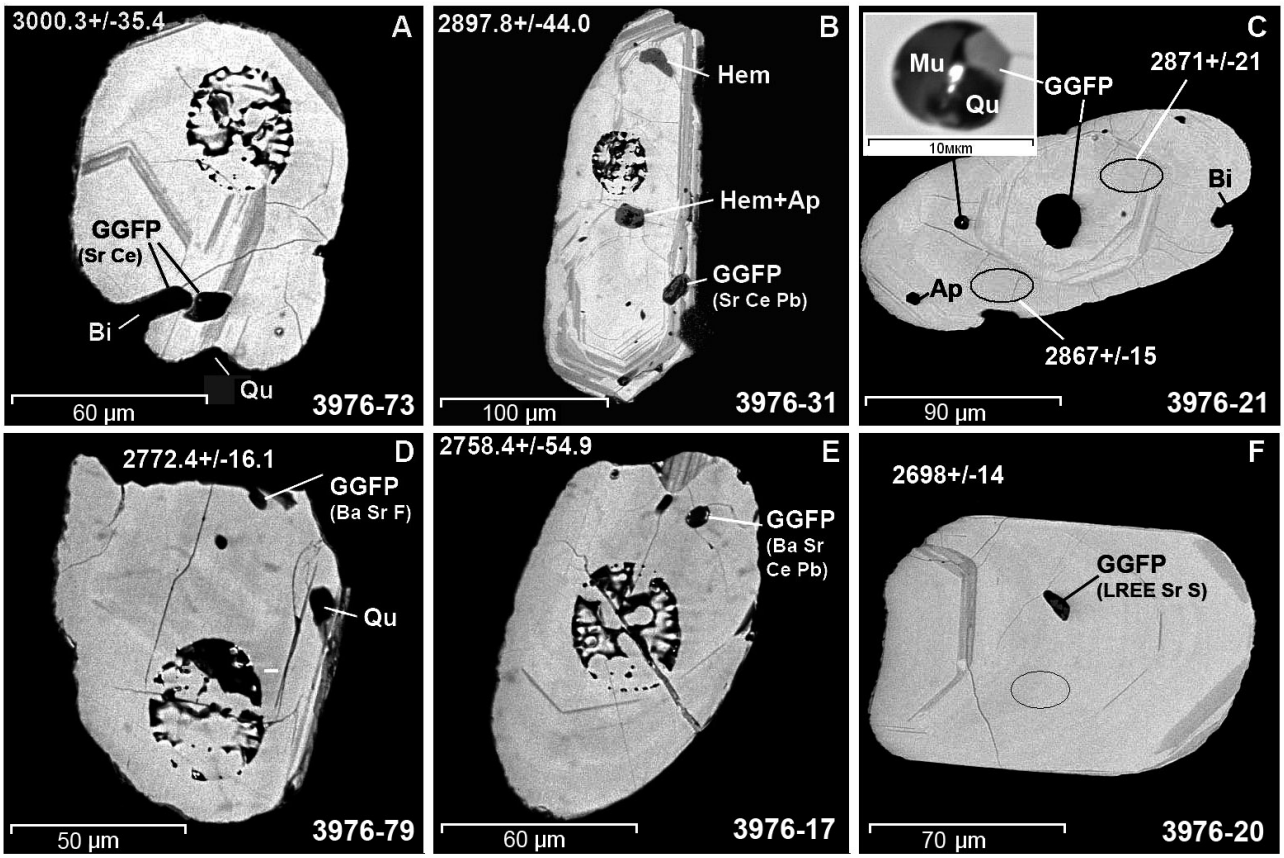


Рис.4. BSE-изображения цирконов из ятулийских кварцитов 3976 демонстрирующие наличие сингенетичных минеральных включений и гидротермальных изменений, подчиняющихся магматической зональности роста. Bi-биотит, Ap-апатит, Hem-гематит, GGFP-группа гойяцита-горсейксита-флоренсита-плюмбогумита. Qu-кварц, Mu-мусковит. (Пояснения в тексте).

Fig.4. BSE-images of Yatulian zircons from quartzite 3976 showing the presence of syngenetic mineral inclusions and hydrothermal alterations, subordinated magmatic zoning growth. Bi-biotite, Ap-apatite, Hem-hematite, GGFP-group goyazite-gorceixite-florencite-plumbogumite, Qu-quartz, Mu-muscovite (for further explanation see text).

поствулканических гидротермальных изменений пород типа аргиллизитов, с которыми связаны эпитермальные проявления золота (Seres Hartai, Földessy, 2003). Несколько более высокотемпературными являются гидротермальные условия роста включений торита, монацита и ксенотима в цирконах из мезотермальных месторождений (Schaltegger, 2007; Žáček et al., 2009). Включения этих минералов и минералов группы GGFP обнаружены в архейских детритовых цирконах трех поколений – 3.0-2.87, 2.78-2.74 и 2.7 Ga.

Важное значение для оценки положения гидротермальных процессов на региональной изотопно-возрастной шкале приобрели геохимические и изотопные характеристики постархейских цирконов из ятулийских пород, полученные методом лазерной абляции. Так, среди цирконов из ятулийских кварцитов Воломы (пр. 3976) отсутствуют протерозойские зерна с возрастом менее 2.0 Ga, а наиболее высокоурановые, но не обязательно дискордантные зерна кристаллизовались (подвергались гидротермальным изменениям) в интервале 3.0-2.5 Ga, что находит отражение на диаграммах Uppm – $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст и C(%) – $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст (рис.5). В цирконах из цемента ятулийских конгломератов Онежской мульды (пр.5883) оказался запечатлен гидротермальный процесс, происходивший в интервале 2.5-2.0 Ga. Лишь 3 зерна имеют возраст 1.75–1.65 Ga, т.е. тот возраст, который рассматривается рядом исследователей как время проявления тотального гидротермального процесса, обусловившего формирование основных концентраций золота в архейских зеленокаменных поясах Карелии. Единичный характер зерен циркона этой генерации и низкое содержание в них U свидетельствуют, во-первых, о ничтожном объеме их съэродированного источника и, во-вторых, о негидротермальной природе цирконов, попавших в интервал 1.75–1.65 Ga.

Более детальные характеристики зерен цирконов и время гидротермальных изменений вмещавших их пород получены при изучении микроэлементной геохимии в точках датирования и в измененных доменах, в которых датирование не проводилось. Развернутое описание этих результатов будет приведено в подготавливаемой совместно с С.Г.Скубловым статье. На рисунке 6 приведены бинарные диаграммы «Th-возраст» и

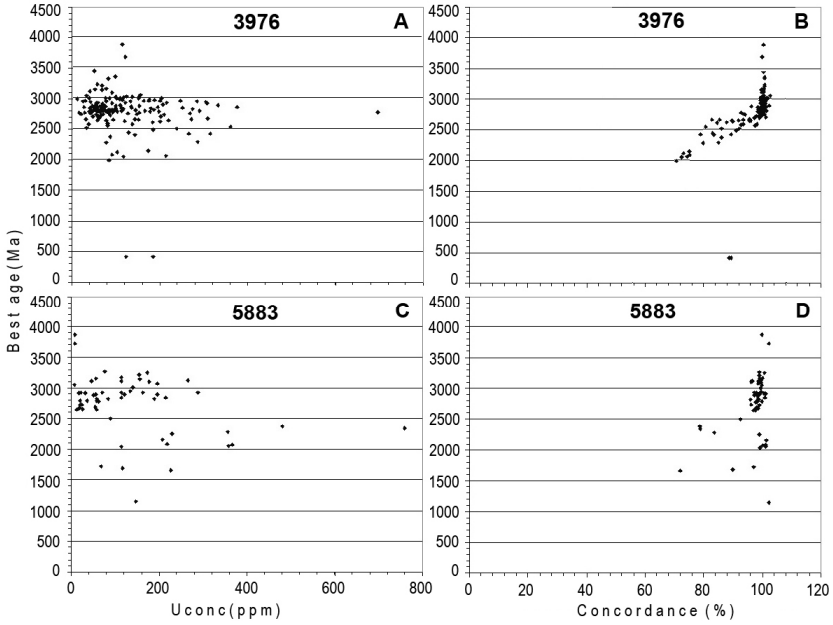


Рис.5. Диаграммы U_{conc}(ppm) – $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст (A и C) и конкордантность (%) – $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст (B и D), показывающие конкордантные и дискордантные результаты анализадетритовых зерен цирконов из кварцита 3976 и конгломерата 5883.

Fig.5. U_{conc}(ppm) versus $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (A and C) and Concordance(%) versus $^{207}Pb/^{206}Pb$ age (B and D) plots showing concordant and discordant zircon analyses of detrital grains from quartzite 3976 and conglomerate 5883.

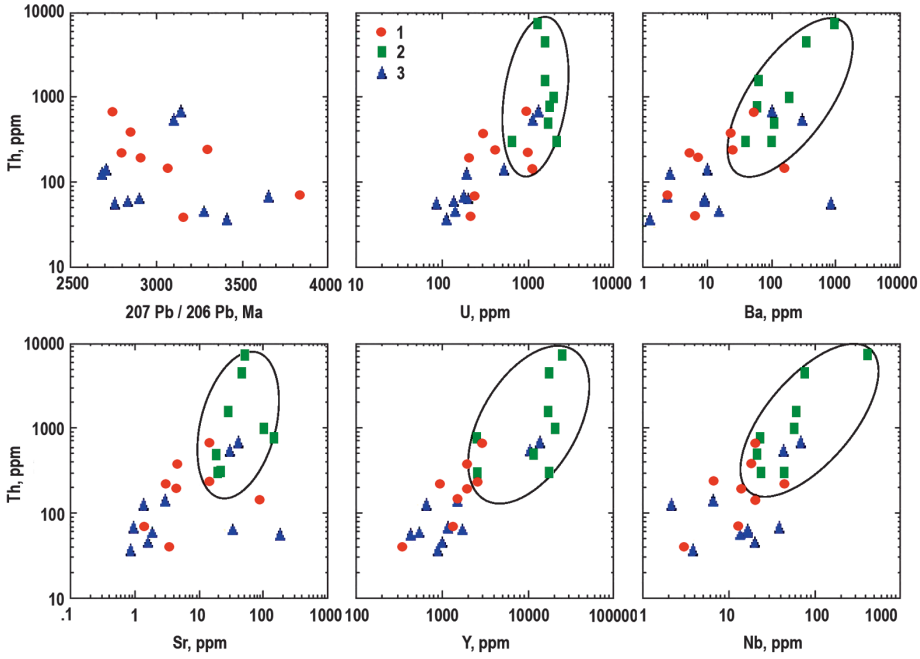


Рис.6. Бинарные диаграммы Th-$^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст и Th-U (Ba, Sr, Y и Nb) для цирконов из ятулийских кварцитов 3976. В 8-ми зернах содержание элементов определялось в свежих (1-там, где определялся возраст) и гидротермально-измененных (2) доменах зерен. В 10-ти зернах без морфологических признаков изменений содержание элементов определялось в непосредственной близости от кратера, в котором определялся изотопный возраст. Видно, что часть «свежих» зерен обладает геохимическими характеристиками гидротермально-измененных.

Fig.6. Binary diagrams Th_{ppm}-$^{207}Pb/^{206}Pb$ age and Th_{ppm}-U_{ppm} (Ba, Sr, Y and Nb) for zircons from the Yatulian quartzite 3976. In an 8-grain elements content was determined in fresh (1-where the determined age) and hydrothermally altered (2) domains of the grains. In a 10-grains without morphological signs of alteration content of elements was determined in the vicinity of the crater, where was determined isotopic age. It is evident that part of the "fresh" grains has geochemical characteristics of the hydrothermally altered zircons.

«Th-элемент» для U, Ba, Sr, Y и Nb т.е. элементов, которые обычно выступают как одни из индикаторов гидротермальных систем, в которых кристаллизовались цирконы, или наложенных процессов, которым они подвергались. На этих диаграммах видно, что некоторые зерна или домены без морфологических признаков изменений обладают аномальными геохимическими характеристиками, попадая в поля гидротермально-измененных доменов. Обычно это интерпретируется как следствие роста цирконов из насыщенной или пересыщенной флюидом системы (Pelleter et al., 2007). Изотопные возрасты именно таких зерен позволяют рассматривать рубежи 3.3, 3.15-2.9 и 2.76-2.7 Ga как кульминации гидротермальных событий в архее Восточной Фенноскандии.

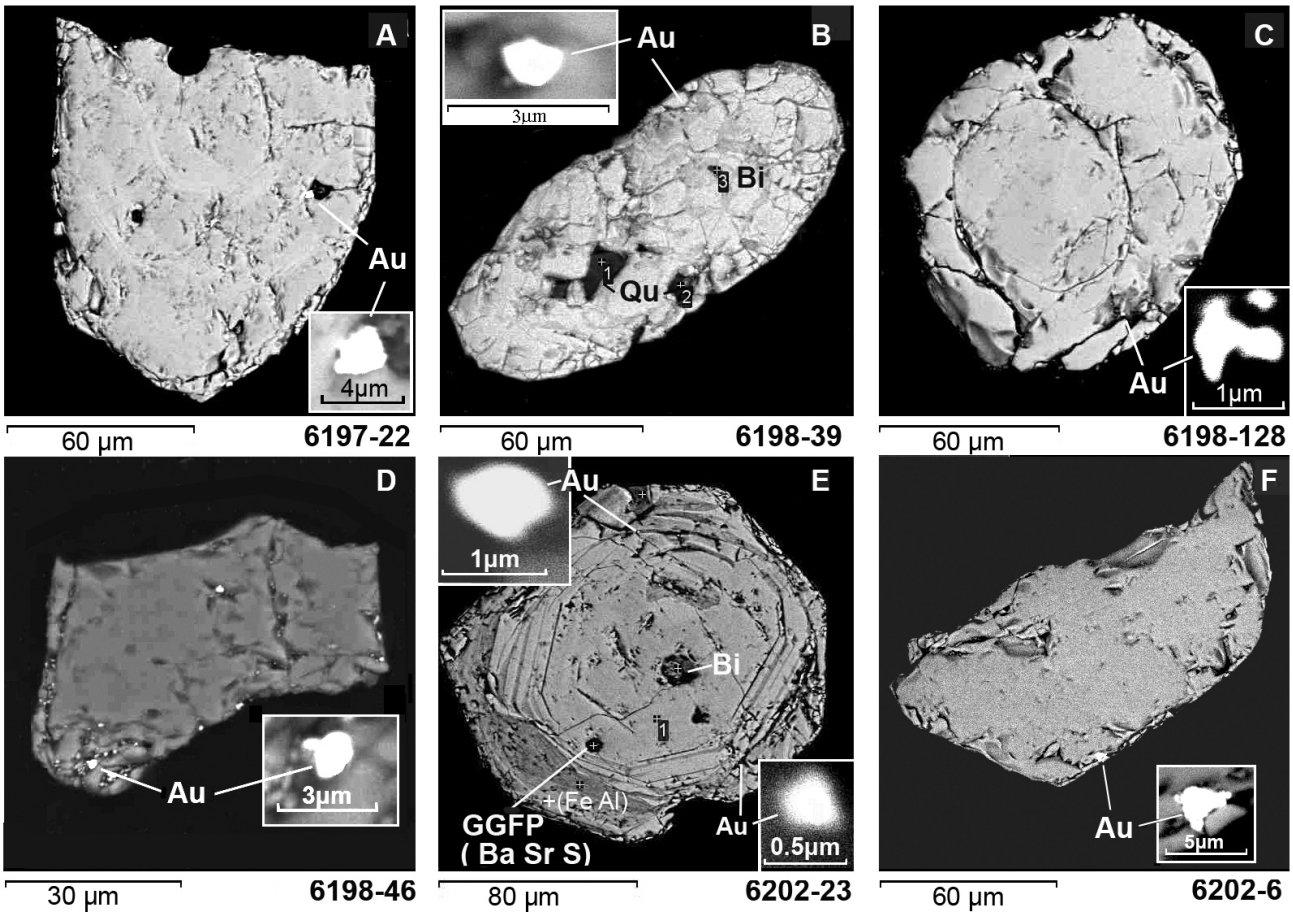


Рис.7. Микронные включения самородного золота в детритовых цирконах (A-C) и обломочном кварце (D) из архейских гравелитов Хизоваары и в детритовых цирконах (E-F) из ятулийских конгломератов Центральной Карелии. Сокращения см. рис.4.

Fig.7. Micron-size inclusions of native gold in detrital zircons (A-C) and quartz (D) from the Archaean gravelstones Khizovaara and in detrital zircons (E-F) from Yatulian conglomerates of the Central Karelia. Abbreviations see figure 4.

Включения самородного золота в детритовых цирконах и в кварце. Самыми вескими аргументами в пользу золоторудного источника детритовых цирконов являются включения золота и других минералов, типичных для гидротермальных месторождений. При этом находки включений золота в цирконах из месторождений единичны (Kerrich, Kyser, 1994). Поэтому особое значение приобретают впервые обнаруженные на Фенноскандинавском щите в детритовых цирконах из архейских и палеопротерозойских пород микронные включения самородного золота (рис.7). Архейскими породами с такими цирконами являются кварцевые гравелиты, залегающие в Хизоваарской структуре с корой выветривания на андезитах островодужного типа (Кожевников, 2000). Все продатированные зерна цирконов из этих пород, кроме двух, имеют архейский возраст (Kozhevnikov et al., 2006). Два зерна, имеющие сумийский возраст (~2.45 Ga), обладают пористой или «губчатой» структурой и насыщены включениями биотита, что резко отличает их от архейских цирконов. Кроме того, подобное включение золота обнаружено в обломочном кварце из этих пород (рис.7D). Другим признаком присутствия рудных элементов во флюидах/растворах является наличие включений рудных минералов - халькопирита, молибденита, пирита, галенита с селеном, а также барита, в детритовых цирконах из кварцевых пород Хизоваары (рис. 8). Подобная

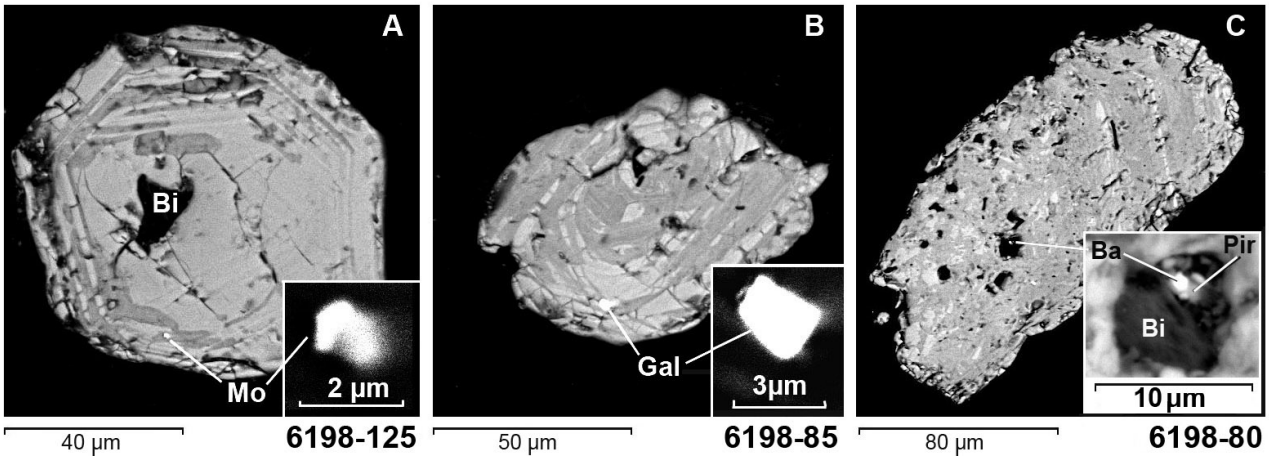


Рис.8. Микронные включения молибденита (Mo), галенита (Gal), пирита (Pir) и барита (Ba) в гидротермально-измененных магматических цирконах из архейских гравелитов Хизоваары.

Fig.8. Micron-size inclusions of molibdenite (Mo), galenite (Gal), pyrite (Pir) and barite (Ba) in detrital zircons from the Archaean gravelstones Khizovaara.

ассоциация характерна для золоторудных систем золото – медно – молибденового порфирового типа. Возрастной диапазон 2659±7 – 2743±33 Ma, определенный по цирконам, содержащим сингенетичные включения рудных минералов, скорее всего, отвечает времени функционирования рудных систем такого типа. Эти находки подтвердили сформулированные ранее (Кожевников,1992, 2000) представления о рудных кварцево-жильных системах архейского возраста как об одном из компонентов источника обломочного материала зрелых терригенных пород в Северо-Карельском зеленокаменном поясе. Микронные включения золота обнаружены также в детритовых цирконах из цемента ятулийских кварцевых конгломератов Центральной Карелии (рис.7E,F). Об архейском возрасте этих цирконов может свидетельствовать наличие в них сингенетичных включений минералов группы GGFP, которые обнаруживаются в датированных исключительно археем (2.87 и 2.7 Ga) детритовых цирконах.

Заключение

В результате комплексного изучения методами локального зондирования гетерогенных детритовых цирконов из архейских и палеопротерозойских зрелых обломочных терригенных пород на территории Карельского кратона удалось:

– среди полихронных популяций детритовых цирконов обнаружить древнейшие на сегодняшний день для раннего докембрия Фенноскандинавского щита хадейские и эоархейские зерна цирконов, что открывает перспективы для изучения самых древних страниц геологической истории региона и для глобальных корреляций с древнейшими событиями в истории других кратонов Земли;

– обнаружить микровключения самородного золота и других рудных минералов в детритовых цирконах и в обломочном кварце - прямые доказательства разрушения рудного источника, который по многим параметрам имеет архейский возраст;

– наметить на изотопно-возрастной шкале региона положение гидротермальных событий, связанных с позднемагматическими и, возможно, поствулканическими архейскими процессами.

Литература

Бетехтин А.Г. Минералогия. М.,1950, 956 с.

Бриджуотер Д., Скотт Д., Балаганский В.В. М.Я.Тиммерман, М.Маркер, С.А.Бушмин, Н.Л.Алексеев, Дж.С.Дэйли. Природа раннедокембрийских метаосадков в Лапландско-Кольском поясе по результатам 207Pb/206Pb-датирования единичных зерен циркона и Sm-Nd-изотопным данным по породам в целом // ДАН. 1999. Т. 306. № 5. С. 664–668.

Кожевников В.Н. Геология и геохимия архейских Северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 1992, 199 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2000, 223 с.

Мыскова Т.А. Н. Г. Бережная, В. А. Глебовицкий, Р. И. Милъкевич, Е. Н. Лепехина, Д. И. Матуков, А. В. Антонов, С. А. Сергеев, И. К. Шулешко. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах Кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II). ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–85.

Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Толмачева Е.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Лохов К.И., Антонов А.В. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р.Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1–13.

Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3.8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Тез.Международная конференция,

посвященная 250-летию Государственного геологического музея им. В.И.Вернадского РАН. Геология: история, теория, практика. Москва, 14-16 октября 2009 г. М.: ГГМ РАН. 2009. С. 232–234.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

Хёлття П. Эволюция Западно-Карельской провинции в архее // Материалы научной конференции «Гранит-зеленокаменные системы в архее и их поздние аналоги» и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, КарНЦРАН, 2009, с. 167–170.

Ballard J.R, Palin M.J., Campbell I.H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile // Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 347-364.

Bőhm C.O., R.P.Hartlaub, L.M.Heaman. The Assean Lake complex: ancient crust at the northwestern margin of the Superior craton, Manitoba, Canada //on: Earth's Oldest Rocks. Edited by Martin J. Van Kranendonk, R. Hugh Smithies and Vickie C. Bennett. 2007. Developments in Precambrian Geology, Vol. 15 (K.C. Condie, Series Editor). P. 751–773.

Cates N.L., Mojzsis S. Geochemistry of early Archean *Akilia association* supracrustal zocks on Innersuartuut, West Greenland. Goldschmidt Conference 2004. Copenhagen, 2004. Abstract A744.

Cavosie A.J., J.W. Valley, S.A. Wilde and E.I.M.F. Correlated microanalysis of zircon: Trace element, $\delta^{18}O$, and U–Th–Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex >3900 Ma detrital grains // Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 70, N.22, 2006, P. 5601–5616.

Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I. Svecofennian detrital zircon ages-implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 109-130.

Clause-Long J.C., King R.W. & Kerrich R., 1990, Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation, Earth Planet. Sci. Lett., 98, 109-128.

Froude, C.F., Ireland, T.R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Compston, W., Williams, I.R., Myers, J.S. Ion-microprobe identification of 4100–4200 Myr old terrestrial zircons. Nature 304, 1983. pp. 616–618.

Fu B., T.P.Mernagh, N.T.Kita, A.I.S.Kemp, J.W.Valley. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia// Chemical Geology, n. 259, 2009, pp. 131–142.

Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. Q03017, doi:10.1029/ 2007GC001805.

Gradstein F.M., J.G.Ogg, A.G.Smith, W.Bleeker, L.J. Lourens. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes, Vol. 27, no. 2, 2004, pp.83–100.

Hoskin, P.W.O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta 69, 637–648.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // In Hanchar J., Hoskin P.W.O. (eds) Zircon. Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53: pp 27–62.

Hopkins M.D., T.M.Harrison, C.E.Manning. Constraints on Hadean geodynamics from mineral inclusions in >4 Ga zircons // Earth and Planetary Science Letters, v. 298, 2010, pp. 367–376.

Hu, F.F., Fan, H.R., Yang, J.H., Wan, Y.S., Liu, D.Y., Zhai, M.G., Jin, C.W., 2004. Mineralizing age of the Rushan lode gold deposit in the Jiaodong Peninsula: SHRIMP U–Pb dating on hydrothermal zircon // Chinese Science Bulletin 49, 1629–1636.

Huhma H., T.Mutanen, M.Whitehouse. Olderst rocks of the Fennoskandian Sheald: The 3,5 ga Siurua trondhjemite gneiss in the Arhaean Pudasjдrvi Granulite Belt, Finland // The 26th Nordic Geological Winter Meeting. GFF. 2004. P.10.

*Ji D., W. Chun Qi, G. Jian Ci, F. Xiao Ping & L. Xiao Wen***.** 4.1 Ga old detrital zircon in western Tibet of China // Chinese Science Bulletin, 2007, vol. 52, no. 1, pp. 23–26.

Jinzhong Q., L. Li, Y. Shisong and L. Zhijie. U-Pb SHRIMP dating of zircon from quartz veins at the Yangshan gold deposit: Evidence for multiple magmatic-hydrothermal events //Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, 2005, Sess. 7, pp.809-812.

Kebede, T., Horie, K., Hidaka, H., Terada, K., 2007. Zircon 'microvein' in peralkaline granitic gneiss, western Ethiopia: origin, SHRIMP U–Pb geochronology and trace element investigations // Chemical Geology 242, 76–102.

Kerrich R. & King R., 1993, Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archaean mesothermal gold deposits: characteristics, composition and fluid inclusion properties with implication for timing of primary gold mineralization // Canad. J. Earth Sci., 30, 2334-2351.

Kerrich, R., Kyser, T.K., 1994. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi Greenstone Belt (Canada): new evidence from U–Pb and Pb–Pb evaporation ages of hydrothermal zircons // Geology 22, 1131–1134.

Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M., Okamoto, K., 1999. Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland. Journal of Geology 107, 515–554.

Kozhevnikov V.N., A.A, Shchipansky. Neoarchean Khizovaara greenstone complex in the lake Verkhneye area // The field trip quide book "Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogits", 33IGC excursion No 18, July 28 –August 4, 2008, pp.53- 71.

Kozhevnikov V. N., N. G. Berezhnaya, S. L. Presnyakov, E. N. Lepekhina, A. V. Antonov, and S. A. Sergeev. Geochronology (SHRIMP II) of Zircons from Archean Stratotectonic Associations of Karelian Greenstone Belts: Significance for Stratigraphic and Geodynamic Reconstructions // Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya, 2006, Vol. 14, No. 3, pp. 19–40.

Kozhevnikov V.N., S.G. Skublov. Detritic Zircons from the Archean Quartzites of the Matlakhta Greenstone Belt of the Karelian Craton: Hydrothermal Alterations, Mineral Inclusions, and Isotope Age // Doklady Earth Sciences, 2010, Vol. 430, Part 2, pp. 223–227.

Kozhevnikov V.N., S.G. Skublov, Yu.B. Marin, P.V. Medvedev, Yu. Systra, V. Valencia. Hadean–Archean Detrital Zircons from Jatulian Quartzites and Conglomerates of the Karelian Craton// Doklady Earth Sciences, 2010, Vol. 431, Part 1, pp. 318–323.

Lawrie K. and T.Mernagh. Hydrothermal zircon: a resistate mineral and pathfinder in exploration // Lemenews – No. 23, 2003, pp. 3-4.

Lawrie K.C., T.P. Mernagh, C.G. Ryan, E. van Achterbergh and L.P. Black. Chemical fingerprinting of hydrothermal zircons: an example from the Gidginbung high sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, New South Wales, Australia // Proceedings ists' Association, V. 118, № 1, 2007, pp. 37-46.

Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S., Shen, Q.H., 1992. Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. Geology 20, 339–342.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A., Levchenkov O.A. and Krylov I.N. Archaean rocks from southern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Prec. Res. 1993. V. 62. pp. 375-397.

Ludwig, K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 1999. № 1a.

Ludwig, K.R. SQUID 1.00, A User's manual //Berkeley Geochronology Center, Special Publication 2000. № 2.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-254.

Mernagh T.P., K.C.Lawrie, E.A.Belousova, E. van Achterbergh and C.G.Ryan. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits // Eugen Stumpfl Memorial Symposium- Poster Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover, pp. 444-447.

Mueller, P.A., Wooden, J.L., Nutman, A.P., 1992. 3.96 Ga zircons from an Archean quartzite, Beartooth Mountains, Montana. Geology 20, 327–330.

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjдrvi granulite belt, northern Finland. Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. V. 75. P. 51-68.

Nutman A.P. On the scarcity of >3900 Ma detrital zircons in ≥3500 Ma metasediments Precambrian Research. 2001. V. 105. P. 93-114.

Nutman, A.P., Collerson, K.D., 1991. Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic Craton. Geology 19, 791–794.

Nutman, A.P., McGregor, V.R., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., Kinny, P.D., 1996. The Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900–3600 Ma) // Precamb.Res. 78, 1–39.

Nutman, A.P., Bennett, V., Friend, C.R.L., Rosing, M.T., 1997. ≈3710 and ≥3790 Ma volcanic sequences in the Isua (Greenland) supracrustal belt; structural and Nd isotope implications // Chem. Geol. 141, 271–287.

Oreskes N. & Einaudi M.T., 1990, Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, S. Australia // Econ. Geol., 85, 1-28.

Pelleter, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Mouttaqi, A., Annich, M., El Hakourd, A., Deloule, E., Feraude, G., 2007. Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit—Morocco). //Chemical Geology 245, 135–161.

Pettke, T., Audetat, A., Schaltegger, U., Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia)—Part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry // Chemical Geology 220, 191–213.

Ramezani, J., Dunning, G.R., Wilson, M.R., 2000. Geologic setting, geochemistry of alteration, and U–Pb age of hydrothermal zircon from the Silurian Stog'er Tight gold prospect, Newfoundland Appalachians, Canada. Exploration and Mining // Geology 9, 171–188.

Rubin, J.N., Henry, C.D., Price, J.G., 1989. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra-Blanca Peaks, Texas // American Mineralogist 74, 865–869.

Rubin J.N., Henry C.D. & Price J.G., 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration, Chem. Geol., 110, 29-47.

Schaltegger U. Hydrothermal Zircon // Elements. 2007, v. 3, no. 1, pp. 51-79.

Seres Hartai E., J. Földessy. Mineralogy of gold and the characteristics of host rock in the Podpolom (Klokoč) high sulfidation type epithermal deposit // Acta Montanistica Slovaca, v.8, n.1, 2003, pp.22-29.

Sircombe K.N., Bleeker W., Stern R. Archaean provenance: a systematic detrital zircon investigation of supracrustals in the Slave craton, Canada. In: K.F.Cassidy, J.M.Dumphy and M.J.van Kranendonk (Editors), Proc. Fourth Intern. Archaean Symp. Ext. Abstracts. AGSO-Geoscience Australia Record. 2001. V. 37. P. 263-265.

Williams, I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe //Eds McKibben, M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Rev. Econom. Geol., 1998. № **7** , P.1-35.

Zeh A., A.Gerdes, R.Klemd and J.M.Barton Jr. U–Pb and Lu–Hf isotope record of detrital zircon grains from the Limpopo Belt – Evidence for crustal recycling at the Hadean to early-Archean transition // Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 72, N.21, 2008, P. 5304-5329.

Žáček V., R.Škod, P. Sulovský. U–Th-rich zircon, thorite and allanite-(Ce) as main carriers of radioactivity in the highly radioactive ultrapotassic melasyenite porphyry from the Љumava Mts., Moldanubian Zone, Czech Republic// Journal of Geosciences, 54, 2009, pp. 343–354.

МЕТАМОРФИЗМ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Володичев О.И., Король Н.Е., Кузенко Т.И., Сибелев О.С.
Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

METAMORPHISM OF EARLY PRECAMBRIAN COMPLEXES IN THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD

Volodichev O.I., Korol N.E., Kuzenko T.I., Sibelev O.S.
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

Analysis of the pattern of tectonometamorphic processes in the crustal evolution of the eastern Fennoscandian Shield has revealed an essential role of shear strains accompanied by dynamometamorphism, metasomatism and ore formation. Their regional distribution is related to collisional transpression processes which occurred during two periods: Archaean (ca. 2.7 Ga) and Palaeoproterozoic, Svecofennian (1.9-1.85 to 1.75 Ga).

The Belomorian mobile belt (BMB) was formed during Archaean transpressive collision. It is a multiple-folded shear structure, whose high-pressure metamorphic pattern was presumably due to a tectonic factor such as intense compression. In the Karelian massif (KM), shear strains and dynamometamorphism at high pressures are ubiquitous but not so intense and show a reflected pattern. During the Svecofennian period, shear strains and dynamometamorphism were most intense in the BMB, at the BMB-KM, and Svecofennian folded region (SFR) − KM boundaries. In the present paper the authors discuss the basic evolution pattern of metamorphic processes in the following historical order: 1) during the formation of the Earth's crust over the interval 3.2-2.7 Ga (granulite complexes, low- to moderate pressure type of metamorphism in greenstone belts, Archaean eclogites etc.); 2) during Archaean collision at ~ 2.7 Ga (high-pressure metamorphism of the BMB, elevated-pressure metamorphism in the dynamometamorphic shear-zones of the KM); 3) during the Palaeoproterozoic period at 2.5-1.9 Ga (low-pressure metamorphism of KM and SFR rocks, high-pressure metamorphism and eclogitization of gabbroid dykes in the BMB at ca. 2.4 Ga); 4) during Palaeoproterozoic transpressive collision period at 1.9-1.75 Ga (high-pressure metamorphism in BMB rocks and in the BMB-KM and FSR-KM boundary zones).

Начало изучению метаморфизма докембрийских комплексов Карелии положил Н.Г. Судовиков, еще в довоенные годы (1934-1939) проводивший геологические исследования в ряде районов Центральной Карелии и Западного Беломорья.

Институт геологии приступил к метаморфическим исследованиям в 60^{е} годы, в начальный период своего существования. Основными объектами изучения стали лопийские супракрустальные породы Западной (М.М. Стенарь, В.М. Чернов, К.А. Инина, Ю.И. Лазарев и др.) и Центральной (С.И. Рыбаков) Карелии, гранитогнейсовые образования (Л.П. Свириденко) и породы беломорского комплекса (О.И. Володичев, М.М. Стенарь).

Помимо института в этот период в изучении метаморфизма принимали активное участие и исследователи других организаций, прежде всего, ЛАГЕД (ИГГД), ВСЕГЕИ, ЛГУ (В.А. Глебовицкий, А.С. Воинов, Ю.Б. Богданов, Ю.В. Нагайцев, Н.И. Московченко, Д.А. Великославинский, В.П. Петров, К.А. Шуркин и мн. др.). В последующие годы круг исследователей значительно расширился как в Институте геологии (В.Н. Кожевников, Н.Е. Король, О.С. Сибелев, А.М. Ручьев и др.), так и в ряде санкт-петербургских и московских (ГИН, ИГЕМ, МГУ и др.) научных организаций, тематика приобрела более специализированную направленность на основе современных прогрессивных методов исследований.

Первой обобщающей работой по метаморфизму явилось участие сотрудников института в создании «Карты метаморфических поясов СССР» м-ба 1:5000000 в 1971 г. (отв. ред. В.А. Глебовицкий), для которой в качестве первичной региональной основы была составлена карта метаморфизма докембрийских пород Карелии м-ба 1:1000000, в основу легенды которой в контексте историко-геологического принципа были положены различающиеся по давлению типы метаморфизма. Полученные к этому времени данные о высокобарическом метаморфизме пород беломорского комплекса (Володичев, 1972) позволили выделить уникальный для раннего докембрия метаморфический пояс альпийского типа. Эти принципы нашли дальнейшее развитие при составлении в 1978 г. «Карты метаморфических фаций восточной части Балтийского щита» м-ба 1:1500000 (отв. ред. В.А. Глебовицкий, О.И. Володичев и М.М. Стенарь – авторы по карельской части региона) и в главе «Метаморфизм» монографии «Геология Карелии» (1987). Изданный в 1991 г. новый вариант метаморфической карты – «Карта минеральных фаций восточной части Балтийского щита» м-ба 1:1500000 (отв. ред. В.А. Глебовицкий, авторы О.И. Володичев,

© Володичев, Король, Кузенко, Сибелев, 2011

Л.В. Кулешевич − по Карелии) не только отражал современное состояние изученности метаморфизма, но и впервые включал сведения о типах метасоматических процессов и масштабах их проявления в разные периоды развития эндогенных процессов.

Следующим этапом в обобщении и новой интерпретации накопившихся данных по метаморфизму явилась созданная в 2001 г. «Карта метаморфизма и транспрессиональной тектоники докембрия Карелии и сопредельных территорий» м-ба 1:1000000 (автор О.И. Володичев), отражающая первый опыт построения метаморфической карты на геодинамической основе. Анализ особенностей и закономерностей проявления тектоно-метаморфических процессов развития земной коры данного региона выявил региональное распространение сдвиговых деформаций, формирующих системы дискретных сдвиговых зон с сопутствующими проявлениями динамометаморфизма в повышенных и высокобарических условиях, изофациального метасоматоза и процессов рудообразования. В практике геологических исследований докембрия восточной части Фенноскандинавского щита подобный тип тектонических структур с сопутствующими процессами динамометаморфизма в масштабе региона выделяется впервые. Такая масштабность их распространения обусловлена проявлением в докембрии данного региона коллизионных процессов 2^{x} периодов – в архее (около 2.7 млрд. лет) и палеопротерозое (PR_1) (1.9-1.75 млрд. лет). С архейской транспрессионной коллизией связано образование Беломорского подвижного пояса – сложноскладчатой сдвиговой структуры, высокобарический характер метаморфизма которой связывается с тектоническим фактором – условиями интенсивного сжатия и высокими давлениями флюидов. В Карельском массиве (КМ) сдвиговые деформации и динамометаморфизм, проявленные повсеместно, но менее интенсивно относительно беломорской коллизии, носят, вероятно, отраженный характер.

Не менее активная тектоническая деятельность с формированием системы сдвиговых зон проявилась в свекофеннский период в течение двух возрастных эпизодов, связанных с позднеколлизионными стадиями развития двух геодинамических систем – Лапландского (около 1.9 млрд. лет) и Свекофеннского (1.85-1.80 до 1.75 млрд. лет) орогенов. Наиболее интенсивно сдвиговые деформации, динамометаморфизм и метасоматоз проявлены в БПП, в зонах сочленения БПП и КМ, Свекофеннской складчатой области (ССО) и КМ. В остальной части КМ эти процессы имеют более дискретный, отраженный характер.

Архейские комплексы КМ и БПП являются гранит-зеленокаменными областями, в которых зеленокаменные пояса (ЗП) и их фрагменты составляют не более 15–20% общего объема земной коры. При этом, как показывают современные исследования (Кожевников, 2000; Светов, 2005 и др.), практически каждый ЗП является автономной структурой, характеризующейся своей геодинамической (и метаморфической) историей и индивидуальным набором стратотектонических ассоциаций, коллажированных на стадиях латеральной аккреции. Общим для ЗП и гранит-зеленокаменных областей в целом является связанное с коллизионным процессом региональное развитие системы дискретных сдвиговых зон с динамометаморфическим характером метаморфизма.

Таким образом, в историческом плане устанавливается следующая последовательность развития метаморфических процессов:

1. Метаморфизм пород при формировании земной коры (гранит-зеленокаменных областей) в интервале ~ 3.2-2.7 млрд. лет.
2. Метаморфизм периода архейской коллизии (около 2.7 млрд. лет).
3. Метаморфизм палеопротерозойских комплексов в интервале 2.5-1.9 млрд. лет.
4. Метаморфизм периода транспрессионной палеопротерозойской коллизии (1.9-1.75 млрд. лет).

Метаморфизм архейских пород доколлизионного периода. Породы гранито-гнейсовых комплексов, составляющих основную массу архейской земной коры, нередко сохраняют геолого-петрографические и петрохимические (например, санукитоиды) признаки интрузивных магматических пород, особенно во внешних зонах зеленокаменных поясов. Но в основном они представляют собой гетерохронную гранитоидную массу, превращенную в гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. На этом фоне выделяются участки и площади ареального развития пород, по уровню метаморфизма соответствующие гранулитовой фации. Во всех случаях основной фон составляют среднезернистые эндербиты кварцеводиоритового – тоналитового составов с разного размера ксенолитами основного, реже среднего, ультраосновного и глиноземистого составов. Участками в эндербитах отмечаются локальные постепенные переходы в чарнокиты. Но в районе оз. Тулос (Западная Карелия) и особенно в р-не оз. Нотозера (Западный Беломорский домен) чарнокиты, слагающие разного размера массивы и малые тела, имеют интрузивное происхождение. Границы эндербитовых ареалов нечеткие за счет их интенсивного преобразования в гнейсы амфиболитовой фации, поэтому масштабы их распространения остаются неопределенными. Проблемными в связи с этим представляются их относительная роль в формировании земной коры и геодинамические условия образования. На современном уровне исследований наиболее приемлемым представляется объяснение их образования влиянием тепловых потоков, создающих передовой фронт активизации и эволюции плюмовых процессов на разных этапах архейской истории.

В настоящее время выделяются две возрастные группы гранулитовых комплексов (ГК). Древние (3.15-3.10 млрд. лет) располагаются на Водлозерском блоке (Сергеев и др., 2008*; Котова, 1993) и в Восточной Финляндии в р-не Варпаисъярви (Mänttari, Höltta, 2002).

Другая недифференцированная группа (2.78-2.63 млрд. лет) преобладает – это ГК р-на оз. Нотозера, вост. побережья Онежского озера (Водлозерский блок), оз. Тулос, Вокнаволока – в Карелии и р-нов Варпаисъярви и Пудосъярви – в Восточной Финляндии. Наиболее сложную геологическую (Володичев, 1990; Король, 2010) и геохронологическую историю имеет ГК р-на оз. Нотозера – от 2777±15 млн. лет до 2717±13 млн. лет (А.И. Слабунов и др., в печати). По крайней мере, два периода гранулитового метаморфизма выделяются в ГК оз. Тулос, причем, второй период (2705-2681 млн. лет) по геологическим (приуроченность к сдвиговой зоне) и петрологическим данным связан с проявлением архейского транспрессионного коллизионного процесса. Вероятно, с архейской коллизией связаны и проявления ГК в других районах с датировками возраста эндербитов 2.70-2.63 млрд. лет (Варпаисъярви, Пудосъярви, вост. побережье Онежского озера). В этот период происходили коллизионные и аккреционные процессы в р-не Варпаисъярви, соединившие эндербитовые комплексы двух разных по составу и возрасту террейнов (Mänttari, Höltta, 2002).

P-T условия метаморфизма варьируют в разных объектах в широких пределах: T− от 700° C до 900° C, P= 4.5 до 7-8, максимум 11 кбар (Варпаисъярви). В сдвиговых зонах P обычно выше на 1.0-1.5 кбар, чем при метаморфизме в статических условиях.

В составе КМ выделяются зеленокаменные комплексы (± гранитоиды) 4 возрастных групп (Слабунов, 2008): 3.1-2.9; 2.9-2.82; 2.82-2.75; 2.75-2.65 млрд. лет.

Для всех возрастных категорий зеленокаменных образований универсальным является низкобарический андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма. При этом выделяются два типа метаморфических поясов: 1) метаморфизованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации с признаками локального проявления зеленосланцевого метаморфизма или без них и 2) метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации с локальным проградным метаморфизмом до амфиболитовой фации, определяющей его андалузит-силлиманитовую специфику. К первому типу относятся зеленокаменные структуры разных возрастных групп – Хаутаваарская, Семченская, Паласельгинская (I-II) и Костомукшская (контокская серия), Кухмо-Суомуссалми, Ялонваарская, Хатту (III-IV), ко второму – Каменнозерская, Рыбозерско-Шилосская, Токшинская (I-II), Койкарская (II), Костомукшская (гимольская серия), Парандовская и Пебозерская (III). Для двух последних и других структур этой зоны (Авнереченской, Сосновецкой и др.) характерно интенсивное проявление метаморфизма свекофеннской коллизионной орогении в шовной зоне, разделяющей КМ и БПП, и проявление архейского метаморфизма зеленосланцевой фации устанавливается только в реликтах.

Таким образом, какой-либо закономерности в проявлении метаморфизма в КМ в архейский период во временном аспекте пока не устанавливается, но обращают на себя внимание признаки пространственной зональности с внешней, малоглубинной зоной зеленосланцевого метаморфизма от Сумозерско-Кенозерской системы зеленокаменных поясов на ЮВ до Пебозерского зеленокаменного пояса к СЗ; промежуточной умеренно глубинной зоной с преимущественным метаморфизмом амфиболитовой фации в Ведлозерско-Сегозерской системе зеленокаменных поясов и Костомукшско-Гимольской−Ялонваарской (Хатту) системе и еще более глубинной центральной зоной с проявлениями условий метаморфизма гранулитовой фации (Вокнаволокский, Тулосский блоки, Восточная Финляндия).

В пределах БПП доколлизионный метаморфизм устанавливается главным образом в реликтовом состоянии на фоне интенсивно проявленных структурно-метаморфических преобразований в периоды архейской (~ 2.7 млрд. лет) и палеопротерозойской (1.9-1.8 млрд. лет) транспрессионных коллизий.

В Западном Беломорском домене (ЗБД) БПП к ним относится ранее уже упоминавшийся Нотозерский ГК. На СЗ и З породы ГК прослеживаются до оз. Толванд и пос. Алакурти, на востоке реликты гранулитов обнаруживаются в р-не пос. Чупа и д. Поньгомы, на юге прослеживаются до оз. Керчуг − оз. Пиртозеро (южн. часть оз. Кереть) – оз. Н. Кумозеро.

Уникальное явление наблюдается в районе Вичаны – Мундиннаволок в южной части оз. Кереть, где среди архейского амфиболит-гнейсового комплекса Керетского зеленокаменного пояса на небольшом участке сохранены реликты метаморфизованных в условиях гранулитовой фации вулканитов – базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, хорошо сохранивших свои текстурно-структурные особенности (Рыбаков и др., 1983; Володичев, 1990). При прогрессивном развитии процесса они преобразуются в среднезернистые гранулиты. Проблема заключается в том, что гранулиты секутся и содержатся в виде ксенолитов в чарнокитах, возраст которых оценивается 2370±20 млн. лет (Тугаринов, Бибикова, 1980). По геологическим же данным чарнокиты имеют архейский возраст. Еще одной достопримечательностью этого участка является обнаружение в

* Первоначальный чарнокитовый состав исследованных тоналитов можно предполагать по включениям в цирконе ортопироксена и ортоклаза.

чарнокитах, содержащих ксенолиты основных двупироксеновых кристаллических сланцев, зоны, состоящей из граната, ортопироксена, кианита, биотита, плагиоклаза, ортоклаза и кварца, свидетельствующей о высоких барических условиях метаморфизма (редкий в природе ортопироксен–кианитовый парагенезис, образовавшийся, вероятно, при развитии высокобарического метаморфизма во время архейской (2.7 млрд. лет) беломорской коллизии.

К породам доколлизионного периода в БПП относятся и немигматизированные «сухие» гранат-биотитовые гнейсы чупинской конвергентной зоны, которая рассматривается в качестве сутуры архейского коллизионного цикла в БПП, обозначающей линейную шовную зону глубинного столкновения террейнов и последующей трансдукции. Эта зона сложена псевдостратифицированным комплексом глиноземистых гнейсов, по составу и соотношению пород соответствующим тектонической брекчии, состоящей преимущественно из обломков гранат-биотитовых гнейсов – метаморфизованных граувакк и кислых вулканитов и матрикса, представленного кианит-гранат-биотитовыми гнейсами – собственно породами, образовавшимися в коллизионный период. В р-не губы Поньгомы условия метаморфизма гранат-биотитовых гнейсов соответствуют гранулитовой фации (T≈700° C), возраст метаморфизма − 2788±4 млн. лет (Левченков и др., 2001). Геохронологические исследования в этом районе подтвердили точку зрения о разновозрастности процессов метаморфизма гранат-биотитовых и кианитовых гнейсов (2691±15 млн. лет, Левченков и др., 2001), метаморфизованных в условиях высокобарической гранулитовой фации (кианит–ортоклазовый парагенезис) (T=700-710° C, P=9-10 кбар). Условия гранулитового метаморфизма для гранат-биотитовых гнейсов отмечены Г.М. Друговой для р-на губы Тупой оз Ковдозера. В р-нах Тэдино, Лоушки (Ручьев, 1992) и оз. Пулонга (Мыскова, 2002) метаморфизм соответствует амфиболитовой фации, что, вероятно, в немалой степени можно объяснить влиянием наложенных процессов.

Еще одним объектом доколлизионного периода, имеющем большое значение для познания особенностей геологического развития раннедокембрийской земной коры не только БПП, но и нашей планеты в целом, являются обнаруженные в р-не с. Гридино древнейшие на Земле архейские эклогиты с возрастом 2720±8 млн. лет (Володичев и др., 2004). Они состоят из омфацита (до 42% Jd), граната, кварца, рутила ± кианита. Включения в гранатах кианитовых эклогитов позволили обозначить прогрессивный тренд их образования. Включения альбита, хлорита, кварца, кианита, цоизита, мусковита и калиевого полевого шпата определяют низкотемпературную часть тренда. Включения в гранате другого кианитового эклогита – центр: $Cpx_5 - Grt_{20}^{30} - Pl_{25} - Qtz$ (T=640° C, P=8.8 кбар) → промежуточная зона: $Omp_{23} - Grt_{30}^{36} - Qtz$ (T=715° C, P=13.3 кбар) → край: $Omp_{30} - Grt_{21}^{37} - Ky$ (T=820° C, P≥16.8 кбар) позволили определить P-T параметры эволюционного тренда. Эклогиты испытали интенсивные ретроградные изменения и преобразованы в симплектитовые эклогиты и гранат-клинопироксеновые амфиболиты с реликтами симплектитов. Для кианитовых эклогитов ретроградных стадий характерны ассоциации минералов – анортит, шпинель, сапфирин, мусковит, корунд (ставролит, хёгбомит) (Сибелев, 2008). Условия ретроградного метаморфизма соответствуют высокобарическим гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Эклогиты и их ретроградно преобразованные разности распространены в пределах линейной структуры, генетическая природа которой интерпретируется как зона интенсивно мигматизированного тектонического меланжа. Происхождение эклогитов связывается с проявлениями в неоархее субдукционных процессов и с последующей эксгумацией фрагментов этого глубинного комплекса. Предполагается, что эксгумация эклогитов и их ретроградные изменения происходили в линейной дивергентной континентальной структуре в декомпрессионных условиях с образованием на нижне-среднекоровом уровнях тектонического меланжа с обломочной составляющей – хаотическим микститовым комплексом, содержащим обломки эклогитов и других пород преимущественно основного состава. На среднекоровом уровне декомпрессия способствовала образованию большого объема гранитоидного–эндербитового материала (условия умереннобарической гранулитовой фации), насыщающего зону тектонического меланжа и составляющего основную часть объема (до 75% и более) эклогитсодержащего комплекса.

Далее породы этой зоны и, прежде всего, эндербиты подверглись высокобарическому метаморфизму амфиболитовой фации коллизионного периода и были преобразованы в гнейсы – биотитовые и амфиболовые с гранатом и клинопироксеном. Секущая эти гнейсы с ксенолитами эклогитов жила плагиогранитов с возрастом 2701.3±8.1 млн. лет (Володичев и др., 2004) определяет нижний предел метаморфизма коллизионного периода.

Подобная ситуация отмечается в р-не губы Поньгомы, где в схожей с Гридинской зоне меланжа (но не содержащей эклогитов), лучше сохранившиеся эндербиты, содержащие ксенолиты пород, метаморфизованных в условиях высокобарической амфиболитовой фации, подверглись впоследствии метаморфизму высокобарической гранулитовой фации коллизионного периода.

Метаморфизм коллизионного периода в наибольшей степени проявился в БПП, который име-

ет неоднородное геологическое строение и подразделяется на два домена: Западно-беломорский домен (ЗБД) и Восточно-беломорский домен (ВБД). Их границей является зона распространения псевдостратифицированного комплекса чупинских глиноземистых гнейсов, представляющих собой брекчию, обломочный компонент которой состоит из фрагментов немигматизированных гранат-биотитовых гнейсов, а матрикс – образованными по ним кианитовыми гнейсами. Эта зона рассматривается в качестве сутуры – линейной шовной зоны глубинного столкновения этих доменов. Метаморфизм в этой зоне отвечает условиям высокобарической гранулитовой фации (T=700-710° C, P=10-11 кбар), соответствующим примерно 30 км глубине залегания пород. На таком глубинном уровне представляется более вероятной не покровная (Миллер, Милькевич, 1995), а фронтальная (Володичев, 1990) модель взаимодействия плит, при которой на ранней стадии была образована система складок аккордеонного типа (породы были смяты «в гармошку») с вертикальными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами. Последующая перманентная стадия коллизии носила трансдукционный характер (СВ-ЮЗ направление конвергенции) с образованием сложного сдвигового транспрессионного пояса СЗ простирания, в ходе формирования которого складки ранней генерации трансформировались в иерархическую систему центрических структур с элементами вращения в обрамлении зон повышенной пластичности. Характерный для коллизионного этапа развития высокобарический кианитовый парагенезис, таким образом, связывается с транспрессионной спецификой формирования такого типа структур.

Парагенезис кианит–калиевый полевой шпат является типоморфным для метаморфизма коллизионного периода БПП и соответствует высокобарической гранулитовой (кианит–ортоклаз) и высокобарической амфиболитовой (кианит–микроклин) фациям. Наиболее интенсивные структурно-метаморфические преобразования произошли в ВБД и шовной зоне, менее – в ЗБД, благодаря чему лучше сохранились продукты метаморфизма доколлизионного периода.

В КМ в районе Центральной Карелии развита система субмеридиональных – СВ сдвиговых зон, согласных с направлением конвергенции (трансдукции) в беломорской коллизии. В Западной Карелии – Восточной Финляндии система зон сдвиговых деформаций формирует две крупные центрические структуры с элементами вращения «по часовой стрелке». В менее глубинных условиях позднеархейские сдвиговые зоны контролируют формирование структур «pull-apart», преимущественно развитых в Центральной Карелии. Сдвиговые деформации сопровождаются динамометаморфизмом в режиме повышенных давлений преимущественно в температурных условиях амфиболитовой фации, реже – гранулитовой (оз. Тулос) и зеленосланцевой (Койкарская структура, м-ние Педролампи и др.). Относительно метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, характерного для доколлизионного периода, наложенный динамометаморфизм соответствует кианит-силлиманитовому типу. Структурно-метаморфическое изучение метавулканитов контокской серии Костомукшской структуры (Володичев и др., 2002) показало значительные различия условий метаморфизма (преимущественно, P-фактор) доколлизионного и коллизионного (в сдвиговых зонах) периодов.

Метаморфизм палеопротерозойских комплексов досвекофеннской коллизии. В палеопротерозое (2.40-2.45 млрд. лет) в условиях континентального рифтинга, связанного, по-видимому, с мантийным плюмом, в КМ формировались вулканические комплексы, метаморфизм которых, соответствующий условиям зеленосланцевой – низкотемпературной амфиболитовой фаций, относительно ятулия, имел, вероятно, автономное проявление. В ятулии – вепсии осадочные и вулканогенные комплексы были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – пумпелиит-пренитовой фаций.

Геодинамическая обстановка палеопротерозойского (~ 2.4 млрд. лет) периода в БПП в большей степени соответствует условиям проявления эндогенных процессов при континентальном рифтинге в глубинной надплюмовой области, развивающейся в конвергентном режиме. Деформации и метаморфизм этого периода проходили в условиях высокобарической амфиболитовой фации (T=570-620° C, P=7-9 кбар). На этом фоне формировался интрузивный комплекс лерцолитов−габброноритов (Степанов, 1981), в дайковом комплексе которого в ряде районов отмечается метаморфизм в условиях высокобарической амфиболитовой − эклогитовой фаций. В р-не с. Гридино процессы эклогитизации установлены в 3^{x} возрастных группах даек, имеющих нередко зоны закалки и отчетливые интрузивные контакты с вмещающими породами (в том числе и преобразованными архейскими эклогитами), метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Эти достаточно хорошо аргументированные геологические данные позволяют предполагать автономный характер проявления процессов эклогитизации, имеющих непосредственную связь с субсолидусной и автометаморфической стадиями кристаллизации габброидов. Однако это оригинальное решение столь сложной проблемы не является окончательным и требует дальнейшего, более аргументированного обоснования. Параметры эклогитового метаморфизма в дайках разных генераций различаются и варьируют от P=14-15 кбар, T=750-790° C (дайки III) до P=19 кбар, T=920-930° C (дайки II комплекса лерцолитов–габброноритов).

В Свекофеннской складчатой области, в ее ЮВ окончании, в районе СЗ Приладожья, изуче-

ние метаморфизма имеет длительную историю (Н.Г. Судовиков, В.И. Кицул, А.А. Предовский и др., Ю.В. Нагайцев, В.П. Петров, В.А. Глебовицкий и др.). Этими исследователями структура Приладожья рассматривалась, как асимметричная структура с единой метаморфической зональностью андалузит-силлиманитового типа от зеленосланцевой фации до гранулитовой. В настоящее время (Балтыбаев и др., 2000) выделяют два домена: Северный с метаморфической зональностью от зеленосланцевой до фации гранат-кордиеритовых гнейсов и разделенный Мейерским надвигом Южный домен, метаморфизованный преимущественно в условиях гранулитовой фации с ретроградными проявлениями амфиболитовой фации.

Метаморфизм периода свекофеннской транспрессионной коллизии. Свекофеннские зоны деформаций и динамометаморфизма нередко унаследуют позднеархейский структурный план. Для БПП выделяются два периода свекофеннской орогении. Первый связан с Лапландской коллизией (~ 1.9 млрд. лет), и отражением ее в БПП явились деформации, метаморфизм в условиях кианит-мусковитовой фации (T=500-570° C, P=7-8 кбар) и образование пегматитов мусковитовой формации. Для другого типа характерен метаморфизм кианит-силлиманитового типа повышенных давлений. В Ёнском районе позднесвекофеннский метаморфизм соответствует умеренно-низкобарическому типу (Сибелев, 1998), вероятно, отражающему завершающий регрессивный этап полиметаморфического развития БПП.

Наиболее интенсивно свекофеннский метаморфизм развит в зоне сочленения БПП и КМ. В ряде структур (Хизоваарской, Мошинской, Кукасозерской и др.) его развитие не дает возможности достоверно выявить проявления метаморфизма более ранних периодов. В основном уровень метаморфизма соответствует ставролит-биотит-кианит-мусковитовой и ставролит-кианит-жедритовой субфациям амфиболитовой фации (T=600-650° C, P=6-7 кбар) с ассоциациями, содержащими нехарактерные для беломорского метаморфизма минералы – ставролит, жедрит, куммингтонит, антофиллит, хлорит, чермакит, гастингсит и др. Для районов пограничных с Авнереченской, Пебозерской и др. структурами отмечается нечетко выраженная зональность с увеличением степени метаморфизма в сторону БПП и уменьшением до зеленосланцевой фации в ятулийских породах Лехтинской структуры и расположенных западнее других палеопротерозойских образованиях. В контактовых зонах ССО и КМ в системе СЗ сдвиговых деформаций с возрастом 1852±2 млн. лет (Pajunen, Poutiainen, 1999) зафиксированы содержащие кианит ассоциации, очевидно, свидетельствующие о повышенных барических условиях (до 4-6 кбар) наложенного метаморфизма относительно андалузит-силлиманитового типа ССО. Интересна в этом отношении находка в ятулийских кварцитах Воттоваары андалузит-кианитовой ассоциации с неизученной пока последовательностью образования этих минералов.

Сдвиговые зоны, образованные в периоды архейской и палеопротерозойской, свекофеннской транспрессионных коллизий, сопровождающиеся процессами динамометаморфизма и метасоматоза, играют исключительно важную роль в формировании рудопроявлений и месторождений целого ряда полезных ископаемых.

Литература

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб. Изд-во С-Пб. ун-та. 2000. 200 с.

Володичев О.И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. канд. дисс. М**.** 1972. 24 с.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 248 с.

Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С. К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контокской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск. 2002. С. 15-26.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 223 с.

Король Н.Е. Порфировидные интрузивные чарнокитоиды и их метаморфические изменения (оз. Нотозеро, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск. 2010. С. 28–55.

Котова Л.Н. Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии. Автореф. канд. дисс. Л**.** 1993. 20 с.

Левченков О.А., Володичев О.И., Зингер Т.Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгомы (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. Т. 377, № 2. 2001. С. 235–238.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.

Мыскова Т.А. Условия позднеархейского метаморфизма глиноземистых гнейсов чупинского комплекса Беломорья // Записки ВМО. № 4. 2002. С. 12-22.

Ручьев А.М. О гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс Балтийского щита) // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. Операт.-информ. материалы. Петрозаводск. Изд-во КарНЦ РАН. 1992. С. 3–6.

Рыбаков С.И., Светова А.И., Мельянцев Н.В. Комплекс высокометаморфизованных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород на о-вах Вичаны и Мундинаволок оз Кереть // Геология и магматизм. Операт.-информ. матер. ИГ Кар. филиала АН СССР. Петрозаводск. 1983. С. 21–24.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 230 с.

Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1–13.

Сибелев О.С. Позднесвекофеннский (PR1) этап метаморфизма (ЮЗ часть Кольского п-ова и Северная Карелия). Автореф. канд. дисс. М**.** 1998. 21 с.

Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых эклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск. 2008. С. 62–76.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск**.** 2008. 296 с.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М. 1980. 131 с.

Mänttari J., Hölttа P. U-Pb dating of zircon and monazites from Archean granulites in Varpaisjarvi, Central Finland: Evidence for multiple metamorphism and Neoarchean terrane accretion // Precamb. Res. 118. 2002. P. 101–131.

Pajunen M., Poutiainen M. Paleoproterozoic prograde metasomatic-metamorphic overprint zones in Archaean tonalitic gneisses, Eastern Finland // Bull. of Geol. Soc. of Finland. 71, part 1. 1999. P. 73–132.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕЖВЕДОМСТВЕННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОМИССИИ ПО СЕВЕРО-ЗАПАДУ РОССИИ (1984–2010)

Богданов Ю.Б*., Робонен В.И.**
** ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург*
*** Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск*

RESULTS OF THE ACTIVITIES OF THE REGIONAL STRATIGRAPHIC COMMISSION FOR NORTHWEST RUSSIA (1984–2010)

Bogdanov Y.B.[1], Robonen V.I.[2]
[1]A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg
[2]Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

The evolution of the concepts of the Precambrian stratigraphy of the eastern Fennoscandian (Baltic) Shield from the 19th century to the present, the contribution of the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, to a better understanding of Precambrian stratigraphy and the results of the RISC's activities in the northwestern USSR (Russia) are discussed. As the institute of Geology has been conducting studies with an emphasis on Early Precambrian stratigraphy, closer attention is given in the paper to stratigraphic problems, including the decisions, made at All-Union and regional meetings and the results of joint research carried out under cooperative projects with various Soviet (Russian) geological organizations and Scandinavian, primarily Finnish, geologists, and taken into account when accepting stratigraphic schemes of Northwest Russia as the basis for legends to geological maps.

Начальной датой создания РМСК по Северо-Западу России следует считать февраль 1984 года, когда в г. Петрозаводске в Институте геологии Карельского филиала АН СССР состоялось расширенное заседание, носившее организационный характер. Первоначально деятельность Комиссии охватывала территорию Республики Карелия, Мурманской, Ленинградской, Архангельской областей, в пределах которых широко развиты образования докембрия. Председателем РМСК по Северо-Западу (СЗРМСК) был избран проф. В.А. Соколов – директор Института геологии, который стал базовой организацией для деятельности Комиссии. Составы бюро и секций архея и нижнего протерозоя были подготовлены на основе предложений геологических организаций, ведущих работы в регионе: ПГО «Севзапгеология» и «Архангельскгеология», ВСЕГЕИ, институтов геологии Карельского и Кольского филиалов АН СССР, ГИН АН СССР, ИГГД АН СССР и ЛГУ. Ученым секретарем был избран К.И. Хейсканен.

В 1984 году решением МСК была создана РМСК по Северо-Западу СССР, первый пленум которой намечалось провести в 1986 году. Однако по ряду причин, в том числе из-за болезни председателя комиссии В.А. Соколова, вызвавшей необходимость его замены, пленум был проведен 7–8 апреля 1987 года в г. Петрозаводске. Перед ним в г. Ленинграде собирались секции РМСК по архею и протерозою.

На пленуме были заслушаны доклады: «Региональная стратиграфическая схема докембрия Северо-Запада СССР» – В.И. Робонен (Институт геологии КарФАН СССР); «Стратиграфия архея региона» – В.Г. Гаскельбёрг (ПГО «Севзапгеология»); «Типы разрезов нижнего протерозоя региона» – А.С. Воинов (ЛГУ); «Стратиграфия верхнего протерозоя региона» – Н.Г. Коноплева (ПГО «Севзапгеология»); «Геохронологические рубежи» – С.Б. Лобач-Жученко (ИГГД АН СССР); «Палеонтологическая характеристика докембрия региона» – В. В. Макарихин (Институт геологии КарФАН СССР); «О планах картосоставительских и других работ ПГО «Севзапгеология» – Т.Е. Салтыкова (ПГО «Севзапгеология).

После обсуждения докладов были приняты региональные стратиграфические схемы по нижнему и верхнему докембрию Северо-Запада СССР. В архее выделены нижний – саамский и верхний – лопийский комплексы. В связи с этим решено просить МСК включить в Стратиграфический кодекс региональные стратиграфические подразделения «комплекс» и «подкомплекс» (кроме существующих «горизонт» и «лона») для докембрия.

С целью упорядочения стратиграфической терминологии региона и особенно валидности названий свит создана Терминологическая подкомиссия РМСК под председательством Ю.Б. Богданова (ВСЕГЕИ).

На пленуме рассмотрен ряд организационных вопросов: председателем РМСК и секции нижнего протерозоя единогласно избран В.И. Робонен; обсуждены составы секций и план работы комиссии.

Развитие взглядов на стратиграфию докембрия Фенноскандинавского (Балтийского) щита, осо-

© Богданов, Робонен, 2011

бенно его восточной части в 19 веке определялось работами Г. Гельмерсена, П.А. Пузыревского, А.А. Иностранцева, И. Седерхольма и др. Представления о стратиграфии геологических комплексов этой территории до 1941 года 20 века развивались исследованиями П. Эскола, Х. Вяюрюнена, А. Полканова, В. Тимофеева, Н.Г. Судовикова, Л.Я. Харитонова, М.А. Гиляровой и др. В 1934 году проф. В.М. Тимофеев составил геологическую карту Карельской АССР масштаба 1:1000 000.

К 1941 году Ленинградским геологическим управлением было проведено систематическое геологическое картирование и поисково-разведочные работы, на базе которых Н.Г. Судовиков составил новую геологическую карту мелкого масштаба листов P-35, 36, изданную в связи с войной только в 1946 г. В этой сводной работе и в ряде других работ А.А. Полканова, Н.Г. Судовикова, Л.Я. Харитонова были сформулированы основные выводы и представления по стратиграфии и тектонике Карелии по состоянию на 1941 – 1946 гг.

На территории Карелии развиты породы архея и протерозоя и в незначительном количестве палеозоя. Эти образования перекрыты почти сплошным покровом четвертичных отложений – ледниковых и послеледниковых.

Архейские породы имеют наибольшее распространение, тогда как протерозойские занимают ограниченные по величине площади преимущественно в Центральной и Южной Карелии. Архейские образования подразделяются на древние и молодые, а протерозойские – на нижние и верхние.

Палеозойские образования распространены на юге и юго-востоке республики. Н.Г. Судовиков предположительно к палеозою относил Елетьозерскую интрузию габбро-пироксенитов и нефелиновых сиенитов и щелочные породы Вуори-ярви (Куола-ярви).

Эта схема возрастного расчленения пород, отражающая по существу состояние изученности в довоенные годы, в результате большого объема поисково-съемочных, разведочных и тематических работ, проведенных производственными и научно-исследовательскими организациями была в послевоенные годы существенно детализирована.

Объем геологических исследований, проводимых на территории Карелии в основном Ленинградским геологическим управлением в довоенный период неуклонно увеличивался. Были предприняты попытки возрастной датировки геологических комплексов методами абсолютной геохронологии и палеонтологии. Однако, к 1941 году (фактически к 1946 году) по Карелии были составлены только мелкомасштабные геологические карты, среднемасштабной съемкой (в основном некондиционной из-за слабой обнаженности). Охвачено было всего 20% её площади, а крупномасштабной – лишь 1 %.

Анализ же имевших на 1941 – 1945 гг геологических материалов и сопоставление их с другими районами страны и зарубежных стран свидетельствовал о значительных потенциальных возможностях недр Карелии.

В 1945 году в последние военные и первые мирные дни (6 – 11 мая) в г. Петрозаводск директивные органы республики провели геологическую конференцию, на которой были подведены итоги геологической изученности Карелии и намечены задачи по дальнейшему изучению геологии и недр республики. По рекомендации конференции, Академия наук СССР создала в г. Петрозаводске в 1945 – 1946 гг свою базу (впоследствии Карельский филиал АН СССР и Карельский НЦ РАН), в задачу геологического подразделения которого входило изучение стратиграфии докембрия восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита для обеспечения геолого-поисковых и картосоставительских работ на территории республики.

С 1945 – 46 гг геологами Ленинградских геологических организаций, геологическим подразделением Карельской базы АН СССР в г. Петрозаводске и реэвакуированного из г. Сыктывкара Петрозаводского государственного университета были развернуты работы по изучению стратиграфии докембрия Карелии в ходе геологического картирования территории проводимого Ленинградским геологическим управлением. Эти работы проводились под руководством академика А.А. Полканова, Л.Я. Харитонова и М.А. Гиляровой.

Наряду с этим с 1947 года в план работ геологического подразделения Базы Академии наук была поставлена тема по стратиграфии протерозойских образований Карелии под руководством К.О. Кратца. Последовательно в этой работе участвовали О.А. Рийконен, Н.Ф. Демидов, В.Я. Мейльбаум, В.И. Робонен, В.А. Соколов, В.М. Чернов, М.М. Стенарь, Л.П. Галдобина и др.).

В 1949 году в Петрозаводск из Ленинграда было передислоцировано Северо-Западное территориальное геологическое управление, что существенно стимулировало расширение геолого-поисковых работ в республике и повысило интерес в целом к недрам края.

По стратиграфии и тектонике беломорской формации к 1950 г. новых материалов и выводов получено не было, так как начатые в 1948–1949 г.г. работы СЗГУ, ЛГИ и ВСЕГЕИ позволили только в 1951–1952 гг высказать принципиально новые взгляды по стратиграфии и тектонике этих комплексов. Представления о геологии нижнеархейских образований остальной территории к 1950 году остались такими же, какими они были изложены в сводных работах Н.Г. Судовикова (1937, 1939).

В отношении стратиграфии и тектоники протерозоя возникла дискуссия, суть которой заключалась в различной трактовке возрастного поло-

жения и расчленения нижнего протерозоя (карельская формация). Здесь уместно остановиться кратко на истории вопроса.

Еще А.А. Иностранцевым в 1877 году породы, принадлежащие к этой формации, были выделены из состава архейской (лаврентьевская) группы частью в Гурон (протерозой), а частью в палеозой. Конгломераты и кварцито-песчаники девона, доломиты и сланцы карбона по мнению А.А. Иностранцева залегали на гуронских (протерозойских) образованиях несогласно.

В. Рамсей, исследуя в 1902 – 1907 г.г. те же территории, подтвердил это расчленение, но в отличие от А.А. Иностранцева гуронские сланцы назвал калевийскими, а несогласно залегающие на них девонские и каменноугольные отложения соответственно – ятулийской и онежской системами протерозоя.

В это же время возник вопрос о возрастном положении своеобразной ладожской сланцевой формации, относимой одними исследователями (В. Седерхольм) к верхнему архею, а другими (Б. Фростерус) к нижнему протерозою, сопоставимому с калевием.

П. Эскола в 1925 г. объединил ятулийские, калевийские, онежские и ладожские образования в единую карельскую формацию нижнего протерозоя, объясняя различие в составе и степени метаморфизма этих толщ их различным положением в орогенной зоне. Этого мнения впоследствии придерживались В.М. Тимофеев и Н.Г. Судовиков и другие, о чем уже говорилось выше.

Целесообразность объединения различных комплексов в единую карельскую формацию ставилась под сомнение в работах А.А. Полканова и Л.Я. Харитонова (тридцатые годы). Л.Я. Харитонов в отличие от В.М. Тимофеева и Н.Г. Судовикова подразделил единую карельскую формацию в южной и центральной Карелии на две разновозрастные разделенные несогласием системы (свиты); нижнюю – сегозерскую, сложенную кварцито-диабазовой толщей с базальными сланцами (кора выветривания) в основании, и верхнюю онежскую, сложенную кварцитами, сланцами, карбонатными породами и диабазами с полимиктовыми конгломератами в основании.

Кроме того, Л.Я. Харитоновым на юго-западном побережье оз. Сегозера, ниже сегозерской системы, была выделена толща более древних сланцев и основных пород, названная бергаульской свитой, которая сопоставлялась им с калевием В. Рамсея.

В послевоенные годы идея Л.Я.Харитонова о необходимости расчленения единой карельской формации на разновозрастные группы, как это было произведено еще А.А. Иностранцевым и В. Рамсеем, получила дальнейшее подтверждение в работах 1945–1947 г.г. М.А. Гиляровой, установившей существование и широкое развитие на юге Карелии мощной седиментационно-вулканической толщи сланцев, более древних, чем образования карельской формации. Толща эта была названа ею докарельской (верхнеархейская). В ее состав М.А. Гилярова включила железорудные сланцы (открытые в юго-западной части Карелии в 1945–1946 гг), филлитовидные и зеленые сланцы; амфиболиты и кератофиры, которые В.М. Тимофеев и Н.Г. Судовиков относили к карельской формации Л.Я. Харитонова.

В состав более молодой карельской формации М.А. Гилярова включила кварциты, карбонатные породы, сланцы и основные эффузивы и интрузивы, подстилаемые базальными образованиями (гранитные и полимиктовые конгломераты и кора выветривания) Карелии, по мнению М.А. Гиляровой, отделен от докарелия эпохой диастрофизма и кислого магматизма.

Существование же посткарельских гранитов, выделявшихся в свое время Н.Г. Судовиковым, Л.Я. Харитоновым и другими, ставится ею под сомнение. В итоге М.А. Гилярова подтвердила отмеченные ранее А.А. Иностранцевым послегуронский и В. Рамсеем послекалевийский перерыв и несогласие.

Таким образом, к 1950 году по вопросам стратиграфии докембрия Карелии, а по сути дела всей восточной части Фенноскандии, имелись значительные разногласия. Наиболее крупные из них касались трактовки возрастного положения и состава так называемой карельской формации.

Н.Г. Судовиков считал карельскую формацию единой и, относя ее к нижнему протерозою, расчленил докембрий Карелии на нижний архей или свионий (включая гнейсы Беломорья), верхний архей или ботний (эти осадочно-вулканогенные образования на территории Карелии не находили), карельскую формацию (нижний протерозой) и иотний (верхний протерозой).

Разнообразное толкование стратиграфии докембрия Карелии отразились и на суждениях о тектонике. В зависимости от различной трактовки вопросов стратиграфии докембрия Карелии находились и разные представления о тектонике.

Значительно шире стали применятся литологические, палеонтологические, палеовулканологические, изотопно-возрастные методы изучения «немых» толщ.

Возникла необходимость специального анализа выделенных комплексов пород и их соотношений, такие как карелиды, свекофенниды, саамиды, беломориды и корреляции ятулийских, людиковийских и калевийских образований.

Для рассмотрения вопросов стратиграфии в 1955 году было проведено Первое Всесоюзное совещание. К этому совещанию Отделом геологии Карельского филиала АН СССР была подготовлена публикация (К.О. Кратц) с предложениями о стратиграфическом расчленении комплексов пород на территории восточной части щита. Результатом реализации решений совещания был создан Межведомственный Стратиграфический комитет СССР (МСК) и в 1977 году

принят Стратиграфический кодекс СССР – документ определяющий правила работы по вопросам стратиграфии особенно для целей геологического картирования.

По инициативе Карельского филиала Академии наук СССР и Северо-Западного геологического управления Главгеологии РСФСР в 1959 г. был создан Координационный совет по проблеме закономерностей распределения полезных ископаемых на территории Карелии. В состав этого совета входят представители почти всех учреждений и организаций, имеющих отношение к изучению геологии Карелии (Карельский филиал АН СССР, СЗГУ, ВСЕГЕИ, Механобр, ГИКИ, Западный геофизический трест, Ленинградский горный институт, Ленинградский университет, Карельский совнархоз, Госплан КАССР). На совете рассматривались планы научно-исследовательских работ геологических организаций.

Деятельность Совета (председателем которого был проф. П.А. Борисов) способствовала расширению на территории Карелии геологических исследований, в том числе по стратиграфии докембрия восточной части Фенноскандинавского щита.

Благоприятные геологические перспективы для поисков новых месторождений и наличие в республике ряда уже разведанных, но еще не осваиваемых месторождений послужили причиной созыва 25 – 26 мая 1961 г. в г. Петрозаводске специального совещания по вопросу о путях освоения и расширения минерально-сырьевых ресурсов Карелии. Оно было созвано Карельским обкомом КПСС, Советом Министров КАССР, Карельским совнархозом, Северо-Западным геологическим управлением и Карельским филиалом АН СССР. В работе совещания приняли участие представители СОПСа Госэкономсовета, Госплана РСФСР, МГиОН СССР, Главгеологии РСФСР, Северо-Западного геологического управления и его экспедиций (Карельской комплексной и Северной), Чупинского и Североладожского рудоуправлений, научно-исследовательских и проектных институтов Карельского и Кольского филиалов АН СССР, ГИКИ, ГИЭКИ, ВНИИАШ, Гипрогор, НИИасбестцемент и др., Ленинградского политехнического института, Мурманского совнархоза, Череповецкого металлургического завода, планирующих, партийных, советских и хозяйственных органов республики.

На совещании были заслушаны и обсуждены 6 докладов: И.Я. Валентика (председатель Госплана КАССР) «Перспективы развития народного хозяйства Карельской АССР»; В.И. Робонена (ст. научный сотрудник Карельского филиала АН) «Минерально-сырьевая база Карелии и пути ее развития»; С.Д. Покровского (гл. геолог СЗГУ) «Состояние геологической изученности и перспективы развития геологоразведочных работ на территории Карелии»; А.И. Кацкова (управляющий Западным геофизическим трестом) «Геофизические работы на территории Карельской АССР в 1962–1965 г.г.»; Б.Я. Алексеева (гл. геолог Северной экспедиции СЗГУ) «Состояние сырьевой базы Чупинского рудоуправления и пути ее расширения»; С.М. Бреслер (гл. геолог Карельской комплексной экспедиции СЗГУ) «Сырьевая база для развития в Карелии промышленности по переработке нерудного сырья». В прениях выступило более 20 человек.

Наряду с другими задачами созданному на базе отделов КарФАН СССР Институту геологии рекомендовалось продолжить работы по стратиграфии докембрия Фенноскандинавского (Балтийского) щита для целей геологического картирования.

С конца 1960-х и в 70-е годы активизировались совместные исследования с геологами Финляндии и другими странами Скандинавии. Этому способствовало создание в составе Советско-Финляндской комиссии по научно-техническому сотрудничеству специальной геологической рабочей группы.

В 1967 г. проведена Межведомственная конференция в г. Ленинграде, на которой рассматривались вопросы стратиграфии докембрия, в том числе и территории восточной части Фенноскандинавского щита. В 1977 г. в г. Уфе было проведено Всесоюзное совещание по стратиграфии докембрия. В 1979 г. в г. Петрозаводске на базе Карельской геологической экспедиции проведена работа экспертной комиссии Мингео РСФСР, которая наметила работу по подготовке МРСС (Межведомственного регионального стратиграфического совещания) с предварительной геологической экскурсией по ключевым местам территории Карелии и Кольского полуострова. Такая экскурсия, а затем и само совещание было проведено в 1982 г. в г. Петрозаводске. На нем был рассмотрен макет схемы стратиграфии докембрия восточной части Фенноскандинавского щита и рекомендовано создать Региональную межведомственную стратиграфическую комиссию по Северо-Западу СССР (Россия).

Комиссия занялась подготовкой к Всесоюзному совещанию по проблеме «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Постоянная комиссия по нижнему докембрию (председатель К.А. Шуркин ИГГД АН РАН, позднее В.З.Негруца (Севзапгеология), и верхнему докембрию М.А. Семихатов (ГИН РАН) провела целую серию совещаний по подготовке макета общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. Совещания прошли на базе РМСК, соответствующих регионов (в г.г. Петрозаводске, Ленинграде, Иркутске и Хабаровске). Проведена значительная работа к Всесоюзному совещанию по стратиграфии докембрия страны. На этом совещании в г. Уфе в 1990 г. была принята общая стратиграфическая шкала докембрия СССР (табл. 1).

Таблица 1. Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР, Уфа, 1990
Table 1. General Precambrian stratigraphic scheme of the USSR (Ufa, 1990)

ОБЩИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ					ХАРАКТЕРНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ		
Акротема	Эонотема	Эратема	Система		Балтийский щит Урал	Украинский щит	Юго-Восточная Сибирь
Протерозой	Верхний (Рифей)		Вендская	Верхн. 620±15 Нижн.	Ровенский, котлинский, редкинский горизонты		Юдомий
					Лапландский горизонт		
		650 ± 20 Верхний (Каратавий)			Каратавская серия		Уйская серия Лахандинская серия Керпыльская серия
		1000 ± 50 Средний (Юрматинский)			Юрматинская серия		Аимчанская серия
		1350 ± 20 Нижний (Бурзяний)			Бурзянская серия		Учурская серия
	Нижний (Карелий)	1650±50 Верхний карелий			Вепсий	Пугачевская "серия"	Улканская и Акитканская серии
		1900 ± 50 Нижний карелий			Калевий	Клесовская серия	Удоканская серия
					═══ 2000 ± 50 ═══		
					Людиковий Ятулий	Криводорожская серия	
					═══ 2300 ±50 ═══		
					Сариолий Сумий		
Архей	Верхний	2500±50			Гимольская серия Контокская серия Хаутоварская серия (Лопий)	Белозерская серия Конкская серия	Олондинская серия
	Нижний	3150±50			Волоцкая толща водлозерского комплекса (Саамий)	Днестровско-бугская серия Новопавловский комплекс	Курультинская серия (Алданский комплекс алданий)

═══ важнейшие региональные рубежи и их изотопный возраст

Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР (Уфа, октябрь 1990 г.)

12 мая 1999 г. на рабочем совещании по стратиграфии архея и нижнего протерозоя Карельского и Кольского регионов проходившем в Институте геологии КарНЦ РАН было предложено для рассмотрения и утверждения на РМСК прошедшем 18 – 19 июня 1999 г. в том же институте, была утверждена Корреляционно стратиграфическая схема архея и нижнего протерозоя региона (табл. 2.) Она послужила основой для разработки общей стратиграфической шкалы докембрия России и рекомендована для рассмотрения на Третьем Всероссийском совещании «Общие вопросы расчленения докембрия», состоявшемся в г. Апатиты на базе Геологического института Кол. ФАН РАН 13 – 15 июня 2000 г. На совещании была принята общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России (табл. 3).

В 2001 г. она была утверждена МСК, в 2002 г. издана ГИ Кольского НЦ РАН Объяснительная записка к этой шкале. В 2006 г. эта шкала вошла составной частью в Общую стратиграфическую шкалу докембрия, опубликованную в третьем издании «Стратиграфического кодекса России» (2006). Шкала послужила основой для уточнения региональной стратиграфической схемы докембрия Карело-Кольского региона, использованной в серийных легендах Госгеолкарт-1000 и -200, в актуализации которых принимала участие СЗРМСК.

Начиная с 2003 года, проводились заседания РМСК, в том числе, выездные в городах Петрозаводск и Апатиты на базе институтов геологии Карельского и Кольского научных центров РАН. Важными вопросами, обсуждаемыми на этих заседаниях, являлись: разработка и утверждение единой для Карелии и Кольского полуострова схемы типовых разрезов и опорных точек границ региональных стратиграфических подразделений всех рангов. Одним из главных направлений работы РМСК за эти годы явилось внесение коррективов по возрастному положению границ основных крупных стратонов типовых (опорных) разрезов лопия (верхнего архея) и карелия (нижнего протерозоя) на основании полученных новых данных изотопного возраста.

Важным результатом деятельности Комиссии явилось уточнение стратиграфической схемы большей части разреза фанерозоя региона.

Таблица 2. Корреляционная стратиграфическая схема нижнепротерозойских и архейских отложений Карело-Кольского региона (принята на заседании Межведомственного стратиграфического совещания по стратиграфии нижнепротерозойских и архейских отложений в г. Петрозаводске 18 июня 1999 года)

Table 2. Stratigraphic correlation scheme of Lower Proterozoic and Archaean deposits in the Karelian-Kola region (Petrozavodsk, 1999)

Общие (I-II) и региональные (III-VI) стратоны*						Возраст, млн лет	Типовые разрезы и стратиграфические единицы	Общая шкала времени**			
I	II	III	IV	V	VI			Возраст, млн лет	Период	Эра	Эон
Протерозой	Верхний, PR_2	Рифей, R	Бурзяний	Хогланд(ск)ий, HG		1650	Хогландская серия	1500	Статерий	Палеопротерозой	Протерозой
	Нижний, PR_1	Карель(ск)ий K	Верхний, K_3	Вепсий(ский) K_3^2 (VP)		1800	Шокшинская свита	1800	Орозирий		
				Калевий(ский) K_2^2 (KL)		1950	Ладожская серия	2050			
			Средний, K_2	Людиковий(ский) K_2^2 (LD)	Суйсар(ск)ий, Su		Суйсарская свита		Рясий		
					Заонеж(ск)ий, Zn	2100	Заонежская свита	2300			
				Ятулий(ский), K_2^1 (JT)	Туломозер(ск)ий, Tm		Туломозерская свита		Сидерий		
					Медвежьегор(ск)ий, Md	2300	Медвежьегорская свита				
					Янгозер(ск)ий, Jn		Янгозерская свита				
			Нижний, K_1	Сариолий(ский), K_1^2 (SR)		2450	Селецкая, сондальская, кумсинская свиты	2500			
				Сумий(ск)ий, K_1^1 (SM)		2600	Ожиярвинская, тунгудская, окуневская свиты	2800	Неоархей		
Архей	Верхний, A_2	Лопий(ский) L	Верхний, L_2			2800	Гимольская серия	3200	Мезоархей		Архей
			Нижний, L_1			3200	Контокская серия	3600	Палеоархей		
	Нижний, A_1	Саам(ск)ий, S					Водлозерский блок ПМК***, волоцкая толща		Эоархей		

* Ранги стратиграфических подразделений (I - VI): общая шкала (I - II): I - акротема, II - эонотема; региональная схема (III - VI): III - комплекс, IV - подкомплекс, V - надгоризонт, VI - горизонт.

** Шкала Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия.

*** Плутоно - метаморфический комплекс

Состояние стратиграфической базы территории деятельности РМСК и основные задачи по её совершенствованию

В настоящее время состояние стратиграфической основы Карело-Кольского региона можно оценить в целом как хорошее, поскольку установленные разрезы верхнего архея и нижнего протерозоя региона являются стратотипическими на территории России. Уточненная региональная стратиграфическая схема, схема магматизма опубликованы в Объяснительных записках к Госгеолкартам-1000, изданных в 2000 и 2004 годах.

Выполнявшиеся с 2006 по 2010 гг. на западе и северо-западе Восточно-Европейской платформы работы по составлению ГГК -1000/3 (листы N-36 – Смоленск, O-(35),36 – Псков, Санкт- Петербург) в очередной раз показали, что стратиграфический критерий является одним из важнейших рудоконтролирующих в прогнозной оценке территорий на различные виды полезных ископаемых, главным образом осадочного генезиса – марганца, бокситов, урана, молибдена и других видов рудных и нерудных, а также горючих (уголь, нефть) полезных ископаемых.

Таблица 3. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России

Table 3. General Lower Precambrian stratigraphic scheme of Russia

Общая стратиграфическая шкала			Возраст границ, млн. лет	Типовые подразделения (надгоризонты) региональной шкалы Карело-Кольского региона	Характерные местные подразделения, Россия				Смежные регионы
Акротема	Эонотема	Эратема			Карельский регион	Кольский регион	Воронежский массив	Алданский щит	Украинский щит
ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ PR	ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ RF		1650	Хогландий	Хогландская серия		?		?
	НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ) KR	Верхнекарельская KR_2	1800	Вепсий	Шокшинская свита Петрозаводская свита	?	?	Улканская серия	Овручская свита Пугачевская свита
			1920	Калевий	Ладожская серия	Пороярвинская серия Пильгуярвинская серия	?	Удоканская надсерия	Клесовская серия
			2100	Людиковий	Суйсарская свита Заонежекая свита	Колосйокская серия	Оскольская серия: Тимская свита		
		Нижнекарельская KR_1	2300	Ятулий	Туломозерская св. Медвежьегорская св Янгозерская свита	Лучломпольская свита (карбонатная часть) Куэтсярвинская серия	Оскольская серия: Роговская свита		Криворожская серия
			2400	Сариолий	Селецкая свита Вермасская свита	Ахмалахтинская серия	Курская серия		
			2500	Сумий	Ожиярвинская свита Тунгудская свита Окунёвская свита	Сейдоречинская свита Кукшинская свита Пурначская свита			
АРХЕЙСКАЯ AR	ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ (ЛОПИЙСКАЯ) LP	Верхнелопийская LP_3	2800	Гимольский	Гимольская серия	Пороозерская серия	Михайловская серия: Лебединская свита	?	?
		Среднелопийская LP_2	3000		Хаутоваарская серия	Колмозерская серия		Олондинская серия	Белозерская серия
		Нижнелопийская LP_1	3200		Водлозерский комплекс ТТГ: ?	Тоналит-трондьемит-гнейсовый комплекс	Михайловская серия: Александровская свита	Иенгрский метаморфический комплекс	Конкская серия
	НИЖНЕАРХЕЙСКАЯ (САМСКАЯ) SM				Водлозерский комплекс ТТГ: Волоцкая толща		Обоянский комплекс ТТГ	Комплекс ТТГ	Косивцевская толща

Принятая в 2000 г. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России ознаменовала новый этап стратиграфических исследований докембрия, стратотипической областью которого является Карело-Кольский регион, в том числе Карелия. Как было показано выше, к 2000 г. была разработана региональная стратиграфическая схема и схема корреляции стратотипических (опорных) разрезов докембрия Карело-Кольского региона, в основу которой положены результаты геолого-съемочных работ разного масштаба и специальных исследований по стратиграфии. Эта корреляция являлась в значительной мере вещественной и опиралась на положение подразделений в сводном разрезе докембрия и сходстве (близости) разрезов. После 2000 г. объём этих работ резко сократился, но существенно возросли изотопно-геохронологические исследования, проводимые в Карелии в Институте геологии КарНЦ РАН, ГИН РАН, ИГГД РАН, во ВСЕГЕИ, Специализированной фирме «Минерал», Геологическом факультете СПбГУ. В фирме «Минерал» совместно со ВСЕГЕИ в 2004 г. была разработана легенда для Госгеолкарт-1000/3 (в том числе и для докембрия), сопровождавшаяся банком изотопно-геохронологических данных, который продолжается пополняться и сейчас. Стратиграфическая основа легенды опирается на принятые региональную схему и корреляцию опорных разрезов и использование данных изотопного возраста вулканитов. (Таблица 4).

Работами Ю.Б. Богданова, В.Н. Кожевникова, В.И. Робонена, А.И. Световой, В.В. Сиваева, А.И. Слабунова и других исследователей установлено, что в наиболее полных и мощных разрезах Ведлозерско-Сегозерского, Пебозерского, Керетьского и Тикшеозерского зеленокаменных поясов (ЗКП) выделяется мощная толща конгломератов, граувакк, сланцев, в том числе туфогенных, кислых вулканитов (калаярвинская, вороньеозерская +морозноозерская толща, хизоварская (ириногорская) свиты), разделяющаая два ансамбля основных металав. Возраст вулканитов нижнего ансамбля в Ведлозерско-Сегозерском ЗКП, не превышает 2900 млн лет, что подтверждается последними работами С.А. Светова. Изотопный возраст металав охтинской толщи и верхнеозерской свиты достоверно не установлен. Необходимо заметить, что изотопное датирование архейских пород в зоне сочленения Карельской и Беломорской тектонических областей, метаморфизованных в переходных условиях к амфиболитовой фации повышенных давлений вызывает определенные сложности и заслуживает самостоятельного рассмотрения. Для верхнего ансамбля (контокская, масельская, тикшеозерская, пебозерская серии и морозноозерская толща) возраст лежит в интервале 2800-2873 млн лет. Такая корреляция позволяет выделить в среднем лопии нялмозерский и рокковский региональные надгоризонты (Таблица 4).

В Западной Карелии в верхнем лопии выделены породы, отнесенные к гимольской серии. Анализ её состава и строения в разных структурах позволяет говорить о существовании двух типов разрезов (Таблица 4), характеризующих самостоятельные структурно-формационные зоны. Однако соотношения разрезов этих двух типов остаются не установленными. Опорным разрезом гимольской серии (первый тип разреза) считается разрез Костомукшской структуры, детально описанный М.Б. Раевской и Б.Я. Горьковцем. В её составе выделены породы суккозерской (?), костомукшской и сурлампинской свит. Сурлампинская свита залегает на слоистых слюдяных, частью углеродистых, сланцах и железистых кварцитах (основные промышленные запасы руды) костомукшской свиты. Толщи высокоглиноземистых ставролит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов иногда с железистыми кварцитами сурлампинской свиты, обладают многопорядковой, с элементами ритмичности, слоистостью флишоидного типа. Аналогичные породы установлены М.А. Корсаковой в Лексоозерско-Куолисменском синклинории (ГГК-200, лист P-36-III, 1983) и Е.Ф. Белоусовым в Хедоозерско-Большозерско-Нюкозерской структуре. Второй, Паданский, тип разреза сложен часто тонкослоистыми (турбидитовыми?) терригенными метаосадками грауваккового состава (слюдяные и двуслюдяные сланцы и гнейсосланцы) и туфогенными осадками и туфами (?) дацитов, андезитов и, изредка, андезибазальтов (слюдяные и амфиболсодержащие сланцы). В средней части разреза расположен поток лав кислого состава. По материалам В.А. Ганина этот тип разреза возможно залегает на дистеновых гнейсосланцах челмозерской свиты нюкозерской серии К Паданскому типу разреза вероятно могут быть отнесены кислые гнейсосланцы верхней части разреза Хедоозерско-Большозерско-Нюкозерской структур и верхней подсвиты суккозерской свиты Лексоозерско-Куолисменского синклинория, а так же породы Гимольско-Суккозерского района. Изотопные возраста кислых метавулканитов, определенные по цирконам U-Pb (классическим) методом, равны 2750 млн лет (Суккозерская структура) и 2730 млн лет (Хедоозерско-Большозерско-Нюкозерская структура. В Финляндии (р-н Иломантси) возраст вулканитов формации Сиваккойоки, лежащей на сланцах (в т.ч. высокоглиноземистых) формации Корвилансуо, равен 2754 млн лет. Однако, возраст кислых лав из собственно Паданского разреза (западный берег оз. Сегозеро) не определялся.

До настоящего времени остается дискуссионным положение геологической границы архея и протерозоя в регионе. В региональной схеме разрез протерозоя (нижний карелий) начинается с пород сумийского надгоризонта (Таблица 4), перекрытого образованиями сариолийского надгоризонта. Объёмы надгоризонтов так же дискуссионны. В

Таблица 4. Региональная схема корреляции опорных разрезов Карелии
Table 4. Regional correlation scheme of Karelia's key sections

Общая шкала: эра-тема	Региональная схема: надгоризонт	Региональная схема: горизонт	Обновленный вариант региональной схемы и схемы корреляции опорных разрезов
нижний рифей	***ладожий*** 1500		*Ладогаозерская серия* в составе приозерской, салминской (1499) и пашской свит
1650	***хогландий***		*хогландская серия* (1638, 1640) - необходимо её расчленение на три-четыре свиты
верхний карелий	**вепсий** 1800		
	калевий 1950		
2100	**людиковий**		противоречивый возраст кирьявалахтинской(2000) суйсарской (2013), ветреного пояса (2449, 2410, 1930, 1870) свит

Районы	Костомукшский	Сегозерский	Западно-Онежский (+ Онежская структура)	Лехтинский	Тикшеозерский и Керетский
нижний карелий: ***ятулий*** 2300		*сегозерская серия*	*онежская серия* 2090, 2130	*летнеозерская серия*	*летнеозерская* (?) серия (кукасозер-ская свита)
сумийско-сариолийский 2400: ***сариолий***		селецкая свита	пальеозерская свита	колгеваарская (кал-гачинская) свита	конгломераты
сумий		сондальская свита ?	кумсинская глубокоозерская свиты ?	вермасская (2412) пайозерская свиты; ожиярвинская свита 2448, 2442, 2440, 2442^{X}; тунгудская -2 свита ? 2427***	
2500					
верхний лопий: ***гимольский***	гимольская серия; сурлампин-ская, косто-мукшская, суккозерс-кая свиты	*паданская "толща"* 2730**, 2750**; челмозерская* свита; флишоидные глино-земистые гнейсы; слюдяные, амфиболо-вые сланцы		тунгудская-1 свита ?2720; окуневская свита	визаварская свита 2652
2800					
средний лопий: ***рокковский*** 2900	контокская серия; рувинварс-кая свита; шурловар-ская свита 2801; ниемиярвин-ская свита 2843, 2849		хаутоварский комплекс; *масельгская серия*: усмитсаняр-винская свита; кульюнская свита 2850; калаярвинская свита 2862, 2854	пебозерская серия: авнереченская свита - 2801; хизиярвинская свита - 2820; вороньеозер-ская свита; морозноозерская толща	тикшеозерская серия: челозерская свита; хизоварская 2873, 2728^{a}, 2783^{a} (ириногорская) свита 2820
няпмозерс-кий			*шуйская серия*: лоухиварская свита 2921, 2962; виетукка-лампинская свита 2945, 2995	охтинская толща 2790^{a}	верхнеозерская свита
3000					

Челмозерская свита* нюкозерской серии - выделена Ганиным по результатам ГГС-50 (1984)
Методы определения изотопного возраста: **2730 -** U-Pb по цирконам; **2412 -** SHRIMP**;** 2850 **-** Sm-Nd по породе или породе и мнералам; *2090* Pb-Pb по породе. **2730**** **-** возраст определен в Нюкозерско-Хедозерской и Суккозерской структурах соответственно. **2412***** **-** возраст определен в Шомбозерской структуре. **2442^{X}** - возраст определен в Панаярвинской структуре. **2790^{a}** - вероятно, возраст изменен наложенными процессами.
~~~ - перерыв (конгломераты). ▯▯▯▯ - отсутствие стратиграфических подразделений в разрезе.
Курсивом даны названия подразделений, выделенные в легенде или предлагаемые для обсуждения.
Название подчеркнутого стратона предлагается исключить из регональной стратиграфической схемы.
~~~

полном разрезе сумия В.И. Коросов, В.З. Негруца, Т.Ф. Негруца и другие в Шуезерском голостратотипе выделяют (снизу вверх) свиты: окуневскую (кварцитовая), тунгудскую (андезибазальтовая), ожиярвинскую (кислых метавулканитов). Окуневская свита развита не повсеместно и тогда металавы тунгудской свиты перекрывают образования авнереченской свиты лопия или гранитоиды архея. Тунгудская свита С.Н. Кукуй разделяется корой физического выветривания и конгломератами с обломками кварца и андезибазальтов на две подсвиты, возраст её лав близок 2720 млн лет. Ожиярвинская свита (с возрастом кислых лав 2440, 2442, 2448 млн лет) лежит на породах авнереченской и хизиярвинской свит лопия и на нижней или верхней подсвитах тунгудской свиты. В районе озер Лежево-Пебозеро в основании ожиярвинской свиты выделяется горизонт конгломератов с обломками тоналитов-плагиогранитов. Всё сказанное позволило К.И. Хейсканену и Ю.Б. Богданову предположить, что породы окуневской и тунгудской свит являются лопийскими, а к сумию относятся вулканиты ожиярвинской свиты. Был так же получен изотопный возраст 2652 млн лет для лав визаварской свиты (Кукасозерская структура), коррелируемой с породами тунгудской свиты. Однако полученная датировка возраста тунгудской свиты оспаривается рядом геологов. В Шомбозерской структуре в последнее время получен возраст лав, относимых так же к тунгудской свите, который оказался равным 2427 млн лет. По результатам ГГС-50 С.Н. Юдин в районе оз. Тунгудского выделил березовский комплекс гранитов, прорывающих тунгудскую свиту. В.В. Иваников и В.А. Богачев отмечали так же прорывание металав тунгудской свиты телами гранитов в районе озер Машозеро и Тунгуда. По устному сообщению М.А. Елисеева такие же соотношения вулканитов и гранитов отмечены в районе юго-восточнее озера Маслозеро. Изотопный возраст гранитов не установлен.

К сариолию относятся пайозерская полимиктовых конгломератов, вермасская (ватулминская) андезибазальтовая, косозерская (колгеварская) конгломератовая свиты. Для лав вермасской свиты в Лехтинской структуре получен возраст 2412 млн лет, что противоречит принятой временной границе сумия и сариолия. В южной и центральной Карелии известны предятулийские разрезы конгломератов, андезибазальтов и кварцитов глубокоозерской, кумсинской (сондальской), пальеозерской (селецкой) свит, однако остается дискуссионным их сумиский или сариолийский возраст. Можно заключить, что для решения вопроса о положении границы архея и протерозоя и объеме и составе сумия и сариолия необходимо проведение детальных геологических и изотопно-геохронологических исследований. Вероятно, сейчас целесообразно в региональной схеме выделять только нерасчлененный сумийско-сариолийский надгоризонт без определения временной границы между ними.

Картосоставительские работы потребовали выделения типов разрезов ятулия. Это привело к необходимости обособления онежской (преобладание хемогенной седиментации), сегозерской (преобладание терригенных пород) и летнеозерской (существенная роль вулканитов) серий (Таблица 4).

Полученные в последние годы изотопные датировки вулканитов людиковийского надгоризонта (Таблица 4) дали противоречивую картину. Часть из них отвечает возрасту сумийских образований. Для Гайкольской интрузий основного состава, прорывающей (?) образования людиковия, так же установлен сумийский изотопный возраст. Эти данные противоречат некоторым существующим представлениям о синклинорном строении и стратиграфии Куолаярвинской, Шомбозерской и Ветреного пояса структур. Необходимо проведение специальных дополнительных исследований для решения этого противоречия. В настоящее время менять региональную и корреляционную стратиграфические схемы преждевременно.

Существенные изменения связаны с нижнерифейскими образованиями. До недавнего времени к нижнему рифею относили породы хогландской серии, в которой необходимо выделить свиты. В последние годы получен изотопный возраст вулканитов салминской свиты равный 1499 млн лет и долеритов Валаамского силла, рвущего породы приозерской свиты, близкий к 1459 млн лет (Rämo O.T., Vaasjoki M., et. al.). Образования хогландской серии и её аналоги связаны с формированием гранитов рапакиви Выборгского, Рижского и Аландского массивов. Породы приозерской и салминской свит перекрывают граниты Салминского массива и не связаны с эпохой гранитообразования. Они объединены в ладогаозерскую серию (рабочее название). Это даёт основания выделить в нижнем рифее два региональных подразделения с границей между ними около 1500 млн лет (наиболее поздние граниты рапакиви р-на Гявле, Швеция). За нижним подразделением оставить название хогландий, верхнее – условно названо нами ладожий. По данным К.Э. Якобсона и А.С. Яновского породы салминской свиты перекрываются осадками яблоновской свиты (средний – верхний рифей) с конгломератами в основании.

Общей проблемой для всех образований докембрия является изучение и датирование границ региональных подразделений.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Медведев П.В., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В.
Институт геологии Карельского научного центра РАН

PALEOPROTEROZOIC STRATIGRAPHY OF THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD: STATE OF ART, PROBLEMS AND PROSPECTIVES

Medvedev P.V., Makarikhin V.V., Rychanchik D.V.
Institute of Geology Karelian Research Center of RAS

Modern approach to subdivision of Paleoproterozoic successions is connected with applying of event stratigraphy. In Phanerozoic successions, the definition and correlation of stratigraphic units is based on paleontological method, supported by abundant high-precision isotopic dates. In contrast, Precambrian sedimentary successions contain few fossils useful for correlation purposes and commonly lack precise geochronology. This has hampered the development of robust chronostratigraphic frameworks for such successions, and restricted reconstruction of their geological history. It has also led to the proliferation of many local stratigraphic nomenclatures rife with numerous formal and informal names. The Russian and Finnish parts of the Fennoscandian Shield are notable exceptions in that effort was made to define and apply a common stratigraphic nomenclature for the entire shield. There, Paleoproterozoic volcanic-sedimentary sequence is subdivided into six stratigraphic units (from base to top): Sumian, Sariolian, Jatulian, Ludicovian, Kalevian and Vepsian, spanning the time interval 2.5-1.7 Ga. These units were termed superhorizons in Russia and groups in Finland. The subdivision was based mainly on Lithostratigraphic approach. For using of time constrained global events as a basis for chronostratigraphic subdividing of the Paleoproterozoic sequence on the Fennoscandian Shield one have to place these units within the chronostratigraphy based on global events. Additional geochronological constraints are needed before this framework can be adopted formally and applied elsewhere. Phanerozoic stratigraphy is based on historical nomenclature assigned to biological and nonbiological globally recognizable events. There are at least 60 global events in Phanerozoic history. The four global events can be distinguished in the Paleoproterozoic on the Fennoscandian Shield: 1) atmospheric redox-state (tapering-off of the mass-independent fractionation of sulphur isotopes by ca. 2430 Ma), 2) climate (Huronian ice age between ca 2400-2200 Ma), 3) seawater geochemistry (Lomagundi-Jatuli isotope excursion ca. 2200-2060 Ma), 4) recycling of organic matter (depleted ^{13}C carbonate concretions, younger than ca. 2060 Ma) and changes assigned to enhanced biological productivity and preservation (black shale event “Phenomenon Shunga”). These events may serve as a starting point in the event stratigraphy approach to subdivide of Paleoproterozoic sequence. The first priority work for building the Paleoproterozoic stratigraphic nomenclature assigned to global events is to obtain new, reliable precise ages, along with comprehensive understanding of rock geochemistry and depositional environments worldwide; this cannot be made by using data derived from Fennoscandian Shield solely or any other individual craton. This is because the Precambrian rock record remains incomplete on any given continent. Although 700 million years of Paleoproterozoic history have been recorded on the Fennoscandian Shield, the 20 km thick volcanic-sedimentary sequence would yield an average accumulation rate of ca. 30 m per million years. Such rates cannot be considered to represent a complete geological record. Several prominent unconformities dividing the stratigraphic units remain undated.

Современное представление о стратиграфии раннедокембрийских образований в России основывается на решениях двух крупных стратиграфических совещаний, состоявшихся в Уфе (1990 г.) и в Апатитах (2000 г.). Несмотря на существующую и постепенно входящую в практику наших исследований Общую (международную) шкалу докембрия (Ogg et al., 2008), подразделения отечественной шкалы существенно отличаются от международной, а сопоставление этих двух шкал осуществляется с определёнными допущениями (Корень, 2009). Объясняется это тем, что нумерический принцип определения границ общих подразделений международной шкалы нередко вступает в противоречие с историко-геологическим обоснованием границ выделяемых крупных стратонов. Особенно это характерно для подразделений нижнего докембрия. Как отмечено в решениях 3 Всероссийского совещания "Общие вопросы расчленения докембрия" (Решение III Всероссийского..., 2001): "…требованиям эталона идеального разреза нижнего докембрия России наиболее полно отвечает Региональная стратиграфическая схема Карелии и Кольского полуострова. Она составляет основу создания Всероссийской сети стратотипов общих подразделений

© Медведев, Маарихин, Рычанчик, 2011

нижнего докембрия и их границ." Принятая на совещании Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России подразумевает создание единой сети стратотипических разрезов и точек границ стратотипов как основы точного датирования и событийного изучения межрегиональных подразделений Общей шкалы.

Применительно к стратиграфической шкале Карело-Кольского региона каждый из зафиксированных в ней надгоризонтов занимает вполне определённое положение, имеет свои чётко выраженные особенности и может быть сопоставлен с аналогичными образованиями в соседних регионах. Не хотелось бы акцентировать внимание на том, что в Стратиграфическом кодексе предусмотрено выделение надгоризонта в том случае, если необходимо объединить два или несколько горизонтов в одну более крупную единицу. В любом случае эти операции должны сопровождаться систематическим изучением самих геологических тел – носителей информации.

Как показал опыт работ на территории Карелии в качестве обоснования для выделения горизонтов (основных единиц региональной стратиграфической шкалы) в нижнем протерозое выступают литологический (седиментологический) с последующей генетической интерпретацией и фациальным анализом, палеонтологический, геохимический и изотопно-геохимический критерии (Геология Карелии, 1987; Коросов, 1991; Макарихин, Кононова, 1983; Проблемы стратиграфии…, 1989; Сацук и др., 1988; Макарихин и др., 1995; Хейсканен и Рычанчик, 1999). В итоге исследователи могут установить различные геологические события в масштабе региона, определить их последовательность и соотношение с глобальными событиями. Комплексная характеристика выбранных стратотипических разрезов горизонтов региональной стратиграфической шкалы обеспечит её сопоставление со стратиграфическими шкалами соседних регионов и способствует конкретному наполнению общей (международной) стратиграфической шкалы (табл.).

Расчленение нижнего протерозоя в общей стратиграфической шкале докембрия России (Общая стратиграфическая шкала докембрия России…, 2002).

Subdivision of Paleoproterozoic in the Precambrian Stratigraphic chart of Russia

Эонотема	Эратема	Возраст нижней границы, млн. лет	Типовые стратиграфические подразделения (надгоризонты) региональной шкалы	Предлагаемые авторами горизонты	Характерные фоссилии (*Litophyta)*
НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ)	Верхнекарельская	1800	Вепсийский	шокшинский	*Osagia jotnica*
				петрозаводский	*Leiosphaeridia*
		1920	Калевийский	леппялампинский	*Stirpsiphyton Osagia munoserica*
				пялк-ярвинский	*Styctosphaeridium, Cyathotes nigoserica*
		2100	Людиковийский	суйсарский	*Stiriophyceae*
				заонежский	*Leiosphaeridia, Osagia kuprjakovii, Djulmekella shungitica*
	Нижнекарельская	2300	Ятулийский	онежский	*Calevia, Butinella, Omachtenia, Sundosia, Nuclephyton, Lukanoa*
				сегозерский	*Calevia sp. Stiriophycea*
		2400	Сариолийский	селецкий	*Leiosphaeridia crassa*
				кумсинский	
		2500	Сумийский	ожиярвинский	*Protoklimetia sumica*
				пайозерский	

К сожалению, в последнее время работы стратиграфической направленности, как в Карело-Кольском регионе, так и по России в целом не рассматриваются как приоритетные. Изолированные группы специалистов не имеют возможности для регулярных встреч, Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по Северо-Западу (РМСК) не собиралась на протяжении многих лет, ослабила свою работу постоянная комиссия по нижнему докембрию. В связи с этим, обобщение и корректировка полученных результатов, использование их в официальных стратиграфических схемах существенно осложняются.

Назрела необходимость по проведению ревизионных работ по унификации стратиграфических подразделений местной шкалы (свиты, серии и комплексы Карелии), рассмотрения и утверждения на РМСК основных региональных стратиграфических единиц – горизонтов (Карело-Кольский регион). Межведомственный стратиграфический комитет России (МСК) последним изданием Кодекса (Стратиграфический кодекс…, 2006) подчеркнул важность исследований, направленных на изучение вещественных носителей геологического времени – слоёв и содержащихся в них окаменелостей, выделения стратотипов, установления их границ, определяемых по конкретным геологическим событиям независимо от того, к какому времени они относятся.

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, пригодных для биостратиграфии, кроме того, как правило, не хватает надёжных возрастных изотопных датировок. Это препятствует развитию хроностратиграфического подхода для расчленения, корреляции и воссозданию геологической истории докембрийских толщ, а также порождает множество местных стратиграфических схем с многочисленными подразделениями.

Геологами России и Финляндии была предпринята попытка создать общую стратиграфическую схему для Фенноскандинавского щита. В палеопротерозое выделено шесть главных подразделений (снизу вверх): сумий, сариолий, ятулий, людиковий калевий и вепсий, в ранге надгоризонта в России и группы (серии) в Финляндии. Названия даны по этнографическому признаку и происходят от исторических названий племён, населявших территорию Карелии и Финляндии. Эти подразделения нашли широкое применение для корреляции осадочных образований восточной части Фенноскандинавского щита (Семихатов и др., 1991; Решение..., 2001; 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, зрелые арениты, красноцветы и доломиты со строматолитами; людиковий – чёрные сланцы и вулканиты основного и ультраосновного состава; калевий – турбидиты грауваккового состава; вепсий – сероцветные и красноцветные кварцито-песчаники. 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 окраинноморским (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 and 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 габбро-норитовых 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 препятствует пост-сумийское поднятие территории и неизвестная длительность эрозионного перерыва. Возраст самых молодых сумийских вулканитов составляет 2442.2 ±1.7 млн. лет (Amelin et al., 1995), а возраст расслоенных габбро-норитовых интрузий, на которых несогласно залегают сариолийские конгломераты в сланцевом поясе Перяпохья, равен 2430 ±4 млн. лет (Perttunen and 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, но начало этого события предшествует внедрению даек с 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. 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 (людиковий) к калевийским граувакковым турбидитам и вулканитам от основного до кислого состава. В южной Финляндии в районе Тампере толща граувакковых песчаников 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 кварцито-песчаников определён 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 начато относительно недавно (Негруца, 2009; Семихатов и др., 1999; Eriksson et al., 2010, Melezhik et al., 2010). Так в палеопротерозое Фенноскандинавского щита можно выделить, по крайней мере, четыре глобальных события (Melezhik et al., 2005). Первое – изменение окислительно-восстановительного состояния атмосферы, связанное с исчезновением масс-независимого фракционирования изотопов серы около 2430 млн. лет назад. Второе – климатическое событие, связанное 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 органического вещества, связанное с появлением около 2060 млн. лет назад карбонатных конкреций обеднённых тяжёлым изотопом углерода ^{13}C и резким возрастанием степени сохранности органического вещества (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 необходима точная датировка выявленных событий совместно с познанием характера обстановок осадконакопления и 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 палеопротеозоя представлены только 20 километровой вулканогенно-осадочной толщей, что предполагает чрезвычайно низкую скорость аккумуляции около 30 м за миллион лет. Следовательно, сохранившаяся геологическая летопись неполна и выделяемые на щите стратиграфические подразделения разделены крупными несогласиями неизвестной продолжительности. Осадочные толщи палеопротерозоя в интервале 2.5-2.0 млрд. лет (от сумия до людиковия включительно) имеют глобальное распространение, и фиксируют последовательно сменяющиеся отчётливые события: тектонические, климатические и биогеохимические изменения в экзосфере Земли (Bekker et al., 2005). 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; 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 положительная 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.

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.

Литература

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И., и др. U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии. // ДАН СССР. Т. 310. № 1. 1990. С. 189–191.

Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Карельский научный центр АН СССР, 1991, 118 с.

Геология Карелии. Л. «Наука», 1987, 232 с.

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 // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1995. С. 72–83.

Негруца В.З. К созданию хронособытийной модели эонотемы // Вестник МГТУ. Т 12. № 3. 2009. С. 371–385.

*Корень Т.*Н. Международная стратиграфическая шкала докембрия и фанерозоя: принципы построения и современное состояние. СПб.: зд-во ВСЕГЕИ, 2009. 40 с.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка, Апатиты; Изд. КНЦ РАН, 2002, 13с.

Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1989. 159 с.

Ранний докембрий Балтийского щита // под ред. В.А. Глебовицкого. СПб. «Наука». 2005. 711 с.

Решение III Всероссийского совещания "Общие вопросы расчленения докембрия" // Стратиграфия. Геол. корр. Т. 9. № 3. 2001. С. 101-106.

Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л, «Наука», 1988, 96 с

Семихатов М.А., Раабен М.Е., Сергеев В.Н., Вейс А.Ф., Артемова О.В. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2.3-2.06 млрд. лет назад // Стратигр. Геологич. Корреляция. Т. 7. № 5. 1999. С. 3–27.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. 1991. С. 3–16

Стратиграфический кодекс. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2006. 96 с.

Хейсканен К.И., Рычанчик Д.В. Ятулийские нижнепротерозойские карбонаты Балтийского щита с аномально тяжелым углеродом: стратиграфическая позиция и палеогегографическое распространение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 7. № 6. 1999. С. 14–19.

Amelin Yu.V. Heaman L.M. and 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.

Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A, Eriksson K.A. Evidence for Paleoproterozoic cap carbonates in North America // Precambrian Research 137 2005. P. 167–206.

Eriksson P.G., Catuneanu O., Nelson D.R., Rigby M.J., Bandopadhyay P.C., Altermann W. Events in the Precambrian history of the Earth; challenges in discriminating their global significance // Marine and Petroleum Geology. 2010.

Hanski E. History of stratigraphical research in northern Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper. 33. 2001. P. 15-43.

Kähkönen Y. Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. Vol. 345. 1989. 104 pp.

Kähkönen Y. Svecofennian supracrustal rocks // In Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V. Amsterdam. Developments in Precambrian Geology. Vol. 14. 2005. P. 343–405.

Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ration of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland. Bull. 371. 1993. P. 1-87.

Karhu J.A. Paleoproterozoic carbon isotope excursion. // In Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V. Amsterdam. 2005. P. 669–680.

Laajoki K. Karelian supracrustal rocks. In: Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (Eds.), Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V., Amsterdam. Developments in Precambrian Geology. Volume 14. 2005. P. 279–342.

Lehtonen M. I., Manninen T., Rastas P., Räsänen J. On the early Proterozoic metavolcanic rocks in Finnish Central Lapland //Correlation of Precambrian Formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. Apatity. 1992. P. 65–85.

Melezhik V.A. and 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. 35(6). P. 720–725.

Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Hanski E.J., Kump, L.R., Lepland, A., Prave, A.R. and Strauss H. Emergence of the aerobic biosphere during the Archean-Proterozoic transition: Challenges of future research. *Geol. Soc. Am. Today*. 2005. 15: 4–11.

Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J., Fallick A.E. and Whitehouse M.J. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. Geology. 35. 2007. P. 655–658.

Melezhik V.V., Lepland A., Romashkin A.E., Rychanchik D.V., Mesli M.,Finne T.E, Conze R. The Great Oxidation Event Recorded in Paleoproterozoic Rocks from Fennoscandia // Scientific Drilling. N 9. April 2010. P. 23-29.

Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The concise geological Time Scale // Cambridge University Press. 2008, 175 p.

Perttunen V., Vaasjoki M. U-Pb geochronology of the Perapohja Schist Belt, northwestern Finland. In: 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.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

В.В. Макарихин
Институт геологии Карельского научного центра РАН

PALEONTOLOGICAL STUDY OF PALAEOPROTEROZOIC ROCKS IN KARELIA

V.V. Makarikhin
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS

One characteristic of a sedimentary complex in the Baltic Shield is the presence of fossil-bearing rocks. Puzyrevsky (1866) was among the first authors, who reported the occurrence of paleontological units in this region in the mid-19th century. This discovery was followed by a long silence until the mid-20th century, when another attempt to look for organic remains in the oldest strata was made. However, all these studies were only episodes showing that a more serious, purpose-oriented approach to the study of Early Precambrian paleontology is needed.

This opportunity was provided when Prof. V.S. Slodkevich, a co-founder of the Petrozavodsk State University, came to Petrozavodsk. As a skilled professional paleontologist, he formed a research team of his disciples to collect, analyze and publish paleontological data from the region as Academic and university monographs. The Onega Lake area (Obonezhye after Prof. V.A. Sokolov), where thick, mildly metamorphosed carbonate units are abundant, was found to be the most promising territory for this type of research.

New data soon attracted the attention of scientists from other institutions and became the subject of discussion. Shortly after a series of target-oriented expeditions, a summary volume of papers was published to help scientists comparatively analyze some contradictory facts illustrating the diversity and intricacy of the Early Precambrian.

The results of research carried out at the final stage were summed up at the 3rd All-Union Symposium on Precambrian and Early Cambrian Paleontology held in Petrozavodsk. The attendees were hopeful that biostratigraphic conclusions would be drawn primarily from evidence for Early Precambrian phytogenic (cyanobacterial) buildups such as stromatolites and microphytolites.

Modern paleontological studies are also based on abundant drilling record. Closer cooperation with foreign experts has become possible. Exchange of comparative data and the use of modern high-precision equipment have contributed to in-depth analysis of paleontological sites.

Our goal in the 21st century is to develop an extensive system of phytogenic buildups which can be used for optimum biostratigraphic constructions. The results of earlier studies should be critically re-evaluated. Many of the genera and species identified should be re-described. Dozens of samples, kept in rock and thin-section storages, do not represent any of known groups. A niche in a new system should, therefore, be found for each taxon studied. Each taxon should be described in a monograph and a relevant publication should effectively be made available to the scientific community. An attempt to solve part of this problem is made in the present paper.

Одной из особенностей осадочного комплекса Балтийского щита является наличие в его составе пород, содержащих окаменелости. Наиболее ранние указания на присутствие здесь палеонтологических объектов относятся ещё к середине 19-го века (Пузыревский, 1866). После относительно долгого затишья в середине следующего- 20-го столетия была предпринята новая попытка выявления органических остатков в древнейших толщах (Metzger, 1924; Рябинин, 1941; Турищев, 1948; Горский, 1953). Однако все эти работы носили эпизодический характер, подтверждая лишь настоятельную необходимость более серьёзного целенаправленного изучения палеонтологии раннего докембрия.

Такая возможность представилась лишь после появления в Петрозаводске профессора В.С. Слодкевича – одного из создателей Петрозаводского университета. Будучи высокопрофессиональным палеонтологом, он подобрал инициативную группу своих учеников, с тем, чтобы на базе Академии наук и университета постоянно концентрировался и подвергался дальнейшей монографической обработке весь палеонтологический материал региона. Выяснилось, что наиболее перспективной территорией для таких исследований является район акватории Онежского озера (как говорил В.А. Соколов, «Обонежья») с его многочисленными разрезами достаточно мощных и слабо метаморфизованных карбонатных толщ (Бутин, 1959; Слодкевич, Соколов, Бутин, 1960).

Новые данные вскоре привлекли к этой теме широкий круг исследователей других учреждений. После проведения ряда целенаправленных экспедиций в относительно короткое время удалось выпустить в свет обобщающий сборник статей, благодаря которому стало возможным проводить сравнительный анализ нередко противоречивых фактов, свидетельствующих о многообразии и сложности органического мира раннего докембрия (Вологдин – ред., 1966).

© Макарихин, 2011

Своеобразный итог последнего этапа был подведен в Петрозаводске на III Всесоюзном симпозиуме по палеонтологии докембрия и раннего кембрия (Соколов – ред., 1987). Основные надежды для биостратиграфических выводов в раннем докембрии связывались с изучением, прежде всего, фитогенных (цианобактериальных) построек – строматолитов и микрофитолитов.

Современные палеонтологические исследования, помимо всего прочего, опираются на данные бурения многочисленных скважин. Появилась возможность существенно более широкого общения с зарубежными специалистами. Обмен сравнительного материала, применение более совершенного и точного оборудования – всё это способствовало более углублённому анализу палеонтологических объектов.

Задачей нового XXI века стала разработка развёрнутой системы фитогенных построек, без чего немыслимо создание оптимальных биостратиграфических конструкций. В связи с этим назрела необходимость критического переосмысления ранее проделанной работы. Многие из выделенных родов и видов требуют нового описания. В коллекциях каменного материала и шлифотеках лежат десятки образцов, которые по тем или иным признакам не могут быть отнесены ни к одной из известных групп. Необходимо найти им место в новой системе, сопроводив каждый из исследованных таксонов монографическим описанием с последующей эффектной публикацией. Частично решение этой задачи предпринято в настоящей работе.

Важнейшие фитогенные постройки Обонежья

Строматолиты (подотдел Stromatolitophytina)

Род Kusaria* gen. nov.

Т и п р о д а . *Kusaria piriforme***, gen. et sp. nov. Южная Карелия, Заонежский полуостров. Онежский горизонт ятулия.

Д и а г н о з . Грибообразная постройка в форме перевёрнутой груши, основание которой представлено в виде относительно невысокого субцилиндрического столбика, сложенного пологовыпуклыми слоями, подогнутыми вниз на периферии. Боковая поверхность относительно ровная. Вверху диаметр постройки быстро увеличивается, превращаясь в массивную более высокую округлую её часть. При этом характер строматолитовых наслоений остаётся практически прежним.

С о с т а в р о д а : один вид *Kusaria piriforme* gen. et sp. nov.

С р а в н е н и е . От всех известных родов столбчатых строматолитов резко отличается характерной грушевидной (грибообразной) формой.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е . Онежский горизонт ятулия в пределах южной части Заонежского полуострова Карелии.

Kusaria piriforme, gen. et sp. nov.

Табл.I, фиг. 1-3.

Г о л о т и п . Обр. 2919 из коллекции Ю. С. Полеховского 1988 г. Скважина №3136 с глубины 103.5 м, в районе пос. Кузаранда (Карелия). Онежский горизонт ятулия.

О п и с а н и е . Одиночные столбчатые строматолитовые постройки, ориентированные нормально по отношению к общему напластованию пород. Каждая постройка состоит из двух частей – нижней и верхней. Нижняя – субцилиндрический столбик с относительно ровными краями диаметром 0.5–1.0 см. Он сложен чередованием тёмных и светлых слойков доломита, плавно изогнутых кверху. Наиболее тонкие – 0.5-1.0 мм, мощность светлых – до 1.0-2.0 мм. Высота арки не превышает 1.0- 1.5 мм. Верхняя наиболее высокая часть строматолита, похожая на набалдашник трости, сложена несколько более мощными доломитовыми слоями: тонкие – до 1.5 мм, толстые – до 2.5-3.0 мм. Пологовыпуклые слои в периферической части подогнуты книзу, иногда свисая в виде козырьков и карнизов, но чаще – облекают нижележащие прослои, прижимая свои окончания к самой постройке. Высота арки наиболее протяжённых слоёв достигает 2 см. Быстро возрастающий кверху диаметр «набалдашника» может превышать 4-5 см, при высоте 5 и более см.

С р а в н е н и е . Поскольку в настоящее время выделен только один вид этого рода, можно лишь указать на то, что нижняя часть характеризуемого строматолита имеет некоторое сходство с родом Colonnella Komar, в то время как верхняя часть напоминает отдельные куполовидные обособления рода Calevia (Butin). Однако подобная комбинация этих двух частей в описываемых образованиях встречена впервые.

М а т е р и а л . Два образца со шлифами, хранящиеся в коллекции Института геологии КарНЦ РАН: обр.2919 из коллекции Ю.С. Полеховского 1988 г., скв. 3136, глубина 103.5 м близ пос. Кузаранда; обр. 3608 из коллекции В.А. Ильина 1992 г. – крупный обломок, найденный в районе пос. Толвуя.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е . Онежский горизонт ятулия, южная часть Заонежского полуострова, Карелия.

Род Stipes* gen. nov.

Т и п р о д а . *Stipes perparvus*** gen. et sp. nov. Центральная и южная Карелия, онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт.

* По названию заонежского села Кузаранда, близ которого собран каменный материал.

** Лат piriforme – грушевидный.

* Лат. stipes – ствол, пень.

** Лат perparvus – очень маленький.

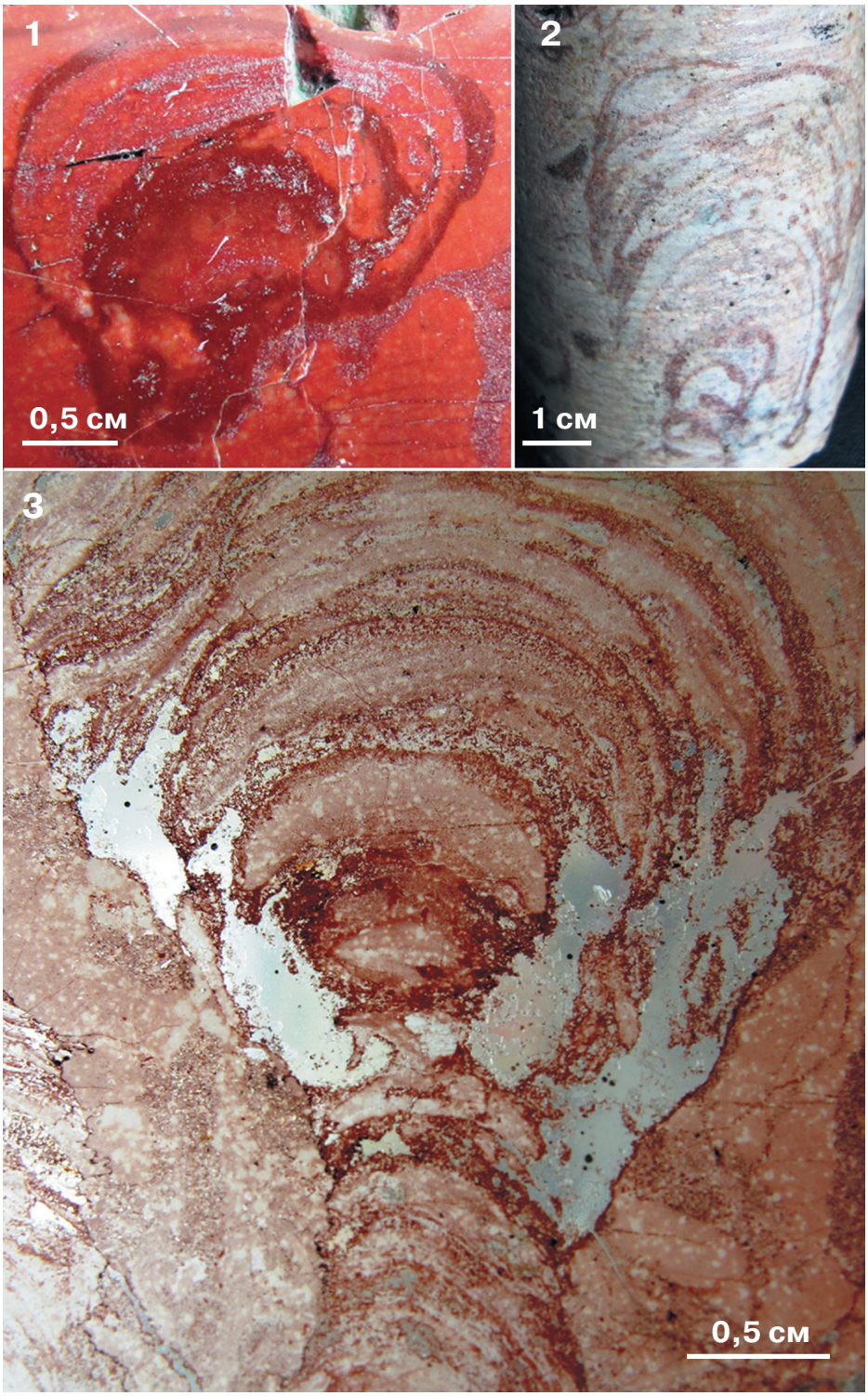


Таблица I

1-3 – *Kusaria piriforme* gen. et sp. nov., онежский горизонт ятулия, южная часть Заонежского полуострова:

1 – полированный образец 3608 из коллекции В.А. Ильина, окрестности пос. Толвуя; 2 – голотип, образец 2919 из коллекции Ю. С. Полеховского, скважина 3136 (район пос. Кузаранда), глубина 103.5 м; 3 – шлиф 3608, без анализатора. Осевое сечение постройки, от предыдущего образца.

1-3 – *Kusaria piriforme* gen. et sp. nov., Onega horizon of the Jatulian, southern Zaonezhsky Peninsula:

1 – polished sample 3608 from V.A. Ilyin's collection, environs of Tolvuja; 2 – holotype, sample 2919 from Y.S. Polekhovsky's collection, borehole 3136 (Kuzaranda area), depth 103.5 m; 3 – thin section 2919, in non-polarized light. Axial section of a buildup from the previous sample.

Диагноз. Мельчайшие неясно очерченные столбики, участвующие в сложении строматолитовых биостромов, иногда наряду с другими строматолитами. Столбики ориентированы, как правило, нормально по отношению к общему напластованию пород, образуя послойные скопления. Они прямые или слегка изогнутые. Поперечное сечение округлое, диаметр не превышает 1 см. Строматолитовые наслоения различаются слабо, обнаруживая едва заметные пологие арки. Ветвление редкое, на два или более новых столбика меньшего диаметра. Достаточно часто отмечается срастание соседних столбиков.

Состав. Два вида: *S. perparvus* gen. et sp. nov., *S. litigiosus,* gen. et sp. nov.

Сравнение. Во многом сходен с родом Carelozoon Metz., от которого отличается более строго выдержанной субцилиндрической формой столбиков и их преимущественно вертикальной ориентировкой. Столбики Stipes значительно реже ветвятся и, как правило, существенно более упорядоченно располагаются в пластах доломита, создавая послойные группировки. Не исключено, что Stipes имеет более широкое возрастное и географическое распространение, нежели Carelozoon.

Геологический возраст и распространение. Центральная и южная Карелия, онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт.

Stipes perparvus gen. et sp. nov.

Табл. II, фиг 1-3; табл. III, фиг. 2-4.

Голотип. Образец и шлиф 2658(5), Калливо-Пиа, правобережье р. Чирко-Кемь, центральная Карелия. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт. Описание.Породообразующие построй-ки, слагающие небольшой мощности биостромы и линзы доломита. Выветрелая кровля пласта стипесовых доломитов покрыта мелкими округлыми бугорками, благодаря выходу строматолитовых столбиков на поверхность напластования. (табл.II, фиг.2). Обычный диаметр столбика – 2-3 мм, максимальный – до 7-8 мм. Поперечное сечение округлое. Высота построек редко превышает 1.5-2.0 см, в исключительных случаях – до 4 см. Располагаясь послойно, столбики сохраняют ориентировку, перпендикулярно общему напластованию породы. Они прямые, изредка – слегка наклонённые и изогнутые. Для строматолитов характерна более или менее ясно различимая слоистость с расплывающимися контурами: чередование тёмно- и светлоокрашенных слойков, плавно изогнутых кверху. Мощность их варьирует в широких пределах – от долей миллиметра до 2–3 мм. Боковая поверхность построек осложнена многочисленными козырьками, карнизами и переходными мостиками, благодаря которым нередко наблюдается срастание соседних столбиков (табл.III, фиг. 2). Ветвление наблюдается редко, на два столбика несколько меньшего диаметра, чем первоначальный

Сравнение. От сопутствующего рода *Stipes litigiosos* gen. et sp. nov. отличается наличием более или менее выраженных строматолитовых наслоений.

Материал. Несколько образцов из разных местонахождений центральной и южной Карелии: образцы 2434, 2498, 4 штуфа с одинаковым номером 2658 и др.– скальные выходы доломитов Калливо-Пиа на правом берегу р Чирко-Кемь; образцы из скважины № 9 (Пялозеро): 4607 – глубина 13.4 м, 4492 – глубина 309.9 м, 4676 – глубина 314.7 м и скважины № 7 (Пялозеро) образец 4569 – глубина 515.0 м. Сундозер-ско – Пялозерская биостратотипическая площадь, южная Карелия. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт.

Геологический возраст и распространение. Центральная и южная Карелия. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт.

Stipes litigiosus[*] gen. et sp. nov.

Табл. III, фиг 1; IV, 1 и 5.

Голотип. Образец 5200 из скважины 5177 (Тамбицы), глубина 765.2 м. Южная оконечность Заонежского полуострова, Карелия. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт.

Описание. Мелкие субвертикально ориентированные столбики с практически отсутствующими строматолитовыми наслоениями. Поперечное сечение построек округлое, боковое ограничение весьма неровное, изобилует многочисленными впадинами и карнизообразными выступами, которые часто сливаются с аналогичными выступами соседних построек. Диаметр столбиков не превышает 1 см., высота варьирует в пределах 0.5–3.0 см. В верхней части построек различаются признаки пассивного ветвления в виде коротких бугорков или наростов меньшего диаметра, чем первоначальный столбик. Строматолиты располагаются в породе послойно, формируя небольшой мощности непротяжённые биостромы, иногда с участием отдельных представителей *Stipes perparvus.*

Сравнение. Главное отличие от сопутствующего вида *S. perparvuus* – практически полное отсутствие признаков слоистости. Замечание. До настоящего времени, несмотря на формальное признание неслоистых строматолитовых построек, описания групп, относимых к классу Trombophyceae (Aitken, 1967), в подавляющем большинстве случаев не производилось. Это связано, конечно, в первую очередь, с трудностью идентификации таких строматолитов. Необходимость более пристального внимания к этому вопросу вызвано тем, что в последнее время участились находки проблематичных окаменелостей именно в тех интервалах, где ожидалось встретить обычные диагностируемые строматолиты. Аналогичная ситуация сложилась и при бурении скважины Онежская 1 (Улитина Новинка), когда в перспективном интервале около 2500 м были впервые встречены отчетливые признаки строматолитов. К сожалению, изготовление кондиционных препаратов для изучения этих окаменелостей так и не было осуществлено. Систематическое описание групп, составляющих класс Trombophyceae (Aitken, 1967) – неотложная задача ближайшего будущего.

[*] Лат. litigiosus – спорный, сомнительный.

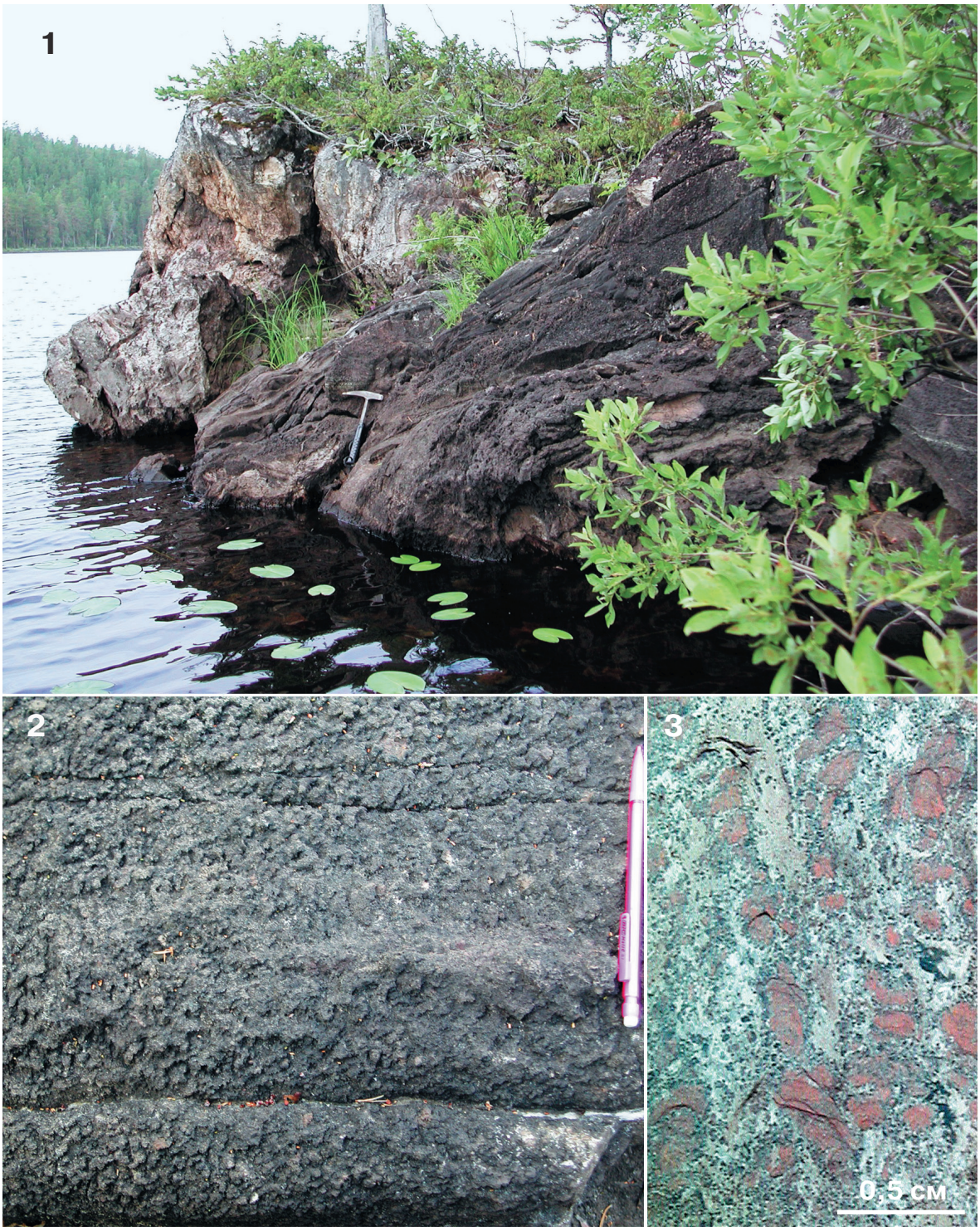


Таблица II

1-3 – *Stipes perparvus* gen. et sp.nov., местонахождение Калливо-Пиа, правый берег р. Чирко-Кемь. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт:

1-2 – обнажение строматолитовых доломитов; 3 – голотип, шлиф 2658(5), без анализатора. Осевое сечение постройки

1-3 – *Stipes perparvus* gen. et sp.nov., Kallivo-Pia locality, right bank of the river Chirko-Kem. Onega horizon of the Jatulian, lower subhorizon:

1-2 – stromatolitic dolomite exposure; 3 – holotype, thin section 2658(5), in non-polarized light. Axial section of a buildup.

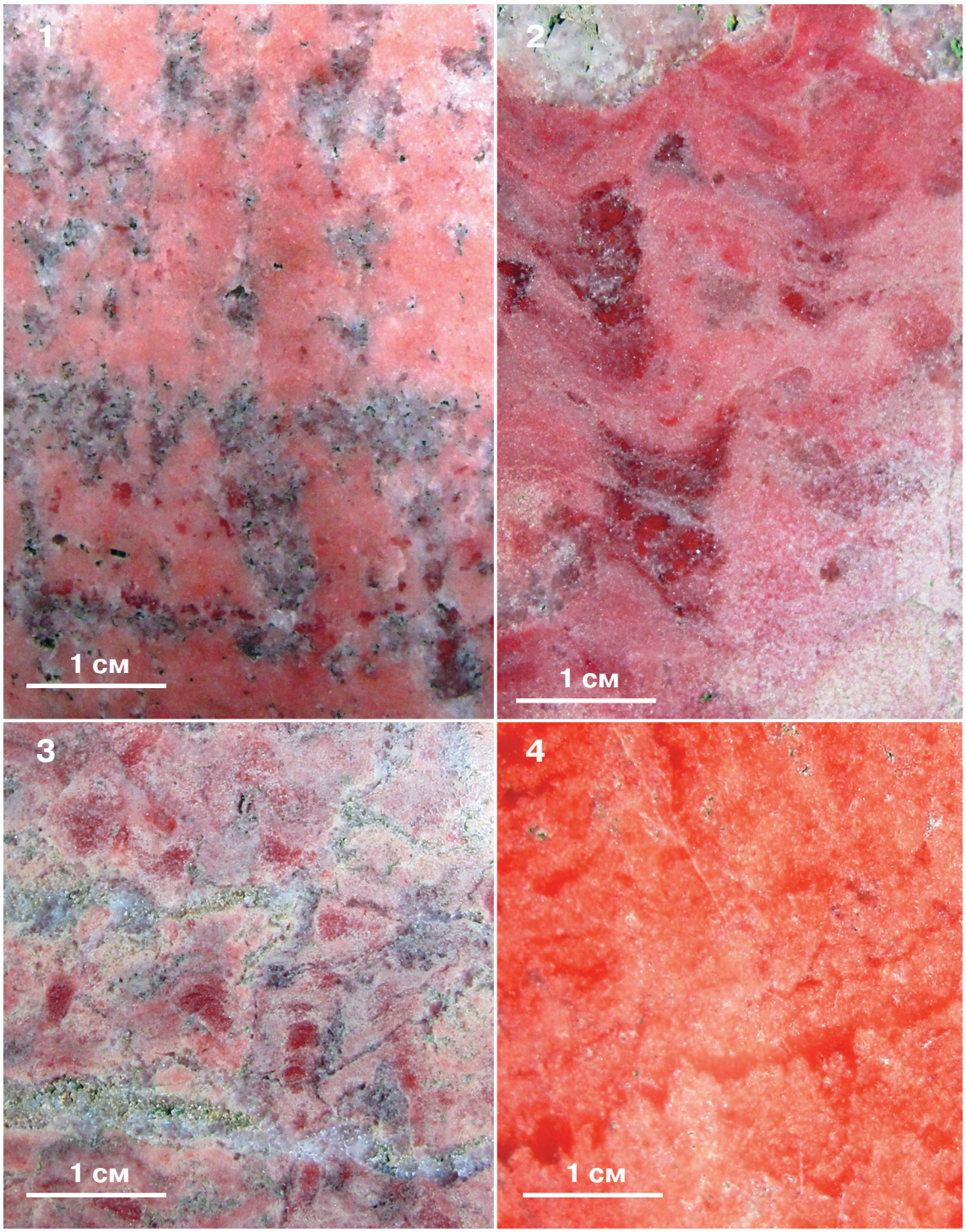


Таблица III

1. Голотип *Stipes litigiosus* gen. et sp. nov., образец 5200 – полированный штуф керна из скважины 5177 (Тамбицы), глубина 765.2 м. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт; 2-4 – *Stipes perparvus*, gen. et sp. nov., полированные срезы керна из скважины 9 (Пялозеро): 2 – образец 4607, глубина 13.4 м; 3 – образец 4492, глубина 309.9 м; 4 – образец 4676, глубина 314.7 м.

1. Holotype *Stipes litigiosus* gen. et sp. nov., Sample 5200 – polished section of a core from borehole 5177 (Tambitsy), depth 765.2 m. Onega horizon of the Jatulian, lower subhorizon; 2-4 – *Stipes perparvus* gen. et sp. nov., polished slabs of a core from borehole 9 (Pyalozero): 2 – sample 4607, depth 13.4 m; 3 – sample 4492, depth 309.9 m; 4 – sample 4676, depth 314.7 m.

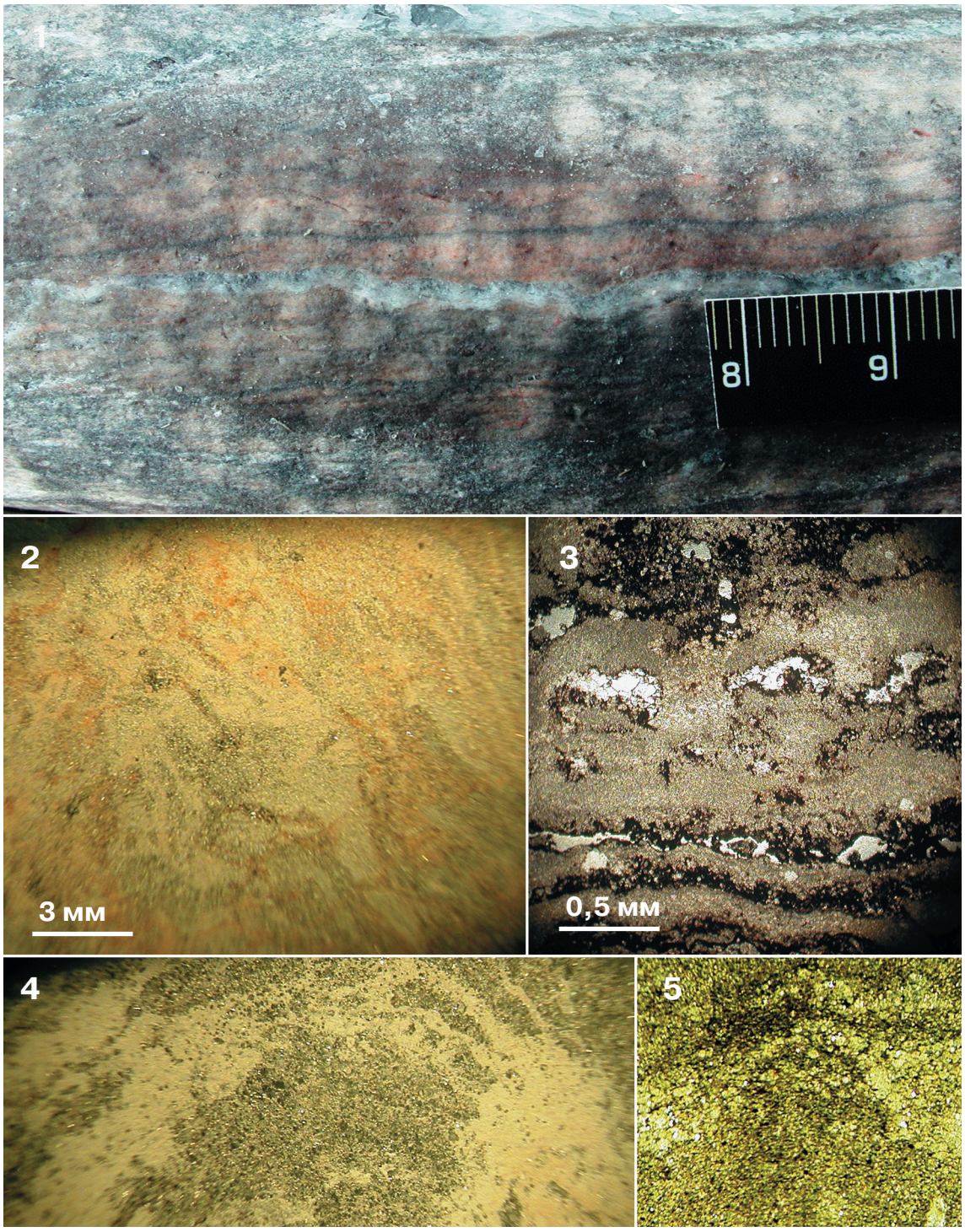


Таблица IV

1,5 – *Stipes litigiosus* gen. et sp. nov., скважина Онежская параметрическая (Улитина Новинка), онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт: 1 – образец 4349, необработанный фрагмент керна с глубины 2535 м; 5 – шлиф из этого образца с осевым сечением отдельной постройки. Изображения всех шлифов- без анализатора; 2-4 – примеры сечений недиагностируемых строматолитовых построек из других интервалов карбонатной толщи ятулия в скважине Онежская параметрическая: 2 – глубина 2129 м; 3 – глубина 2257 м; 4 – глубина 2261 м.

1, 5 – *Stipes litigiosus* gen. et sp. nov., Onega parametric borehole (Ulitina Novinka), Onega horizon of the Jatulian, lower subhorizon: 1 – sample 4349, unprocessed fragment of a core from a depth of 2535 m; 5 – thin section from this sample with axial section of an individual buildup. Images of all thin sections, in non-polarized light; 2-4- examples of cross-sections through undiagnosable stromatolitic buildups from other interval in a Jatulian carbonate unit in the Onega parametric borehole: 2 – depth 2129 m; 3 – depth 2257 m; 4 – depth 2261 m.

Материал. Образцы из скважины № 5177 (Тамбицы): 5195 – глубина 764.6 м, 5196– глубина 764.7 м, 5199 – глубина 765.1 м, 5200– глубина 765.2 м, 5201 – глубина 765,3 м; скважина №4699 (Каскосельга): образцы 4894 – глубина 463.0, 4894(1) – глубина 468.8, 4894(2) – глубина 469.1, 4895 – глубина 469.7 м, 4897 – глубина 472.5 м; глубокая скважина Онежская 1: образец 4349 – глубина 2535 м.

Геологический возраст и распространение. Кондопожский и южная часть Медвежьегорского районов Карелии. Онежский горизонт ятулия, нижний подгоризонт.

Заключение

Завершая доклад, посвящённый исследованию избранных карельских окаменелостей, следует отметить:

1. Представленные выше описания характеризуют лишь незначительную часть собранного за десятилетия материала Из отложений онежского горизонта ятулия происходит и целый ряд новых окаменелостей, ещё ожидающих своего определения и описания. Обилие древнейших палеонтологических объектов, сосредоточенных на сравнительно небольшой площади выходов карбонатных пород ятулия, давно замечено нашими предшественниками. Ряд уникальных местонахождений официально признаны геологическими памятниками природы (Макарихин и др, 2006). Однако до последнего времени должного внимания к организации систематического изучения этого феномена проявлено не было. Например, несмотря на широкое распространение, ещё достаточно слабо изучены группы, относящиеся к желваковым строматолитам (порядок Colleniales (Koroljuk, 1960). Новые препараты из образцов с Parallelophyton (Вологдин, 1966; Макарихин, Кононова, 1983) обязывают сделать переописание этого рода с возможным увеличением его видового состава и т. д.

2. За пределами ятулийского надгоризонта окаменелости встречаются значительно реже. Однако и здесь предстоит ещё большой объём палеонтологических исследований. Наиболее древние проблематичные постройки из сборов В. Я. Горьковца и М. Б. Раевской свидетельствуют о существовании фитогенных образований даже в такой казалось бы неблагоприятной среде как метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сумия. А первые стириолиты (класс Stiriophyceae (Walter, 1976), установленные по сборам В. Г. Пудовкина, дали толчок для более пристального изучения калевийской проблематики. (Макарихин и др., 2006). К сожалению большая часть кернового материала ранее пробуренных скважин в настоящее время оказалась утраченной. Предварительные данные по бурению новых скважин оставляют надежду на существенно значимое пополнение списка изученных окаменелостей. Очень важно при этом учитывать, что интервалы с предполагаемым наличием палеонтологических объектов требуют наиболее тщательного отбора керна и грамотной профессиональной последующей его обработки.

Работа выполнена по проекту «Микробиальные сообщества раннего докембрия: состав, распространение, условия существования, стратиграфическое значение», финансируемому в рамках подпрограммы II Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

Литература

Бутин Р.В. Ископаемые Cyanophyceae в протерозойских карбонатных отложениях Южной Карелии // Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. № 12. 1959. С. 47–51.

Вологдин А.Г. Остатки водорослей из протерозоя Карелии. // В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск. 1966. С. 65–95.

Горский И.И. Об ископаемых остатках из мраморов Лижмозерского района (Карелия). – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Л.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, с. 458–459.

Королюк И.К. Строматолиты нижнего кембрия протерозоя Иркутского амфитеатра. Тр.ИГиРГИ АНСССР, М., 1960, с. 113–164.

Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. // М.–Л.: «Наука», 1980, 180 с.

Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Геологические памятники природы Карелии. // Петрозаводск. 2006. 192 с.

Пузыревский П.А. Очерк геогностических отложений лаврентьевской системы Выборгской губернии. Зап. СПб // Минерал. О-ва. 1866. С. 151–209.

Рябинин В.Н. Органические остаткив карбонатных породах южной Карелии. // Материалы по геологии и полезным ископаемым КФССР, Ленинградской и Мурманской областей. № 4. 1941. С. 8–21.

Слодкевич В.С., Соколов В.А., Бутин Р.В. Протерозойские водорослевые биогермы на Южном Оленьем острове в Карелии // ДАН СССР. т. 134. № 2. 1960. С. 435–438.

Соколов Б.С. (ред.) III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Петрозаводск. 1987. 115 с.

Турищев И.Е. Новые данные о палеозое Карелии. // ДАН СССР т. 63. № 4. 1948. С. 42

Aitken, J.D. Classification and environmental signi ficance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ozdovician of southwestern Alberta. // J. Sediment. Petrol. 37. 1967. P. 1163–1176.

Walter M.R. Geyserites of Yellowstone National parkc an example of abiogenic “stromatolites”. // In: Stromatolites. Amsterdam; Oxford; New York. 1976. P. 87–112.

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ В ИЗУЧЕНИИ ОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Степанова А.В., Степанов В.С., Слабунов А.И.
Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

ACHIEVEMENTS AND PROBLEMS IN THE STUDY OF MAFIC MAGMATISM IN THE BELOMORIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD

Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I.
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

The integrated study of distinctive Archaean and Palaeoproterozoic magmatism in the Belomorian province of the Fennoscandian Shield is essential for obtaining new fundamental evidence for the Earth's early history. Of great interest in this context are eclogites, which are unique for the Archaean, and oceanic (ophiolite etc.) mafic-ultramafic complexes. Eclogitized Palaeoproterozoic gabbroids, whose high-pressure alterations are still the subject of animated debate, are equally important. Palaeoproterozoic (Sumian and Jatulian) complexes of dyke and differentiated intrusive units are significant for the study of large igneous provinces in the eastern Fennoscandian Shield. Basic magmatism in the White Sea area is also of practical importance, because noble-metal mineralization has been revealed in the rocks of a gabbro-anorthosite and a lherzolite-gabbronorite complex, and pyrite ores could be related to oceanic mafic rocks.

A distinctive feature of gabbroids from the Belomorian mobile belt is the abundance of drusitic (coronitic) structures. Hence the common terms "drusites". The basic achievements in the study of mafic intrusive rocks of the region are as follows. Isotopic dating has supported the existence of Archaean gabbroids, which seem to be widespread in the ophiolite-like complex, as well as leucocratic gabbro and metagabbro-anorthosites. Mesoarchaean basic rocks from ophiolite-like complexes and Neoarchaean gabbroids associated with the collapse of an Archaean collisional orogen deserve special attention.

In spite of successful research, the volume of Neoarchaean gabbroids and their geodynamic nature in the Belomorian province remain underestimated and need further study.

At least three different-aged complexes: gabbronorite, lherzolite-gabbronorite and garnet gabbro are distinguished in Palaeoproterozoic drusites. The order of their formation ascertained was supported by isotopic dating. The formation of Palaeoproterozoic gabbroids was affected by mantle plumes.

The age and geochemical analogues of the lherzolite-gabbronorite and coronitic gabbro complex in the Karelian and Kola provinces of the Fennoscandian Shield were identified. Gabbronorite dykes, ca. 2.45 Ga layered intrusions high-Mg volcanics from Vetreny Poyas, which form part of an Early Palaeoproterozoic large igneous province, are similar to lherzolite-gabbronorite and Jatulian plateau-basalts and dolerite dykes are similar to coronitic gabbro.

As we learn more about the composition, geochemical characteristics and isotopic age of the rocks of the complex, some problems arise. Three impulses of the intrusion of gabbronorite dykes in the Belomorian province were distinguished, based on the examination of mafic dykes. Whether they are constituents of one differentiated complex or were formed in different periods of time is unknown. The time of formation of early Mg-tholeiites, understood earlier as part of a lherzolite-gabbronorite complex and as a separate group, has not been reliably determined.

Another problem, which is still open to discussion, is the formation of eclogite parageneses in gabbronorites and the estimation of the crystallization pressures and temperatures of magmatic phases.

Throughout the entire study of mafic intrusive complexes in the Belomorian province one of the most acute and debated problems is the estimation of the time of their formation. The study of the U/Pb system in zircons is the most rational way to obtain objective reproducible results by dating mafic intrusive rocks. The composition, morphology, geochemistry and mineral inclusions of zircons should be thoroughly analyzed to throw light on their genesis and to reveal the generations associated with a magmatic stage in the formation of mafic intrusion.

Основные интрузии Беломорья – объект привлекавший многих исследователей, начиная с Е.С. Федорова, в работе которого (Федоров, 1896) они были впервые описаны как «друзиты». Структурное своеобразие этих пород, общность минералого-петрографических особенностей при широких вариациях составов пород продолжают привлекать исследователей до настоящего времени.

Первые десятилетия изучения основных интрузивных пород Беломорья позволили выявить их специфические черты: 1) наличие коронарных (друзитовых, келифитовых, каймовых и пр.) структур, 2) вариации составов пород от перидо-

© Степанова, Степанов, Слабунов, 2011

титов до анортозитов, 3) очень широкие вариации размеров тел – от первых метров до нескольких километров, 4) преобладание субсогласных тектонизированных контактов и значительно меньшее количество секущих контактов.

Наиболее детальная классификация основных интрузивных пород Беломорья, отражающая представление о формировании беломорид в течение одного архейского тектоно-магматического цикла, разработана К.А. Шуркиным (Шуркин и др., 1960; Беломорский комплекс…, 1962 и ссылки там). Им выделены раннеорогенные и позднеорогеннные друзиты. Первые из них К.А. Шуркин, также как Л.А. Косой (Косой, 1938), считает бескорневыми телами и видит в них черты сходства с офиолитами, а к позднеорогенным друзитам относит тела с четкими интрузивными контактами. В петрохимическом отношении обе выделяемые К.А.Шуркиным группы друзитов достаточно близки. В 60-е годы эти идеи получили широкое распространение и разделялись многими исследователями региона.

Изучение ключевых магматических объектов (узлов), проводившееся сотрудниками лаборатории петрологии и тектоники (ранее лаб. метаморфической петрологии, рук. М.М. Стенарь), позволило выполнить корреляцию интрузивов региона по вещественным параметрам и относительному геологическому возрасту, определить прототипы комплексов, установить их вещественные и геологические границы, интерполировать результаты определения абсолютного возраста. Петрологические исследования позволили оценить условия становления комплексов, состав мантийного источника и глубину генерации исходных магм, условия метаморфических преобразований.

В результате работ лаборатории были значительно пересмотрены существовавшие ранее представления о геологии и петрологии базитов-ультрабазитов Беломорской провинции и был выделен ряд архейских и палеопротерозойских магматических комплексов. Первое обобщение материалов было выполнено к 1975 году и опубликовано в научных отчетах, статьях и коллективной монографии «Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии» (1976). Более полный анализ материалов по основному магматизму Беломорской провинции был выполнен в монографиях «Основной магматизм докембрия Западного Беломорья» (Степанов, 1981) и «Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии» (Степанов, Слабунов,1989), «Геология и геодинамика архейских подвижных поясов…» (Слабунов, 2008) и ряде других публикаций (Степанова, 2004, Степанов, Степанова, 2006, Stepanova Stepanov, 2010).

Важным для понимания архейской и протерозойской истории формирования Беломорской провинции было сопоставление результатов изучения интрузивных мафических образований с магматическими комплексами Карельского кратона. Проведенные исследования позволили сопоставить в возрастном и формационном отношениях комплекс лерцолитов-габброноритов с расслоенными интрузиями Олангской группы и расслоенными интрузиями севера Финляндии (Степанов, 1976), а гранатовые (коронитовые) габбро с долеритами ятулийских даек Карельской провинции (Степанова, Степанов, 2005).

Следует отметить, что весьма существенный вклад в изучение мафических комплексов Беломорской провинции внесли также работы М.М. Ефимова (Ефимов, 1978) С.Б. Лобач-Жученко (Lobach-Zhuchenko et al., 1998), С.В. Богдановой (Bogdanova, Bibikova, 1993), Е.В. Бибиковой (Бибикова и др., 2004), В.В. Балаганского (Balagansky et al., 2001, Балаганский, 2002), Е.В. Шаркова (Шарков и др., 2004) и других исследователей.

К настоящему времени в Беломорской провинции уверенно выделяется ряд архейских интрузивных мафических комплексов, а именно: метабазиты и метаультрабазиты мезоархейского Центрально-Беломорского зеленокаменного комплекса, метагабброанортозиты Котозерского типа, неоархейские метагаббро. Среди палеопротерзойских мафических комплексов Беломорской провинции наиболее широко распространены образования, относимые к комплексу лерцолитов - габброноритов (~2.4 млрд. лет), коронитовые метагаббро возраста ~2.1 млрд. лет (рис. 1).

Архейские интрузивные образования Беломорской провинции наиболее сложны для изучения вследствие длительной тектоно-метаморфической истории их преобразований, выразившейся в практически полном исчезновении первичных магматических структур и минералов, нарушении Sm/Nd изотопной системы, формировании обширной популяции новообразованных метаморфогенных цирконов и обрастании цирконов ранней генерации поздней метаморфогенной оболочкой. Эти особенности существенно затрудняют интерпретацию геологических, геохимических и изотопных данных, требуют использования комплекса прецизионных и локальных методов анализа вещества.

Один из примеров успешного применения комплекса этих методов – мезоархейские метаультрабазиты и метабазиты Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (ЦБЗП). Этот пояс сложен преимущественно метамафит-ультрамафитами с редким прослоями и линзовидными телами орто- и парагнейсов, метаанортозитов, колчеданов. ЦБЗП описанный ранее как Центрально-Беломорская мафическая зона (Ранний…, 2005). В его составе выделяется четыре структуры: Серякская, Нигрозерская, Лоухско-Пиземская и Нижемско-Оленьеостровская.

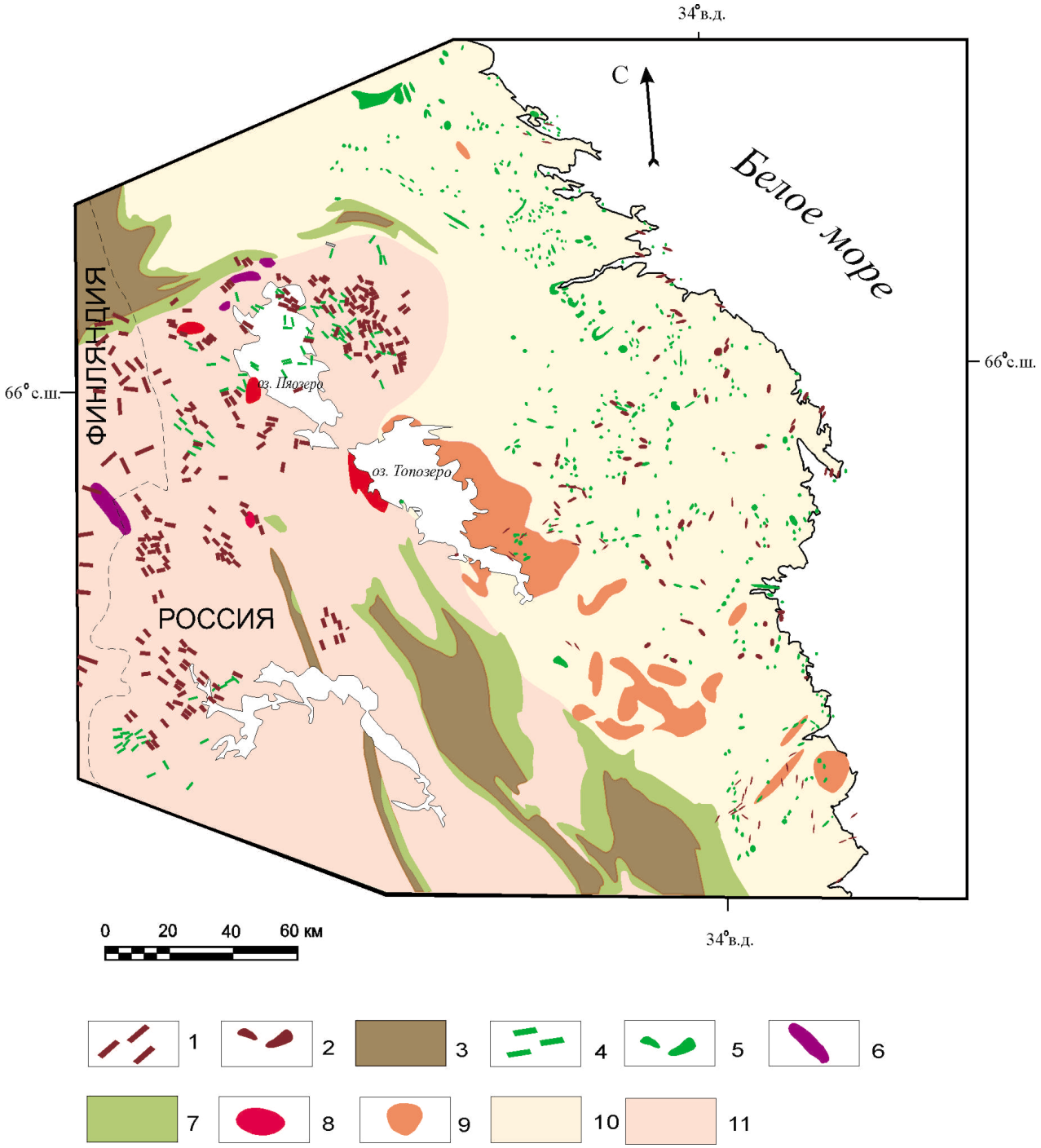


Рис. 1 Схема распространения палеопротерозойских мафических комплексов в центральной части Беломорской провинции и северо-восточной части Карельской провинции (Степанов, 1981; Слабунов и др., 2006; Stepanova, Stepanov, 2010).

1 – дайки долеритов возраста ~ 2.1-2.0 млрд. лет, Карельская провинция; 2 – дайки и малые интрузии комплекса коронитовых габбро Беломорской провинции; 3 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные комплексы ятулия – людиковия; 4 – дайки габброноритов Карельской провинции; 5 – интрузии комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции; 6 – дифференцированные базит-гипербазитовые интрузии ~ 2.45 млрд. лет; 7 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные образования сумия-сариолия; 8 – граниты нуоруненского типа ~ 2.45 млрд лет; 9 – чарнокиты топозерского типа; 10 – архейские образования Беломорской провинции; 11 – архейские образования Карельской провинции.

Комплексное изучение базит-гипербазитовой ассоциации в наиболее сохранившейся и обнаженной Серякской структуре (Степанов, 1983) ЦБЗП (рис. 2) позволило установить, что ЦБЗП представляет собой реликтовую офиолитовую ассоциацию (Слабунов, 2008 и ссылки там).

Детальное картирование дало возможность определить соотношения базитов и гипербазитов, а минералого-петрографическое, в том числе микрозондовое изучение гипербазитов – установить последовательность метаморфических преобразований и состав реликтовых магматических минералов. Изучение геохимии гипербазитов и амфиболитов показало, что они не связаны друг с другом процессами кристаллизационного фракционирования, т.е. не являются реликтами дифференцированного интрузива.

Амфиболиты ЦБЗП по особенностям химического состава отвечают, главным образом, базальтам толеитовой серии, среди них отмечаются как высокожелезистые, так и высокомагнезиальные разновидности. По характеру распределения REE среди них выделяются три разновидности. Метабазальты первой группы, характеризующиеся недифференцированным распределением REE, близки по составу к базальтам срединно-океанических хребтов, но среди них отмечены также разновидности, обедненные HREE и высокозарядными элементами, что характерно для толеитов океанических плато. Аналогичные особенности имеют базиты ряда типичных офиолитовых комплексов. Метабазальты второй группы, характеризующиеся дифференцированным спектром распределения REE с низкими содержаниями HREE, сопоставимы с базальтами океанических островов. Природа амфиболитов третьей группы, характеризующихся обогащением LREE до конца не ясна, вероятно, они могут являться метасоматически измененными разновидностями.

Sm-Nd изотопные характеристики гипербазита рассматриваемой ассоциации (ε_{Nd} (2,85 млрд. лет) = +1,9) исключают коровую контаминацию и указывают на их формирование за счет деплетированной мантии, что также согласуется с представлениями о принадлежности их океанической коре (Слабунов, 2008).

Несмотря на существенные достижения в изучении мезоархейской базит-гипербазитовой ассоциации Беломорской провинции, нерешенными остаются многие проблемы. Широкие вариации геохимических характеристик амфиболитов в составе ЦБЗП не нашли окончательного объяснения к настоящему времени. Неясными остаются объем анортозитов в составе ЦБЗП и соотношения их с базитами и ультрабазитами. Возможно, что объем мезоархейских интрузивных комплексов существенно увеличится, за счет габброанортозитов (Березин, 2011). Недостаточно изученными остаются условия и последовательность метаморфических преобразований ультрабазитов.

В пределах Беломорской провинции тектонически фрагментированные массивы метагаббро распространены довольно широко. Однако предполагаемый архейский возраст этих мафических интрузивов был обоснован слабо. В результате изучения габброидов в районе с. Гридино, в том числе на о. Супротивные было доказано, что среди метагаббро Беломорской провинции *неоархейские габброиды* развиты довольно широко (Степанова и др., 2008), а их возраст оценен в 2711±25 млн. лет (Слабунов и др., 2008).

Наиболее детально исследован фрагментированный массив неоархейских габброидов на южном острове Супротивный (рис. 3). Контакты фрагментов конформны гнейсовидности вмещающих пород, по их периферии развиваются гранатовые амфиболиты, образуя зоны мощностью до десяти метров.

Тела сложены мелко- и среднезернистыми метагаббро, варьирующими от мезо- до лейкократовых. Преобладают светлоокрашенные разновидности. В ряде случаев в телах установлены зоны мощностью до 5 м с магматической расслоенностью, обусловленной вариациями метагаббро от мезократовых (до 40% Pl) до лейкократовых (> 65% Pl). Мощность слоев варьирует от 1 до3 см. Среди рассматриваемых габброидов преобладают разновидности с массивной текстурой и реликтами габбровой структуры. Породы не сохраняют первичных магматических минералов, в них развиты коронарные структуры, характерные для базитов Беломорской провинции.

Геохимические характеристики метагаббро о. Супротивные позволяют определить их как базиты нормальной щелочности толеитовой серии, обогащенные Fe. Существует и другой геохимический тип неоархейских габброидов в Беломорской провинции. Габброиды района губы Тупой (Балаганский и др., 1990) и небольшая часть габброидов района Гридино относятся к известково-щелочной серии. Они, по сравнению с другими разновидностями предположительно архейских габброидов, менее обогащены Ti и Fe. На спайдерграммах для всех неоархейских габброидов устанавливается слабая деплетированность высокозарядных элементов. Важно отметить, что по особенностям состава неоархейские габброиды отличаются от других мафических комплексов Беломорской провинции: друзиты комплекса лерцолитов-габброноритов и габброанортозитов имеют по сравнению с ними более высокую магнезиальность, низкие содержания высокозарядных элементов и резко дифференцированный характер

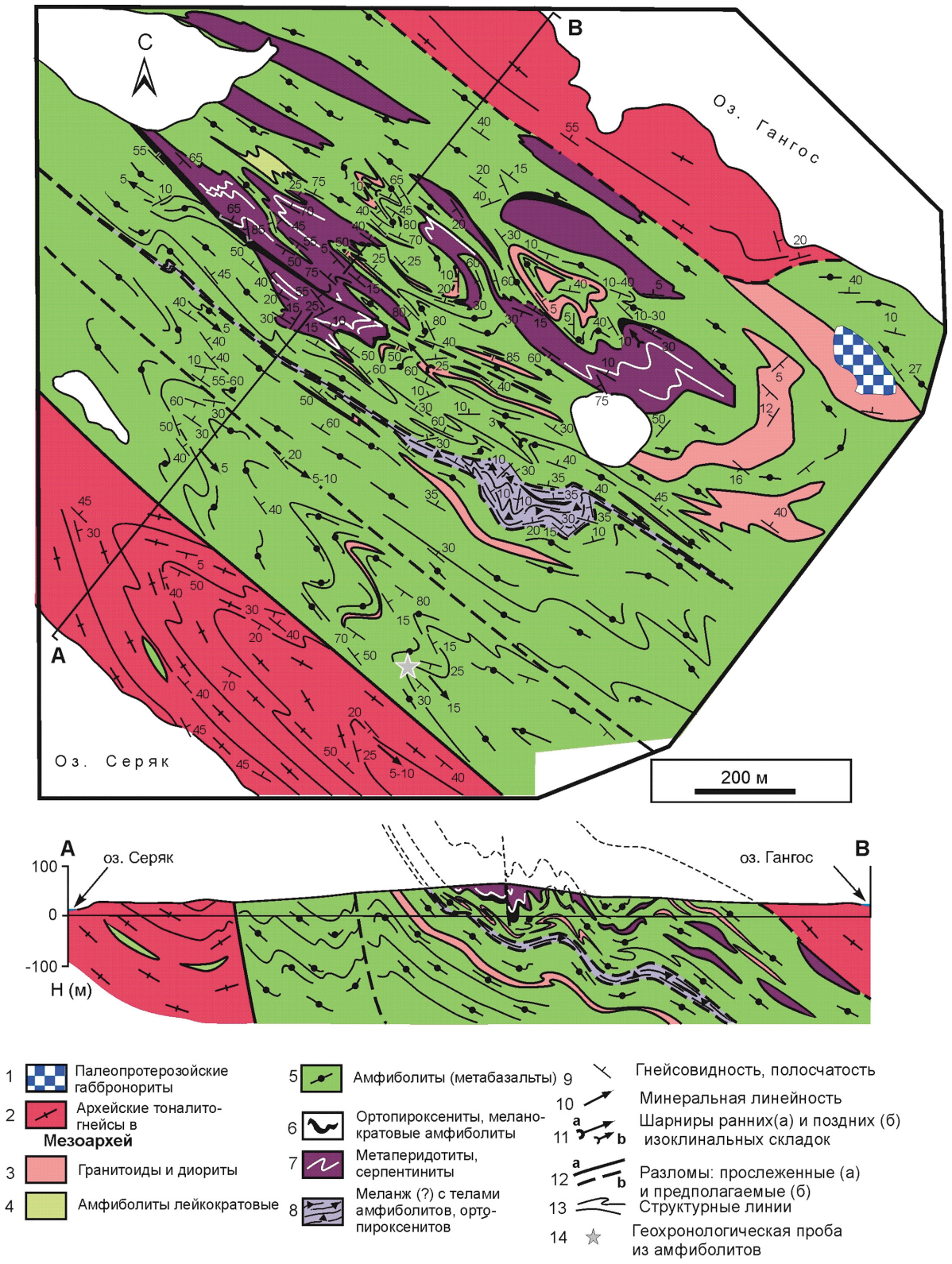


Рис. 2. Схема геологического строения фрагмента Серякской структуры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса на северо-восточном берегу оз. Серяк (Слабунов, 2008 и ссылки там).

1 – палеопротерозойские габбронориты; 2 – архейские тоналито-гнейсы с редкими телами амфиболитов. Мезоархей: 3 – гранитоиды и диориты; 4 – амфиболиты лейкократовые; 5 – амфиболиты (метабазальты); 6 – ортопироксениты, меланократовые амфиболиты; 7 – метаперидотиты, серпентиниты; 8 – меланж (?) с телами амфиболитов, ортопироксенитов; 9 – гнейсовидность, полосчатость; 10 – минеральная линейность; 11 – шарниры ранних (а) и поздних (б) изоклинальных складок; 12 – разломы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 13 – структурные линии; 14 – геохронологическая проба из амфиболитов.

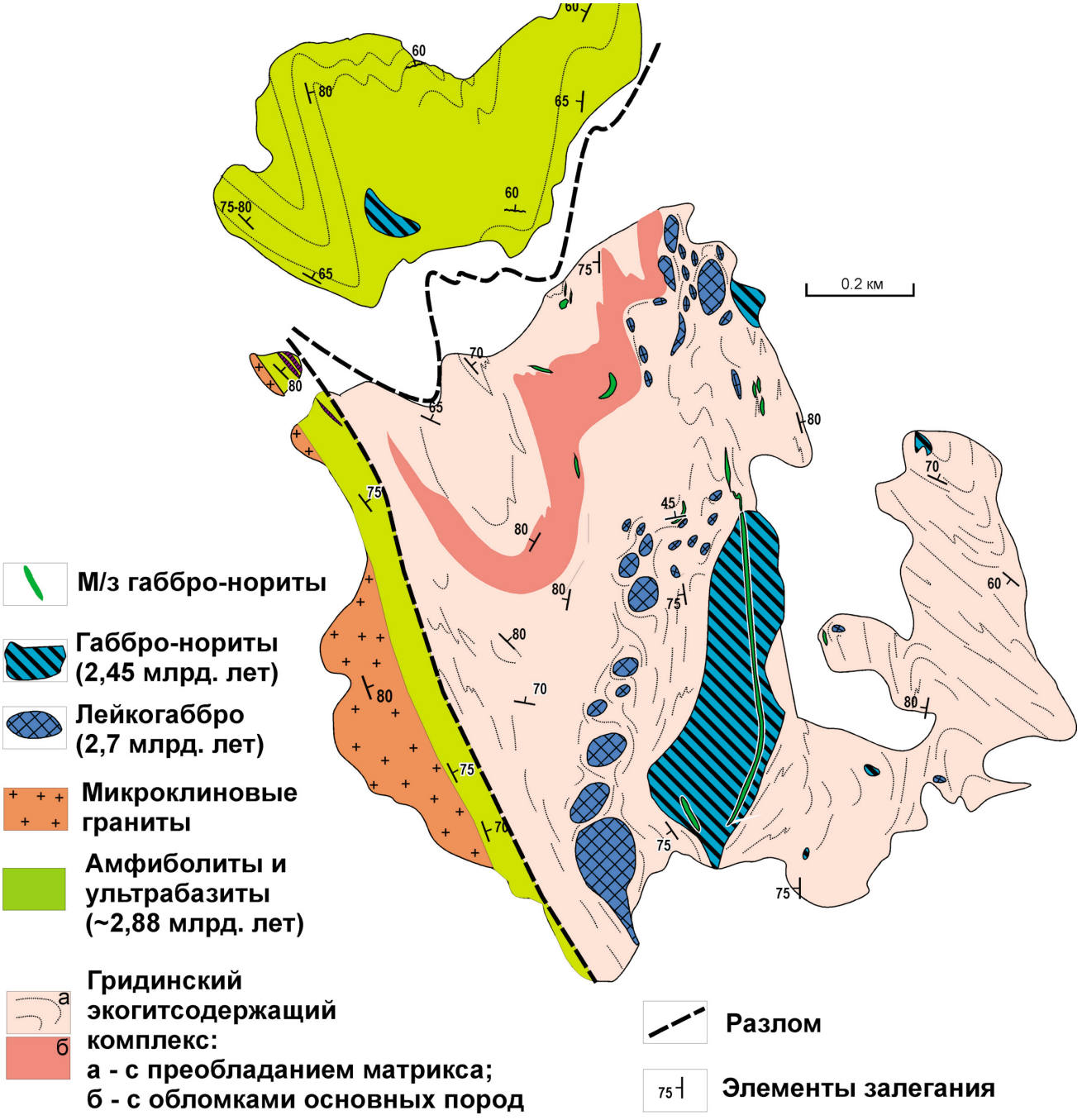


Рис. 3. Схема геологического строения о-вов Супротивные (Степанова и др., 2008 и ссылки там)

распределения REE. От пород комплекса коронитовых габбро они отличаются характером распределения высокозарядных элементов, тогда как другие геохимические характеристики этих пород очень близки.

По ряду петрогеохимических особенностей неоархейские габброиды района с. Гридино имеют аналоги среди фанерозойских базитов, формирующихся на этапе коллапса коллизионных орогенов, хотя и отличаются от последних большей дифференцированностью и обогащением крупноионными литофильными элементами, что, вероятно, является следствием различной степени контаминации коровым веществом.

Несмотря на некоторые успехи, объем неоархейских габброидов и их геодинамическая природа в Беломорской провинции остаются недооцененными. Последние находки архейских габбро-анортозитов, о которых упоминалось выше, подтверждают это.

Среди палеопротерозойских интрузивных образований Беломорской провинции наиболее древние представлены *комплексом габбро-анортозитов* (Степанов, 1981; Stepanov, Stepanova,

2001), формирующим ряд массивов (Пежостровский, Нижне-Поповский; Боярский). Несмотря на то, что время формирования габбро-анортозитов, определенное изотопными методами, близко к времени формирования комплекса лерцолитов-габброноритов и составляет 2.40 млрд. лет (Пежостровский массив; Alexejev et al., 2000) и 2.45 млрд. лет (Колвицкий массив; Mitrofanov et al., 1995), геологический возраст габброанортозитов определяется как более древний, чем возраст лерцолитов-габброноритов, так как они секутся интрузиями оливиновых меланогаббронноритов.

Этот комплекс изучен к настоящему времени недостаточно. Время его формирования, состав и геохимические характеристики входящих в его состав интрузивов изучены не в полном объеме.

Комплекс лерцолитов–габброноритов, выделенный В.С. Степановым (Степанов, 1981), имеет наибольшее среди друзитов распространение в пределах Беломорской провинции (рис. 1). В настоящее время датированы Ковдозерский (2440 ± 10 млн. лет; Ефимов, Каулина, 1997), Шобозерский (2435 ± 5 млн. лет; Слабунов и др. 2000), Варацкий (2410 ± 10 млн. лет, Бибикова и др, 2004) массивы, а также эклогитизированная дайка в р-не с. Гридино (2389±25 млн. лет; Слабунов и др., 2011).

Контакты большей части интрузивов тектонически переработаны, их краевые части амфиболизированы, однако в центральных частях тел сохраняются первично магматические структуры и минералы. Многие мелкие интрузии габброноритов являются тектонически разобщенными фрагментами более крупных интрузивов или даек, форму и размеры которых в большинстве случаев невозможно реконструировать.

Как показали результаты исследований последних лет, дайки являются существенным компонентом комплекса. Рои мафических даек преимущественно северо-западного простирания закартированы в хорошо обнаженных участках на побережье Белого моря, из которых район с. Гридино (рис. 4) является в настоящее время наиболее изученным.

Геохимические характеристики габброноритов, такие как высокая магнезиальность пород (содержание MgO в недифференцированных разновидностях до 16%), высокие содержания Ni (до 1200 ppm) и Cr (до 1800 ppm), дифференцированный характер распределения РЗЭ (La/Sm)n=2.25-2.80, (Gd/Yb)n= 1.24-2.57), деплетированность высокозарядных элементов (Nb/Nb*= 0.30-0.51, Zr/Zr*= 0.69-0.97), обогащение LIL-элементами, отрицательные значения $\varepsilon Nd_{2.45}$ (от +0.2 до –1.8, Lobach-Zhuchenko et al., 1998) предполагают, что исходные расплавы были получены в результате высоких степеней плавления гранатсодержащего источника, а их дальнейшая эволюция включала процессы коровой контаминации.

Возрастными и геохимическими аналогами образований комплекса лерцолитов-габброноритов являются широко распространенные в Карельской и Кольской провинциях Фенноскандинавского щита дайки габброноритов, расслоенные интрузии возраста ~ 2.45 млрд. лет и высокомагнезиальные вулканиты Ветреного пояса – компоненты раннепалеопротерозойской крупной магматической провинции (Stepanova, Stepanov, 2010), формирование которой было, вероятно, обусловлено подъемом мантийного плюма и процессами рифтогенеза в восточной части Фенноскандинавского щита (Слабунов и др., 2006; Шарков и др., 2004; Kulikov et al., 2010)

Расширение знаний о составе, геохимических характеристиках и изотопном возрасте пород комплекса, выявило ряд нерешенных проблем. На основании изучения мафических даек установлено существование трех импульсов внедрения габброноритовых даек в Беломорской провинции. Не известно, являются ли они компонентами одного дифференцированного комплекса, или были сформированы в разное время. Достоверно неизвестно также время формирования ранних Mg-толеитов, рассматривавшихся ранее в составе комплекса лерцолитов-габброноритов, выделенных в отдельную группу (Степанов, Степанова, 2006). Весьма дискуссионной остается проблема формирования эклогитовых парагенезисов в габброноритах и взаимосвязанная с ней проблема определения PT-параметров кристаллизации магматических фаз.

Наиболее молодые докембрийские мафические интрузивные образования Беломорской провинции представлены комплексом *коронитовых габбро* (гранатовые габбро по В.С.Степанову, 1981) и относятся к Fe-толеитовой серии. Магматическая стадия формирования интрузий этого комплекса оценивается в 2115 ± 25 млн. лет (Степанова и др., 2003), что хорошо согласуется с геологическими данными, согласно которым они имеют секущие контакты с массивами лерцолитов–габброноритов (Степанов, 1981).

Данный комплекс объединяет многочисленные метаморфизованные дайки и малые интрузивные тела (рис. 1). Характерной их особенностью является повсеместное развитие коронарных структур, представляющих собой реакционные каймы на границе зерен плагиоклаза и клинопироксена. Внешняя часть кайм сложена ксеноморфным гранатом, внутренняя – тонкозернистым кварц-роговообманковым агрегатом гранобластовой структуры. В породах отмечаются реликты габбровой и офитовой структур.

Коронитовые габбро отличаются довольно низким содержанием MgO (<7.5%) и повышенным содержанием суммарного железа (>12%) и TiO_2 (>1%), что позволяет классифицировать их как высокожелезистые толеиты. Наиболее близкими их аналогами являются континентальные

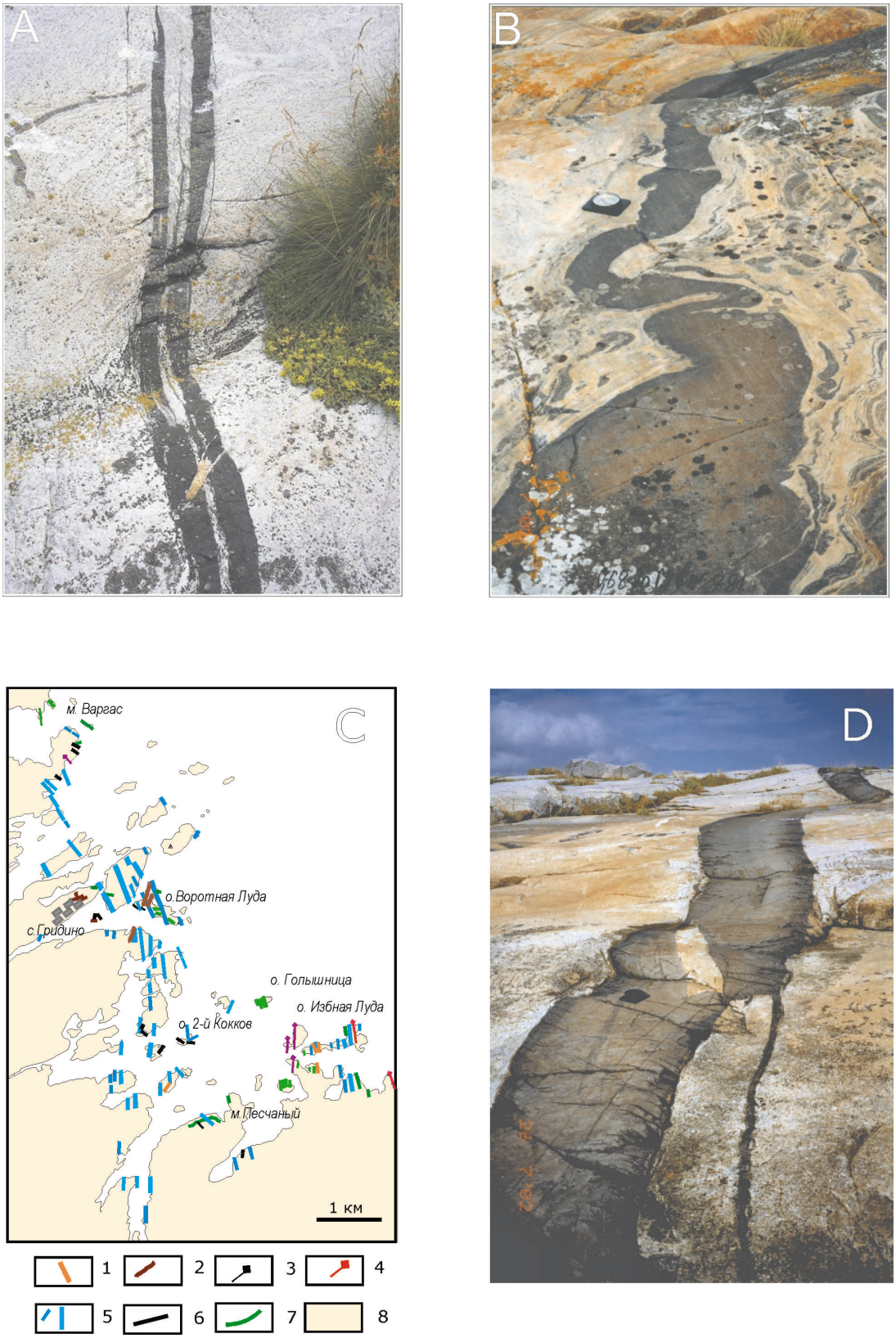


Рис. 4. Дайки габброидов в районе с. Гридино. Схема

Морфология Mg-толеитовых даек: A, D – о-в Голышница; B – мыс Варгас (Фото Степанова В.С); C – схема Гридинского дайкового поля (Степанов, Степанова, 2006): 1 – дайки коронитовых габбро о-ва Избная Луда; 2 – дайки коронитовых габбро о-ва Воротная Луда; 3 – магнезиальные метадиориты; 4 – железистые метадиориты; 5 – породы комплекса лерцолитов – габброноритов; 6 – ранние палеопротерозойские метагаббро; 7 – субщелочные метагаббро; 8 – архейские супракрустальные образования.

платобазальты (низко-Ti–Zr разновидности). Характер распределения РЗЭ (La/Sm)n = 1.34-1.83, (Gd/Yb)n=1.22-1.84) свидетельствует о том, что родоначальные магмы формировались путем плавления мантийного источника, не содержащего гранат. Дальнейшая эволюция магм предполагает фракционную кристаллизацию при преимущественном оливиновом контроле с незначительным участием клинопироксена. После солидификации этих пород произошли метаморфические изменения (формирование коронарных структур) при P = 5–6 кбар и T = 650°C (Степанова, 2004).

Исходя из близкого возраста и сходства геохимических характеристик, коронитовые габбро являются интрузивными аналогами ятулийских платобазальтов и даек долеритов Карельского кратона и компонентом питающей системы этой магматической провинции.

В последние годы среди коронитовых габбро установлены геохимические разновидности, определенные нами как низко-Ti толеиты MORB-типа, которые впервые были установлены в Гридинском дайковом поле (Степанова, Степанов, 2005), но, вероятно, распространены значительно шире и имеют геохимические аналоги среди даек долеритов Карельского кратона. Существенный интерес представляют не только специфические геохимические характеристики этих пород, но и морфология тел, высокобарные (в том числе эклогитовые) минеральные парагенезисы в сочетании с отсутствием реликтовых магматических структур.

Высокотитанистые разновидности коронитовых габбро характеризуются специфичной геохимией и являются геохимическими аналогами даек высоко-Ti оливиновых долеритов Карельского кратона. Время их формирования не определено, но, возможно, они являются компонентом людиковийской крупной магматической провинции возраста ~ 2.0 млрд. лет, образования которой в Беломорской провинции к настоящему времени не установлены.

На протяжении всей истории изучения мафических интрузивных комплексов Беломорской провинции определение времени их формирования остается одной из наиболее острых и широко обсуждаемых проблем.

Для U-Pb датирования основных пород обычно используют акцессорные минералы цирконы и бадделеиты (Баянова, 2004). Кроме того, возможно применение Sm-Nd изохронного метода по первично-магматическим минералам. Однако при метаморфических изменениях бадделеит становится неустойчивым, а Sm/Nd система переуравновешивается. Эти процессы особенно интенсивно проявлены в полиметаморфических комплексах (Каулина, 2010), к числу которых относится и беломорский. В этом случае наиболее рациональным путем получения объективных, воспроизводимых результатов при датировании основных интрузивных пород является изучение U/Pb системы в цирконах.

Однако и этот путь решения задачи имеет значительные трудности по ряду объективных причин. Одна из них состоит в том, что габброиды, формирующиеся на континентах, испытывают коровую контаминацию и, как следствие, содержат ксеногенные цирконы, захваченные из вмещающих пород. Задача усложняется, когда габброиды претерпевают наложенные метаморфические преобразования, в ходе которых формируются новые генерации циркона. В результате при датировании на ионных зондах единичных зерен из популяции цирконов, выделенных из таких габброидов, часто наблюдается широчайший спектр значений возрастов. От корректной интерпретации этих данных зависит понимание особенностей становления как конкретных массивов, так и континентальной земной коры региона в целом. Поэтому требуется специальный анализ природы каждой генерации цирконов популяции. Для этого необходимо всестороннее рассмотрение состава, морфологии, геохимии цирконов, а также содержащихся в них минеральных включений.

На примере цирконов из эклогитизированных габброноритов комплекса лерцолитов – габброноритов района с. Гридино можно продемонстрировать алгоритм работы при оценке временной последовательности событий формирования и преобразовании основных пород (Слабунов и др., 2011). В такой работе датирование отдельных зерен на ионном зонде сопровождается анализом состава минеральных включений и геохимии цирконов. Это позволяет существенно ограничить число моделей формирования цирконов и, соответственно, корректно оценить датируемое событие в истории образования породы.

Изотопно-геохронологические исследования цирконов из двух проб (Володичев и др., 2011; Слабунов и др., 2011), отобранных из центральной и переферийной частей одного тела габброноритов, позволили выделить в их составе три возрастные группы этого минерала (рис. 5): в группу I входят архейские (2.6−2.8 млрд. лет) разности, группу II составляют цирконы с возрастом ~ 2400 млн. лет, а третью составляют минералы с возрастом 1911 млн. лет. Цирконы групп I и II присутствуют в обеих пробах, а цирконы III– только в ретроградно преобразованных эклогитах второй пробы.

Цирконы I группы (Рис. 5а,б), имеющие размер 60–200 мкм, представлены двумя морфологическими разновидностями: короткопризматическими с четкой осцилляционной зональностью и призматическими с простой зональностью. $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст первой разновидности цирконов – 2720−2840 млн. лет, а второй – 2700−2720 млн. лет.

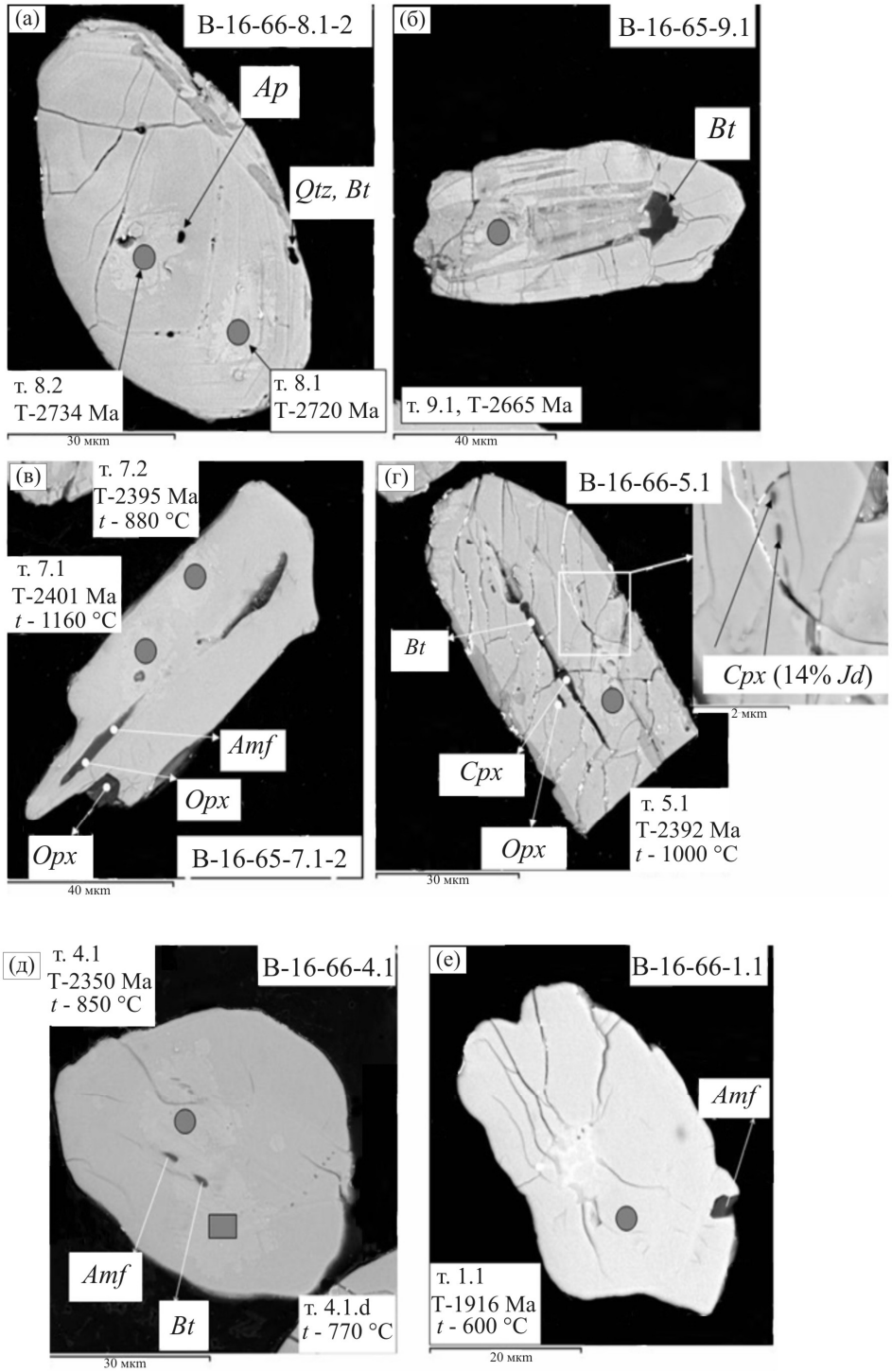


Рис. 5. Снимки кристаллов цирконов в отраженных электронах (выполнены на микрозонде в ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск) с обозначениями минералов-включений, мест определения изотопных возрастов (выполнены на ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург с указанием значений $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста (Т) в млн. лет, содержаний редких элементов и температур (t) образования цирконов:

а-б – архейские ксеногенные цирконы короткопризматические (а) и призматические (б); в-г – палеопротерозойские магматические («габброидные») цирконы, образовавшиеся на поздних стадиях кристаллизации габброноритов − 2389±25 млн. лет (возможно, что на самых поздних стадиях начался процесс эклогитизации); д-е – метаморфические цирконы: д – палеопротерозойский (2350 млн. лет), вероятно, стадии эклогитизации (?); е – циркон поздней (1911±9.5 млн. лет) стадии преобразования габбронорита в условиях амфиболитовой фации (Володичев и др., 2011 с изменениями).

Цирконы II группы представлены тремя морфологическими типами: А) крупными (> 100 мкм) призматическими, незональными зернами (рис. 5в, г), сопоставимыми с "габброидными" цирконами; Б) зернами округлой формы, размером до 90 мкм, с нечеткой зональностью (рис. 5д), сходными с «гранулитовыми» цирконами; В) крупными (> 150 мкм) фрагментами призматических зерен. U-Pb возраст цирконов IIA по верхнему пересечению дискордии оценивается в 2389±25 млн. лет, $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст округлого циркона IIБ – 2350 млн. лет, а U-Pb возраст циркон IIВ – 2469±30 млн. лет.

Цирконы III группы (рис. 5е) представлены крупными (60-100 мкм) округлыми или неправильной формы кристаллами с нечеткой зональностью или без нее. Их U-Pb возраст 1911± 9.5 млн. лет.

В цирконах всех групп с помощью INCA Energy 350 на базе сканирующего электронного микроскопа VEGA LSH (ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск) были изучены минеральные включения. В цирконах группы I включения представлены *Q, Ap, Bt,* и *Chl*. В «габброидных» цирконах группы IIA включения сложены *Opx, CPx, Hbl* и *Bt*, причем крупные включения сосредоточены в осевой части зерен (рис. 5в, г), а мелкие рассредоточены по всему объему. Весьма существенно, что в краевой зоне одного из зерен циркона группы IIA установлены мелкие включения *CPx* с содержанием до 14% *Jd* (рис. 5г). В округлом зерне циркона группы IIБ отмечены небольшие включения *Hbl* и *Bt* (рис. 5д). В отличие от этого в цирконах группы III включения, как правило, отсутствуют, но отменчены лишь единичные обособления *Hbl* (рис. 5е) и *Bt*. При этом цирконы различных возрастных групп и морфологических разновидностей обладают и геохимическим своеобразием, которое проявляется в вариациях содержания U, Th обычного и радиогенного Pb, изотопных отношений $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}U^{235}$, а также в содержании элементов – примесей. Кроме того, различные цирконы отличаются и по температуре образования, которая оценивается на основании содержания Ti в цирконе (Володичев и др., 2011).

Еще один пример использования U/Pb изотопного датирования цирконов из основных пород для проверки представлений о возрасте и океанической природе базит-гипербазитового комплекса ЦБЗП в р-не оз. Серяк. Изучение цирконов, выделенных из амфиболитов (метагабброидов) данной ассоциации ЦБМЗ, показало (Слабунов и др., 2009), что в них присутствует две метаморфогенные генерации и не обнаружены захваченные зерна. Возраст метаморфических цирконов ранней генерации по верхнему пересечению оценивается в 2836±49 млн. лет, а поздней – 1835 млн. лет. Таким образом, данные амфиболиты образовались по ювенильным базитам с возрастом не моложе 2840 млн. лет.

Всестороннее изучение весьма своеобразного архейского и палеопротерозойского основного магматизма Беломорской провинции Фенноскандинавского щита имеет большое значение для получения новых фундаментальных знаний о ранней истории Земли. Наибольший интерес при этом представляют уникальные для архея эклогиты и океанические (в том числе, офиолитовые) мафит-ультрамафитовые комплексы. Не менее важны и эклогитизированные палеопротерозойские габброиды, высокобарные преобразования которых пока являются предметом широкой дискуссии. Палеопротерозойские (сумийские и ятулийские) комплексы дайковых и дифференцированных интрузивов актуальны для исследования крупных магматических провинций восточной части Фенноскандинавского щита. Основной магматизм Беломорья имеет также и практическое значение, т.к. установлена благороднометальная минерализация в породах комплекса габбро-анортозитов (рудопроявление Травяная губа, минерализация о-ва Илейки) и комплекса лерцолитов-габброноритов (рудопроявление Ковдозерского массива, массива Юдомнаволок-Кузема), а с океаническими мафитами могут быть связаны колчеданные руды (зона оз. Серяк – мыс Картеш Белого моря).

Работа является вкладом в реализацию программы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое // Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. СПб, 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Бибикова Е.В., Богданова С.В., Кирнозова Т.И., Марков В.А., Сумин Л.В. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1990. № 6. С. 40-51.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.

Березин А.В. Геология и петрология рудоносных базитовых интрузий подужемской структурной зоны (Карелия, Западное Беломорье) // Автореф. канд. ...геол.-мин. наук. СПб, 2011. 24 с.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С., Скублов С.Г., Кузенко Т.И. Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габброноритов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. 2011 (в печати).

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайсон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.

Ефимов М.М. К геологии «друзитов» Северо-Западного Беломорья // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 58-70.

Ефимов А.А., Каулина Т.В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуахта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология). Тезисы докладов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 31.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. 1976. Л.: Наука, 154 с.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, 2010. 114 с.

Косой Л.А. Геолого-петронрафический очерк Керетского района Северной Карелии // Уч.зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук. 1938. Вып. 6. № 26. С. 98–116.

Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. *Глебовицкого В.А.* СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.

Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Володичев О.И., Балаганский В.В., Степанова А.В., Сибелев О.С. Беломорский подвижный пояс // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE. Под ред. *Морозова А.Ф., Павленковой Н.И.* М: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 143-151.

Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса //ДАН. 2011. Том 437. №2. С.238–242.

Слабунов А.И., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Кирнозова Т.И. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск. 2001. С.3–14.

Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикова Е.В., Бабарина И.И., Матуков Д.И. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН. 2008. Том 422. № 6. С. 793–797.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., Наука, 1981. 216 с.

Степанов В.С. Ультрабазиты и амфиболиты оз.Серяк (к проблеме генезиса беломорских амфиболитов) // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 27–38.

Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с.

Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С.285-288.

Степанов В.С., Степанова А.В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 55–71.

Степанова А.В. Петрология высокожелезистых толеитовых дайковых комплексов раннего протерозоя Северной Карелии // Автореф. канд. ...геол.-мин. наук. СПб., 2004. 24 с.

Степанова А.В., Ларионов А.Н, Бибикова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. 2003. Том 390, № 4. С. 528–532.

Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск, 2005. С. 29–39.

Степанова А.В., Слабунов А.И., Бабарина И.И. Неоархейские лейкогаббро о. Супротивные (Белое море): геология и особенности состава // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. С. 18–36.

Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый интрузивный магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Том 12, №6. С. 632–655.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). М.-Л., 1962. 306 с.

Шуркин К.А., Дук В.Л., Митрофанов Ф.П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии // Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. М.- Л., 1960. С. 120-149.

Федоров Е.С. О новой группе изверженных пород // Изв. Московского сельхоз. ин-та. Кн.1. 1896. С. 168–187.

Alexejev N., Zinger T., Belyatsky B., Balagansky V.V. Age of crystallization and metamorphism of the Pezhostrov gabbro-anorthosites, northern Karelia, Russia // 5-th SVEKALAPKO Workshop. Abstracts. Lammi. Finland. 2000. P. 3.

Balaganskt V.V., Timmerman M.J., Kozlova N.E., Kislitsyn R.V. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: implications for the early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield. Precambrian Research. 2001. Vol. 105. P. 269–287.

Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 131–152.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. Vol. 92. P. 223–250;

Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Yu.A., Dokuchaeva V.S., Gannibal L.F., Nerovich L.I., Radchenko M.K., Ryungenen G.I. U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // Nor. Geol. Unders. Spec. Publ. 7. 1995. P. 179–183

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces // Precambrian Research. 2010. Vol.183. №.3. P. 589–601.

Stepanov V.S., Stepanova A.V. Precambrian anorthosites in the Belomorian Mobile Belt,Eastern Fennoscandian Shield // Ilmenite deposits and their geological enviropment // NGU. Report no. 042. 2001. P. 137–138.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol.183. №.3. P. 602–616.

ВЕТРЕНЫЙ ПОЯС: ТЕКТОНО- И ПЕТРОТИП ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

Куликов В.С., Куликова В.В.,[1] Бычкова Я.В.[2]
[1]ИГ КарНЦ РАН, [2]ГЕОХИ РАН, Москва

THE VETRENY POYAS: EARLY PROTEROZOIC TECTONIC AND PETROLOGIC TYPE OF SOUTHEASTERN FENNOSCANDIA

Куликов В.С., Куликова В.В.,[1] Бычкова Я.В.[2]
[1]ИГ КарНЦ РАН, [2]ГЕОХИ РАН, Москва

Ca. 2.5–2.4 Ga Sumian magmatism is widespread in the Karelia and Kola cratons of Fennoscandia and probably represents at least two intermixed large igneous provinces (LIPs). It is distinct from other Paleoproterozoic LIPs (Jatulian 2.22–2.1 Ga and Ludicovian 2.06–1.96 Ga) elsewhere in the Fennoscandian Shield. Apoorly understood portion of Sumian magmatism is the Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince, which covers ~75,000 km^2 in southeastern Fennoscandia. This subprovince consists of four genetically related complexes which developed at different levels in the crust: a volcanic complex (komatiitic basaltic lava flows on Golets, Levgora and Myandukha hills, and Victoria lava lake on Levgora hill), a subvolcanic complex (mafic–ultramafic sills and lopoliths including Ruiga, Kirichgora, Kozhozero and Undozero), plutonic complexes (Burakovsky and Vyzhiga) and a dyke complex (gabbronoritic Avdeyevo and Shala dykes and peridotitic Vinela and Koppalozero dykes). The Vetreny Poyas paleorift is the main part of Sumian rifting system of Fennoscandia. Similar patterns are present in other Sumian complexes elsewhere in Karelia, for instance in southern Lapland and the Kola Peninsula. Negative or near-zero Nd values for intrusive rocks from the Ruiga massif (−2.0±0.8) and volcanics from Golets Hill (−0.4±0.9) suggest that the mantle source for their melts was enriched or that their parental magmas were contaminated by crustal rocks during intrusion and crystallization. Overall, the petrologic–geochemical study of rocks from the above-mentioned complexes indicates that they were all derived from the same parental primary komatiitic melt (associated with a mantle plume) that experienced crustal contamination. This parental magma for the province is a vetrenitic (komatiitic basalt) magma type with key petrochemical parameters (9–18% MgO, 0.5–1.0% TiO_2, SiO_2 <53%), and is contrasted with other high-Mg magmatic types, boninites, komatiites, picrites and meimechites.

Понятие «Юго-Восточная Фенноскандия» до настоящего времени не является бесспорным в части его границ. Некоторые исследователи предполагают, что Фенноскандия это докембрийский щит в структуре Восточно-Европейской платформы с соответствующими контурами. Авторы разделяют позицию В. Рамсея (1898г.) и рассматривают эту территорию как природную страну, придерживаясь географических (гидрографических и орографических) признаков в ее пределах и в определении границ. Последние прослеживаются на: С – Поморским берегом Белого моря, В – системой рр. Онега – Кена, ЮВ – Андомской возвышенностью между Онежским озером и Кенозером (Главным водоразделом в основном между рр. Водла и Андома), З – восточным побережьем Онежского озера до Повенца и далее на С вдоль Беломорско-Балтийского канала до г. Беломорска. Административно она входит в западные районы Архангельской обл. и в восточные Республики Карелия. Она имеет площадь >300 тыс. км^2, остается труднодоступной, слабообнаженной и малозаселенной (рис. 1).

В конце XX в. здесь были выполнены геолого-съемочные работы м-ба 1: 200 000 (участками 1:50 000) ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология», а также исследования Института геологии КарНЦ РАН и др. организаций. Они позволили уточнить, расширить и предложить новые модели формирования и эволюции геодинамики этой территории. В настоящей статье главное внимание уделено специфике строения, магматизма и развития территории, на которой авторы с некоторыми перерывами работали более 40 лет.

Основные черты геологического строения ЮВ Фенноскандии

История развития рассматриваемого района сопоставима по продолжительности с историей Земли и содержит свидетельства многочисленных проявлений геологических событий от хадея до антропогена. Геологические комплексы ЮВ Фенноскандии подразделены на четыре структурных этажа (см. рис. 1, 2): 1) архейский фундамент сложного строения с двумя подэтажами: саамским (палеоархейский) и лопийским (мезо- и неоархейский), 2) рифтовый сумийско – сариолийский (палеопротерозойский), включая мафит – ультрамафитовые интрузивы в архейском фундаменте, 3) ятулийско – людиковийский протоплатформенный (палеопротерозойский), 4) вендско – фанерозойский платформенный. Каждый этаж имеет свои

© Куликов, Куликова, Бычкова, 2011

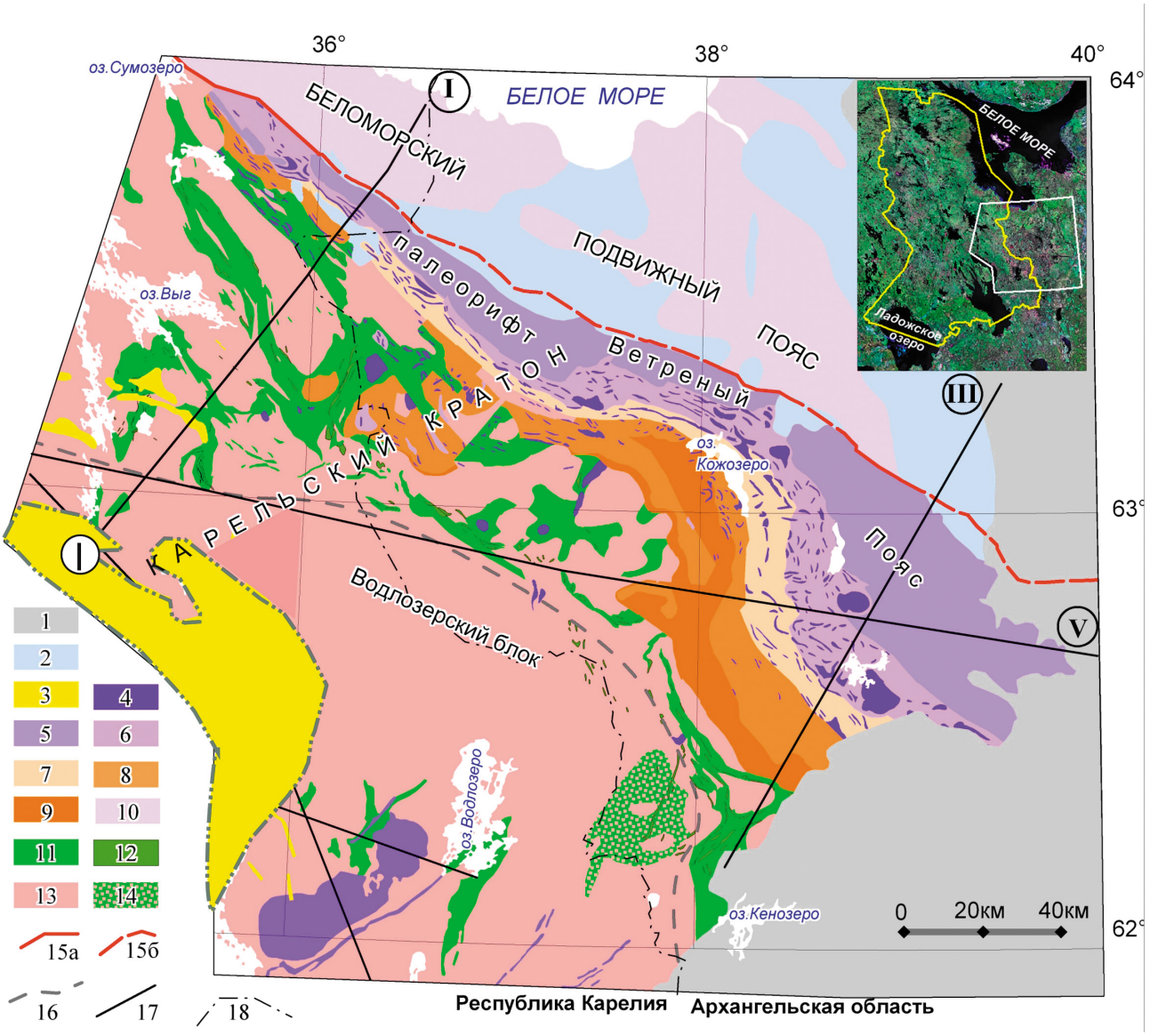


Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии

Фанерозой. 1 – осадочные породы палеозоя. Неопротерозой. 2 – осадочные породы венда. Палеопротерозой. Людиковий и ятулий. 3 – осадочные, основные вулканические и субвулканические породы (2.2-1.96 Ga). Сумий. 4 – мафит-ультрамафитовые интрузивы, в т.ч. расслоенные, силлы и дайки (2.5-2.4 Ga); 5 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс (2.45-2.41 Ga); 6 – осадочные породы виленгской и калгачинской свит; 7 – терригенные, карбонатные породы и толеитовые базальты кожозерской свиты; 8 – основные и средние вулканиты киричской свиты; 9 – терригенные породы токшинской свиты, местами гранитизированные (р-н оз. Кожозеро). Архей. 10 – гнейсы и амфиболиты беломорской серии, гранитоиды (в т.ч. более молодые); 11 – кремнистые и углеродсодержащие осадки, вулканиты (коматииты, базальты, риодациты и туфы) вожминской серии (3.0-2.8 Ga); 12 – интрузивные мафиты и ультрамафиты лопийских зеленокаменных поясов; 13 – тоналиты, трондьемиты, гнейсы, амфиболиты палеоархея (>3.2 Ga) и гранитоиды мезо-неоархея (2.8-2.6 Ga); 14 – амфиболиты по базальтам и коматиитам волоцкой свиты (~3.4 Ga); 15 – Северный надвиг (а), то же – под вендским и палеозойским чехлом (б); 16 – граница палеоархейского Водлозерского блока; 17 – профили глубинного сейсмического зондирования и их номера (I–V); 18 – административная граница. На врезке – контуры Республики Карелия и рассматриваемого региона.

Fig. 1. Geological map of southeastern Fennoscandia

1– Paleozoic sediments; 2 – Vendian sediments; Paleoproterozoic (3-9): 3 – Jatulian and Ludicovian sediments, volcanic and subvolcanic rocks (2.2-1.98 Ga), 4 – Sumian layered intrusions, sills and dykes (2.5-2.4 Ga), 5 – Vetreny Poyas komatiitic basalts (2.45-2.41 Ga), 6 – Vilinga and Kalgachikha sediments, 7 – Kozhozero sediments and basalts, 8 – Kirich andesibasalt and basalt rocks, 9 – Toksha sediments; Archean (10-14): 10 – Belomorian series (gneisses, paragneisses, amphibolites), 11 –Vozhma series (komatiites, basalts, riodatsits, tuffs, cherts), 12 – Lopian mafic-ultramafic intrusive rocks, 13-TTG, amphibolites, 14 – Volotsk suite (metakomatiites, amphibolites). 15 (a,b)-Northern thrust. 16-NE boundary of Vodlozero block. 17 – seismic profils. 18 – administrative boundary

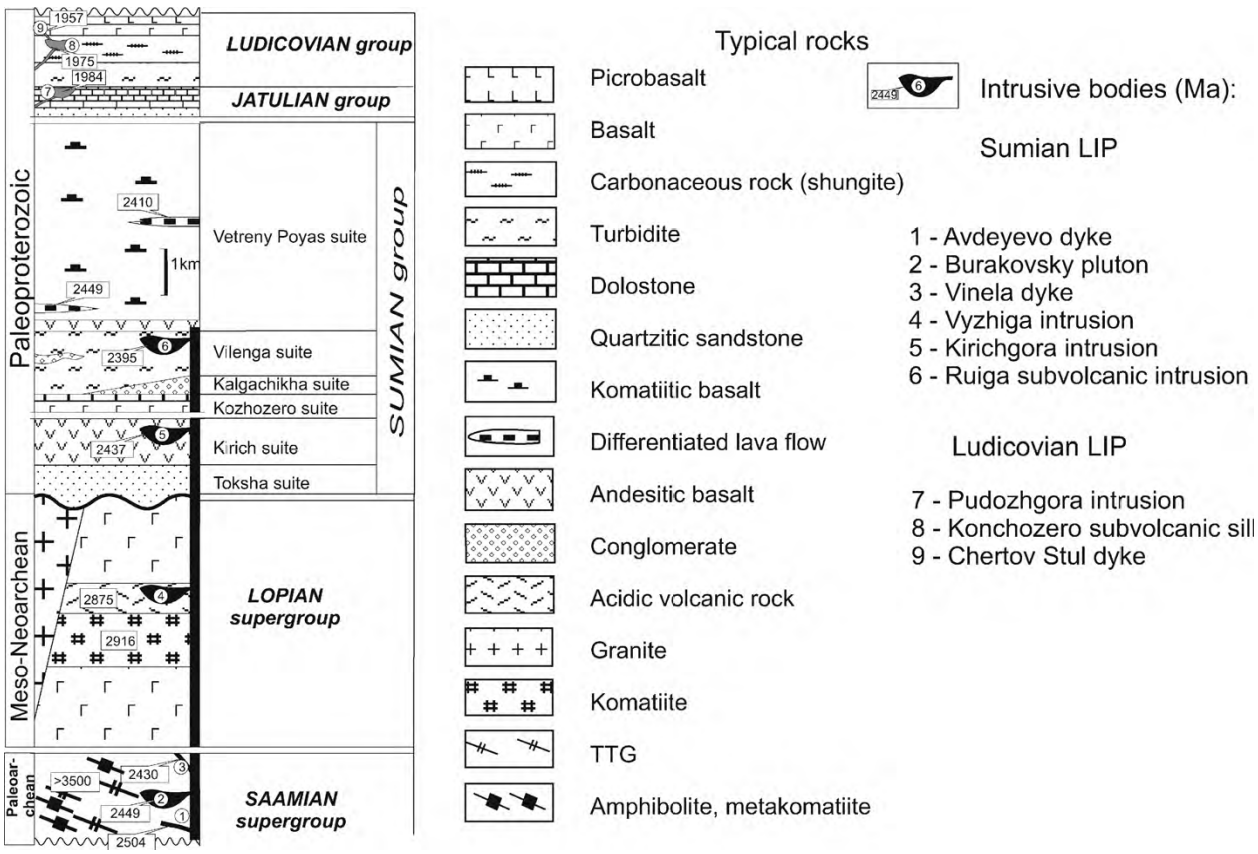


Рис. 2. Стратиграфическая колонка нижнего докембрия ЮВ Карельского кратона**.**

Fig. 2. Simplified stratigraphic scheme of southeastern Karelian craton.

специфические структуры, сохранившиеся в различной степени. На современном эрозионном срезе они пространственно часто разобщены, и их объединение в разные этажи проведено в основном по геохронологическим данным и вещественному составу.

Архейский структурный этаж доминирует в виде двух крупных массивов: на С – Беломорский подвижный пояс, а в центральной и южной частях – Карельский кратон. Они отделялись друг от друга в течение мезо- и неоархея зеленокаменными поясами (ЗП), а в палеопротерозое – сумийским палеорифтом Ветреный Пояс, ограниченным с С надвигом вдоль СВ границы последнего (см. рис. 1). Карельский кратон включает саамское ядро - Водлозерский блок (по одноименному озеру) и лопийские ЗП (Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и, возможно, Маткалахтинский).

Водлозерский блок диаметром около 150 км занимает более 30% рассматриваемой территории. Вследствие плохой обнаженности она слабо изучена, хотя намечены следующие закономерности взаимоотношения разных комплексов пород по геофизическим и геологическим данным. В геологическом строении блока непосредственно участвуют: а) амфиболиты, детально описанные в местах их максимального распространения; б) вышележащие (?) полосчатые биотитовые гнейсы дискуссионного генезиса (водлинская толща); в) комплекс ТТГ. Амфиболиты (серпентин – куммингтонитовые сланцы) по базальтам и коматиитам в районе оз. Волоцкого, образующие волоцкую свиту мощностью до 3 км, имеют возраст 3391±76 – 3353±60 Ma (Sm-Nd метод) (Puchtel et al., 1991) и отнесены авторами к чудию (здесь и далее по Куликова и др., 2005 и др.). В виде ксенолитов разного размера (до нескольких десятков кв. м) амфиболиты отмечаются среди ТТГ в долинах рр. Черева, Водла, Сухая Водла, Пяльма и др. В среднем течении р. Выг (Южно-Выгозерская структура) вмещающие их тоналитогнейсы имеют возраст 3210±12 Ma (Левченков и др., 1989; Lobach-Zhuchenko et al., 1993). Реликты Лайручейского расслоенного интрузива прорываются и мигматизируются тоналитами с возрастом 3220±70 и 3166±14 Ma (Сергеев, 1989; 1990). Более древние изотопные возрасты известны: 1) в тоналитах среднего течения р. Водлы - 3540±60 Ma (Сергеев и др., 1990 и др.); 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) – 3822±48 Ma (ксеногенные цирконы, которые могли быть захвачены из кварцитопесчаников подстилающей их токшинской свиты) (Смолькин, Шарков, 2009); 3) в проблематичной по происхождению Маткалахтинской структуре в центре блока, где В.Н. Кожевниковым с

коллегами были изучены несколько групп цирконов из так называемых «аренитов» и получены (Кожевников и др., 2006, 2010): 1) 3871.5±38.6 - 3837±42.1 Ma (саамий, по МСК-2009 или эоархей, по МКС-2008, или неохадей здесь и далее, по Куликов, Куликова, 2009; 2010); 2) 3334±11 – 3289±19 и 3248±3.8 - 3236.1±3.5 (или сколтий); 3) 3158,8±4.4 – 3098.3±3.7; 3172±7 – 3105.9 – 5.7; 2938 ±31 (или лопий). В совокупности, они свидетельствуют о длительной истории развития блока.

Вся территория Фенноскандинавского щита повсеместно (Ранний докембрий…, 2005) подверглась метаморфизму от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фаций (2850±40 – 2860±60 Ma, 2833±70 Ma). Вероятным доказательством этого события могут быть изученные (Арестова и др., 2000 и др.) в Шилосской структуре породы на предмет древнего палеомагнетизма, которые претерпели наиболее интенсивный прогрев 2800 Ma, как ТТГ и супракрустальные комплексы всего Водлозерского блока (2850-2800 Ma). Дальнейшие преобразования этих ассоциаций происходили в неоархее при внедрении небольших интрузивов гранитов в центре блока (Охтомозерский – 2703±32 Ma и Кубовский – 2680±40 Ma (Левченков и др.,1987; 1989); в Ю. Беломорье (Юковские граниты – 2678±15 – 2676±26 Ma) (Лобач-Жученко и др., 1995), на периферии блока – лейкогранитов, пегматитов мусковит – редкометальной специализации – 2764±150 Ma, 2659±29 Ma, 2673±100 (Куликов и др., 1986б; Куликова и др., 1988 и др.). 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.

Лопийские ЗП (Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский и, возможно, Маткалахтинский) представлены дискретными структурами, сопряженно переходящими друг в друга. Специфика их конфигурации свидетельствует о сложных тектонических процессах, сопровождающих разрыв литосферы в мезоархее, а затем в палеопротерозое. Являясь по своему происхождению нелинейными динамическими системами отдельные структуры (напр., Токшинская, Каменноозерская, Южно-Выгозерская) самоорганизуются в «пояса», создающими «сеть», в которой ее составляющие проявляют свойства фракталов.

Относительно детально отдельные структуры изучены в центральной части региона. Они сложены вулканогенно – осадочными породами вожминской серии, метаморфизованными преимущественно в зеленосланцевой фации, а также интрузивами мафит – ультрамафитов и трондьемитов. Серия включает 6 свит общей мощностью до 6 км. Преобладающими породами являются коматииты, коматиитовые базальты, базальты, риодациты, углеродсодержащие сланцы с колчеданным оруденением (рр. Кумбукса, Токша, Волошова), изредка железистые кварциты (Сенегозеро). Изотопный возраст пород варьирует от 2.92 Ga (Sm-Nd метод) в коматиитах до 2.87 Ga в риодацитах (U-Pb) (Puchtel et al., 1999).

Беломорский подвижный пояс в СВ части территории представлен в основном гнейсами, парагнейсами, реже амфиболитами, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Возраст метаморфических пород 2.93 – 2.64 Ga (Slabunov et al., 2006).

Сумийско-сариолийский структурный этаж в качестве самостоятельного выделяется в регионе впервые. Ранее он обычно объединялся вместе с ятулийско – людиковийским, т.к. предполагалось, что самые молодые вулканиты свиты Ветреный Пояс являются одновозрастными аналогами суйсарской свиты Онежской структуры. Нашими исследованиями доказано, что состав вулканитов и изотопный возраст, упомянутых свит существенно отличаются: 1) преобладающий коматиитовый магматизм в первом случае и толеит-пикритовый – во втором; 2) изотопный возраст пород, соответственно, 2.5 - 2.4 и 2.3 – 1.95 Ga (Куликов и др., 1999, Куликова и др., 2005, Kulikov et al., 2010 и др.). В Беломорском сегменте авторами впервые был открыт и описан сумийский Кийостровский расслоенный массив (Куликов, Куликова, 1990) с возрастом около 2441±51 – 2436.8±4.5 Ma (Слабунов и др., 2006).

В стратотипической области палеопротерозоя (Онежская структура) образования этого этажа проявлены в виде фрагментов Кумсинско-Пальеозерско-Бураковского «рифтового» пояса. В разрезе они представлены (снизу вверх): кварцито-песчаниками, андезибазальтами и базальтами глубокоозерской свиты; андезибазальтами и базальтами кумсинской свиты общей мощностью более 1 км сумия, а также полимиктовыми конгломератами и песчаниками пальеозерской свиты (до 400 м) сариолия.

Разрез сумия мощностью до 6 км (в перспективе как стратотипический) описан в палеорифте Ветреный Пояс, где выделено 6 свит (снизу вверх): токшинская (терригенная), киричская (базальт-андезибазальтовая), кожозерская (базальт-карбонатная), калгачинская и виленгская (терригенные турбидитовые) и Ветреный Пояс (коматиитовые базальты) (см. рис.2). Последние две прослеживаются на всем протяжении рифта, отражая наиболее активный этап его развития. Палеорифт является важной составляющей частью Фенноскандинавской рифтовой системы (Куликова и др., 2005), которая включает также структуры: Гайколя, Печенга-Имандра-Варзуга (Смолькин, 1992; Bayanova et al., 2009), Пана-Куолаярви и др.

Ятулийско-людиковийский структурный этаж находится в ЮЗ части региона, образуя Северо-Онежский синклинорий, сложенный протоплатформенными терригенными, карбонатными,

черносланцевыми с шунгитом, базальтовыми и пикрит-базальтовыми комплексами (Геология Карелии, 1987) (см. рис. 2). Ятулийский надгоризонт,залегающий в Онежской структуре на архейских, сумийских и сариолийских толщах, в пределах палеорифта Ветреный Пояс достоверно не установлен.

Вендско-палеозойский структурный этаж имеет широкое распространение в восточной части региона, где он с угловым несогласием и корой выветривания перекрывает нижнедокембрийские образования Фенноскандинавского щита. Осадочные породы венда и палеозоя представляют плитный чехол Восточно-Европейской платформы:

В настоящее время появилась возможность ставить вопрос о присутствии на исследуемой территории признаков отложений *рифейского* моря на основании выявления соответствующих биомаркеров в соседней Онежской структуре (Куликова, 2011).

Сумийский магматизм Ветреного Пояса и его окружения

Проведенные в последнее десятилетие изотопные датирования ряда мафит-ультрамафитовых образований в ЮВ Фенноскандии показали, что на значительной ее площади (> 75 тыс. км^2) развиты близкие по возрасту высокомагнезиальные (>9% MgO) породы различной фациальной принадлежности от вулканических покровов и субвулканических силлов (вулканических камер) до среднеглубинных интрузивов и расслоенных глубинных плутонов, а также различных даек.

Они отнесены к особому типу магмопроявления в истории Земли, получившему наименование «крупные магматические провинции» (Large ogneous provinces – LIPs) [Coffin and Eldhom, 1994; Bryan and Ernst, 2008 и др.]. Учитывая, что подобные магматические образования весьма характерны для сумия ряда других регионов докембрия Фенноскандинавского щита (Северная Карелия, Северная Финляндия, северная Швеция, Кольский полуостров) нами предложено наименование этой провинции – сумийская. Она пространственно разделяется на 3 субпровинции: Кольскую, Южно-Лапландскую и Ветреный Пояс. Последняя включает 4 генетически связанные фациальные комплексы: вулканический, субвулканический, плутонический и дайковый.

Вулканический комплекс получил широкое развитие в пределах кряжа Ветреный Пояс (осевая часть рифта) на площади > 5000 км^2 от г. Голец (СЗ оконечность) до г.Левгора (в центре) и г. Мяндуха (ЮВ) (см. рис. 1). Эти участки являются базовыми которые благодаря хорошей обнаженности и «свежести» наблюдаемых там палеопротерозойских коматиитовых базальтов. Они слагают от 20 до 65 лавовых покровов с варьирующей мощностью от 1 до 110 м. Преобладают недифференцированные, в которых обычно выделяется нижняя массивная зона, иногда со столбчатой или пластовой отдельностью, и верхняя – подушечная с отчетливо проявленной структурой оливинового микроспинифекса в породах. Реже картируются дифференцированные покровы (г. Голец, Шапочка, Левгора и др.), где наблюдаются «слои» (снизу вверх): стекловатая зона закалки, оливиновый кумулят (> 18% MgO), плагиопироксеновый коматиитовый базальт (<14% MgO), зона спинифекс (переслаивание оливинового и пироксенового спинифекса), миндалекаменная с вариолитами зона, кровельная (иногда брекчиевая) зона стекловатых коматиитовых базальтов. Первичные минералы коматиитовых базальтов представлены оливином (Fo_{89-81}), пижонитом ($Wo_8En_{78}Fs_{14}$–Wo_{11} $En_{76}Fs_{13}$), авгитом ($Wo_{45}En_{44}Fs_{11}$ – $Wo_{38}En_{46}Fs_{16}$), плагиоклазом (An_{50-60}), хромшпинелидами, сульфидами, цирконом и, редко, бадделеитом.

В лавовых покровах широкое развитие имеют вариолитовые текстуры, обычно расположенные вблизи кровли или в средней части. Вариоли размером от 5 см до 0.5мм часто более светлой окраски отчетливо выделяются на выветрелой поверхности покровов, как правило, в зоне пироксенового спинифекса. Проведенное микрозондовое исследование вариолей показало, что это сложные структуры, в которых главной минеральной фазой, присутствующей как в вариоле, так и в мезостазисе, является клинопироксен (авгит) переменного состава. В вариолях он образует плотные скопления в ассоциации с плагиоклазами и акцессорными минералами. Иглы пироксена в межвариолиевом пространстве создают тонкую сетку, погруженную в мезостазис. Внутри вариолей межзерновое пространство представлено скоплениями микролитов полевых шпатов, пироксенов, цериевых минералов и недиагностируемого вещества. Как «крупные» кристаллы пироксена, так и микролиты имеют высокомагнезиальный состав, по своей структуре они зональны, представлены цепочками в виде отдельных сегментов и погружены в матрикс. Полевые шпаты (плагиоклазы) также образуют две генерации. Крупные зерна достаточно хорошо ограничены, зональны, обрастают неровной каймой и, как правило, содержат в ядерной части церит, редко монацит и др. минералы. Микролиты погружены в недиагностируемую массу. Зоны спинифекс менее магнезиальны, чем вариоли (соответственно, MgO 9–11 и 12–14%).

В районе г. Б.Левгора в дифференцированном лавовом озере каньонного типа Виктория мощностью 110 м в кумулятивной оливиновой зоне (до 25 м), представленной главными минералами: оливином, хромитом, авгитом и др., были обнаружены и впервые описаны расплавные включения в кристаллах оливина и хромита. Зерна оливина имеют разнообразную форму: изометричные,

ромбические или футлярообразные диаметром до 2 мм с характерной концентрической зональностью за счет большей магнезиальности (Fo_{88-87}) их центральной части относительно краевой (Fo_{83}). Игольчатый, длиннопризматический клинопироксен – авгит (от 0.8 до 2 мм) имеет состав (%): CaO – 17.8 – 19.5; MgO – 15 – 16.3; FeO – 6 – 7.7; SiO_2 – 51.4 – 52.2. Включения в оливинах представлены изометричными, удлиненными или вакуолеобразными и др. формами диаметром до 60 мкм и длиной до 700 мкм (рис. 3). Они сложены, как правило, стекловатым мезостазисом, замещенным хлоритовым или серпентиновым агрегатом и игольчатыми кристаллами авгита.

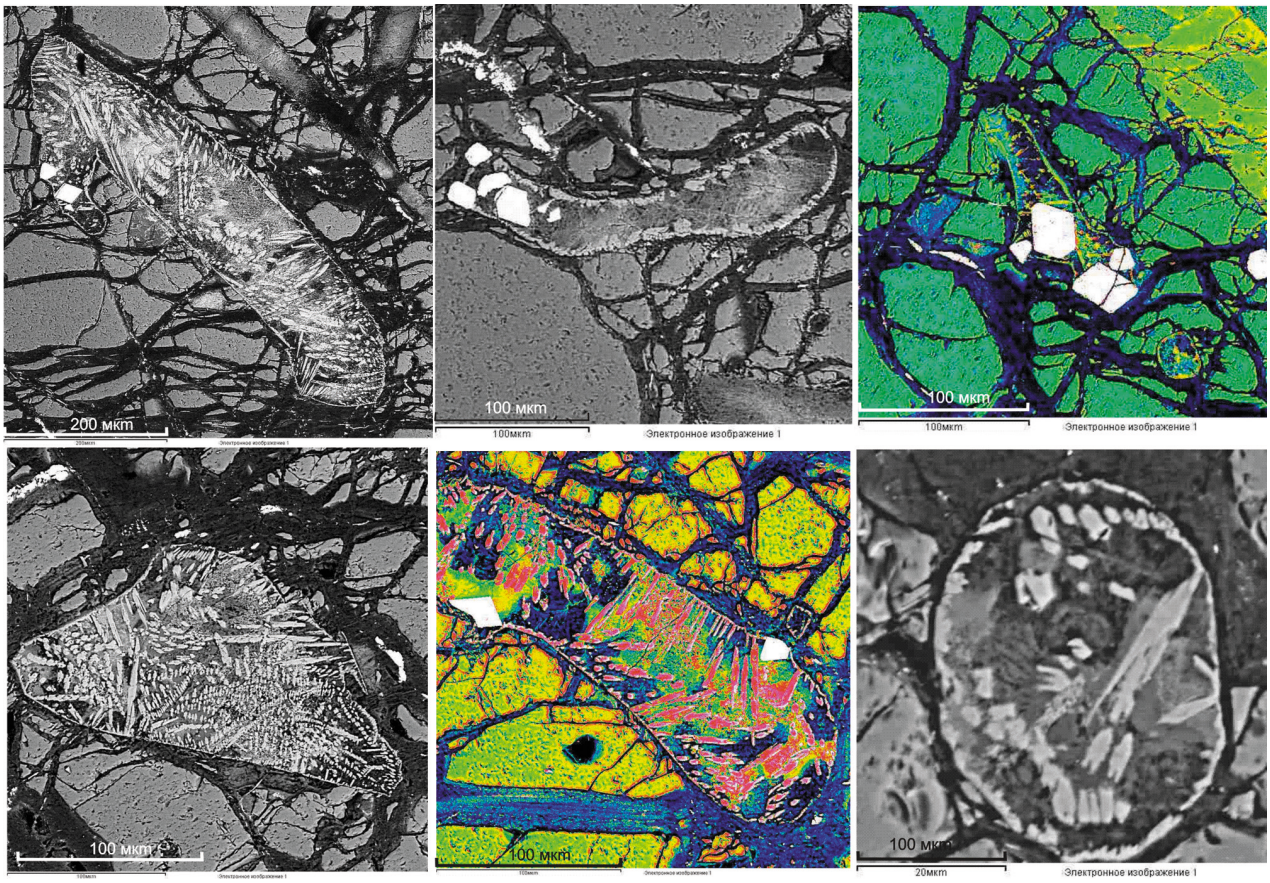


Рис. 3. Расплавные включения в оливинах.

Fig.3. Melting inclusions in olivine.

Во включениях, как и в породе, наиболее ранним минералом является хромит (см. рис. 3, белые кристаллы в расплавных включениях). Хромиты размером 0.03 – 0.1 мм (редко 0.5 мм) изометричны, хорошо ограничены (кубооктаэдры). с высокой хромистостью Cr/(Cr+Al) = 0.692, Mg/(Mg+Fe) = 0,145. В хромитах породы расплавные включения размером около 3 мкм автономны, что подчеркивается каемкой, которая отделяет расплав от вмещающего минерала. Внутреннее строение включений отличается сложной зональностью. Остаточная стекловатая фаза во включениях хромитов характеризуется переменным составом (%): SiO_2 – 48 → 57, TiO_2 – 0-1.6, Al_2O_3 – 8 → 16, FeO – 3 → 9, MgO – 23 → 36, CaO – 1 → 10, Na_2O → 3.1-4.0. Ряд замеров по площади показал следующие вариации составов (%): MgO - 12 → 23; CaO – 9.5 → 12.5; Al_2O_3 – 8 → 15; щелочи – до 2%. Центральная часть включений обогащена Mg, Ca, Si и Al, но обеднена Fe, Cr и Mn по сравнению с краевой.

В отличие от стекловатой массы включений мезостазис кумулятов содержит меньше MgO (5 → 7%), но больше - Al_2O_3 (18 → 20.4%) и Na_2O (3.1 → 4%). Неоднородность строения включений и высокое содержание в их краевых частях Cr_2O_3 (до 20%) создают значительные трудности для оценки составов первичных расплавов, из которых кристаллизовался хромит. При пересчете средних составов включений на бесхромовый вариант были получены составы, соответствующие низкомагнезиальным коматиитовым базальтам (вес.%): SiO_2 – 48.22 → 50.32; TiO_2 – 0.61 → 1.06; Al_2O_3 - 13.01 → 16.15; MnO – 0.18 → 0.28; FeO – 8.69 → 13.96; MgO – 8.64 → 12.82; CaO – 7.61 → 13.09; Na_2O – 1.78 → 1.95; K_2O – 0.15 → 0.35.

Сравнение результатов пересчетов с замеренными составами основной массы (стеклом - ?) кумулята показывает во включениях более широкий спектр элементов (никель, марганец, фосфор и др.) в сумме до 1.6% и свидетельствует о прими-

тивном составе остаточного стекла после кристаллизации хромитов, оливина и пироксена. Таким образом, можно констатировать, что кристаллизация оливинов и хромшпинелидов происходила из высокомагнезиального коматиит-базальтового расплава, который при условии равновесной кристаллизации оливина (Fo $_{88-87}$) должен был содержать 13–15 % MgO. Однако в некоторых расплавных включениях как в хромитах, так и оливинах содержание MgO превышает 20%. Очевидно эти минералы являются интертеллурическими и начали кристаллизоваться из коматиитового расплава, еще не подвергшегося процессам контаминации коровым веществом.

Вулканиты свиты Ветреный пояс обогащены SiO_2 и MgO и на диаграмме Na_2O+K_2O – SiO_2 (Le Bas, 2000) образуют тренд от коматиита (MgO – 27-18%) к коматиитовому базальту (MgO – 18-8%) до андезибазальта (MgO – 8-6%). TiO_2 варьирует от 0,4 до 0,9% (рис. 4). Средневзвешенный состав вулканитов свиты Ветреный Пояс, рассчитанный по 140 представительным лавовым покровам из 3 базовых участков (Голец, Б. Левгора и Мяндуха), следующий.

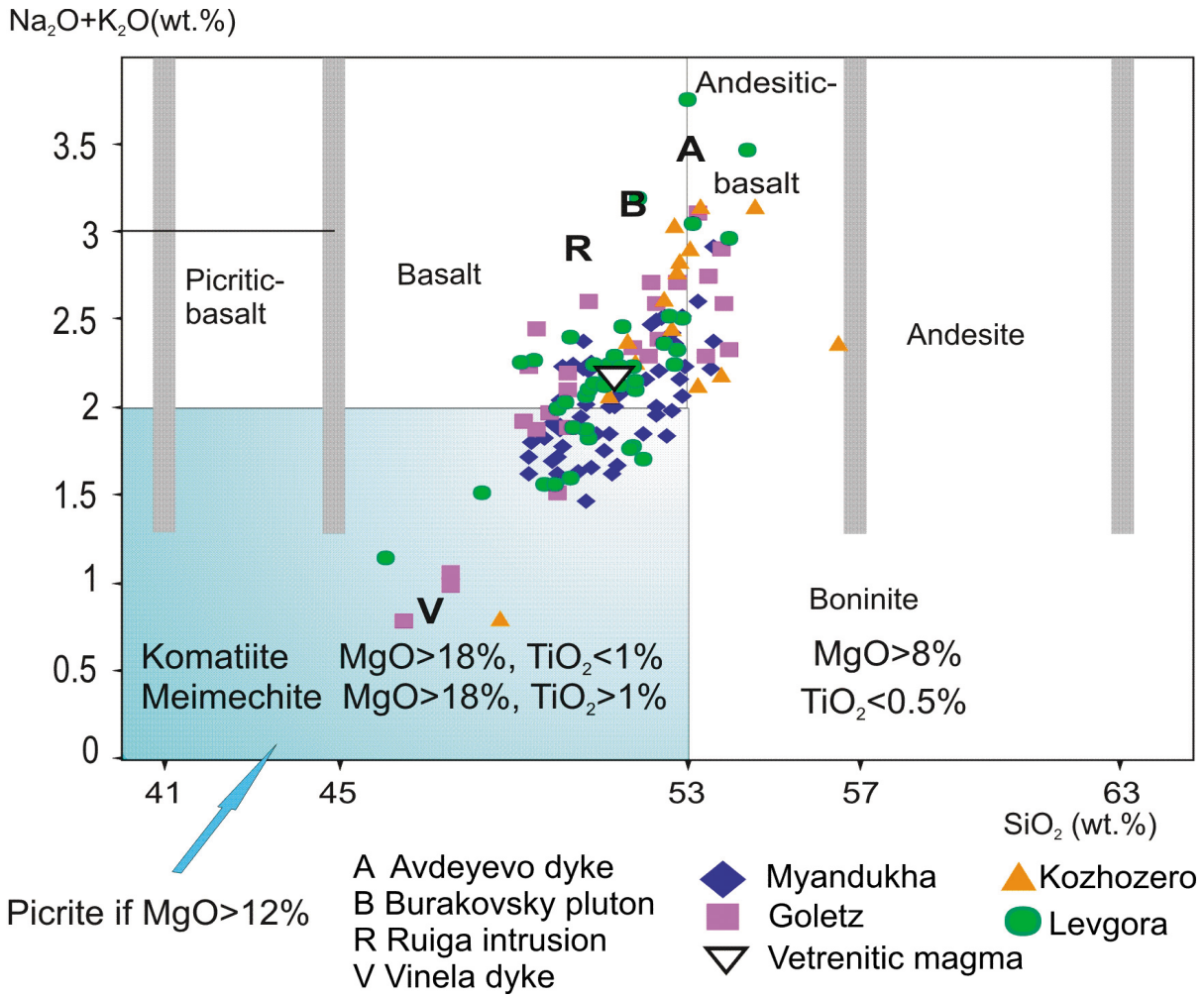


Рис. 4. Диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 [Le Bas, 2000] для вулканических пород свиты Ветреный Пояс и некоторых комагматичных интрузивов и даек Сумийской крупной магматической провинции.

Fig. 4. Diagram (Na_2O+K_2O) –. SiO_2 (Le Bas, 2000) for volcanic rocks of Vetreny Poyas (Windy Belt) suite and some comagmatic intrusions and dykes of the Sumian LIP.

Главные элементы: (%): SiO_2 – 51.45, TiO_2 – 0.62, Al_2O_3 – 12.0, FeO – 10.4, MnO – 0.19, MgO - 14.15, CaO – 8.96, Na_2O – 1.7, K_2O – 0.46, P_2O_5 – 0.07. По петрохимическим параметрам рассматриваемые магматиты наиболее близки палеопротерозойским коматиитовым базальтам рифтовой зоны Циркум-Сьюпериор Канадского щита. В то же время породы Ветреного Пояса в целом содержат меньше серы, чем лавы никеленосных поясов Томпсон и Кейп-Смит, являющихся частями упомянутой рифтогенной зоны с возрастом 1.92-1.96 Ga.•

Микроэлементы (ppm): Cr – 1435,V – 200, Co – 66, Ni – 310, Zr – 65, Hf – 1.0, Ta – 1.0, Nb – 2.8, Sc – 31,Y – 15, Sr – 180, Rb – 6, Ba – 137, Pb – 1.6, Ga – 17, Zn – 80, Cu – 89, U – 0,22, Th – 0.98. Приведенные данные характерны для коматиитов, отличающихся от толеитов платформенных облас-

тей (Норильск, Инсизва, и др.) по ряду параметров, в том числе и по отношению Ni/Cu – ≥ 3.

РЗЭ: La – 8.4, Ce – 17.2, Pr – 2.44, Nd – 9.49, Sm – 2.19, Eu – 0.7, Gd – 2.3, Tb – 0.38, Dy – 2.46, Ho – 0.5, Er – 1.47, Tm – 0.2, Yb – 1.35, Lu – 0.19. Содержания РЗЭ имеют несомненное сходство спектров вулканических и субвулканических образований Ветреного Пояса, что свидетельствует о едином источнике их формирования (рис. 5). Спектры относительно хондрита характеризуются практически параллельным положением вариационных линий при отношении лантана к самарию 3-4 и гадолиния к иттербию около 2.

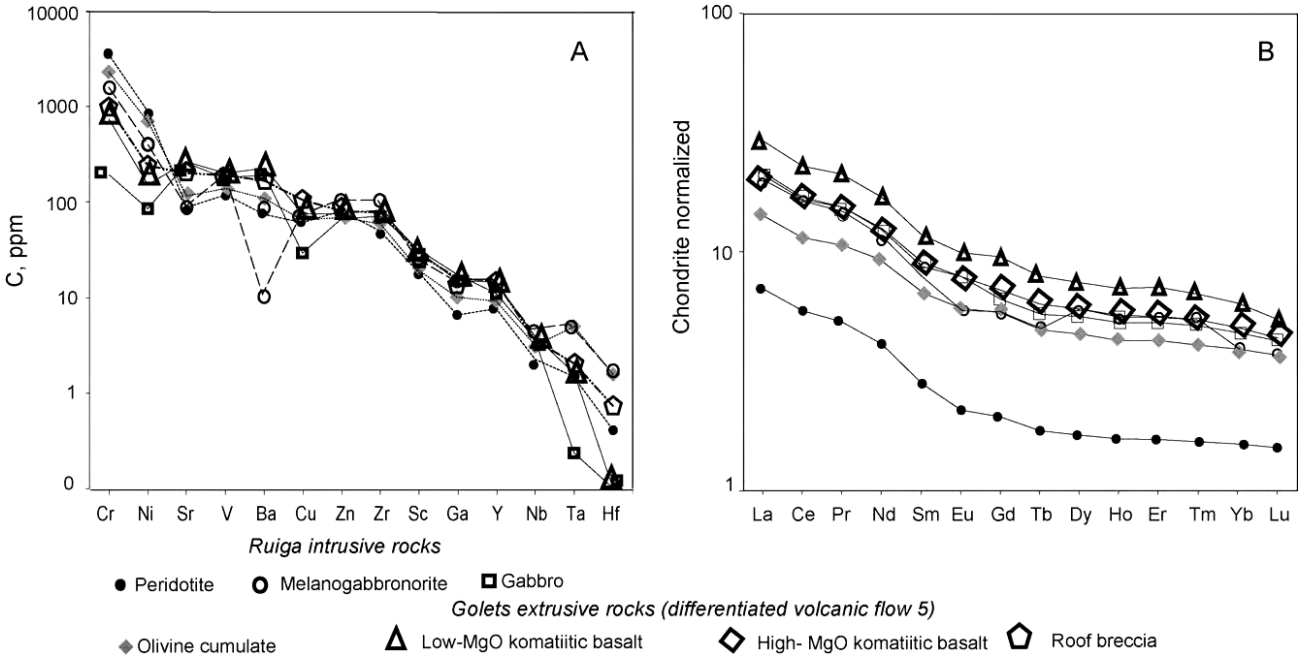


Рис. 5. Диаграммы для микроэлементов (А) и РЗЭ (В) магматитов Ветреного Пояса (Kulikov et al., 2010).

Fig.5. Diagram for microelements (A) and REE (B) of the Vetreny Poyas volcanic and intrusive rocks . (Kulikov et al., 2010).

Возможно, рассматриваемый средневзвешенный состав является наиболее близким составу материнской магмы, формировавшей как лавовое плато свиты Ветреный Пояс, так и интрузивные комагматы.

Sm-Nd возраст коматиитовых базальтов по первичным минералам Ol, Px, Pl, стекло) – 2.41-2.45 Ga, а Re-Os – 2.39–2.43 Ga (Puchtel et al., 1997).

Субвулканический комплекс включает десятки силлов и несколько лополитов мафит-ультрамафитов, залегающих в осадочных породах виленгской, кожозерской и, реже, киричской свит (см. рис. 1). Наиболее изученным на СЗ оконечности рифта является лополит Руйга (мощностью до 800 м), в центре – Муройгора, Каттегора, Роиньгора, Хозега, Колозеро и на ЮВ – Ундозеро. В строении массива Руйга – типичного представителя малоглубинной фации перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации, обнажающегося на площади около 20 кв. км, выделено три зоны общей мощностью до 810 м (снизу вверх): меланогаббронорито-вая, перидотитовая и габбровая. Авторами впервые получен изотопный Sm-Nd возраст интрузива по оливинам, пироксенам, плагиоклазам и валовой пробе – 2.39 ± 0.05 Ga (Куликов и др., 2008). Он удовлетворительно коррелируется с возрастом коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс. Различного размера силлы встречены на участках рр. Нюхча, Кожа, Чусрека, Икса. В интрузивах, часть из которых представляют собой подвулканные камеры, нередко отмечается дифференциация: в нижних горизонтах развиты ультраосновные породы, а в верхних – габброиды.

Плутонический комплекс представлен Бураковским плутоном и дифференцированным массивом Выжига Бураковский плутон, крупнейший в Европе, находящийся в центральной части Водлозерского блока и имеет площадь около 630 км^2 при мощности до 6 км (рис. 6).

В структурном отношении он разделяется на 2 блока – Аганозерский и Бураковско-Шалозерский (Лавров и др., 2006), но представляет собой единый магматический массив с общей краевой и 5 стратиформными зонами (снизу вверх): 1) ультрабазитовая, 2) переходная, 3) габброноритовая, 4) габбро, 5) магнетитовых габбро-диоритов. Содержание MgO в оливине изменяется от Fo_{90-85} в ультрабазитах до Fo_{80-71} в переходной зоне. Плагиоклаз в переходной зоне соответствует

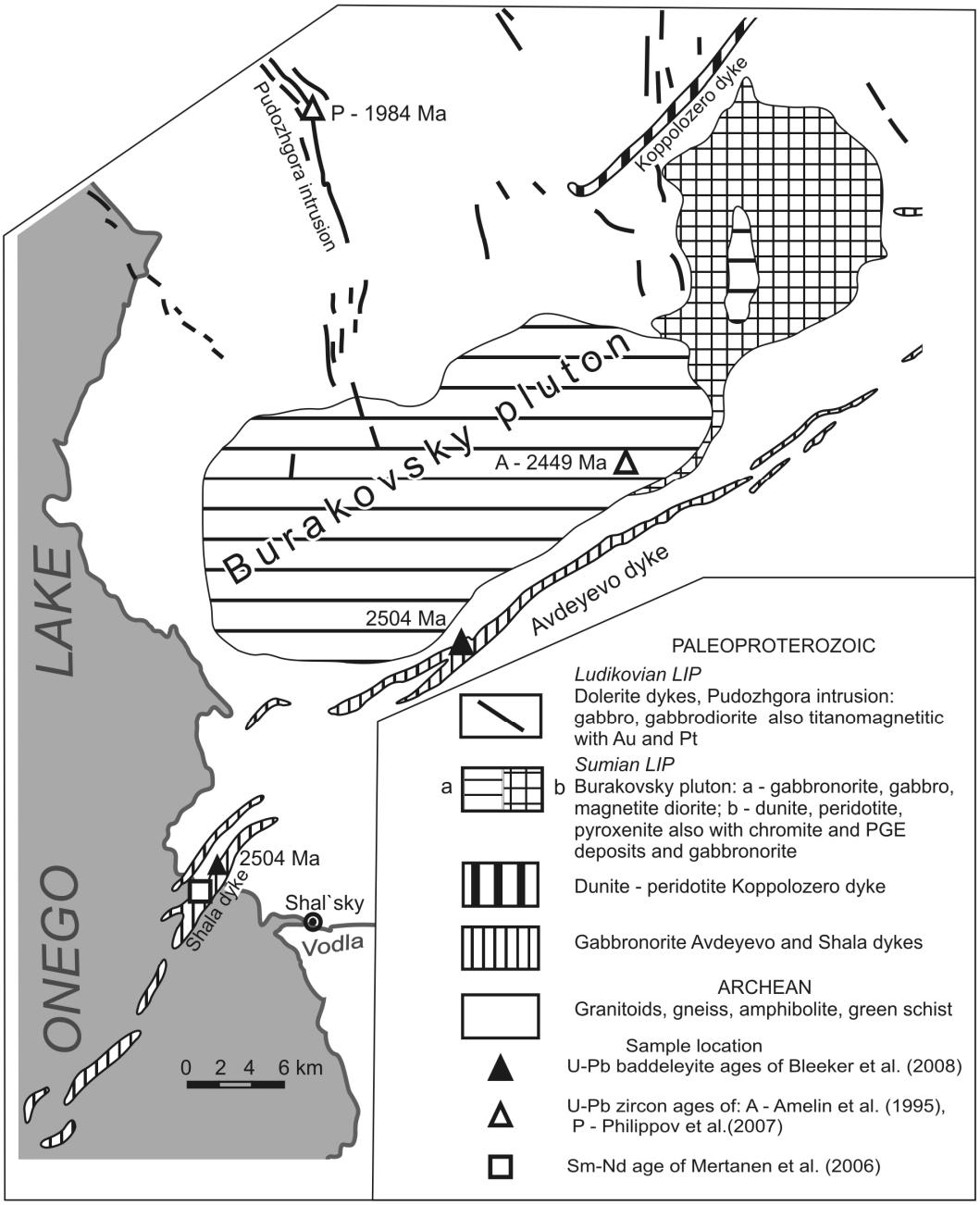


Рис. 6. Схематическая карта Пудожгорско-Бураковского участка Водлозерского блока.

Fig.6. Geological map of Pudozhgora-Burakovo area of Vodlozero block.

An_{60-54}, в магнетит-габбро-диоритовой An_{31}. Гранитные жилы развиты преимущественно вблизи краевой зоны. Средневзвешенный состав плутона близок коматиитовому базальту Ветреного Пояса. Изотопный U-Pb возраст по циркону составляет 2449 Ma [Amelin et al., 1995]. Крупные хромитовые залежи и малосульфидный тип оруденения платиноидов, Au, Ni и ванадиевые магнетитовые руды характеризуют положительный металлогенический потенциал плутона [Лавров и др., 2006].

Интрузив Выжига – сателлит Бураковского плутона (площадью около 20 км^2) был исследован по керну скважин и имеющимся обнажениям в западной части тела. Он представлен по разрезу скв. 59–58 следующими горизонтами (сверху вниз): 1) серпентинизированные в различной степени пойкилитовые плагиоклазсодержащие лерцолиты (MgO – 35 – 40 мас. % в пересчете на безводный остаток) с ойко-кристаллами клинопироксена (до 3х2 см); 2) прослой «оливиновых хромититов» (82.45 – 82.75м); 3) крупнозернистые вебстериты (MgO – 25 – 26%): 4) плагиоклазсодержащие оливиновые вебстериты (MgO – 26 – 30%); 5) серпентинизированные пойкилитовые плагиоклазсодержащие лерцолиты (MgO – 32 –

40%;); 6) хлорит-тремолитовая порода по пироксенитам (MgO – 24 – 26 %). На гл. 120.0 – 122.6 и 178.3 – 179.0 м прослои оливиновых «хромититов», а на гл. 127.5 м отмечаются линзочки с сульфидами никеля, меди и серебра. Вмещающие катаклазированные гранитоиды начинаются с гл. 197 м.

Среди хромшпинелидов по количественноминеральному составу в массиве выделяется две группы: породообразующие (I) и акцессорные (II). I группа установлена в прослоях «оливиновых хромититов», слагающих до 60% объема породы, а остальная часть приходится в основном на серпентин (псевдоморфозы по оливину). В пределах горизонтов 82.65 и 122.6 м кристаллы хромита идиоморфные с прямоугольными срезами размером 0.1–0.3 мм. Зональность в них практически отсутствует, и они характеризуются наиболее высокими содержаниями Cr_2O_3 (49 – 55%). Однако хромшпинелиды «82.65» по сравнению с «122.6» отличаются меньшими содержаниями MgO (4.33 – 5.70 против 7.86 – 10.54%) и большими FeO (31.58 – 35.10 против 25.10 – 31.75%). В некоторых зернах «82.5» отмечены MnO (до 0.77%), V_2O_5 (до 0.77%), Dy_2O_3 (до 2.91%), NiO (до 6.62%). II группа – акцессорные хромшпинелиды – представлена 3 подгруппами, что обусловлено составами вмещающих их пород: лерцолитов, вебстеритов и метаморфизованных лерцолитов.

Хромшпинелиды установлены только до гл. 172 м, а ниже происходит постепенное изменение их составов до хромитов, появление магнетита, сульфидов, том числе и аргентита. Впервые на глубине 193.7 м в 3.5 м от нижнего контакта с вмещающими гранитоидами выявлен особый «критический горизонт», представленный каплевидными образованиями («шариками», «оометы», «красная стеклянная голова») гематита. Здесь же обнаружены индивиды гематита – агрегаты «железная роза». Горизонт по скважинам прослеживается более чем на 2 км. Состав минерала в скв.58 (гл. 265.5 м): TiO_2 – 1.02, V_2O_5 – 0.97, FeO – 98.01. В скв. 59 (гл. 193.7 м) V_2O_5 отсутствует, а содержание TiO_2 не превышает 0.44%, но широко развиты структуры распада, в системе магнетит – титаномагнетит – ильменит, встречены отдельные зерна платиноидов и золота. Впервые для массива Выжига обнаружено присутствие самородных серебра, железа, никеля в серпентине, а также ряда минералов, ранее неизвестных как для этого, так и других интрузивов на ЮВ Фенноскандии: аваруста, октиббегита и др.

Наиболее показательным является обилие в породах редкоземельных нехарактерных для мафит-ультрамафитов минералов – монацита, ксенотима, апатитов и др., переменного состава цирконов и бадделеита. Эти мафит-ультрамафиты по характерным минералам – хромшпинелидам – существенно отличаются от стандартных более молодых интрузивов В. Сибири и Урала, но по некоторым параметрам (ATM и MgO) относительно близки Кытлымскому массиву.

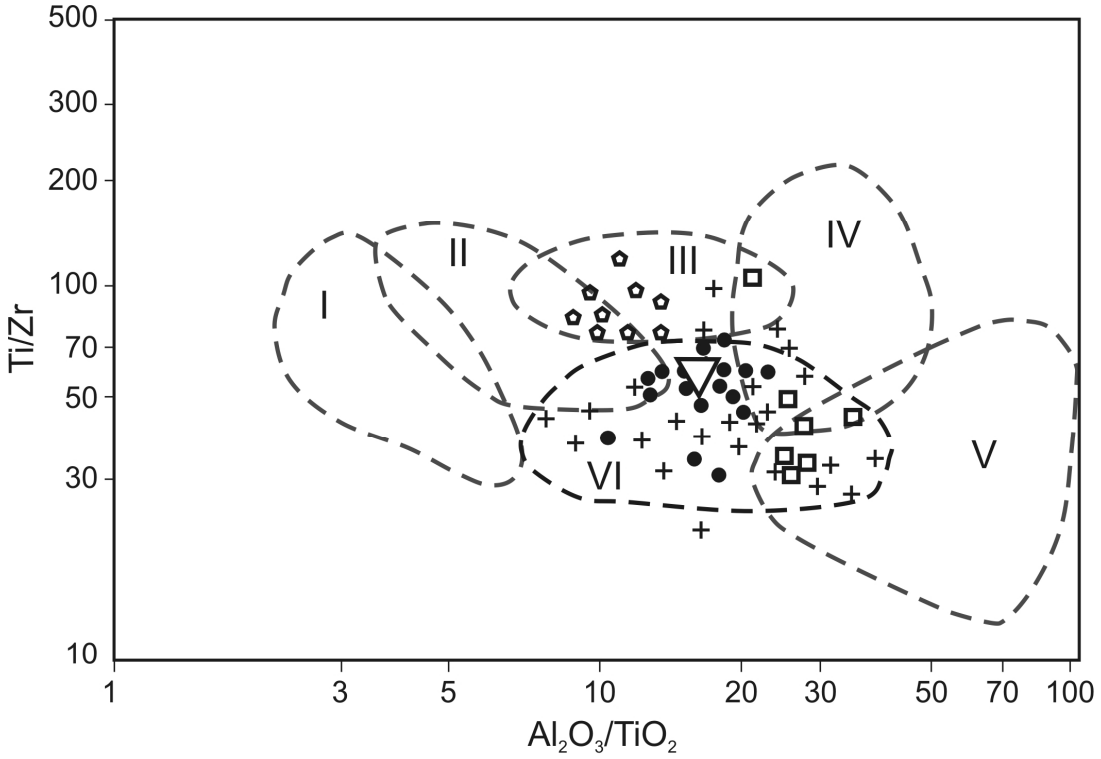
Дайковый комплекс. Два главных типа даек сумийской LIP развиты в пределах Водлозерского блока: Авдеевский габброноритовый и Винельский перидотитовый. Первый тип включает дайки Авдеевскую, Шальскую и другие безымянные, которые обычно имеют СВ простирание, мощность до 60 м и длину в несколько км (см. рис. 4). Главные первичные минералы представлены авгитом, бронзитом, пижонитом, плагиоклазом, сульфидами, калиевым полевым шпатом, кварцем и бадделеитом. По химическому составу породы сходны с андезибазальтами двух первых лавовых покровов из разреза г. Голец (см. рис. 3). Изотопный возраст бадделеита из даек составляет 2504 Ma (Bleeker et al., 2008). Ко второму типу даек отнесены Винельская и Копполозерская длиною до 40 км и мощностью до 500 м. Перидотиты, слагающие эти дайки, обычно серпентинизированы. Из первичных минералов иногда сохраняется оливин $Fo_{86\text{-}89,5}$. Sm-Nd возраст 2430±174 Ma не позволяет его считать убедительным из-за большой погрешности (Puchtel et al., 1997).

Обсуждение.

Проведенное ранее изучение мафит-ультрамафитового магматизма в ЮВ Фенноскандии не отвечало однозначно на вопрос о типе материнской магмы, формировавшей многочисленные магматические тела сумийской LIP. В.Д.Слюсарев и В.С. Куликов (1973) считали ее пикритовой, В.С. Куликов (1988) предложил отнести к коматиитовой, а Е.В. Шарков с соавторами (2006) – к бонинитоподобной. Предложенные варианты с учетом современных представлений (Le Bas, 2000; Arndt et al., 2008) об индикаторных петрохимических (MgO, TiO_2, SiO_2) параметрах высокомагнезиальных эффузивов неоднозначны. Так, пикриты, пикробазальты (и пикритовые магмы) на Фенноскандинавском щите в возрастом 1.98 Ga, известные в Онежской и Печенгской структурах (Куликов, 1988, Смолькин, 1992), характеризуются относительно высокими содержаниями TiO_2 (>1%), и пониженным SiO_2 и этим существенно отличаются от вулканитов Ветреного Пояса (TiO_2 0,4-0,9%). Коматииты архейского возраста Фенноскандии и других регионов по определению содержат более 18% MgO и не сопоставимы с его коматиитовыми базальтами (~14% MgO). Бониниты кайнозоя по определению содержат очень мало TiO_2 (<0,5%) и много SiO_2 >53%, существенно отличаясь от поледних в палеорифте.

Таким образом, средневзвешенный состав коматиитовых базальтов как представитель материнской магмы по главным индикаторным параметрам нельзя относить к предложенными ранее 3-м типам магм. Существенные отличия наблюдаются и при сравнении коматиитовых базальтов Ветреного Пояса с базальтами типовых современ-

ных геодинамических обстановок на диаграмме Ti/Zr – Al_2O_3/TiO_2 (рис. 7). Поле коматиитовых базальтов Ветреного Пояса занимает особое место на этой диаграмме и лишь в краевых зонах частично перекрывается с другими полями. Это свидетельствует о самостоятельности рассматриваемой магмы, которую следует назвать «ветренитовой» по одноименному кряжу, где она получила наиболее широкое развитие самое крупное в мире для свежих коматиитовых базальтов.



● Komatiitic basalts of the Vetreny Poyas (2.41 Ga)
□ mafic-ultramafic rocks of Ruiga intrusion (2.4 Ga)
+ "Boninite"-gabbronorite and orthopyroxene phyric dykes of Finland (2.45 Ga) (Vuollo et al, 2005)
⬠ Low-Ti tholeiites of Finland (2.4 Ga) (Vuollo et al, 2005)
I - V Fields of volcanic rocks (Wilson and Versfeld, 1994): I - OIB, II - CFB, III - MORB, IV - VAB, V - boninite
VI – Field of rocks from vetrenitic magma type (see discussion in text)
▽- Average composition of vetrenitic magma type.

Рис. 7. Диаграмма Ti/Zr – Al_2O_3/TiO_2 (Wilson and Versteld, 1994) для высокомагнезиальных пород сумийской LIP и некоторых классических коматиитов.

Fig. 7. Ti/Zr – Al_2O_3/TiO_2 diagram (Wilson and Versfeld, 1994) for some rocks of the Sumian LIP and some classic komatiite occurrences

Мы объясняем это положение тем, что формирование материнской магмы для коматиитовых базальтов Ветреного Пояса происходило под воздействием плюма Виндибелт (Куликов и др. 2005), в голове которого при достижении ею земной коры происходила контаминация коматиитового расплава плюма коровым материалом. На границе коры и мантии возникла крупная магматическая камера, которая при последующем остывании сформировала на глубине 30-40 км «коромантийную смесь», фиксируемую на сейсмических профилях в литосфере ЮВ Фенноскандии (Шаров и др., 2010).

Выводы

Изложенные материалы показывают две главные особенности в развитии раннего палеопротерозоя в ЮВ Фенноскандии:

1. Возникновение около 2.5 Ga (палеопротерозой) под воздействием плюма Виндибелт сводового поднятия и формирования рифтовой системы, в которой рифт Ветреный Пояс имел важнейшее значение.

2. Магматизм в интервале 2.5-2.4 Ga охватил площадь не менее 75 000 км^2, и объем магмопроявления составил более 50 000 км^3, что характерно для субпровинций сумийской крупной магма-

тической провинции Фенноскандии. Материнской магмой для рассматриваемой субпровинции является «ветренитовая» (коматиитовые базальты), образовавшаяся в подошве земной коры в результате контаминации коматитовых расплавов плюма Виндибелт коровым материалом

Следовательно, коматитовые базальты палеорифта ветреный Пояс – это мировой петротип коматиитовых базальтов, которые не имеют прямой пространственной связи с собственно коматиитами. Он не характерен для архейских высокомагнезиальных провинций (Arndt et al., 2008), но имеет широкое развитие в палеопротерозое в Фенноскандии, Гренландии, Канаде и др. регионах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00376-а.

Литература

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.

Геология Карелии / ред. В.А. Соколов Л.: Наука, 1987. 231 с.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Некоторые особенности модельных представлений о происхождении архейских ТТГ ассоциаций древних кратонов// Геотектоника, 2010, № 4. С. 1–19.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. 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.

Куликов В.С., Аракелянц М.М., Куликова В.В., Симон А.К. Некоторые результаты изотопного датирования ЮВ окраины Балтийского щита // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН 1985. С.54–65.

Куликов В.С. Высокомагнезиальный вулканизм раннего протерозоя // Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита /ред. О.А. Богатиков. Л.: Наука, 1988. С. 20–88.

Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Соколов С.Я., Писаревский С.А., Пухтель И.С. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Коптев-Дворников Е.В., Зудин А.И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ Фенноскандии) //Петрология, 2005, № 5. С. 516–537.

Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Костицын Ю.А., Покровский О.С., Васильев М.В. Интрузив Руйга как типовой представитель малоглубинной фации палеопро-терозойской перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации Ветреного Пояса, юго-восточная Фенноскандия // Петрология 2008, Т. 16, №6. С. 571–592.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 255 с.

Куликова В.В. Биомаркеры – акритархи в шунгитах онежской стуктуры как свидетели сложного режима формирования заонежской свиты палеопротерозоя // Материалы Международной конференции "Современное состояние наук о Земле", посвященной памяти В. Е. Хаина, Москва, 1-4 февраля 2011 г. М.: МГУ. 2011. С. 1043–1048.

Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геохимия и минералогия Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология 2006, Т.1. С.3–12.

Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З. и др. Изотопная геохронология пород реки Водлы (район Водлозера, Юго-Восточная Карелия) // Магматизм, метаморфизм и геохронология Восточно-Европейской платформы. Тез. докл. Петрозаводск, 1987, с. 3–4.

Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л., Наука, 1989.С.63–72.

Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.С., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Первые данные об изотопном возрасте и палеомагнетизме базитов и ультрабазитов Водлозерского блока Карелии // ДАН СССР. 1986.Т.290. № 5. С.1184–1187.

Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В., Самсонов А.В., Симон А.К. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // ДАН СССР, 1991, Т.317, N1. С.197-202.

Ранний докембрий Балтийского щита /ред. В.А. Глебовицкий СПб.: Наука, 2005. 711 с.

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.

Сергеев С.А., Бибикова Е.В., Левченков О.А. и др. Изотопная геохронология Водлозерского гнейсового комплекса // Геохимия. 1990. № 1. С.73–83.

Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С., Куликов В.С., Матуков Д.И., Кевлич В.И. U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма ЮВ части Фенноскандинавского щита //Материалы III Российской научной конф. по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма». 6-8 июня 2006 г., Москва.. М.: ГЕОС. 2006. С. 281–286.

Слюсарев В.Д., Куликоа В.С. Геохимическая эволюция протерозойского мафит-ультрамафитового магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 95 с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272с.

Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Древний циркон (3.8 млрд лет) в раннепротерозойских вулканитах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры //Междунар. конференции, посв. 250-летию ГГМ им. В.И. Вернадского РАН «Геология: история, теория, практика» 14-16 октября 2009 г. Москва. М.: 2009. С. 232–234.

Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007, вып. 10. С. 49–68.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Преснякова С.Л. Новый возраст таналит-трондьемитовой ассоциации на Балтийском щите// Стратиграфия и геологическая корреляция 2009, Т.17(2). С. 124–128.

Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В., Евсеева К.А., Богина М.Л. Палеопротерозойский магматизм эры переходного геодинамического режима. В: Типы магм и их источники в истории Земли. М: ИГЕМ, 2006. С.91–118.

Шаров Н.В., Куликов В.С., Куликова В.В., Исанина Э.В., Крупнова Н.А. Сейсмогео-логическая характеристика земной коры юговосточной части Фенноскандинавского щита (Россия)// Геофизический журнал, 2010, т.32 (3). С. 3–17.

Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. 1995. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting// Precambrian Res.1995, 75. P. 31–46.

Arndt N.T., Lesher C.M., Barnes S.J., Komatiite. New York: Cambridge Press, 2008. 467 p.

Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications. In: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D., Collins, A.S. (Eds.), Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society. London: Special Publications, 2009. vol. 323. P. 165–198.

Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., Kulikov V. The search for Archean–Proterozoic supercratons: new constraints on Superior–Karelia–Kola correlationswithin supercraton Superia, including first ca. 2504Ma (Mistassini) ages from Karelia. Abstract for IGC33. Oslo: 2008. No. 1353244.

Bryan S., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)// Earth Sci. Rev. 2008, 86. P.175–202.

Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences// Rev. Geophys 1994, 32. P.1–36.

Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces// Precambrian Research 2010, 183. P.589–601.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks// J. Petrol. 2000. 15, P. 1467–1470.

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayeyv V.P., Sergeev S.A. et al.Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // Precambrian Res. 1993, 62, P. 375–379.

Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. 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, 61. P. 1205–1222.

Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg C.D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume—island arc model for formation of 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints// Geochim. Cosmochim. Acta 1999, 63, P. 3579–3595.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sarjonen-Ward P., Svetov S.A., Checulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archean nucleus of the Baltic (Fennoscandian) Shield. In: Europian lithosphere Dynamics: Geological Society of London Memoirs, 2006, v 32. P. 627–644.

Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Ramo, O.T. (Eds.), Precambrian Geology of Finland - Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.V., Amsterdam: 2005. P.195–236.

Wilson A.N., Versfeld J.A., The Early Archaean Nondweni greenstone belt, southern Kapvaal Craton, South Africa. Part II. Characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis// Precambrian Res. 1994, 67. P.227–320.

ГРАНИТЫ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ

Свириденко Л.П.
ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

PRECAMBRIAN GRANITES AND GRANITES EMPLACEMENT

Sviridenko L.P.
Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk

The results of the long-term study of granite formation, interrelated with other geological processes, over a time span bracketed by the Late Archaean and the Middle Riphean are reported. In Precambrian time, there were two types of endogenic processes that produced rocks of granite composition: felsic volcano-plutonism and regional granitization.

Felsic volcano-plutonism evolves together with basic volcano-plutonism if only a volcano-sedimentary cover is formed on an Early Archaean protocrust. Felsic volcano-plutonism is a part of bimodalmantle-crustal volcano-plutonism, and has an evolution trend of its own. In the Precambrian, granites were produced from crustal sources at different depths. The formation of their melts is affected by basic magma. The composition of felsic melts depends on fluid regime and melting conditions.

Regional granitization covers large areas and is triggered by mantle fluid flow which carries potassium and associated rare elements to the Earth's crust. Granitization does not depend on previous geological processes and is an independent endogenic process related genetically to the Earth's mantle from which rare elements are supplied.

The integrated study of granitic and basic magmatism has revealed crustal criteria of the manifestation of mantle diapirism and its stepwise pattern. The lateral geochemical zonation of plagiomicrocline granites within large diapirs is mineralogenically significant. Barium-type subalkaline leucogranites are formed in the central supra-diapir zone, whereas rubidium-type rare-metal granites tend to accumulate in the peripheral zone of diapirs. Rapakivi granites of the Salmi pluton and lithium-fluorine granites are the most striking representatives of these two types of granites. Rapakivi granites contain higher $C0_2$, C0 and CH_4 concentrations, and ovoidless biotite leucogranites carry H_20 and F. Postmagmatic metasomatic and hydrothermal processes of both geochemical types result in the redistribution of rare and trace elements and contribute to ore formation. Rubidium-type granites contain elevated Rb, Li, Y, Nb, Ta, Sn and Be concentrations.

Domal structures, typical of granite-gneiss areas, are formed upon granitization of volcano-sedimentary covers because dense, poorly permeable volcanics are resistant to granitization, and the density of metasedimentary rocks is similar to that of granite. Therefore, neither orogeny, nor mountain building are observed.

Гранит – самая распространенная порода на поверхности Земли. Гранитообразованию, прежде всего ультраметаморфическому, принадлежит ведущая роль в формировании состава и структуры гранито-ультраметаморфического слоя земной коры. Особенность ультраметаморфического докембрийского гранитообразования заключается в том, что этот процесс охватывает огромные площади.

На протяжении XIX и XX веков развивались две главные концепции о происхождении гранитов – магматическая и метасоматическая, а с этим связана оценка значимости процессов гранитообразования в формировании как полиметаллических, так и редкометалльных месторождений. М.М. Романова убедительно показала, как со временем усложнялась трактовка генезиса пород, относимых к граниту (Романова, 1977).

К.Р. Менерт пришел к заключению о существовании в природе как магматических, так и метасоматических типов гранитов (Менерт, 1963). Ссылаясь на ведущих исследователей мирового значения, он указал, что термин «гранит» вошел в употребление как чисто петрографическое понятие для обозначения массивных полнокристаллических пород гранитного состава. При этом не требовались доказательства их чисто магматического происхождения. К.Р. Менерт совершенно прав полагая, что проблема гранитообразования может решаться только в совокупности с изучением других геологических процессов и в конкретных тектонических обстановках (с учетом геофизических данных и глубинного строения).

В Институте геологии КарНЦ РАН процессы гранитообразования изучались начиная с раннего периода его существования, являясь составной частью общеинститутской научной тематики (Стенарь, 1966; Лазарев, Кожевников, 1973;Володичев, 1975; Магматические формации…, 1980; Свириденко, 1980; Гродницкий, 1982; Гродницкий и др., 1985; Геология Карелии, 1987; Щипцов и др., 1987; Костин, 1989; Володичев, 1990; Светов, Свириденко, 1991 и др.). Главные направле-

© Свириденко, 2011

ния исследований: формационный анализ докембрийских образований, формирование гранитного слоя земной коры, вулканоплутонизм Карелии и Фенноскандии, связь процессов гранитообразования с тектоникой докембрия. При этом установлено, что история геологического развития докембрия в интервале времени (3500-600 млн л) в зависимости от конкретных условий, содержит как процессы метаморфического и ультраметаморфического, так и магматического гранитообразования. Первые приводят к гранитизации разновозрастных вулканогенно-осадочных чехлов. Гранитоидный магматизм представляет кислую ветвь бимодального вулкано-плутонизма. В настоящее время большой прогресс наблюдается в изучении флюидного режима эндогенных процессов (Летников, 1999, 2000, 2004), в том числе и гранитообразования. Это позволяет по-новому подойти к пониманию соотношения магматических и метасоматических процессов при образовании гранитов.

Гранитообразование и формирование первичной континентальной земной коры

Формирование континентальной земной коры в пределах Фенноскандинавского щита осуществлялось циклически. Наблюдается последовательное ее наращивании с северо-востока в юго-западном направлении на протокору тоналит-диоритового состава (диоритовый слой земной коры). Протокора сохраняется лишь на Кольском полуострове и в Беломорской провинции. Благодаря формационному изучению магматизма сотрудниками Института геологии КФАН СССР (Эволюция докембрийского магматизма .., 1985) проявление кислого магматизма и гранитообразования увязано с общей последовательностью магматизма. Установлено циклическое развитие магматизма Карелии и выделены два тектоно-магматических цикла (позднеархейский, завершившийся 2.7–2.6 млрд л. и раннепротерозойский, завершившегося 1.85–1.8 млрд л.), последовательность развития которых сопоставима с последовательностью формирования дальсландского цикла в западной части Фенноскандинавского щита, завершившегося около 1.5 млрд л. Для ранней стадии циклов характерно развитие небольших малоглубинных интрузий и субвулканических даек тоналит-плагиогранитного состава. Они формируются в ассоциации с вулкано-плутоническими образованиями основного и ультраосновного состава, представляют кислую ветвь бимодального мантийно-корового вулкано-плутонизма и генетически связаны с формированием вулканогенно-осадочных чехлов.

На завершающей стадии тектоно-магматических циклов наблюдается региональное проявление гранитизации вулканогенно-осадочного чехла. Позднеархейский вулканогенно-осадочный чехол, мощность которого достигает 7 км, в верхней и нижней части сложен терригенными породами, среди которых преобладают аркозовые метапесчаники. Вулканические породы слагают зеленокаменные пояса, образующие реликтовые структуры среди гранитизированного чехла (рис. 1). Плагиогранитоиды позднеархейского тектоно-магматического цикла широко развиты в составе зеленокаменных поясов в ассоциации с двумя вулканическими формациями: ранней дацит-андезитовой и поздней – натриевых риолитов. В раннепротерозойском коровом вулкано-плутонизме ранней стадии цикла также выделяются две, сопоставимые с позднеархейскими, вулкано-плутонические ассоциации. Они ассоциируют с толеитовым плато-базальтовым вулкано-плутонизмом Кирьяволахтинского вулканического центра (Светов, Свириденко, 1992). В составе вулканитов Кирьяволахтинского центра местами присутствуют лавовые потоки андезито-базальтов и андезитов, реже дацитов.

Гранитизация завершающей стадии тектоно-магматического цикла представляет собой самостоятельный геологический процесс, генетически связанный с мантией и осуществляющийся под воздействием рассеянного мантийного флюидного потока. В результате в земную кору поступал калий и сопутствующие ему редкие элементы (Ba, Rb и др.). Привнос калия при позднеархейской гранитизации оценивается, в том числе и на основании сопоставления галечного состава конгломератов в стратиграфическом разрезе архейских и протерозойских вулканогенно-осадочных пород. Первое появление плагиомикроклиновых гранитов установлено в гальке сариолийских конгломератов, хотя прослои конгломератов известны и в базальной толще, и в средней части разреза лопия.

Мантийный флюидный поток в условиях, когда $P_{fl}>P_{общ.}$, кроме калия и редких элементов привносит в земную кору эндогенное тепло, способствующее расширению и разуплотнению горных пород с образованием купольных структур, но недостаточное для осуществления плавления. Флюидный поток производит, главным образом, бластез и калиевый порфиробластез метаосадочных пород, близких по составу граниту. Такого типа породы обычно называют автохтонные граниты, либо мигматит-граниты. Они занимают огромные площади, развиваясь по позднеархейскому (лопийскому) вулканогенно-осадочному чехлу (рис. 1). Ближе всего они соответствуют названию «бластит» (Свириденко, 1980). Бластиты не образуют сколько-нибудь обособленных массивов и включают целую серию согласно залегающих реликтовых вулканогенно-осадочных пород. Вулканические породы благодаря своей плотности и слабой проницаемости, как правило, гранитизации не подвергаются. Э.Н. Лишневский по степени отображения в гравитационном поле выделил на территории Карелии гранитные плутоны мощностью от 2 до 7 км и маломощные автономные массивы, впервые подсчитав долю

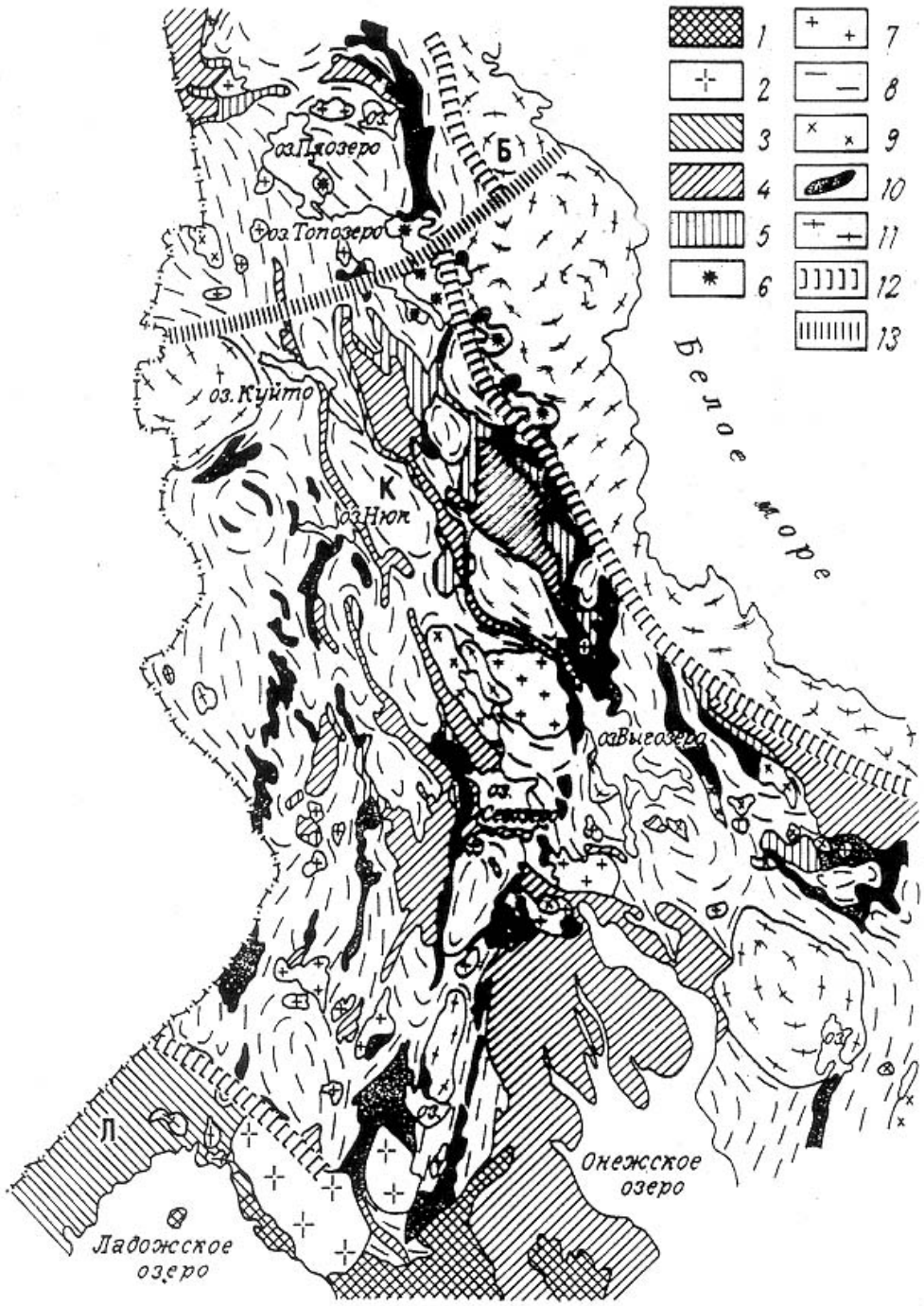


Рис. 1. Схема геологического строения Карелии

1 – породы платформенного вулканогенно-осадочного чехла (рифей и венд); 2 – граниты рапакиви; 3 – свекокарелиды Северного Приладожья; 4 – породы раннепротерозойского вулканогенно-осадочного чехла (ятулий-суйсарий); 5 – сумийско-сариолийские вулканогенно-осадочные породы; 6 – раннепротерозойские чарнокиты; 7 – постархейские граниты; 8 – позднеархейские автохтонные граниты (бластиты); 9 – позднеархейские плагиограниты; 10 – позднеархейские реликтовые зеленокаменные пояса; 11 – раннеархейские тоналито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы с реликтами гранулитового комплекса; 12 – зоны глубинных разломов; 13 – межблоковый разлом.

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the Karelian geoblock.

1 – volcanic-sedimentary rocks of the platform cover (Riphean and Vendian); 2 – rapakivi granites; 3 – Svecokarelian rocks of the Svecofennian geoblock; 4 – Svecokarelian volcanic-sedimentary rocks of the Karelian geoblock (Jatulian - Suisarian); 5 – Sumian-Sariolian volcanic-sedimentary rocks; 6 – intrusive charnockites, juncture zone of the Karelian and Belomorian geoblocks; 7 – plagiomicrocline granites; 8 – granite-gneiss; 9 – plagiogranite intrusions; 10 – volcanic-sedimentary rocks of greenstone belts (Lopian); 11 – rocks of the oldest granulite complex subjected to diaphthoresis (Saamian); 12 – suture zones of geoblocks; 13 – zones of deep mantle-generated interblock faults; B – Belomorian geoblock, K – Karelian geoblock, Л – Ladoga (Svecofennian)

магматических гранитов в объёме гранито-ультраметаморфического слоя (Лишневский, 2000). Граниты составляют 6% от площади слоя и 8% от его объема. Это массивы плагиомикроклиновых гранитов средней глубинности, имеющие коровый магматический источник.

Гранитный вулкано-плутонизм и платобазальтовый вулканизм

Чтобы в полной мере понять условия формирования докембрийской континентальной земной коры недостаточно понять процессы гранитообразования, необходимо оценить соотношение кислого и основного магматизма. Это стало возможным благодаря многолетним палеовулканологическим исследованиям платобазальтового вулканизма на территории Северного Приладожья, где свекокарельский вулканогенно-осадочный чехол залегает на протокоре. Эволюционная последовательность раннепротерозойского базитового вулканизма здесь такая же как одновозрастного базитового вулканизма Центральной Карелии в составе вулканогенно-осадочного чехла, залегающего на гранитном слое земной коры. Но если там региональная гранитизация под воздействием мантийного флюидного потока прошла в конце позднеархейского тектоно-магматического цикла и мантия в протерозое была деплетирована, то в Северном Приладожье, где отсутствуют позднеархейские вулканогенно-осадочные породы, мантия в конце раннего протерозоя (свекокарелия) не деплетирована и региональная гранитизация в конце свекокарельского тектоно-магматического цикла сопоставима с гранитизацией позднеархейского тектоно-магматического цикла. Таким образом, позднеархейский бимодальный мантийно-коровый вулкано-плутонизм Карельского кратона и соответствующий ему раннепротерозойский бимодальный вулкано-плутонизм на площади Северного Приладожья развивались над изначально неистощенной мантией и на утоненной сиалической протокоре. В раннем протерозое при региональной гранитизации также установлен привнос калия и сопутствующих редких элементов. Следовательно, региональная гранитизация не зависит от возраста и происходит лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный чехол формируется непосредственно на раннеархейской протокоре. Она связана с первоначальным деплетированием мантии. Составление опорного разреза сортавальской серии в Северном Приладожье (Светов, Свириденко, 1992), позволило убедиться, что людиковийский базитовый вулканизм и в том, и в другом регионе полностью сопоставимы, но в Северном Приладожье ему сопутствует кислый вулкано-плутонизм. Более того, стало очевидным, что при решении вопросов стратиграфии областей активного докембрийского вулканизма нельзя ограничиваться расчленением вулканических серий, оставляя в стороне вопросы периодизации комплементарного ему плутонизма – интрузивного магматизма. Это приводит к ошибкам в формационном членении изверженных пород, в металлогенических оценках и в локальном прогнозировании.

Кислый вулкано-плутонизм в Северном Приладожье установлен также в пределах калевийской вулканической зоны (Светов, Свириденко, 2005) в районе Ихамиеленсари. Здесь выявлены риодацитовые лавы, туфы, дайки и некки диоритов и порфировидных кварцевых диоритов. Кислый магматизм повсеместно имеет свою эволюционную направленность. Если в ассоциации с людиковийским платобазальтовым вулкано-плутонизмом Кирьяволахтинского вулканического центра наблюдается низкокалиевая тоналит-плагиогранит-риолитовая вулкано-плутоническая ассоциация, то в ассоциации с калевийским мантийным вулканизмом в целом более высокой основности, наблюдается коровая вулкано-плутоническая ассоциация с более высоким содержанием калия. Нельзя не отметить, что породы среднего состава как эффузивной, так и интрузивной фации несут отчетливые признаки гибридизма (Светов, Свириденко, 2005). Имеются также признаки смешения кислой и базитовой магм. Образование гранита за счет кристаллизационной дифференциации базитовой магмы не происходит.

В целом, совместное изучение основного и кислого вулкано-плутонизма докембрия Карелии в различных геологических обстановках позволило понять, что гранитный магматизм докембрия является коровым и представляет собой кислую ветвь бимодального мантийно-корового магматизма. Его энергетическим источником служит мантия, поставляющая базитовую магму и флюидный поток при совместном воздействии которых в промежуточных и периферических очагах происходит плавление земной коры. Состав кислых расплавов определяется условиями глубинности плавления и флюидным режимом. В западной части Фенноскандинавского щита известны разновозрастные дацит-риолитовые экструзивно-купольные плато, нередко охватывающие огромные территории (Телемарк, Даларна, Смоланд-Вермлад и др.). Комплементарность вулканических и плутонических серий доказывается вулканодинамическими и вулканохронологическими построениями, генетическими связями изверженных пород, общностью их вещественного состава в ходе формирования центров кислого магматизма. Центры кислого вулкано-плутонизма сопровождаются полями пневматолито-гидротермального изменения и объемного автометасоматического перерождения разнофациальных пород. Формирование синвулканических, поствулканических и позднеплутонических рудно-магматических систем определяет стабильность рудообразования и накопление металлоносных осадков в пределах автономных центров эндогенной магматической активности. Таким образом, с последовательным формированием континентальной земной коры интенсивность гранитного магматизма возрастает.

Таблица 1. Геохимические типы плагиомикроклиновых гранитов и бластитов Карелии
Table. Geochemical types of Karelian granites and blastites

	ℑ◊□\∑®⌠						∠⌠⟨\™\∑®⌠				
	1(17)	2(16)	3(9)	4(39)	5(6)	6(34)	7(11)	8(6)	9(3)	10(30)	11(20)
$\Sigma\iota O_2$	68.06	71.96	74.26	72.17	72.55	69.79	73.0	75.53	73.7	74.71	75.23
$T\iota O_2$	0.39	0.19	0.12	0.26	0.26	0.40	0.22	0.11	0.02	0.18	0.02
$A\Lambda_2O_3$	15.91	14.92	13.36	12.67	14.36	13.93	14.40	13.25	15.14	12.47	13.70
$\Phi\varepsilon_2O_3$	1.17	0.87	0.50	0.66	0.53	1.64	0.66	0.62	0.51	1.42	0.63
ΦεO0	2.31	1.00	0.95	1.93	1.15	2.77	1.35	0.77	0.69	1.40	0.86
MνO	0.05	0.02	0.026	0.03	0.02	0.09	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02
Mγ0	1.31	0.22	0.30	0.68	0.56	0.40	0.47	0.29	0.15	0.17	0.07
XαO0	3.15	1.33	0.82	1.34	1.51	1.39	1.69	0.75	0.67	0.74	0.37
$N\alpha_2O$	4.12	3.34	3.15	3.07	3.19	2.90	4.08	3.74	3.69	3.16	3.98
K_2O	2.81	5.49	5.28	4.91	4.88	5.65	3.56	4.52	3.57	4.81	4.56
Π_2O_5	–	–	0.088	0.10	0.09	0.30	–	–	0.16	0.01	0.03
Pβ	136	122	199	178	157	189	174	226	419	420	772
Λι	23	9	14	16	16	34	31	–	126	104	275
Xσ	4	3	3	3	1	–	6	5	35	–	–
Bα	1223	2297	801	1378	1746	2225	583	610	196	98	267
Σρ	613	516	135	300	658	153	196	85	17	85	85
Zρ	–	–	120	214	196	413	–	–	34	140	155
Ψ	–	–	17	22	25	43	–	–	3	89	139

Примечание: 1 – позднеархейские биотитовые бласты Западной Карелии; 2 – позднеархейские субщелочные граниты Западной Карелии; 3 – граниты позднесвекокарельского Тервусского массива; 4 – дайки и пластовые тела позднесвекокарельских гранитов наддиапировой зоны ЮЗ Приладожья; 5 – позднесвекокарельский гранит о. Путсари; 6 – граниты рапакиви (выборгит) Салминского плутона; 7 – позднеархейские биотитовые бласты оз. Остер Центральной Карелии; 8 – позднеархейские плагиомикроклиновые граниты оз. Остер; 9 – граниты Маткасельки; 10 – неравномернозернистый биотитовый лейкогранит Салминского плутона; 11 – топазсодержащий протолитионитовый гранит. Окислы масс %, элементы г/т, в скобках – количество анализов.

В целом, бимодальный мантийно-коровый магматизм – результат мантийного диапиризма, вовлекающего в эндогенный процесс, как мантию, так и кору Земли.

Гранитообразование и мантийный диапиризм

Изучение мантийно-корового диапиризма позднеархейских и раннепротерозойских геологических комплексов Карелии показало, что диапиризм это самостоятельный процесс, включающий в сферу деятельности мантию и кору Земли, продуцируя бимодальный мантийно-коровый магматизм. Палеовулканологическим выражением мантийно-корового диапира является центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА). Физически ЦЭМА представляют энергоёмкие корневые питающие магмовыводящие каналы, очаговые зоны и сопутствующие им ареалы автономного магматизма.

В раннюю стадию развития диапира как позднеархейского, так и раннепротерозойского (Светов, Свириденко, 2005) формируются бимодальные вулкано-плутонические ассоциации, где кислая ветвь представлена тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовыми сериями, а в завершающую стадию после региональной гранитизации – плагиомикроклиновые граниты, для которых свойственна латеральная геохимическая зональность от центра диапира к его периферии. Такие крупные диапиры по сути отражают и объясняют цикличность проявления магматизма в докембрии.

Широкое проявление бимодального магматизма, связанного с развитием мантийных диапиров ставит под сомнение существование докембрийского орогенеза.

Возникновение диапира обусловлено приобретением плавучести зоны магмогенерации в верхней мантии за счет ее флюидизации. Диапиры, формирующиеся таким образом? представлены объемом разуплотненной мантии, с включенным базитовым расплавом и трансмантийным флюидом. Тем самым обеспечивается кинематическая активность диапира в нижней и верхней коре надочаговой зоны. Высокая энергетическая активность в центральной головной части диапира в Приладожье выражена локально проявленным гранулитовым метаморфизмом и дегидратационным плавлением с образованием автохтонных «сухих» высокобариевых гранитов. В центральной части наддиапировой зоны наблюдается множество даек и пластовых тел высококалиевых гранитов, обогащенных барием.

Главным признаком сопоставимости крупного позднеархейского диапира с Вокнаволокским блоком протокоры в его центральной наддиапировой зоне (рис.1) с раннепротерозойским диапиром Приладожья служит латеральная геохимическая зональность плагиомикроклиновых гранитов. Эту зональность отражают известные гранитные массивы Тервусский и Маткасельский (Светов, Свириденко, 2005).

Тервусский массив на востоке завершает субширотный пояс позднесвекокарельских гранитов в южной части Фенноскандинавского щита. Состав гранита неоднороден за счет переменного содержания породообразующих минералов (кварца, плагиоклаза, калишпата и биотита), хотя в целом, он соответствует граниту и лейкограниту. Главные акцессорные минералы – циркон и апатит. Наблюдаются все признаки первоначального магматического замещения исходных биотитовых плагиогнейсов. Биотит и плагиоклаз в составе гранита имеют непостоянный состав, иногда соответствующий составу этих минералов во вмещающих породах (Светов, Свириденко, 2005). Вначале идет замещение калишпат-пертитом и плагиоклаза и биотита. При этом происходит раскисление плагиоклаза. При более низкой температуре происходит кислотное выщелачивание с образованием каолина и мелкой сыпи рудного минерала. Затем по биотиту развивается мусковит, калишпат замещается альбитом. Маткасельские плагиомикроклиновые граниты, обычно двуслюдяные, иногда мусковитовые, содержат гранат и турмалин. Структура их, обычно пегматоидная, в прикровельной части переходит в пегматитовую. Для гранитов характерен широкий спектр акцессорных минералов: циркон, апатит, рутил, магнетит, гематит, шеелит, корунд, фенакит, танталит, колумбит, касситерит. Химический состав их соответствует высокоглиноземистому лейкограниту. Для них характерно высокое содержание Rb, Li, Cs и низкое содержание Ba, Sr, Zr, Y, Th, что свидетельствует о низкотемпературности расплава и его водонасыщенности.

Сопоставление последовательности мантийного и корово-мантийного магматизма в связи с развитием двух крупных диапиров (позднеархейского и раннепротерозойского (Светов, Свириденко, 2005) позволяет установить сущность тектоно-магматического цикла. Энергоносителями служат мантийная базальтовая магма и мантийный флюидный поток. Формирование плагиогранитоидов на ранней стадии цикла (Эволюция .., 1985) объясняется водонасыщенностью коры. Связь магматизма завершающей стадии тектоно-магматического цикла с мантийным диапиром доказывается латеральной геохимической зональностью гранитов относительно центра диапира (табл. 1).

Субщелочные и редкометалльные граниты

Геохимическая зональность гранитоидов относительно структуры мантийно-коровых диапиров имеет большое значение, пока еще не получившее должной оценки, для металлогенического прогноза. В то же время с гранитами этих геохимических типов в молодых фанерозойских комплексах связаны месторождения редких металлов (Коваленко, 1977, Таусон, 1977). Это высококалиевые лейкограниты с высоким содержанием флюидов. Граниты Салминского плутона, который является восточным окончанием общеизвестного пояса плутонов рапакиви южной краевой части Фенноскандинавского щита содержат оба типа рассматриваемых гранитов. Здесь по времени внедрения наблюдается перемежаемость субщелочных гранитов со структурами рапакиви и биотитовых лейкогранитов, сопоставимых с плюмазитовыми редкометальными гранитами.

Граниты рапакиви и биотитовые лейкограниты кристаллизовались из высококалиевых гранитных расплавов. При сопоставимом содержании кремнезема и суммы щелочей, отношение калия к натрию в гранитах рапакиви составляет около 2, а в биотитовых лейкогранитах – около 1.5. Граниты рапакиви отличаются высоким содержанием Ba и Zr, которые имеют тенденцию накапливаться в «сухих» магмах с повышенной щелочностью. По своим геохимическим особенностям они сопоставимы со щелочными гранитами Кольского полуострова (Батиева, 1976).

В биотитовых лейкогранитах содержание Ba в 5 раз меньше, чем в гранитах рапакиви, а содержание Zr – в 2 раза. Они содержат повышенные концентрации Rb, Li, Y, Nb, Ta, Th. Высокое содержание фтора в биотитовых лейкогранитах, в несколько раз превышающее его содержание в гранитах рапакиви, служит причиной высокой концентрации в них флюорита. Редкоэлементный состав биотитовых лейкогранитов Салминского плутона, в целом, сопоставим с редкоэлементным составов плюмазитовых гранитов фанерозоя (Таусон, 1977).

Главной причиной геохимического различия гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов является их различный флюидный состав. Граниты рапакиви характеризуются более высоким содержанием CO_2, CO и CH_4 в отличие от биотитовых лейкогранитов, обогащенных F и H_2O. Однако и те, и другие граниты представляют собой флюидонасыщенные системы. Расплавы их имеют источник различной глубинности. Магматический расплав гранитов рапакиви формировался при частичном плавлении низов земной коры под воздействием базитовой магмы и мантийного флюидного потока. Именно, благодаря высокой флюидонасыщенности осуществилось его поднятие в верхнюю часть земной коры. Биотитовые лейкограниты Салминского плутона имеют менее глубинный источник. Им свойственна эманационная дифференциация с образованием в прикровельной части массива редкометалльных литий-фтористых гранитов, с которыми генетически связано оловянное оруденение Питкярантского рудного поля.

Флюидонасыщенность расплавов, как гранитов рапакиви так и биотитовых лейкогранитов, имеет важное значение, потому что именно с постмагматическими метасоматическими и гидротермальными процессами происходит перераспределение редких и рассеянных элементов и создаются условия для рудообразования.

Металлогенетическая значимость процессов гранитообразования изучена в настоящее время лишь в общих чертах, но тем не менее вполне очевидно, что ведущая роль принадлежит флюидонасыщенным высококалиевым гранитным системам. Редкометалльная минерализация Nb, Ta, Sn, Be связана с литий-фтористыми гранитами Салминского плутона. Кроме того, краевые части мантийных диапиров, где развиты граниты рубидиевого типа, кристаллизующиеся из водонасыщенных гранитных расплавов, содержат рудопроявления Mo, Au, W, Sn, Pb, Zn. Необходимо отметить, что различные формы магматизма (вулканизм, вулкано-плутонизм, плутонизм) независимо от состава формируют собственные рудномагматические системы, обладающие своими автономными особенностями. Поэтому для прогнозной оценки необходимо выяснить условия глубинности рудообразования. Сложность металлогенических исследований усугубляется неоднократным перераспределением рудных компонентов при наложенных процессах тектоно-магматической активизации.

Гранитообразование и тектоника

Рассмотрение процессов гранитообразования совместно с платобазальтовым вулкано-плутонизмом показало, что являясь, главными корообразующими процессами они не зависят друг от друга. Интенсивность платобазальтового вулканизма от позднего архея к фанерозою падает, а интенсивность кислого вулкано-плутонизма возрастает. Энергетическим источником этих процессов служила мантия Земли. Общеизвестно, что в фанерозое гранитообразование тесно связано с орогенезом. Глубинное строение Фенноскандинавского щита не соответствует строению земной коры орогенов. Здесь отсутствуют типичные для молодых орогенных поясов корни гор. Изучение гранитообразования на площади Карелии показало отсутствие свойственной орогенам изоклинальной складчатости. Прослеживание маркирующих горизонтов (сульфидных сланцев), сопровождающих калевийский вулканизм на десятки километров в юго-западном Приладожье, свидетельствует о пологом залегании супракрустальных толщ ладожской серии. Мелкие изоклинальные складки здесь организуются в купольные структуры. О пологом залегании свидетельствует также четко проявленная пологая отдельность. Поскольку плотность гранитизируемых метаосадочных пород ладожской серии близка плотности гранита, а вулканические породы основного состава устойчивы к гранитизации, то при гранитизации осадочных пород ладожской серии происходило некоторое разуплотнение, небольшое воздымание и формирование купольных структур. Это главный вклад гранитообразования в тектонику докембрия. При позднеархейской гранитизации также формируются купольные структуры (рис. 1).

Главный вклад процессов гранитообразования в докембрийский тектонический режим – это купольное структурообразование. Региональный характер куполообразования типичен лишь для докембрия и связан с рассеянным флюидным потоком, приводящим к деплетированию мантии.

На территории Карелии выделяются два типа купольных структур: блоково-купольный и купольно-диапировый. Для первого типа характерно присутствие в центральной части комплекса фундамента. Его формированию предшествовала регионально развитая блоковая тектоника, связанная с развитием флексур (Светов, Свириденко, 1991). Второй тип купольных структур формировался в завершающую стадию тектоно-магматического цикла под воздействием флюидного мантийного потока. Отсутствие интенсивного разуплотнения пород и горообразования является доказательством стабильности тектонических условий, которые свойственны тектоническому режиму докембрийской региональной гранитизации.

Заключение

Гранитообразование в докембрии – это главный корообразующий эндогенный процесс. Его энергетическим источником служит мантия Земли. При гранитообразовании, в зависимости от характера связанного с ним флюидного режима, перераспределяются привносимые из мантии редкие элементы, способные в благоприятных условиях создавать соответствующие полезные ископаемые. Типичные для докембрия купольные структуры своим образованием обязаны процессам региональной метасоматической гранитизации.

Литература

Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л., 1976. – 222 с.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990.- 248 с.

Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. – 295 с.

Гродницкий Л.Л., Ручьев А.М., Крохин А.И. Лоухское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. – 176 с.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск, 1977. 205 с.

Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: 1989.- 163 с.

Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 124 с.

Летников Ф.А. Об одном из возможных источников тепловой энергии эндогенных процессов Земли. ДАН, 2004. Т. 398, № 6. – С. 792–794.

Летников Ф.А. Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем. ДАН т. 370, № 2, 2000. – С. 212–215.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Вестник ОГГГГН РАН, 1999. № 4 (10).

Лишневский Э.Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии). Геотектоника, 2000. № 1. – С. 23–32.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР // под ред. Ф.П. Митрофанова и К.А. Шуркина. М.: Недра, т.2. 1980. – 285 с.

Менерт К.Р. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит. М., 1964. – 152 с.

Романова М.М. История представлений о происхождении гранитов. М., Наука, 1977. – 188 с.

Светов А.П, Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. – 357 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л. Наука, 1991. – 200 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. – 151 с.

Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л, 1980. 216 с.

Стенарь М.М. Гранитоиды района Хедозеро-Бльшозеро-Кимасозеро // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Каредии Петрозаводск: 1966. – С.253–266.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 278 с.

Щипцов В.В., Кожевников В.Н., Скорнякова Н.И. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита (Карельский геоблок). Л.: Наука, 1987. – 119 с.

Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии). Под ред. Л.П. Свириденко. Л. Наука, 1985. – 250 с.

РОТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Земцов В. А.
Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск,

ROTATION STRUCTURES IN THE EARTH'S GEOLOGICAL HISTORY.

Zemtsov V. A.
zemtsov@krc.karelia.ru

The rotation of the Earth as a first-order tectono-dynamic structure is the primary property of our planet. The rotational regime and shape of the Earth have varied substantially during its geological evolution (Zemtsov, 2007). The angular rotation velocities (ARV) of the Earth's second-order solid shells, particularly the mantle and the inner core, vary with time. In plate tectonics, the effects of the rotation of the whole Earth and the lithosphere are generally disregarded, and essential geodynamic processes have not been discussed in this context until recently. Evaluations of the instantaneous ARV values of some of Eurasian domains, based on GPS-networks, help better understand the structural hierarchy of the Earth and interaction between its global structures and the main reason for the generation, growth and disintegration of supercontinents in geological (Zemtsov, 2007, 2009) history. The rotation anomalies and energies of first- and second-order tectono-dynamic structures were analyzed theoretically on the basis of the modern structure of the Earth and its rotation evolution in geological time. Long-term anomalies in the Earth's rotation period in Palaeozoic and Precambrian time were shown to correlate with considerable variations in the Earth's magnetic moment values (VDM), known from the global palaeointensity database and from known Earth's magmatic activity cycles. There were not less than four such cycles in the Earth's Proterozoic history. For the time being it is impossible to trace in detail variations in VDM and T in Precambrian time because reliable data are scarce. Of practical importance is the fact that even small-scale "retardation" periods in the Earth's rotation, recorded over the past century, correspond to its highest seismic activity events. These global processes undoubtedly took place also in the geological past. The number of days in ancient years was estimated using "fossil clocks"- the number of the growth rings of fossils. Thus, in early Phanerozoic time the Earth's rotation period was 3±1 h shorter than the present one. The rotation and retardation energies of the present mantle over the last 550 Ma have been calculated. Part of the tremendous energy ($5x10^{27}$ J) could be one of the sources of generation of the main geomagnetic field (Zemtsov, 2010). The energy of modern variations in the Earth's rotation is much greater than that of all earthquakes. Therefore, even minor increases in the Earth's rotation period (of the order of 2 ms), revealed over the last 100 years, have resulted in the most powerful earthquakes. The historical retardation of the Earth's rotation seems to be related to the evolution of the lunar orbit. Satellite data show that its modern radius increases by 3.82±0.07 cm/year. The direct reason for variation in the Earth's rotation period and its increase with geological time is oceanic tidal friction, which arises under the influence of lunar attraction, i.e. mainly tidal north-south M_2-wave. The effect of the Earth's own rotation on the drift of continents as third-order structures was discussed by the author in 2006-2007 publications. Available models show that as the actual ARV are very small, the rotation energy of the assumed supercontinent is millions of times smaller than the mantle retardation energy by tidal forces, and it can be neglected.

Исследования поведения магнитного момента Земли или палеонапряженности, частоты инверсий и других характеристик геомагнитного поля в далеком прошлом могли бы послужить основой для определения времён глобальных космических и внутриземных процессов. Однако в науках о Земле на многих международных конференциях до сих пор продолжаются дебаты по поводу того, существуют ли какие-либо взаимосвязи между эндогенными и космическими процессами? За последние несколько лет в Геофизической обсерватории ИФЗ РАН группой, руководимой В.В. Щербаковой, была создана мировая база данных по палеонапряженности (global IAGA Paleointensity Database – IPD) и получено много новых достоверных данных по величинам магнитного момента Земли (VDM) с описанием степени достоверности каждого определения. База доступна на сайте: ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/Solid_Earth/Paleomag/access/ver3.5/access2000/PINT00.MDB. В ней собрано около 3900 значений VDM и несколько больше значений палеонапряженности геомагнитного поля, начиная с 3 млрд лет до современности, но большинство полученных данных сосредоточено в интервале последних 100 млн лет. Это стимулирует постановку палеомагнитных исследований на древнейших объектах. Изучая напряженность геомагнитного поля в геологическом прошлом, можно получить новые данные по эволюции Земли, времени образо-

© Земцов, 2011

вания внутреннего ядра и т.д. В одной из моделей остывания Земли ее внутреннее ядро могло быть моложе, чем это предполагалось ранее (Labrosse et al., 2001). Очевидно, для тестирования этой и других альтернативных гипотез необходимо иметь достаточно большой объем данных о напряженности геомагнитного поля палеоархея-протерозоя. Но для этого интервала геологической истории, продолжительностью около 3 млрд лет, имеется чуть более 30 определений напряженности, отвечающих современным критериям надежности. Несколько таких определений выполнено нами по проекту INTAS 03-51-5807 на объектах Фенноскандинавского щита: салминской свиты и Ропручейского силла (Pavlov et al., 2004; Щербакова, Павлов и др., 2006).

Интересная гипотеза о периодическом изменении радиуса лунной орбиты и приливных сил в фанерозое была предложена Ю.Н. Авсюком (1993). Под действием переменных приливных сил Земля также должна была бы вращаться то быстрее, то медленнее. В случае справедливости этой гипотезы эффекты торможения и ускорения вращения Земли могли бы выражаться и в поведении главного геомагнитного поля, и в фазах складчатости. Изменения палеонапряженности, частота инверсий геомагнитного поля и циклы Бертрана были сопоставлены с фазами вариаций радиуса лунной орбиты по Авсюку, но никаких значимых корреляций обнаружено не было (Kurazhkovskii et al., 2008), хотя в этой же работе был сделан вывод о связи средней палеонапряженности с вулканической активностью Земли. Кроме того, основное предположение Авсюка противоречит гипотезам образования Луны: как – мегаимпакта (Жарков, 2003), так и – гравитационного захвата Луны на земную орбиту (Malcuit et al., 1992; Zemtsov, 2007), а также астрономическим наблюдениям о постоянстве угла наклона оси вращения Земли к эклиптике (Щеглов, 1974; Zharkov et al., 1996; Жарков, 2003). По-видимому, эволюция лунной орбиты со времени её образования не подчинялась периодическому закону, а имела более сложный характер.

В геодезии и астрономии за угловую скорость вращения поверхности Земли принимается один полный оборот нулевого меридиана – Гринвича. Если период его обращения или астрономические сутки измерять в солнечных секундах – T=86164.09891 с, то получим среднее значение угловой скорости вращения земной поверхности (ω):

$$\omega = 2\pi/T \approx 7.29115\times10^{-5}\ [c^{-1}]. \quad (1)$$

По космическим данным радиус лунной орбиты в настоящее время возрастает на 3.82± 0.07 см/год (Dickey et al.,1994), что должно приводить к уменьшению скорости вращения Земли. Вековое замедление вращения Земли ($d\omega/dt = -6.07\times10^{-22}\ c^{-2}$), ранее теоретически прогнозированное (Christodoulis et al., 1988), почти не отличается от рассчитанного по спутниковым данным (Жарков, 2003). Отсюда, можно оценить вектор ω древней Земли, считая замедление ее вращения линейным. Получается, что за каждые 100 млн лет он уменьшался примерно на 0.2×10^{-5} c^{-1}, т.е. 550 млн лет тому назад астрономические сутки или период вращения Земли (T) в конце неопротерозоя, возможно, был короче современного примерно на 3.5 часа, а угловая скорость вращения планеты могла достигать $\omega=8.34\times10^{-5}$ c^{-1} (Земцов, 2009а). Астрономы измеряют T очень точно. В течение прошедшего столетия T или LOD (the length of the day) увеличился в целом примерно на 0.002 с, но на этом фоне выделяются 2-3 аномалии LOD, достигающие 0.004 с, связанные с замедлением вращения Земли. Эти флуктуации создают некоторое снижение вращательной энергии планеты и соответствуют интервалам повышения глобальной сейсмической активности Земли (рис. 1). Кроме того, в работе (Varga et al., 2004) показано, что вращательная энергия Земли является главнейшей внутренней компонентой, а её годовые вариации примерно в 2 раза превосходят годовую энергию всех землетрясений. Авторы пришли к выводу, что «…сейсмическое событие, даже самое мощное не способно повлиять на скорость вращения Земли. Вариации в скорости вращения вызывают стресс, обусловленный соответствующими сглаживающими вариациями, и который связан с широтным распределением сейсмичности и сейсмической энергии. Вероятно, сейсмичность не может генерировать аномалии LOD» (P. 120). Напротив, LOD или T вариации влияют на сейсмическую активность планеты. В этом плане весьма интересно, что непосредственно после мощного события может последовать едва заметное ускорение вращения Земли. Так, по данным NASA от 3.03.2010 после землетрясения силой 8,8 по шкале Рихтера, случившегося 27 февраля 2010 г в океане у побережья Чили, произошел сдвиг земной коры, который привел к уменьшению T на 1.26×10^{-6} с. По данным наблюдений «быстрее всего Земля вращалась в 1870 г, когда длительность суток была на 0.003 с короче эталонных, а медленнее всего – в 1903 г» (Сидоренков, 2004). Автор также отмечает, что «скорость вращения Земли бывает наименьшей в апреле и ноябре, а наибольшей – в январе и июле. Январский максимум значительно меньше июльского…Причину этой нестабильности следует искать в механизмах вращения Земли». Отсюда, представляется весьма актуальным регистрировать значительные нерегулярные флуктуации T, имеющие длительность порядка 20 и более лет (см. рис.1), с целью вероятного долгосрочного прогноза интервалов самых мощных землетрясений, а также попытаться определить времена аномального увеличения T в геологической истории как эпох наивысшей палеосейсмичности Земли.

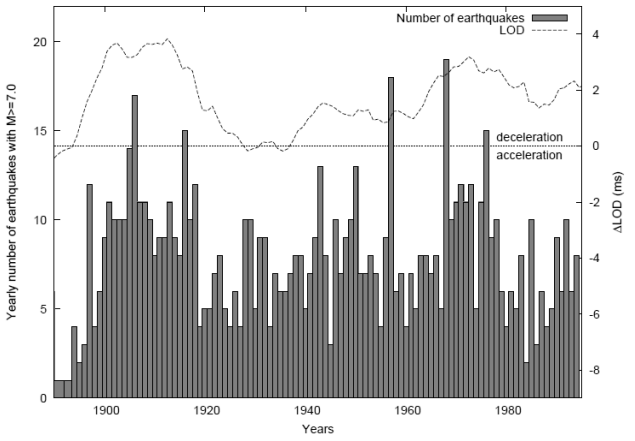


Рис. 1. Вариации продолжительности земных суток (LOD) и годовое число сейсмических событий с магнитудой M>7 в течение 20-го столетия по П. Варга и др. (Varga et al., 2004).

Fig. 1. Variations in day length (LOD) and annual number of seismic events M>7 during the 20-th century, after Varga et al., 2004.

Ротационным явлениям в науках о Земле уделяется недостаточное внимание. В тектонике плит и в плюм-тектонике эффекты, связанные с вращением Земли и её литосферы, не принимаются во внимание. Оказывают ли эти глобальные процессы глубинную геодинамику и тектонику? По мнению В.Е. Хаина в тектонике плит «ряд важнейших геодинамических процессов остался вне рассмотрения» (Хаин, 1994). В последние десятилетия появились новые представления о глобальной тектонике: тектоника плюмов, горячих точек и сдвиговая тектоника (Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Fukao et al., 2003; Добрецов и др., 2001; Storetvedt, 2003; Павленкова, 2004). Опираясь на достоверные физические явления и палеомагнитные данные, используя идею М.А. Садовского об иерархическом строении геофизической среды и понимая отдельный континент как структуру третьего порядка, в статьях (Zemtsov, 2005; Земцов, 2006; Земцов и др., 2006; Zemtsov, 2007) рассматривались упрощенные модели механического вращения континентов, расположенных в Северном и Южном полушариях. Первая такая модель обсуждалась на 32-м Международном геологическом конгрессе (Zemtsov, 2004). В дальнейшем на примере современной Евразии и древних литосферных блоков, слагающих ее, был сделан анализ закономерностей вращения континентов, затормаживающих вращение мантии (Земцов, 2009а), но энергетические аспекты взаимодействия континентальной литосферы и мантии в этой работе оценены не были, т.е. причины изменения Т и распада суперконтинентов пока остаются не совсем определенными. В кратком виде эти проблемы обсуждались на 8-й Международной конференции “Problems of Geocosmos” (Zemtsov, 2010).

Вращение Земли, ее современное строение и энергетика

Собственное вращение Земли, как и многих других планет и звезд, есть одно из главных физических свойств этого тела. Форма Земли и ее ротационный режим в геологической истории, вероятно, существенно изменялись (Zharkov et al., 1996; Земцов, 2006; Zemtsov, 2007 Земцов, 2009). Главное из таких событий, согласно представлениям Роберта Малкуита с соавторами, возможно, было связано с гравитационным захватом Луны около 3.9 млрд лет тому назад (Malcuit et al., 1992). Если рассматривать ее целиком, – как однородное тело первого иерархического уровня по М.А. Садовскому, то вращение Земли можно было бы характеризовать определенной угловой скоростью. На втором уровне вопрос о том, какова угловая скорость вращения Земли, становится физически некорректным. Существует, по крайней мере, несколько угловых скоростей различных оболочек Земли (рис. 2).

Предшествующие геофизические модели не отражали динамики вращения Земли. На них отсутствовал внешний слой, без которого понимание эволюции и энергетики планеты становится не совсем корректным.

Во внешнем ядре Земли (слое Е) относительные скорости долготных течений достигают 1×10^{-3} м/с и более (Жарков, 1983; Starchenko, 2000; Жарков, 2003). Эти скорости в миллионы раз больше скоростей тектонических движений. Линейные скорости движения внешнего ядра Земли (V) на границах CMB и ICB (см. рис. 2) могут быть оценены из дифференциальных уравнений магнитной гидродинамики в Архимедовом тепловом слое известной мощности. Рассматривая эти скорости как некий тепловой ветер, С.В. Старченко оценил скорость течения на границе CMB: $V\approx4x10^{-3}$ м/с (Starchenko, 2000). Если бы поток в жидком ядре был ламинарным, то возникло бы проскальзывание ядра относительно мантии со скачком угловой скорости (Земцов, 2006):

$$\Delta\omega = V/r \approx 1\times10^{-9}\ [c^{-1}], \qquad (2)$$

где *r* – радиус ядра.

Положительная скорость потока в жидком ядре относительно нижней мантии однозначно свидетельствует о еще большей скорости потока на поверхности твердого ядра и о том, что внутреннее ядро имеет большую угловую скорость вращения по сравнению со скоростью вращения мантии (ω_D). Расчеты, выполненные магнитологами, показывают, что прибавка угловой скорости за счет быстро вращающегося ядра (число Росби), может достигать $\Delta\omega\leq 1\times10^{-5}$ c^{-1}, хотя для генерации планетарного магнитного поля предельная скорость вращения внутреннего ядра не требуется (Braginsky, Roberts, 1995; Glatzmaier, Roberts, 1995; Земцов, 2006). Положительная разница в угловых скоростях вращения внутреннего ядра и мантии является характерной особенностью планет и звезд, обладающих собственным магнитным полем, и подтверждена экспериментально сейсмологическими наблюдениями (Song, Richards, 1996; Жарков, 2003).

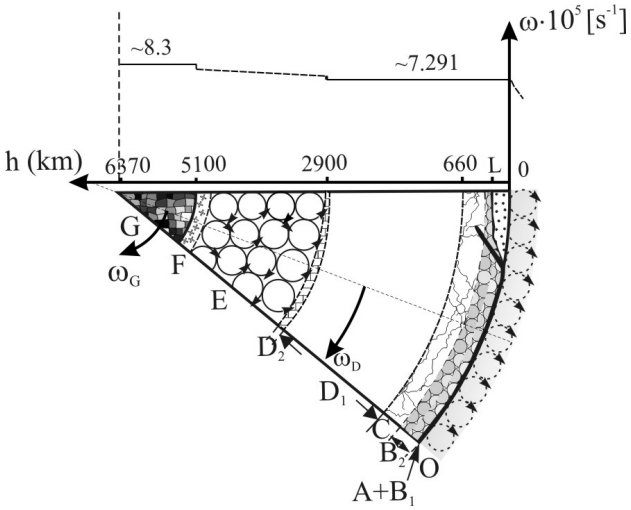


Рис. 2. Разрез оболочек и разделов Земли A-O (Zemtsov 2007) по геофизическим данным с использованием моделей (Dziewonski, Anderson, 1981; Жарков, 1983; Starchenko, 2000; Добрецов, 2001; Zemtsov, 2005) в экваториальной плоскости со стороны Южного полюса и график изменения угловых скоростей их вращения ω с глубиной h. Векторы ω показаны условно, они совпадают с направлениями линейных скоростей.

A – земная кора; B_1 – подкоровая мантия; $A+B_1$ – литосфера: континентальная (точки), и океаническая (заливка черная); *L* (220 км) – граница Леман; B_2 – верхняя астеносфера (серые кружки на черном фоне); *C* – нижняя астеносфера (крэк); *B+C* – верхняя мантия; D_1 – нижняя мантия (белое); D_2 (*CMB*) – переходная зона, граница Гутенберга (кирпичи); *E* – внешнее ядро (вихри); *F* (*ICB*)– переходная зона (крестики); *G* – внутреннее ядро (заливка – каменная стена); *O* – внешний слой (заливка серая).

Fig. 2. Cross-section through the Earth's shells and divisions *A-O* after *V.A.* Zemtsov (2007), based on geophysical data (using the publications of Dobretsov et al., 2001; Dziewonski & Anderson, 1981; Starchenko, 2000; Zemtsov, 2005; Zharkov, 1986), in the equatorial plane on the South Pole side and a plot of variations in their angular rotation velocities ω, with depth, *h (km)*. The ω vectors are shown arbitrarily as if they coincide with the linear velocity directions.

A – the Earth's crust; *B1* – subcrustal mantle; *A+B1* – lithosphere: continental (dots) and oceanic (black); *L* (220 km) - Lehmann's boundary; B_2 – upper asthenosphere (small grey circles against black background); *C* – lower asthenosphere (crack); *B+C* – upper mantle; D_1 – lower mantle (white); D_2 (*CMB*) – transition zone, Gutenberg's boundary (bricks); *E* – outer core (whirls); *F* (*ICB*) – transition zone (small crosses); *G* – inner core (stone wall); *O* – outer layer (grey whirls).

Очевидно, что высокоскоростное собственное вращение Земли, как тектоно-динамической структуры 1-го порядка, вращающейся с угловой скоростью ω, должно обладать большой энергией (E), которую можно оценить по известной в физике формуле:

$$E = \frac{\omega^2}{2} \cdot J \ , \qquad (3)$$

где J – момент инерции Земли.

При этом надо учесть, что Земля не является абсолютно твёрдым телом, поэтому безразмерный момент инерции для неё меньше 0.4 и равен 0.3308. Кроме того, известное сжатие Земли с полюсов, напротив, несколько увеличивает расчетный момент инерции, поэтому в модели PREM $J=8.0391\times10^{37}$ кгм^2 (Dziewonski, Anderson, 1981). В последующие годы геофизики лишь подтвердили точность этого расчета полярного момента инерции Земли, но и получили значение момента инерции для земной мантии $J=7.04\times10^{37}$ кгм^2 (Мориц, Мюллер, 1992). Естественно, что для оценок моментов инерции структур 2-го порядка необходимо знать их массы, а массу всей Земли в дальнейшем можно принять равной 6×10^{24} кг (рис. 3). Момент инерции внутреннего ядра можно считать по формуле для однородного твердого шара радиуса r: $J=0.4mr^2$, но при оценке энергии внутреннего ядра приходится брать предполагаемую ω. По последним данным момент инерции внутреннего и внешнего ядра стал известен (Жаров, в печати). Ещё сложнее оценить энергию вращения всего ядра, поскольку для него неизвестен и безразмерный момент инерции, т.к. внешнее ядро находится в полужидком состоянии. Проведенные оценки энергетики вращений некоторых структур Земли приведены ниже в таблице, где для сравнения учитываются известные данные по другим видам энергий и их годовых вариаций.

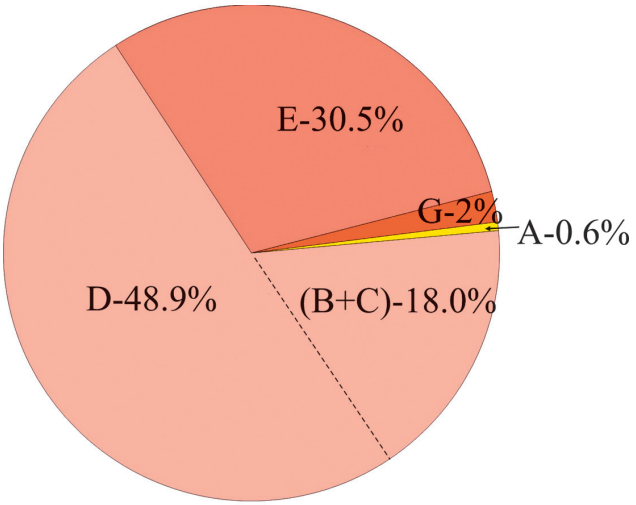


Рис. 3. Соотношение масс главных разделов Земли по данным (Allegre et al., 1995; Добрецов и др., 2001). Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 3. The relative masses of the main Earth's layers (using the publications of Allegre et al., 1995; Dobretsov et al., 2001, in Russian). Captions, see fig. 2.

Из таблицы следует, что даже небольшие флуктуации в скорости вращения Земли обладают огромной энергией, которая превышает суммарную энергию всех землетрясений и всех тектоно-магматических процессов вместе взятых. Годовые флуктуации в энергии вращения мантии

Таблица. Виды и годовые вариации энергий Земли по П. Варга и др. (2004) с уточнениями и дополнениями (курсив)
Table. The Earth's energy budget (after P. Varga et al., 2004) with more precise definitions and addenda (in italics)

Годовые вариации энергий, (Дж/год)	**Некоторые виды энергий, (Дж)**
Получаемая солнечная энергия – 2.1×10^{24}	вращения Земли – 2.13×10^{29}
Атмосферные циркуляции – 6.3×10^{22}	вращения мантии – 1.9×10^{29}
Потери теплового потока – 1.0×10^{21}	вращения внешнего ядра – 3×10^{28} (?)
Океанские циркуляции – 3.2×10^{19}	внутреннего ядра 2.04×10^{26}
Энергия вращения мантии – 1.6×10^{19}	вращения коры – 2.2×10^{27}
Энергия землетрясений – 9.5×10^{18}	главного геомагнитного поля – 8×10^{22}
Вулканическая энергия – 2.0×10^{18}	локального геомагнитного поля – 4×10^{18}
Энергия плюмов – 7.6×10^{15}	
Энергия геомагнитных бурь – 3.2×10^{13}	

по величине сопоставимы с энергетикой океанских циркуляций. Следовательно, они могут нарушать эту циркуляцию, что неизбежно должно приводить к глобальным климатическим изменениям. Предполагаемые взаимосвязи наблюдённых флуктуаций T с изменениями климата рассматриваются в работе (Сидоренков, 2004).

Аномалии периода вращения и магнитного момента Земли в геологической истории

Вековое замедление вращения Земли имело место и в геологическом прошлом. Одна из первых попыток корреляции геомагнитных инверсий в фанерозое с замедлением вращения Земли была сделана с использованием «ископаемых часов» ещё в 1975 году (Creer, 1975). Оказалось, что оценить количество дней в году в геологическом прошлом, можно, подсчитывая кольца роста в ископаемых раковинах. Уже в этой работе было установлено общее долгосрочное планетарное замедление вращения Земли в палеозое. Автор попытался связать этот факт с расширением Земли, что не вполне очевидно. В мезозое такое замедление не было однозначно установлено. По другим данным (Williams, 1989), мезозой, напротив, характеризовался некоторым незначительным возрастанием скорости вращения планеты (Storetvedt, 2010). П. Варга обобщил все имевшиеся данные по «ископаемым часам» в геологическом прошлом (Varga, 1996; Жарков, 2003). В фанерозое рост периода вращения Земли (T) был близок к линейному (рис. 4) и соответствовал значению dω/dt, полученному по космическим данным (Zemtsov, 2008; Земцов, 2009а). На его рубеже, 550 млн лет тому T был короче современного на 3±1 часа, а угловая скорость вращения земной мантии – на 14% больше – $\omega=8.34\times10^{-5}$ c^{-1}, т.е. могла превосходить соответствующее значение для внутреннего ядра (Земцов, 2009а,б). В таком случае генерация геомагнитного поля становится невозможной.

Допуская, что радиус ядра в течение фане-розоя оставался постоянным, можно оценить среднюю энергию торможения мантии за весь фанерозой (ΔE), используя известную в теоретической механике формулу для момента инерции (J) полой сферы с радиусами Земли (R_E) и ядра (R_c) (Земцов, 2009б; Zemtsov, 2010):

$$\Delta E = -\frac{\Delta\omega^2}{2}\cdot J = -\frac{\Delta\omega^2}{2}\cdot\frac{2}{5}m\,\frac{R_E^5 - R_c^5}{R_E^3 - R_c^3} \approx -0.5\cdot10^{28}\ Дж\ , \qquad (4)$$

где $\Delta\omega\approx1\times10^{-5}$ c^{-1} – уменьшение угловой скорости вращения мантии в фанерозое; $m\approx4\times10^{24}$ кг – масса мантии.

Часть этой колоссальной энергии диссипации могла служить одним из источников для генерации главного геомагнитного поля в фанерозое. Зная его продолжительность, получим, что мощность возможного дополнительного источника энергии на границе CMB могла достигать $\approx0.3\cdot10^{12}$ Вт, а известная мощность современного динамо $10^9\div10^{12}$ Вт. Однако какая часть энергии торможения мантии могла поглощаться ядром, неизвестно**.**

При более детальном рассмотрении кривой T можно видеть, что она имеет нелинейный квазипериодический характер. В частности, в интервале от 350 до 200 млн лет (верхнего девона –нижней юры) замедление вращения Земли происходило значительно быстрее, чем в начале и, особенно, в конце фанерозоя. Уменьшение значений VDM в том же интервале прямо пропорционально увеличению T (LOD), но запаздывает, примерно на 100 млн лет относительно уменьшения ω мантии. Кроме того, начало резкого торможения мантии в конце нижнего девона, примерно 400 млн лет тому назад должно было сопровождаться резким пиком в Δω между внутренним ядром и мантией, что вполне логично объясняет как сам этот пик, так и запаздывание падения значений VDM во времени. Следовательно, неопределенная часть энергии торможения мантии всё же поглощается ядром, хотя большой она быть не может, т.к. согласно таблице энергия вращения ядра очень мала по сравнению с энергией вращения мантии. Вероятно, большая часть энергии палеозойского торможения мантии расходовалась на перестройку геоида, океанские циркуляции, ано-

мально высокую сейсмичность, тектонику, магматизм и пр. Палеосейсмичность в интервале 400-300 млн лет можно косвенно оценить. В течение 100 млн лет, согласно рис. 4, увеличение LOD было примерно 1.5 часа. Отсюда, на каждые 100 лет увеличение LOD тогда было примерно 5.5 мс, а за последнее столетие около 2 мс. Можно предположить, что 10-ти балльные землетрясения в верхнем палеозое были рядовыми событиями.

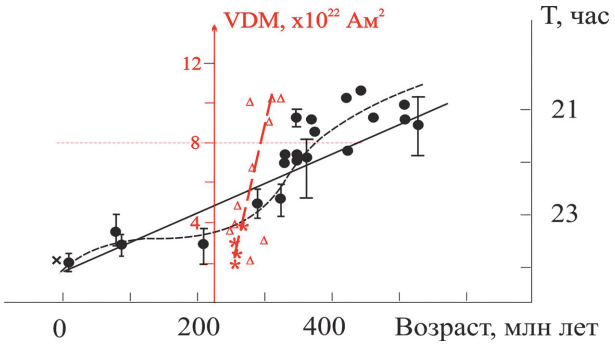


Рис. 4. Изменение периода вращения Земли (T) в фанерозое по (Varga, 1996; Жарков, 2003; Zemtsov, 2010) и палеозойские аномалии T и VDM в интервале карбон-триас.

Средние значения T – залитые кружки; значения VDM – треугольники и звездочки по Щербаковой, Щербакову и др., 2006. Вертикальными отрезками обозначены ошибки определений T. Современное значение VDM (примерно – $8x10^{22}$ Ам^2) – красный пунктир.

Fig. 4. Estimation of the Phanerozoic Earth's rotation period (T) after Varga, 1996; Zharkov, 2003 (in Russian); Zemtsov, 2010, and T-, VDM-anomalies in the Carboniferous-Triassic interval.

Filled circles are the average T values; red triangles and stars are the VDM values (after Shcherbakova, Shcherbakov et al., 2006, in Russian); vertical segments are estimation errors T; red dotted line is the modern VDM value (approximately $8x10^{22}$ Am^2).

Основная причина векового замедления вращения мантии связана с хорошо известным приливным трением океанской меридиональной волны M_2, которая примерно 2 раза в сутки с востока на запад накатывается на берега континентов и островов. Известные оценки величин мощности диссипации общей приливной энергии в фанерозое колеблются в пределах $-(0.34\div4.5)\times10^{12}$ Вт. Как ни странно, в интересующее нас время (350-150 млн лет) на рис. 5 моделируются и наименьшие значения энергии приливов, и пониженные скорости роста радиуса лунной орбиты во времени, несмотря на то, что Луна была ближе к Земле примерно на 4000 км. Важно, что величины энергии такого трения в геологической истории зависели не только от периметра суши, противостоявшей этой волне в основном в области тропических широт (±30°), но и от высоты волны, которая определялась силой лунного притяжения, грубо, – обратно пропорционального кубу расстояния между центрами системы Земля-Луна (Земцов, 2009б). На рубеже фанерозоя Гондвана располагалась в полярной области Южного полушария, где мощность энергии океанских приливов наименьшая, но поскольку радиус лунной орбиты был примерно на 12000 км меньше (см. рис.5), то и высота океанских приливов должна была быть значительно больше. В палеопротерозое, например, суши на Земле было меньше, но максимальная амплитуда приливной волны могла быть в десять раз больше современной. Возможно, существовали и другие факторы, в той или иной степени затормаживавшие вращение Земли: глобальные оледенения, временно сокращавшие массу мирового океана, движения литосферных плит и т.д. (Zemtsov, 2010).

Влияние собственного вращения Земли на дрифт континентов ранее рассмотрено в работах (Земцов и др., 2006; Zemtsov, 2007; Zemtsov, 2008; Земцов, 2009а). Используя континентальную модель (рис. 6), можно оценить энергию вращения (E) отдельного континента, например, Евразии, предполагая, что она подобна тонкому цилиндру радиуса (r), вращающемуся на поверхности мантии относительно вертикальной оси (z), проходящей через его середину. Приняв $\omega=4\times10^{-16}$ с$^{-1}$ и высоту цилиндра – 200 км, получим, что мощность этого «тормозящего источника» не превышает -2.5×10^{6} Вт, т.е. в миллионы раз меньше, чем у океанских приливов. Такими малыми значениями можно пренебречь.

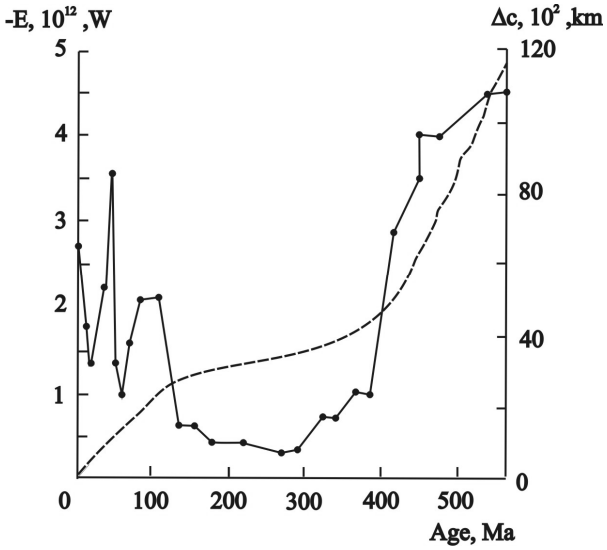


Рис. 5. Диссипация мощности океанских приливов (-E) в фанерозое и относительное уменьшение радиуса лунной орбиты (Δc) с увеличением возраста по В.Н. Жаркову (2003).

Fig. 5. Ocean tidal power dissipation (-E) in Phanerozoic time and relative decrease in the Moon orbit radius (Δc) with age, after Zharkov, 2003 (in Russian).

Вторая причина торможения земной мантии может быть связана с затуханием работы вероятных ядерных реакторов, расположенных на поверхности внутреннего ядра. Их мощность оценивается авторами в 30×10^{12} Вт (Rusov et al., 2007).

Интересно, что в интервале глубин 4983.64÷5000.0 км (см. рис. 2), вероятно, расположен и слой меньшей вязкости, т.к. скорость P-волны здесь уменьшается с 10.86 до 9.7 км/с (Burmin, 2004).

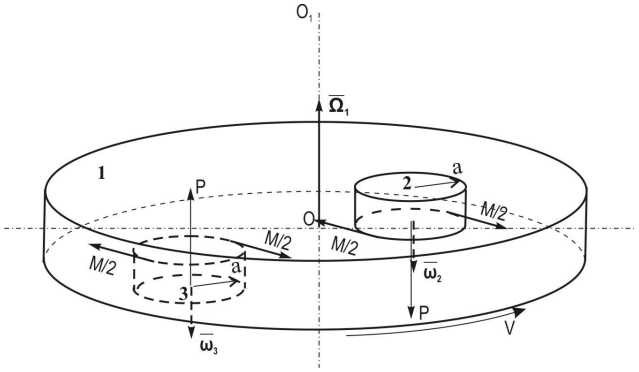


Рис. 6. Спонтанные моменты сил трения верчения (M) вертикальных цилиндров (2, 3) с равными радиусами *a,* прижатыми к массивному горизонтальному диску (1) с силой P. Диск вращается вокруг вертикальной оси OO1 с линейной скоростью V. Ω_1, ω_2, ω_3 – векторы угловых скоростей этих тел, соответственно (Zemtsov, 2008).

Fig. 6. Spontaneous momenta of spinning friction forces (M) of vertical cylinders (2 and 3) of radius *a* pressed down to a massive horizontal disk (1) with the force P. The disc rotates about the vertical axis OO1 with a linear velocity V. Angular velocity vectors of these bodies are, respectively, Ω_1, ω_2, and ω_3, after Zemtsov, 2008.

Ещё одна, хотя и менее достоверная T- и VDM-аномалия, вероятно, имела место в докембрии в интервале 1.0–0.6 млрд лет. Немногочисленные известные значения VDM в конце этого интервала были также много меньше, чем в предшествующее время и на современном уровне (рис. 7). Согласно В.Н. Жаркову (2003) удаление Луны от Земли начало усиливаться в конце мезопротерозоя (900±100 млн лет тому назад) – в это время начался распад предполагаемого суперконтинента Родиния. Но, как известно, палеозойские суперконтиненты существовали вплоть до юрского периода, т.е. до времени завершения фанерозойской аномалии T. Общие закономерности обеих T-аномалий представляются более важными, поскольку они маркируют циклы магматических и сейсмических активизаций на Земле и, вероятно, являются следствием глобальных перестроек геоида, поскольку степень сжатия Земли зависит от ω^2 мантии. Именно это ведёт к переносу огромных масс литосферы в полярные области, её многочисленным расколам, активизациям магматических и сейсмических процессов. Естественно, что земное ядро при этом также трансформируется, хотя и с некоторым запаздыванием. Магнитный момент Земли сначала возрастает, а затем быстро убывает. В протерозойской истории Земли известно не менее 4-х циклов магматических активизаций (Балуев, Моралёв, 2001; Zemtsov, 2007), однако проследить наиболее древние аномалии T и VDM невозможно – слишком мало достоверных данных.

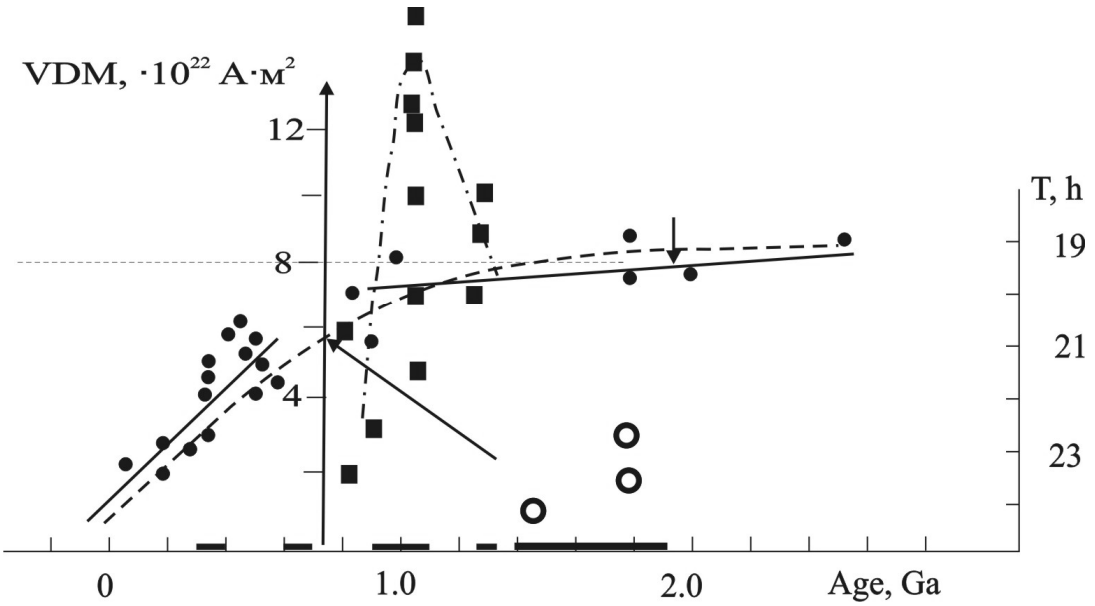


Рис. 7. Изменение периода вращения Земли (T) по Varga (1996), предполагаемая аномалия VDM в докембрии (Zemtsov, 2010) и циклы магматической активности (Балуев, Моралёв, 2001; Zemtsov, 2007).

Средние значения T – залитые кружки; значения VDM –квадраты; полые кружки – значения VDM, полученные на карельских объектах по Shcherbakova V.V., Pavlov V.E. et al., 2006; циклы магматической активности – жирные линии на оси возраста.

Fig. 7. A plot of variation in the Earth's rotation period (T), after Varga, 1996, assumed Precambrian anomaly in VDM (Zemtsov, 2010) and magmatic activity cycles, after Baluev & Moralev, 2001; Zemtsov, 2007.

Filled circles are T values; squares are VDM values; open circles are the VDM values obtained in Karelia's areas, after Shcherbakova V.V., Pavlov V.E. et al., 2006; bold segments are magmatic activity cycles.

Литература

Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля-Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. №1. С. 13–22.

Балуев А.С., Моралёв В.М. Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Геология и разведка. 2001. № 1. С. 13–30.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2001. 409 с.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 1983. 416 с.

Жарков В.Н. Геофизические исследования планет и спутников. М., ОИФЗ РАН. 2003. 102 с.

Жаров В.Е. (в печати). Вестник МГУ, Том 3, ISSN 0201-7385.

Земцов В.А. Закономерности вращения Евразии // Междунар. Геофизический журнал, 2006. Вып. 28. №5. Киев: ИФЗ НАН Украины. С. 179–189.

Земцов В.А. Векторы угловых скоростей главных доменов Евразии в фанерозое и увеличение периода вращения Земли // Физика Земли. 2009а. №1. С. 85–93.

Земцов В.А. Изменение периода вращения Земли в геологической истории, вероятные причины, связь с дипольным моментом главного поля // Материалы международной школы-семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». 2009б. С. 97–100.

Земцов В.А., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю. Скорости вращения литосферных доменов Евразии // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент / материалы семинара. М.: ГЕОС. 2006. С. 58–62.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1993. 192 с.

Мориц Г., Мюллер А. Вращение Земли: теория и наблюдения. Киев: Наукова Думка. 1992. 512 с.

Павленкова Н.И. Глубинные сейсмические исследования и глобальная геодинамика // Исследования в области геофизики. М: ОИФЗ РАН, 2004. С. 286–295.

Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. Том 74. №8. С. 701–715.

Хаин В.Е. Тектоника плит: Анализ современного состояния // Вестн. МГУ, Геология. 1994.№1. С. 3–10.

Щеглов В.П. Астрономия и дрейф континентов // Наука и человечество. 1974. С. 85–99.

Щербакова В.В., Павлов В.Э., Щербаков В.П., Земцов В.А., Неронов И. Результаты палеомагнитных исследований и оценка палеонапряженности геомагнитного поля на границе раннего и среднего рифея на породах салминской свиты (северное Приладожье) // Изд-во РАН, сер. Физика Земли. 2006. №3. С. 57–68.

Щербакова В.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В. и др. Новые определения VDM и картина его поведения в геологическом прошлом по базе данных по палеонапряженности // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент / материалы семинара. М.: ГЕОС. 2006. С. 186–189.

Allegre C.J., Poirier J.-P., Humler E. et al. The chemical composition of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 134. P. 515–526.

Braginsky S.I., Roberts P.H. Equations govering convection in the Earth's core and the geodynamo // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1995. No. 79. P. 1–97.

Burmin V.Yu. Seismic Wave Velocities in the Earth's Core // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2004. Vol. 40, No. 6. P. 477–490.

Christodoulis D.S., Smith D.E. et al. Observed tidal breaking in the Earth-Moon-Sun system // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. P. 6216–6236.

Creer K.M. On a tentative correlation between changes in the geomagnetic polarity bias and reversal frequency and the Earth's rotation through Phanerozoic time // Growth Rhythms and The History of the Earth's Rotation. London. 1975. P. 293–317.

Dickey J.D., Bender P.L., Faller J.E. et al. Lunar laser ranging: A continuing legacy of the Apolo-program // Science. 1994. Vol. 265. P. 482–490.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A. Deep-level geodynamics. Siberian Branch of RAS, Novosibirsk. 2001. 409 p. (in Russian).

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter., 1981. Vol. 25. P. 297–356.

Fukao Y., To A., Obayashi M. Whole mantle wave tomography // J. Geoph. Res. 2003. Vol. 108. P. 7–23.

Glatzmaier G.A., Roberts P.H. A tree-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 1995. No. 91. P. 63–75.

Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I. Factors influencing the Earth's magnetic field evolution // arXiv: physics.geo-ph/0806.3136, 2008. Vol. 1. No. 19. P. 1–12.

Labrosse S., Poirier J.-P., Le Mouel J.-L. The age of the inner core // Earth Planet.Sci.Let. 2001. Vol. 190. No. 3-4. P. 111-123.

Malcuit R.J., Mehringer D.M., Winters R.R.. A gravitational capture origin for the Earth‑Moon system: implications for the early history of the Earth and Moon // The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny. W. Australia University. 1992. Vol. 22. P. 223–235.

Pavlov V., Neronov I., Zemtsov V.A. The results of the preliminary peleomagnetic investigations of the Riphean Salmi Formation (Nothern Ladoga lake coast) // Book of abstract of the 5th Intern. Conf. "Problems of Geocosmos", Eds. Troyan V.N., et al., St. Petersburg Univ. 2004. P. 183.

Rusov V.D., Pavlovich V.N. et al. Geoantineutrino spectrum and slow nuclear burning at the boundary of the liquid and solid phases of the Earth's core // J. of Geophys. Res. 2007. Vol. 112. P. 1–16.

Shcherbakova V. V., Pavlov V. E., Shcherbakov V. P., I. Neronov, and V. A. Zemtsov Paleomagnetic Studies and Estimation of Geomagnetic Paleointensity at the Early/Middle Riphean Boundary in Rocks of the Salmi Formation (North Ladoga Area) // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2006. Vol. 42, No. 3. P. 233–243.

Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Sycheva N.K. New determinations of VDM and its behavioral pattern in the geological past, based on the paleointensity database // Paleomagnetism and rock

magnetism (Proceedings of the Conference), Moscow: GEOS, 2006. P. 186–189. (in Russian).

Song X.D., Richards P.G. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature. 1996. No. 382. P. 221–224.

Starchenko S.V. Supercritical magnetoconvection in rapidly rotating planetary cores // Phys. Earth Planet. Inter., 2000. No. 117. P. 225–235.

Storetvedt K.M. Global Wrench Tectonics. Bergen. 2003. 397 p.

Storetvedt K.M. Facts, mistaken beliefs, and the future of global tectonics // New Concepts in global Tectonics, Newsletter. 2010. No. 57. P. 3–10.

Varga P., Gambis D., Bus Z. et al. The Relationship between the global Seismicity and the Rotation of the Earth // Journees 2004, Fundamental Astronomy: New concepts and models for high accuracy observations, Paris, September 20-22. 2004. P. 115-120. http:// syrte.obspm.fr/journees2004/PDF

Varga P. Variation of Earth's rotation speed in geological time-scale // The Earth and its rotation, Heidelberg. 1996. P. 441–474.

Williams G.E. Tidal rhythmites: geochronometres for the ancient Earth-Moon system // Episodes. 1989. Vol. 12. P. 162–171.

Zemtsov V.A. Continent drift pattern // Report to the 32nd Intern. Geol. Congress, Florence, 2004. P. 544.

Zemtsov V.A. Rotation of the Earth and continents // Precambrian continental growth & tectonism. New Delhi: Selective & Scientific Books. 2005. P. 94-98.

Zemtsov V.A. Influence of the Earth's rotation on continental motions // Gondwana Res. J. 2007. Vol. 12, No. 5. P. 242–251.

Zemtsov V.A. Rotational drift of the main Eurasia's domain (from the PaleoTethys and at the present day) // Bulletin of the Tethys Geological Society. Cairo. 2008. Vol. 3. P. 1–10.

Zemtsov V.A. The angular velocity vectors of the main Eurasian domains in the Phanerozoic and an increase in the Earth's rotation period // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2009. Vol. 45, No. 1. P. 80–88.

Zemtsov V.A. Variations in the Earth's rotation period and virtual dipole moment in geological history // Problems of Geocosmos / Proceedings of the 8th International Conference, St. Petersburg, Petrodvorets, September 20-24. 2010. P. 364–369.

Zharkov V.N. Interior structure of the Earth and planets. London, New York. 1986.

Zharkov V.N. Geophysical studies of planets and satellites. Moscow: Institute of Physics of the Earth RAS, 2003. 102 p. (in Russian).

Zharkov V.N., Molodensky S.M., Brzezinski A. et al. The Earth and its rotation. Wichmann, Heidelberg, 1996. 501 p.



Институт геологии
50 лет
Карельский НЦ РАН

Минерагения Карелии. Комплексные технологии: шунгиты и промышленные минералы











МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

[1]Голубев А.И., [1]Щипцов В.В., [2]Михайлов В.П. [3]Глушанин Л.В.
[1]Институт геологии КарНЦ РАН, г.Петрозаводск, [2]Карельская геологическая экспедиция, г. Петрозаводск ГУП
[3]Управление по недропользованию по РК, г. Петрозаводск

REPUBLIC OF KARELIA'S MINERAL RESOURCES

[1]Golubev A.I., [1]Shchiptsov V.V., [2]Mikhailov V.P. [3]Glushanin L.V.
[1]Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk, [2]Karelian Geological Expedition
[3]Mineral Resources Department for the Republic of Karelia, Petrozavodsk

The first steps in copper, iron, muscovite, quartz, building stone, graphite, gold, silver and natural mineral paint production are historical landmarks, which reflect the gradual, stepwise accumulation of data on Karelia's metallic and non-metallic useful mineral deposits and occurrences.

A great contribution to the study of Karelia's useful minerals since the mid-19th century has been made by G.P.Gelmersen, F.Y.Levinson-Loessing, A.A.Inostrantsev., V.M.Timofeyev, P.A.Borisov, A.I.Bogdanovich, B.P.Voskoboinikov and others. Extensive geological studies also were conducted in the post-war period (1945-1990s). The staff members of the Institute of Geology have been productive in the study of Karelia's geology and mineralogy.

Publications on metallogeny are reviewed in the papers published by the Institute of Geology. A two-volume monograph on mineral resources has attracted the attention of the geological community. The monograph reflects our present knowledge of Karelia's mineral resources. The Karelian-Kola province is an important first-order mineralogenic division in northern European Russia. In Karelia, this division consists of the Karelian, Ladoga and Belomorian mineralogenic provinces. Metal and industrial mineral deposits were, in turn, formed in certain mineralogenic epochs.

Ore formation in the Karelian mineralogenic subprovince proceeded during a long period of time (>3000-610 Ma) in various geological settings: the Palaeolopian mineralogenic epoch (>3 Ga) (molybdenite-uraninite mineral type of mineralization); the Mesolopian mineralogenic epoch (3.0-2.8 Ga) (*ore formations: sulphur-copper-pyrite, pyrite-base metal and iron formation copper-nickel sulphide mineralization in komatiites);* the Neolopian mineralogenic epoch (2.8-2.5 Ga) (ore formations: *iron formation, copper-nickel sulphide ultramafic-mafic, complex molybdenum-porphyry, quartz vein-greysen, gold-polysulphide mineralization in shear-zones.*Directly associated with Lopian deposits are industrial mineral deposits such as kyanite, garnet, staurolite and muscovite; the Sumian mineralogenic epoch (2.5-2.4 Ga) (*chromite mineralization in layered mafic-ultramafic rocks, nickel-magnesium serpentinite and low-sulphide PGM mafic--ultramafic* ore formations; the Sariolian mineralogenic epoch (2400-2300 Ma)– *gold-sulphide-quartz ore formation;*. the Jatulian mineralogenic epoch (2300-2100 Ma) – *cupreous sandstone formation, platiniferous titanomagnetite formation with vanadium, iron-zinc skarn ore formation and iron-manganese terrigenous-carbonate ore formations, gold-uraniniferous conglomerate formation and high-silica quartzite formation.* The Svecofennian mineralogenic epoch (2100-1750 Ma) falls into three stages: a Ludicovian stage (2.1-1.92 Ga), a Kalevian stage (1.92-1.80 Ga) and a Vepsian stage (1.80-1.75 Ga). - *uranium-noble metal-vanadium formation in metasomatic rocks and titanomagnetite formation with vanadium and carbonaceous shale formation, phosphorus-iron-titanium formation in alkaline gabbroids and pyroxenites and veined quartz formation.* The Middle Riphean metallogenic epoch (1.35-1.0 Ga) is represented by *diamondiferous lamproite and diamondiferous kimberlite formations.* Associated with the Vendian mineralaogenic epoch (610-570 Ma) is the formation of the noble-metal mineralization of *gold-platinum conglomerate ore formation.* The Quaternary Period is characterized by *lacustrine and marine opal-cristobalite rock formation.*

Ore formations in the Ladoga mineralogenic subprovince proceeded during relatively a small period of time (2100-1000 Ma). Ladoga mineralogenic epoch (2,1-1,75 Ga) - *complex molybdenum-vanadium black shale ore formation, copper-nickel noble metal formation, gold-arsenic in beresites shear zone, strataformed graphite and tungsten scarn ore formations.* Early mineralogenic epoch (1,75-1,35 Ga) *complex tin-scarn, complex raremetalic-tin scarn-greisen, rareearth- strontium-posthory* in subalcaline gabbroids and syenites of Riphean formation. Associated with the Middle Riphean mineralogenic epoch (1.35-1.0 Ga) is the formation of *uranium formation with copper and base metals in dislocation zones.*

Characteristic of the Belomorian mineralogenic province is the scarcity of metallic useful minerals and the dominance of nonmetallic minerals such as mica, garnet, kyanite, ceramic raw material, etc. The Palaeozoic mineralogenic epoch (>3.0 Ga) is represented by *sulphide copper-nickel mafic-ultramafic ore formation.* The Mesolopian mineralogenic epoch (3.0-2.8 млрд лет) – *sulphide copper-nickel-cobalt*

© Голубев, Щипцов, Михайлов, Глушанин, 2011

formation with Au and Ag. The Neolopian mineralogenic epoch (2.8-2.5 Ga) – *platinum low-sulphide ultramafic-mafic ore formation*. The Sumian mineralogenic epoch (2.5-2.4 Ga) – small PGM deposits. The Svecofennian mineralogenic epoch (2.1-1.65 Ga) is represented by *rare-metal pegmatite formation, mica and ceramic pegmatite formation and veined quartz formation.* The Quaternary Period is represented by *lacustrine and marine opal-cristobalite rock formation.*

50-летний юбилей Института геологии Карельского научного центра РАН есть прекрасный повод вернуться еще раз к современному состоянию минерально-сырьевой базы Республики Карелии. Но нельзя не вспомнить первые шаги в добыче меди, железа, слюды-мусковита, кварца, строительного камня, графита, золота и серебра, природных минеральных красок. Страницы истории отражают многоступенчатое и постепенное формирование сведений о месторождениях и проявлениях металлических и неметаллических полезных ископаемых. Каждый отрезок времени системного подхода к оценке минерально-сырьевого потенциала Карелии несет в себе открытия, разочарования и нерешенные проблемы. Первый важный этап – это находки рудознатцев XVIII-XIX вв., давшие начало Олонецкой металлургической промышленности, и создание крупного для того времени железорудного промысла, положенного в основу Олонецких горных заводов. Несмотря на весьма ограниченные масштабы геологического изучения рудознатцы открыли полиметаллическое месторождение Питкяранты, золотосодержащие медные руды Шуезерского месторождения, железорудные Койкарское и Пудожгорское месторождения, Оленеостровское месторождение барита, выходы слюды в районах Лоухского и Пулонгского озер и по берегам Чупинской губы Белого моря, шунгитовые породы близ с.Щуньга в Повенецком уезде, называемые тогда «олонецкой землей» и «олонецким антрацитом».

Значительный научный вклад в изучение полезных ископаемых Карелии, начиная с середины XIX века, был сделан Г.П.Гельмерсеном, Ф.Ю.Левинсон-Лессингом, А.А.Иностранцевым, В.М.Тимофеевым, П.А.Борисовым, А.И.Богдановичем, Б.П.Воскобойниковым и др. Накопленный материал в тридцатых годах был обобщен в справочнике по полезным ископаемым Ленинградской области и Карельской АССР (Справочник…, 1933). В предвоенный период геологические исследования, включающие геологическое картирование, поисковые работы на металлические и неметаллические полезные ископаемые на территории советской Карелии, получили сильный толчок для развития. Одним из итогов выполнения государственного задания стало открытие новых месторождений керамических пегматитов, граната (Тербеостровское, Солохина Луда и Еловый Наволок), кианита (Хизоваарское), молибдена (Пяваярское), серного колчедана (Чалкинское, Парандовское), цинка (Коват-Ярви) и др.

Послевоенный период (с 1945 до 1990 гг.) также характеризовался широким фронтом геологических исследований разного профиля и разной технической оснащенности. В 1946 году по рекомендации Республиканской геологической конференции по задачам дальнейшего изучения геологии и полезных ископаемых республики, которая состоялась в мае 1945 г. в г.Петрозаводске, был организован сектор геологии в составе Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. В 1961 году в структуру Карельского филиала АН СССР вошел Институт геологии, созданный по Постановлению Президиума АН СССР.

Впоследствии появляются обобщения материалов по металлогении в изданиях ИГ КарНЦ РАН (Металлогения Карелии, 1982; Металлогения Карелии, 1999). В 1993 г. к Международной конференции по индустриальным минералам Балтийского (Фенноскандинавского) щита и новым технологиям было подготовлено и издано на англ.яз. справочное издание (Precambrian Industrial…, 1993). В 2003 г. специалистами Тематической экспедиции СЗТГУ выпущена в открытой печати монографическое издание по недрам Северо-Запада, в котором содержится информация о большинстве полезных ископаемых Карелии (Недра…, 2003). Значительный резонанс получил выход из печати двухтомного издания о минерально-сырьевой базе Карелии под общей редакцией главного геолога ГУП РК «Карельская ГЭ» В.П.Михайлова (Минерально-сырьевая…. Кн.1…, 2005; Минерально-сырьевая…. Кн.2…. 2006). В этой монографии даны объективные представления о современном состоянии минерально-сырьевой базы республики, а основой работы являются содержащиеся в ней кадастры месторождений и проявлений полезных ископаемых. В работе приводится большой, наиболее полный, список опубликованной литературы и фондовых материалов по данной проблеме.

На севере Европейской части России среди минерагенических подразделений важное место принадлежит Карело-Кольской провинции – минерагеническому подразделению 1 порядка

В свою очередь провинция включает субпровинции – Беломорскую, Карельскую, Кольскую, Ладожскую и Мурманскую (Недра.., 2003; Феоктистов 2007). На территории Карелии месторождения и проявления полезных ископаемых выделены в четыре группы: 1) Горючие полезные ископаемые (торф); 2) Металлические полезные ископаемые; 3) Неметаллические полезные ископаемые (горно-химическое сырье, горнотехническое сырье нетрадиционное сырье, минерально-строительное

сырье, кристаллическое и камнесамоцветное сырье, поделочные камни; 4) Подземные воды и грязи(пресные питьевые воды, минеральные воды, лечебные грязи). Минерагению региона в целом и минерально-сырьевую базу территории, в частности, определяют металлические и неметаллические полезные ископаемые (рис.). Среди последних большая роль принадлежит промышленным минералам .

Сотрудники института внесли особый вклад в изучение геологии и минерагении Карелии (Борисов, 1948; Митрофанова, Филинцев, 1956; Борисов, 1956; Борисов, 1963;. Пекки, Разоренова, 1977; Серноколчеданные месторождения Карелии, 1978; Гродницкий, 1982; Металлогения Карелии, 1982; Хазов, 1982; Вскрышные породы Костомукшского…,1983;. Бискэ, 1987; Иващенко, 1987; Хизоваарское кианитовое поле, 1988;. Precambrian …, 1993; Иващенко, Лавров, 1994; Соколов, 1995; Металлогения Карелии, 1999; Каменева, Скамницкая, 2003; Данилевская и др., 2004; Демидов, Шелехова, 2006; Калинин и др., 2008;.Трофимов, Голубев, 2008; Гранатовые руды Карелии, 2009 и др.). С 1999 г. выпускается в свет ежегодный сборник научных статей «Геология и полезные ископаемые Карелии» (№№ 1-13). В 1962 году в серии «Геология СССР» вышел том XXXVII по полезным ископаемым Карелии (Геология СССР…, 1962). Одним из редакторов данного издания был директор ИГ КФАН СССР К.О.Кратц. По рекомендации института начинается в шестидесятых годах эксплуатация пегматитов месторождения Линнаваара (северное Приладожье) для стекольного производства. Ю.К.Калинин включен в список первооткрывателей Зажогинского месторождения шунгитов. По рекомендации Н.С.Бискэ проведены поиски и поисково-оценочные работы на графит на Ихальском объекте. Л.Л.Гродницкому принадлежит большая заслуга в открытии месторождения мусковитовых пегматитов Слюдозеро (северная Карелия), М.М.Лаврову и Н.Н.Трофимову – месторождения хромовых руд Аганозерского месторождения. За подготовку к освоению Костомукшского железорудного месторождения в составе коллектива участников присуждена Государственная премия за 1984 г. бывшему директору института К.О.Кратцу

В соответствии с Федеральной Программой геологоразведочных работ на территории Карелии в 1995-2000 гг. ИГ КарНЦ РАН совместно с Северной поисково-разведочной экспедицией провел широкомасштабные региональные исследования по проекту «Прогнозно-минерагеническое изучение Республики Карелия в масштабе 1:1000000 с целью выявления объектов, перспективных на минеральное сырье для производства специальных кварцевых изделий» и составил прогнозно-минерагеническую карту кварценосности Республики Карелия в масштабе 1:1000000 с выделением промышленно-генетических типов кварца. Институт участвовал в разработке Федеральных программ «Золото Карелии» и «Платина России». Впервые составлена регистрационная карта платиноносных объектов территории Карелии (м-б 1:1000000), завершен совместный проект по изданию международной карты «Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации» масштаба 1: 500000 (1993 г.). Это один из наиболее впечатляющих примеров сотрудничества ГСФ и ИГ КарНЦ РАН. Другой пример – это составление рабочими группами со стороны России, Финляндии, Норвегии, Швеции геологических и геофизических карт Фенноскандинавского щита в масштабе 1:2000000. Сотрудниками института была проведена поисково-оценочная стадия работ с подсчетом запасов по промышленным категориям на площади «Озерки» по заказу компании «ИНКОД» – держателя лицензии на тальковый камень. Выполнены технико-экономические расчеты по оценке целесообразности освоения месторождения карбонатитовых руд «Тикшеозерское». Подготовлены инвестиционные проекты по организации поисково-оценочных работ на анортозиты, гранаты, кианиты. Большой вклад сотрудники внесли в разработку международной программы научного континентального бурения ((ICDP FAR-DEEP): Арктическая Фенноскандия России – проект бурения ранней Земли, завершен сейсмический международный проект POLENET/LAPNET в рамках программы Полярного года 2007/08. Сотрудники института активно участвуют в многостороннем международном проекте “Fennoscandian Gold Transect” (FENGOT). Здесь приведена информация только о некоторых проектах и открытиях.

При рассмотрении особенностей и состояния минерально-сырьевой базы РК в качестве основного принципа анализа выбран принцип соответствия геологических, метасоматических и рудных формаций, что позволяет решать вопросы о генетических связях и этапности образования оруденения, а также устанавливать региональные закономерности его размещения в тесной взаимосвязи с эволюцией тектонических, магматических, метаморфических и других процессов. Мы придерживаемся при определении рудной формации принятого большинством исследователей положения о том, что *рудная формация* – это группа месторождений (рудопроявлений) сходных по элементному и минеральному составу руд и геологическим условиям их нахождения и образования, выраженным в устойчивых ассоциациях с определенными геологическими формациями (либо с их сочетаниями) и в структурных обстановках рудонакопления (Кривцов, 1989). Рудные формации, как одна из форм проявления геологических формаций, также подразделяются на конкретные и абстрактные. Конкретные рудные формации образуют одновозрастные металлогенические таксоны, а абстрактные определяют формационный тип рудных объектов независимо от их возрастной принадлежности.

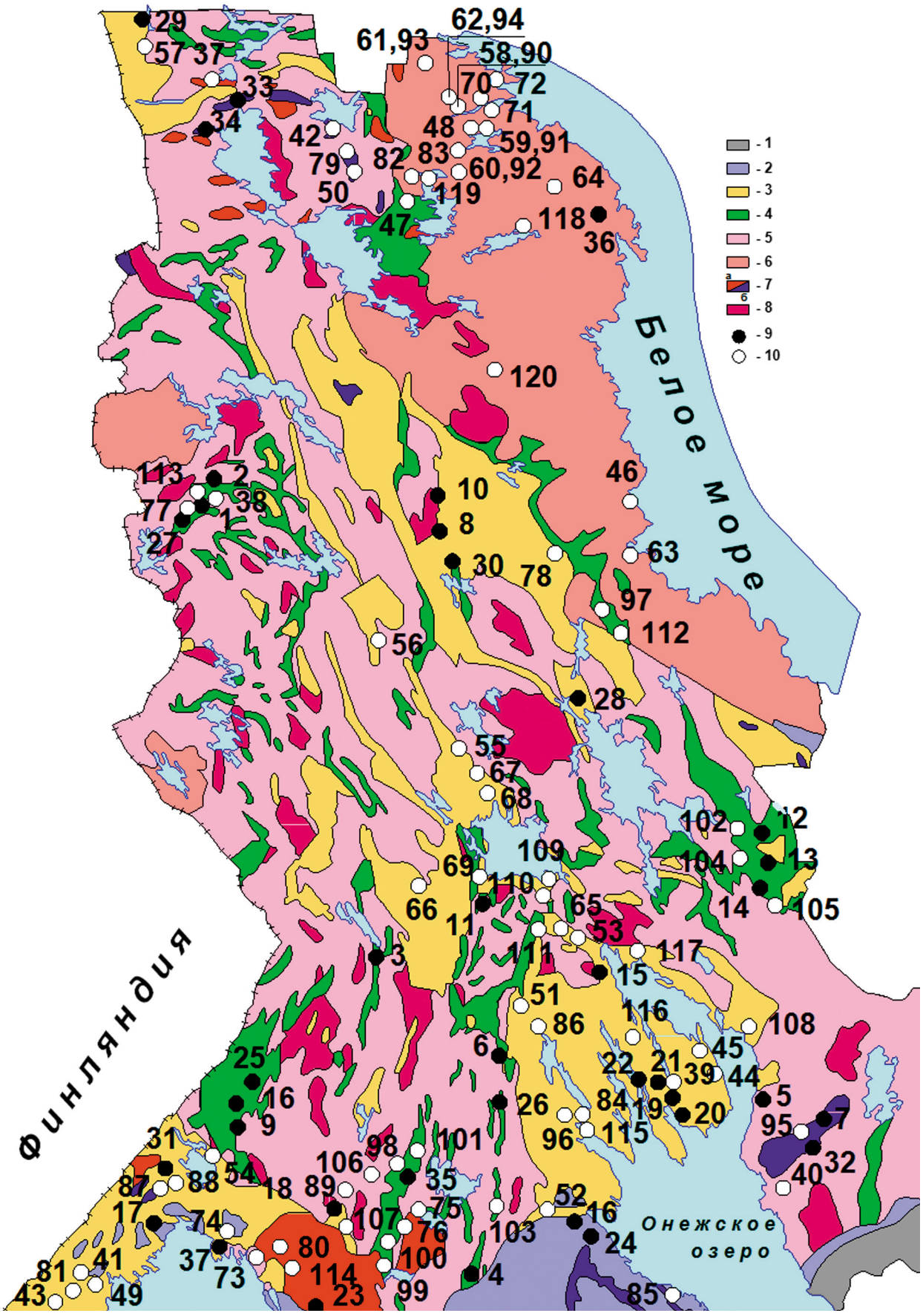

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
а - 7
б - 8
- 9
- 10
Белое море
Финляндия
Онежское озеро

Рис. Назмещения месторождений и крупных рудопроявлений Карелии на адаптированной карте-схеме М.М.Стенаря, 1980
Fig. Distribution of major deposits and large occurrences in Karelia. Geologic sketch map adapted from M.Stenar, 1980.
Условные обозначения:

1 – палеозой; 2 – нео- и мезопротерозой; 3 – палеопротерозой; 4 –нео- и мезоархей; 5 – нерасчлененный архей; 6 – архейский Беломорский подвижный пояс; 7 – палеопротерозойские интрузии: а) кислого и среднего состава; б) основного и ультраосновного состава; 8 – архейские интрузии.
Explanation
1 – Paleozoic; 2 – Neoproterozoic-and Mezoproterozoic; 3 – Paleoproterozoic; 4 – Neo-and Mezoarchean; 5 – non-divided Archean; 6 – Archean Belomorian mobile belt; 7 – Paleoprotrozoic intrusions: a) acid and medio composions
9 - месторождения и проявления металлов
Fe – Костомукшское (1), Корпангское (2), Гимольское (3), Маньгинское (4); Ti, V – Пудожгорское (5), Ti, V – Койкарское (6), Cr – Аганозерское (7), Mo – Лобаш (8), полиметаллическое – Ялонваара (9), Mo – Пяявaара (10); Ni, Cu – Бергаульское (11), Восточно-Вожминское (12), Лебяжинское (13), Западно-Светлоозерское (14), Cu – Воронов Бор (15), Руданское (16), W – Латвасюрское (17), Sn – Кителя (18), V, U, Au – Верзхняя Падма (19), Царевское (20), Средняя Падма (21), Космозеро (22), U – Карку (23), Птицефабрика (24), Au – Соанваарское (25), Педролампи (26), Таловейс (27), Воицкий рудник (28), Майское (29), Лобаш-1 (30), Алатту (31), Pt – Бураковско-Аганозерский расслоенный комплекс (32), Луккулайсваара (33), Кивакка (34), Li – Хаутаваара (35), Плотная Ламбина (36).
9 – Metallic deposits and occurrences
Fe – Kostomukshskoe (1), Korpangskoe (2), Gimolskoe (3), Manginskoe (4); Ti,V – Pudozhgorskoe (5), Ti,V – Koikarskoe (6), Cr – Aganozerskoe (7), Mo – Lobash (8), polymetallic – Yalonvaara (9), Mo – Pyayavaara (10); Ni, Cu – Bergaulskoe (11), Vostochno-Vozhminskoe (12), Lebyazhinskoe (13), Zapadno-Svetloozerskoe (14), Cu – Voronov Bor (15), Rudanskoe (16), W – Latvasyurskoe(17), Sn – Kitelya (18), V, U, Au – Verhnyaya Padma (19), Tsarevskoe (20), Srednyaya Padma (21), Kosmozero (22), U – Karku (23), Ptitsefabrica (24), Au – Soanvaarskoe (25), Pedrolampi (26), Taloveis (27), Voitsky Rudnik (28), Maiskoe (29), Lobash-1 (30), Alattu (31), Pt – Burakovsky-Aganozersky layered intrusion (32), Lukkuulaisvaara (33), Kivakka (34), Li – Hautavaara (35), Plotnaya Lambina (36).
10 – месторождения и проявления неметаллических полезных ископаемых
Алмазы – Соколоозерское (37), – Костомукшский лампроитовый куст (38), Кимозерское (39), Водлинское (40), Кайвомякское (41), апатит – Тикшеозерский массив (Карбонатитовый) (42), Элисенваарская группа массивов (43), высокоуглеродистая шунгитовая порода – Зажогинское (44), Шуньгское (45), гранат – Тербеостровское (46), Высота 181 (47), Западно-Плотининское (48), графит – Ихальское (49), ильменит – Суриваара (50), карбонатные породы – Пялозеро (51), Виданское (52), Остречье-Чебино (53), Янис-ярви (54), Елмозеро (55), Чирка-Кемь (56), Соватъярви (57), кварц – Малиновая Варакка (58), Плотина (59), Слюдозеро (60), Тэдино (61), Карельское (62), Слюдяной Бор (63), Пиртостров (64), Фенькина Лампи (65), кварциты – Метчангъярви (66), Нестерова гора (67), Шалговаара (68), Боконваара (69), полевошпатовое сырье (керамические пегматиты) – Хетоламбина (70), Чкаловское (71), Ураккa (72), Люпикко (73), Линнаваара (74), Кюрьяла (75), Брусничное (76); полевошпатовое (нетрадиционные типы) – Костомукшское (геллефлинта) (77), Роза-Лампи (кварцевые порфиры) (78), Елетьозерское (нефелиновые сиениты) (79), Уксинское (рапакиви) (80), Райвимяки (сиениты и фениты) (81), кианит – Хизоваарское (Южная линза) (82), Хизоваарское (Северный участок) (83); кровельные сланцы – Нигозерское (84), Брусненское (85), мрамор – Белая гора (86), Рускеала 1 (87), Рускеала 2 (88), Туломозеро (89), мусковит – Малиновая Варакка (90), Плотина (91), Слюдозеро (92), Тэдино (93), Карельское (94), оливин – Аганозерское (95); петургическое сырье: Хавчеозерское (96), серный колчедан – Парандовское (97), Хаутаваарское (98), Ведлозерское (99), Няльмозерское (100), Чалка (101), Верхнее Вожминское (102), Шуйское (103), тальк (апоультрамафитовый тип) – Светлозерское (тальк, магнезит) (104), Рыбозеро (105); тальк-карбонатный тип – Игнойла (106), Палалахта (107), Пяльма (108), тальковый камень – Каллиево Муренанваара (109), Турган-Койван-Аллуста (110), Столбовая гора (111), Парандовское (112), Костомукшское (113), флюорит – Хопунваара (114), шунгитовые сланцы – Нигозерское (115), Мягрозерское (116); щелочной амфибол-асбест: Краснополянское (117), диатомиты – Амбарная Ламбина (118), Ряпукс (119), оз.Сиг (120).
10 – Non-metallic deposits and occurrences
Diamond – Sokoloozerskoe (37), -Kostomuksha lamproit bodies (38), Kimozerskoe (39), Vodlinskoe (40), Kaivomyakskoe (41), apatite – Tikshersky intrusion (Carbonatny) (42), Eliseenvaarskaya group intrusions (43), high-carbon shungite – Zazhoginskoe (44), Shungskoe (45), garnet – Terbeostrovskoe (46), Vysota-181 (47), ZapadnoPlotininskoe (48), graphite- Ihala (49), ilmenite - Syrivaara (50), carbonate rocks – Pyalozero (51), Vidanskoe (52), Ostreche-Chebino (53), Yanisyarvi (54), Elmozero (55), Chirka-Kem (56), Sovatyarvi (57), quartz – Malinovaya Varakka (58), Plotina (59), Slyudozero (60), Tedino (61), Karelskoe (62), Slyudyanoi Bor (63), Pirtostrov (64), Phenkina Lampi (65), Quartzite – Metchangyarvi (66), Nesterova Gora (67), Shalgovaara (68), Bokonvaara (69), feldspar raw material (ceramic pegmatites) – Hetolambina (70), Chalovskoe (71), Urakka (72), Lyupikko (73), Linnavaara (74), Kyuryala (75), Brusnichnoe (76); feldspar (non-conventional feldspathic raw materials types) – Kostomukshskoe (halleflinta) (77), Roza-Lampi (quartz porphyry) (78), Eletozerskoe (nepheline syenite) (79), Uksinskoe (rapakivi) (80), Raivomyaky (syenite and phenite) (81), kyanite – Hizovaarskoe (Yuznaya Lense) (82), Hizovaarskoe (Severny Uchastok) (83); clay slate - Nigozerskoe (84), Brusnenskoe (85), marble – Belaya Gora (86), Rysceala 1 (87), Rysceala 2 (88), Tulomozero (89), muscovite – Malinonovaya Varakka (90), Plotina (91), Slyudozero (92), Tedino (93), Karelskoe (94), olivine – Aganozerskoe (95); raw materials for stone smelting: Havchezerskoe (96), pyrite – Parandovskoe (97), Hautavaarskoe (98), Vedlozerskoe (99), Nyalmozerskoe (100), Chalka (101), Verhnee Vozhminskoe (102), Shuiskoe (103), talc (apoultramafic type) – Svetlozerskoe (talc and magnesite) (104), Rybozero (105); talc-carbonate type – Ignoila (106), Palalahta (107), Pyalma (108), soapstone – Kallievo-Murenenvara (109), Turgan-Koivan-Allusta (110), Stolbovaya Gora (111), Parandovskoe (112), Kostomukshskoe (113), fluorite – Hopunvaara (114), low-carbon shungite rocks - Nigozerskoe (115), Myagrozerskoe (116); alkaline amphibole-asbest: Krasnopolyanskoe (117), diatomites – Ambarnaya Lambina (118), Ryapuks (119), Lake Sig (120).

Карельская минерагеническая субпровинция

Рудообразование в границах Карельской минерагенической субпровинции происходило в обширном временном диапазоне (>3000-610 млн лет) в разнообразных геологических обстановках (Голубев и др., 2008).

Для **палеолопийской минерагенической эпохи** (>3 млрд лет) выделяется только одна рудная формация – *урановая березитовая и эйситовая* гидротермально-метасоматического генезиса, связанная с плагиогранитовой магматической формацией. Она представлена рудопроявлениями Радужное и Хуккала в Западно-Карельской структурно-формационной зоне (Суоярвский район), открытыми Карельской ГЭ в семидесятые годы прошлого века. Кварцевожильно-штокверковое оруденение молибденит-уранинитового минерального типа приурочено к кварцевым жилам, штокверку микропрожилков и метасоматитам березит-эйситового ряда в межжильном пространстве (Минерально-сырьевая.., 2005).

С **мезолопийской минерагенической эпохой** (3,0-2,8 млрд лет) связано формирование более разнообразного оруденения, относящегося к нескольким рудным формациям вулканогенно-осадочного, магматического, метаморфогенного и гидротермально-метасоматического генезиса (и ассоциирующегося с андезибазальт-базальтовой, коматиит-толеитовой и андезит-дацит-риолитовой углеродистой формациями.

Метаморфизованное вулканогенно-осадочное оруденение представлено *серно-медно-колчеданной, колчеданно-полиметаллической и железисто-кварцитовой рудными формациями.* Карельские серноколчеданные месторождения (характерный пример распространенного промышленного минерала – источника серы), являются потенциальными источниками сырья для производства серной кислоты.

Примерами *серно-медно-колчеданной рудной формации* является Центрально-Карельская (Ведлозерское, Хаутаваарское, Чалкинское и другие месторождения), Сумозерско-Выгозерская (Парандовское месторождение), Западно-Карельская (Ялонваарское месторождение), Онежско-Белозерская (проявление Шабалино) и Куола-Керетская минерагенические зоны (проявление Кукасозеро) (Минерально-сырьевая.., 2005). С этими рудными формациями в Сумозерско-Выгозерской зоне отмечены проявления хризотил-асбеста, в Онежско-Белозерской – магнезиальный рибекит-асбест (Повенецкий рудный узел).

Северо-Вожминское месторождение как типовой пример *колчеданно-полиметаллической рудной формации* расположено в Каменноозерском рудном районе Сумозерско-Рыбозерского зеленокаменного пояса. Колчеданное оруденение приурочено преимущественно к двум крутопадающим, субсогласным пластообразным залежам (Тытык и др., 1997 ф; Минерально-сырьевая.., 2005).

Формация железистых кварцитов мезолопийской эпохи представлена месторождением Корпанга и несколькими рудопроявлениями (Минерально-сырьевая.., 2005). Рудные зоны инъецированы субсогласными и секущими дайками геллефлинтов, гранитов, габбро, лампроитов, лампрофиров и сиенитов и имеют в целом дискретное строение за счет наличия в их объеме большого числа разномасштабных (мощность 5-120 м, длина – 200-2900 м) тел железистых кварцитов, перемежающихся с разнообразными сланцами, в том числе и углеродсодержащими, мигматитами и безрудными кварцитами.

Оруденение магматического генезиса мезолопийской эпохи представлено *медно-никелевой сульфидной в коматиитах рудной формацией* (проявления Золотопорожское, Лещевское, Рыбозерское), развитой в металавах базальтов и коматиитов кумбуксинской свиты в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (Тытык и др., 1997 ф; Минерально-сырьевая.., 2005). С этой формацией связывается формирование тальк-магнезитовых руд (Светлоозерское месторождение).

Гидротермально-метасоматический тип оруденения мезолопийской эпохи представлен тремя рудными формациями, ведущей среди которых является *золото-сульфидно-кварцевая в shear-зонах,* выделяемая на основе характерных особенностей месторождений Рыбозеро, Педролампи, Заломаевское и др. Расположенное в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе месторождение Рыбозеро локализовано в коматиитах, базальтах и алюмокремнистых породах и при геолого-промышленной типизации сопоставляется с золоторудными месторождениями типа Шеба (Горошко, 1980 ф; Афанасьева и др., 1999 ф; Минерально-сырьевая…, 2005).

Неолопийская минерагеническая эпоха (2,8-2,5 млрд лет) характеризуется широким спектром рудных формаций гидротермально-метасоматического, магматического, экзогенного и вулканогенно-осадочного генетических типов. К вулканогенно-осадочному типу относится рудная формация *железистых кварцитов,* представленная месторождениями Костомукшским, Межозерным, Гимольским, результаты детальных исследований по которым содержатся в многочисленных публикациях (Горьковец и др., 1991; Минерально-сырьевая.., 2005 и др.). Вмещающие и вскрышные породы, сложенные большей частью геллефлинтами на Костомукшском месторождении, рассматриваются в качестве полезного ископаемого, принадлежащего к нетрадиционным видам полевого шпата.

Из рудных формаций магматического происхождения данной эпохи ведущей является *медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая,* среди рудных объектов которой есть не-

сколько месторождений, имеющих, вероятно, промышленное значение.

Восточно-Вожминское месторождение связано с Вожминским массивом ультрабазитов и секущей его дифференцированной дайкой верлит-пироксенит-габбровой формации (Федюк и др., 1979 ф, 1984 ф).

Лебяжинское месторождение имеет генетическую связь с Кумбуксинским массивом ультрамафитов и во многом сходно с Восточно-Вожминским месторождением, отличаясь развитием эпигенетического миллерит-магнетитового парагенезиса, а также второстепенных никелевых минералов – хизлевудита, годлевскита, полидимита (Федюк и др., 1981 ф).

Наиболее важной рудной формацией гидротермально-метасоматического генезиса этой эпохи является *комплексная молибден-порфировая,* представленная месторождениями Лобаш, Лобаш-1, Пяяваара, Ялонвара.

Другая *молибденовая формация* данной эпохи – *кварцевожильно-грейзеновая* представлена мелкими рудопроявлениями Карташи и Кочкома, характеризующимися также повышенными содержаниями As, Pb, Sn, Ag, Bi, F.

Рудопроявление *Таловейс*, расположенное в 5 км западнее Костомукшского железорудного месторождения, вероятно, генетически связано с диорит-гранодиорит-гранитным массивом Факторный (Фурман, 2001 ф). Малообъемные столбообразной морфологии рудные тела представляют собой тектонизированные и гидротермально-метасоматически-измененные гранитоиды с золотоносными кварцевыми жилами мощностью до 1.5 м и участками штокверкового прокварцевания.

Из золоторудных формаций неолопийской эпохи наиболее перспективной представляется *золото-полисульфидная в shear-зонах* (орогенический мезотермальный тип – по международной классификации), к которой, вероятно, как и на территории Финляндии, относится большинство проявлений золота в архейских зеленокаменных поясах Карельского кратона. Типичными ее представителями являются рудопроявления *Хатуноя* и *Соанйок*и в зеленокаменном поясе Ялонвара-Хатту-Лендеры.

Помимо формирования вышеназванных формаций, необходимо заметить, что с лопийскими отложениями связаны прямым образом месторождения и проявления важных промышленных минералов – кианит, гранат, ставролит, мусковит, например Хизоваарское рудное поле.

Сумийская минерагеническая эпоха (2,5-2,4 млрд лет) одна из наименее продолжительных, но несмотря на это экономически значимых, так как именно с ней связано формирование ультрамафитовых расслоенных плутонов (Бураковский, Олангская группа) с крупными месторождениями хромитов и, вероятно, МПГ и золота (Трофимов, Голубев, 2002 ф; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.) .

Крупнейшее в России *Аганозерское* месторождение хромовых руд относится к *хромитовой в расслоенных мафит-ультрамафитах* рудной формации. Главный хромитовый горизонт приурочен к границе ультраосновной и переходной зоны и представляет собой стратиформный синклиналеподобный пласт с падением крыльев 25 и 50^0. Его мощность составляет в среднем около 3 м с глубиной залегания до 680 м и площадью около 8х3 км.

Никель-магниевая серпентинитовая рудная формация представлена Аганозерским месторождением никеленосных серпентинитов в Бураковском расслоенном массиве (Горошко, 1990). Продуктивная на никель залежь гидроталькит-лизардидотового состава окаймляет габброноритовую синформу с Аганозерским месторождением хромитовых руд.

С расслоенными плутонами связана также *малосульфидная платинометальная мафит-ультрамафитовая* рудная формация. Рудные объекты этой формации известны в Бураковском массиве и интрузиях Олангской группы.

В *Бураковском плутоне* оруденение малосульфидного платинометального типа связано с сульфидсодержащими горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатой подзоны габбро-норитовой зоны (Ганин и др., 1995 ф).

В расслоенных интрузивах Олангской группы платинометальное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов. В массиве Луккулайсваара выявлено семь рудных зон с МПГ (Гроховская и др., 1992). Платиноидная минерализация ассоциируется с медно-никелевой (пентландит- пирротин-халькопирит) в средней и нижней части норитовой серии и в микрогабброноритах ее верхней части..

Сариолийская минерагеническая эпоха (2400-2300 млн лет) в металлогеническом аспекте крайне бедна и представлена по состоянию изученности всего лишь одной рудной формацией – *золото-сульфидно-кварцевой* в генетической и пространственной ассоциации с андезибазальтами и конгломератами (рудопроявление Пайозеро).

Ятулийская минерагеническая эпоха (2300-2100 млн лет) связывается с этапом деструкции консолидированного к этому времени архейского Карельского кратона. Ее металлогеническое своеобразие заключается в появлении оруденения, относящегося к рудным формациям: медистых песчаников, платиносодержащей титаномагнетитовой с ванадием, железо-цинковой скарновой и железо-марганцевой терригенно-карбонатной.

Формация медистых песчаников представлена месторождением Воронов Бор (добыто около 15 тыс. т руды) и несколькими рудопроявлениями.

Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием рудная формация выделяется на базе двух крупных комплексных месторождений – Пудожгорского и Койкарско-Святнаволокского. Пудожгорское месторождение комплексных Fe-Ti-V руд с совмещенной Au-Pt-Pd минерализацией относит-

ся к категории супекрупных уникальных объектов. Получаемый титаномагнетитовый концентрат относится к группе высоко-титанистых и высокованадиевых. Вредных примесей содержится небольшое количество.

Железоо-цинковая скарновая рудная формация выделяется на базе месторождения Ковад-ярви, расположенного в Туломозерской структуре и приуроченного к в различной степени скарнированнным, тремолитизированнным и серпентинизированным доломитам, содержащим прослои кварцитов и углеродсодержащих сланцев.

К *железо-марганцевой терригенно-карбонатной рудной формации* относится Туломозерское месторождение, представляющее собой группу сближенных мелких рудных объектов в доломитах одноименной свиты севернее д. Колатсельга (Желубовский, 1931 ф).

Формация золото-урановосных конгломератов включает проявления Ятулий-1, Маймъярви, Совдозеро и др. Рудопроявление Ятулий-1, находящееся вблизи д.Совдозеро, локализовано в северо-западном крыле субмеридиональной пологой антиклинальной складки на контакте ятулия и сариолия (Негруца, Негруца, 1997). Рудопроявление Маймярви расположено в восточной части Янгозерской структуры. В ятулийских кварцевых конгломератах мартит-гематитового типа установлены содержания золота до 10 г/т при среднем – 2 г/т на два продуктивных горизонта конгломератов мощностью 35-78 м (Коровкин, Турылева, 1997).

Высококремнистые породы, образованные в условиях бассейновой определенной фациальной обстановки, выделены в *формацию высококремнеземистых кварцитов,* месторождения которых расположены в центральной Карелии - Метчангъярви, Нестерова гора, Шалговаара, Боконваара.

Свекофеннская минерагеническая эпоха (2100-1750 млн лет) подразделяется на три этапа: людиковийский (2,1-1,92 млрд лет), калевийский (1,92-1,80 млрд лет) и вепсийский (1,80-1,75 млрд лет). Первый из них представлен несколькими рудными формациями, наиболее важными в экономическом аспекте среди которых являются *уран-благороднометально-ванадиевая в метасоматитах зон СРД и платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием и формация углеродсодержащих сланцев,* представленная шугитовыми породами, образованных в пределах Онежской палеопротерозойской структуры на доятулийских породах и включенных в Онежско-Белозерскую минерагеническую зону (Зажогинское месторождение, участок Мироновский, Шунгское месторждение и др.). Освоение Зажогинского куста залежей высокоуглеродистых шунгитовых сланцев представляет собой единственные в мире разработки шунгитовых пород.

К *уран-благороднометально-ванадиевой в метасоматитах зон СРД рудной формации* относятся комплексные месторождения Средняя Падма, Царевское, Весеннее, Космозеро и др. в Онежском рудном районе (Петров, 1985 ф; Самойленко, 1994 и др. ф). Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают наиболее богатое золото-уран-ванадиевое оруденение. По Л.И.Гурской (Гурская, 2000) метасоматиты во внешних зонах ореолов представлены рибекит-доломит-альбитовыми, сменяющимися последовательно к их центру карбонат-роскоэлит-хромфенгитовыми (карбонатно-слюдистые метасоматиты) и хромфенгит-флогопит-роскоэлитовыми (слюдиты) ассоциациями.

Главной рудной формацией калевийского этапа Свекофеннской эпохи тектоно-магматической активизации в пределах Карельской металлогенической субпровинции является *фосфор-железо-титановая в щелочных габброидах и пироксенитах,* представленная рудными объектами в пределах Тикшозерско-Елетьозерского магматического комплекса щелочных габброидов и карбонатитов.

Елетьозерское железо-титановое месторождение состоит из двух основных разобщенных участков - Сури-Вара (ильменит), Нято-Вара (магнетит, титаномагнетит). Участок «Карбонатитовый» Тикшеозерского массива содержит потенциальные промышленные минералы – апатит, кальцит, магнетит и флогопит.

С вепсийским этапом Свекофеннской эпохи выделяется *алмазоносная кимберлитовая рудная формация* на базе Кимозерского кимберлитового проявления, находящегося в центральной части Заонежского полуострова в 75 км к ЮЗ от г.Петрозаводска (Ушков, 2001 и др.). Оно приурочено к осевой части габбродиабазового силла, залегающего в нижнепротерозойской толще переслаивания шунгитсодержащих сланцев и потоков метадиабазов.

Формация жильного кварца характеризуется крупными кварцевыми жилами. К такому примеру относится разведанное месторождении кварца Фенькина Лампи и крупнейшее проявление Меломайс, согласно залегающей в плагиогнейсах-гранитах фундамента лопийских пород (Данилевская и др., 2004).

Среднерифейская металлогеническая эпоха (1,35-1,0 млрд лет) представлена в Карельской металлогенической субпровинции двумя рудными формациями – *алмазоносной лампроитовой и алмазоносной кимберлитовой.* Обе рудные формации проявлены в Костомукшском рудном районе и контролируются региональной субмеридиональной зоной разломов. В пределах Костомукшского лампроитового поля выявлено четыре куста лампроитовых тел (Проскуряков и др., 1990.), преимущественно даек: Костомукшский, Корпангский, Таловейсский и Южно-Таловейский. Алмазы установлены в лампроитах Костомукшского и Таловейсского кустов и в рыхлых отложениях на площади Корпангского куста. Проявления кимберлитов района Костомукшско-

го месторождения исследовались сотрудниками ИГ КарНЦ РАН (Попов и др. 2007).

С Вендской металлогенической эпохой (610-570 млн лет) связано формирование благороднометального оруденения *золото-платинометальной конгломератовой рудной формации* – Шапочка, Нименьга (Шевченко и др., 2007).

Четвертичный период характеризуется *формацией озерных и морских опало-кристабалитовых пород,* которые в Муезерском районе представлены диатомитами (Демидов, 1995).

Ладожская минерагеническая субпровинция

Рудообразование в пределах Ладожской минерагенической субпровинции, в отличии от Карельской, происходило в сравнительно узком временном диапазоне (2100-1000 млн лет) в геологических обстановках, связанных с рифтингом архейского Карельского кратона по оси – Раахе-Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера), новообразованием океанической коры и последующим их конвергентным взаимодействием с генерацией офиолитовых, островодужных и окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза (Nironen, 1997), а также с раннерифейской тектоно-магматической активизацией и платформенным этапом развития в среднем рифее. Соответственно выделяется три минерагенические эпохи – свекофеннская, раннерифейская и среднерифейская.

С **Ладожской минерагенической эпохой** (2,1-1,75 млрд лет) связано разнообразное по генезису оруденение нескольких рудных формаций.

Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая рудная формация представлена несколькими рудопроявлениями (Леппясюрское, Ковадъярвинское и др.) в зоне сочленения Карельского архейского кратона и Свекофеннской складчатой области (Артамонова и др., 1989 ф).

К *медно-никелевой благороднометальной* в метапироксенитах рудной формации относятся рудопроявления Сурисуо и Араминлампи в интрузиях кааламского типа в Северном Приладожье.

Наиболее ярким представителем *золото-теллуридной кварцевожильной в shear-зонах* рудной формации является проявление Райконкоски (Ivashchenko et. al., 2007).

Золото-аресенидная в березитоидах shear-зон рудная формация представлена несколькими перспективными проявлениями в рудном поле Алатту-Пякюля-Янис. Рудное поле, объединяющее пункты золоторудной минерализации, известные под наименованием Алатту (Артамонова и др., 1989 ф), благороднометальное проявление Пякюля, золото-мышьяковистое проявление Янис (Степанов и др., 2004 ф) и точки рудной минерализации между ними, расположено в тектонически активной зоне, испытавшей интенсивные сдвиговые деформации.

К *вольфрамовой скарновой* рудной формации относятся многочисленные пункты шеелитовой минерализации и рудопроявления, распространенные в Северо-Западном Приладожье в обрамлениях гнейсо-гранитных куполов.

Стратиформная графитовая рудная формация в кристаллических сланцах включает Ихальское месторождение и девять проявлений легкообогатимых руд (Минерально-сырьевая..., 2006).

Раннерифейская минерагеническая эпоха (1,65-1,35 млрд лет) проявлена в Свекофеннской субпровинции исключительно в связи с Салминским и Улялегским массивами анортозит-рапакивигранитной формации. Главными рудными формациями этой эпохи являются *комплексная оловорудно-скарновая* и *комплексная редкометально-оловорудная скарново-грейзеновая.* Оловорудные месторождения и проявления размещаются в западном экзоконтакте (Питкярантский рудный узел) Салминского массива рапакиви. С этой же формацией связано пегмитообразование (месторождения керамических пегматитов Кюрьяла, Люпикко и др.).

Большинство оловорудных проявлений Питкярантского рудного узла известны с XIX века (Грендаль, 1896) и многие из них разрабатывались. Причем добывалось не только олово, но также медь, железо, цинк, серебро (11 т) и золото (1 пуд). Наиболее перспективны скарны Питкярантской, Уксинской и Люпикковской купольных структур.

Наиболее характерным и крупным рудным объектом *комплексной оловорудно-скарновой* формации является месторождение Кителя, расположенное в северном обрамлении Питкярантского гнейсогранитного купола. В его строении участвуют метаморфизованные и метасоматически измененные породы ладожской и сортавальской серий, гнейсограниты и граниты рапакиви.

К *комплексной редкометально-оловорудной скарново-грейзеновой* рудной формации относятся рудопроявления Уксинское, Хопунваара, Хопунлампи, Ю-З Люпикко и др., локализованные преимущественно в обрамлениях Люпикковского и Уксинского гнейсогранитных куполов (Михайлова и др., 1985 ф).

Комплексное оруденение *Уксинского проявления* сосредоточено в скарнах и апоскарновых грейзенах, образованных по карбонатным породам нижнего горизонта питкярантской свиты (Хазов, 1982). Оловянное оруденение, как и на Кительском месторождении, распределено крайне неравномерно и сосредоточено преимущественно в пироксен-гранатовых скарнах, а редкометально-флюорит-оловянное – в грейзенизированных скарнах и апоскарновых грейзенах.

Кайвомякское и Райвомякское месторождения, потенциального комплексного Sr-Ba содержащего щелочнополевошпатового, редкоземельно-титанового и апатитового сырья, неизвестного

ранее в СССР и за рубежом, относятся к редкоземельно-стронций-фосфорной в субщелочных габброидах и сиенитах рифея формации (Хазов, 1983, 1984; Минерально-сырьевая…, 2006)).

Со **среднерифейской минерагенической эпохой** (1,35-1,0 млрд. лет) в Свекофеннской металлогенической субпровинции связано формирование оруденения только одной рудной формации – *урановой с медью и полиметаллами в зонах несогласия,* представленной месторождением Карку, приуроченным к Салминской вулкано-тектонической структуре (Величкин, 2004, Минерально-сырьевая.., 2005).

Беломорская минерагеническая субпровинция

Для Беломорской минерагенической субпровинции характерно крайне ограниченное распространение рудных проявлений металлических полезных ископаемых при доминировании неметаллических – слюда, гранат, кианит, керамическое сырье и др.

Палеолопийская минерагеническая эпоха (>3,0 млрд лет) представлена *сульфидной медно-никелевой мафит-ультрамафитовой рудной формацией* (р. Тристун) не соответствующая металлогенической категории – «рудная формация».

Для **мезолопийской минерагенической эпохи** (3,0-2,8 млрд лет) характерна *сульфидная медь-никель-кобальтовая с Au и Ag* рудная формация *(фальбандовая)* – рудопроявление Кивгубское. Оруденение пространственно и генетически, ассоциируется с хетоламбинскими ортоамфиболитами и анортозитами.

К **неолопийской минерагенической эпохе** (2,8-2,5 млрд лет) относится *платинометальная малосульфидная ультрамафит-мафитовая рудная формация* (рудопроявление Травяная Губа)

Оруденением **сумийской минерагенической эпохи** (2,5-2,4 млрд лет)**,** вероятно, являются мелкие проявления МПГ (г. Панфилова, Чупинский) в комплексе лерцолитов-габброноритов – возможном формационном аналоге расслоенных комплексов в Карельской субпровинции.

Свекофеннская минерагеническая эпоха (2,1-1,65 млрд лет) представлена *формацией редкометальных пегматитов (*Плотноламбинское, Длинноламбинское, Слюдяноборское и др.).

Наибольшее значение имеет формация *слюдяных и керамических пегматитов*, с которой связаны мусковит, полевой шпат и кварц месторождения слюдяных пегматитов Малиновая Варакка, Плотина, Слюдозеро, Тэдино и месторождения керамических пематитов Хетоламбино, Чкаловское, Блинковые Вараки, Уракка, Слюдяной Бор, Торлов Ручей.

Формация жильного кварца представлена скоплениями кварцевых жил на побережье Белого моря (Жемчужная Губа; Лодейная Губа; Одинчижный; Кювиканда); Пиртостров; Поньгома, Тербеостровское.

Четвертичный период представлен *формацией озерных и морских опало-кристабалитовых пород.* Подавляющее большинство перспективных объектов на диатомиты расположены в северных районах Карелии (месторождения Амбарная Ламбина, Ряпукс, оз.Сиг) (Минерально-сырьевая…, 2006).

Заключение

Перечисленные закономерные ассоциации определенных рудных и геологических формаций, установленные в результате рудно-формационного анализа всей совокупности месторождений и проявлений в пределах Карельского региона, подтверждают и дополнительно аргументируют правомерность его подразделения на Карельскую, Ладожскую и Беломорскую минерагенические субпровинции, а также служат обоснованием выделения для каждой из них главных минерагенгических комплексов, предопределяющих их минерагеническую специфику и промышленную ценность.

Перспективы развития и эффективность использования минерально-сырьевой базы во многом зависят от разработки и внедрения инновационных технологий на всех стадиях – от прогноза, поисков и оценки объектов, добычи, обогащения и глубокой переработки сырья до получения конечной продукции с высокими эксплуатационными характеристиками.

Конечная цель должна исходить из системного понимания эффективности использования недр. Основные составляющие на народно-хозяйственном уровне определяются следующими задачами:

1. Структурная перестройка экономики
2. Создание транспортной, энергетической и социальной инфраструктур
3. Формирование бюджета
4. Решение проблемы занятости населения
5. Развитие рыночных отношений
6. Приток инвестиционного капитала
7. Максимальное сохранение окружающей среды

Основные составляющие на межотраслевом уровне:

1. Удовлетворение общественных потребностей в минеральном сырье
2. Рационализация потребления
3. Интенсификация использования имеющейся минерально-сырьевой базы (МСБ)
4. Воспроизводство МСБ и поддержание ее в сбалансированном состоянии
5. Обеспечение наименьших негативных последствий для окружающей среды и местного населения

Основная составляющая на отраслевом и элементарном уровнях – это эффективность конкретных программ, проектов, действий, моделей, мер, отношений, наполняющих структуру системы.

Литература

Бискэ Н.С. Графитовое оруденение Северного Приладожья (геологические и генетическин особенности) Петрозаводск: КарфАН СССР, 1987.- 172 с.

Борисов П.А. Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск: 1963. - 366 с.

Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФ ССР, 1956. – 267 с.

Борисов П.А. Керамические пегматиты КФССР. Петрозаводс: 1948. – 186 с.

Величкин В.И. О новом для России типе урановых месторождений в Северо-западном Приладожье // В кн. Крупные и суперкрупные местрождения: закономерности размещения и условия образования. М: ИГЕМ РАН. 2004. - С.110–134.

Вскрышные породы Костомукшского железорудного месторождения и пути их использования в народном хозяйстве // Пекки А.С. и др. Петрозаводск: 1983. – 142 с.

Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии // Горьковец В.Я., Раевская М.Б. и др. Л.: Наука. 1991. - 173 с.

Геология СССР, т.XXXVII, Карельская АССР, ч.II. Полезные ископаемые // под ред.П.Я.Антропова, Г.О.Глебовой-Кульбах и К.О.Кратца. М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 478 с.

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др. Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии // В сб. «Геология и полезные ископаемые Карелии». Петрозаводск: вып.11, 2008. – С.155–176

Гранатовые руды Карелии // Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Скамницкая Л.С., Гаранжа А.В., Ручьев А.М. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. – 208 с.

Грендаль Г. Питкяранта (краткое описание Питкярантского месторождения, рудников и заводов). СПб.: 1896. - 50 с.

Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л: Наука., 1982.- 295 с.

Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Клюнин С.Ф., и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология рудных месторождений. Т.34, №2, 1992. – С.32–51.

Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: 2000. - 208 с.

Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск, 2004.– 226 с.

Демидов И.Н. Муезерские месторождения диатомитов // Опер.-инф.мат. Петрозаводск: 1995. – С.48–52

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. Диатомиты Карелии. Петрозаводск: 2006 - 98 с.

Иващенко В.И. Скарновые оруденения олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. – 240 с.

Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск: 1994. – 128 с.

Калинин Ю.К., Калинин А.И., Скоробогатов Г.А. Шунгиты Карелии. СПб.: УНЦХ СПбГУ, 2008. – 219 с.

Каменева Е.Е., Скамницкая Л.С. Обогащение минерального сырья Карелии. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2003. - 230 с.

Коровкин В.А., Турылева Л.В. Некоторые аспекты металлогении золота Карело-Кольского региона // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. - С.17–23.

Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М.: Недра. 1989. - 288 с.

Металлогения Карелии // под ред.А.И.Богачева и Р.А.Хазова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1982. – 200 с.

Металлогения Карелии // под ред.С.И.Рыбакова и А.И.Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. – 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Кн.1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 2005. – 280 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Кн.2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. – 356 с.

Митрофанова З.Т., Филинцев Г.П. Глины Карелии, Петрозаводск: 1956. – 160 с.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Перспективы изучения нижнедокембрийских металлоносных кварцевых конгломератов Карелии // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. - С. 57-60.

Недра Северо-Запада Российской Федерации // Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г., Журавлев В.А., Ключникова Г.Н. СПб, 2003.- 520 с.

Пекки А.С., Разоренова В.И. Месторождение полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977.

Попов М.Г., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Магнезиальные и железистые лампроиты Костомукшского района // В кн. Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск: 2007. - С. 79–82.

Проскуряков В.В., Увадьев Л.И., Воинова О.А. Лампроиты Карело-Кольского региона// ДАН СССР. т. 314. №4, 1990. - С. 940–943.

*Серноколчеданные месторождения Карелии //*ред. В.А.Соколов. Л.: Наука, 1978. – 192 с.

Соколов В.И. Талько-хлоритовые сланцы Карелии и пути их использования. Петрозаводск: 1995.- 128 с.

Справочник «Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР». Ч.II. // под ред. проф.П.А.Борисова, В.А.Котлукова, М.Г.Осмолвского, проф. В.М.Тимофеева, проф.Янишевского и др. Л.-М.: НКТП-ОНТИ, 1933. – 212 с.

Стенарь М.М. Геологическая карта Карелии в масштабе 1:2000000 // Атлас Карелии. М.:, 1989. – 40 с.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 123 с.

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // В ст.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: вып.3. 2001. - С.94–98.

Хазов Р.А. Ладогалиты – новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы // ДАН, т.268, № 5, 1983. – С. 1199–1203.

Хазов Р.А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока балтийского щита. Л., Наука, 1982. – 192 с.

Хазов Р.А. Необычный тип магматических месторождений стронция // Геология рудных месторождений. Т. XXV, № 4, 1984. – С.101–103.

Хизоваарское кианитовое поле //под ред.Л.Л.Гродницкого. Петрозаводск, 1988. – 105 с.

Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А. Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветренный пояс // Матер. Всеросс. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск: 2007. - С.439–443.

Ivashchenko V.I., Lavrov O.B., Sundblad K., Toritsin A.N.. Au-Ag-Bi-Te-Se vein mineralization at Roikonkoski, Karelia, northern Lake Ladoga region. Geological Survey of Finland. 2007. Guide 53. p.51-56.

Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. v. 86. p. 21-44.

Precambrian Industrial Minerals of Karelia // ed. M.Shchiptsov. Petrozavodsk: 1993. – 83 p.

Фондовая

Артамонова Н.А., Духовский А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет,, 1989, Петрозаводск. ТГФ по РК.

Афанасьева Е.Н. и др. Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1:500000. 1999. Кар. ТФГИ.

Ганин В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах ГГК-50 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромитовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии и ее обрамления за 1990-1995 гг. 1995. Фонды КГЭ.

Горошко А.Ф. Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенных Кондопожской ГРП в 1978-80тгг. 1980. Фонды КГЭ.

Горошко А.Ф. Сводный отчет о результатах геологических, технологических и геолого-экономических исследований комплексных никель-магниевых руд Аганозерского месторождения. 1990. Фонды КГЭ.

Желубовский Ю.С. Отчет Туломозерской поисково-съемочной партии. 1931. СЗТГФ.

Михайлова Д.В. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных Уксинской партией на участке Юго-Западное Люпикко в Северном Приладожье в 1982-85 гг. 1985. Фонды КГЭ.

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».

Самойленко Ю.А., Новиков Ю.Н. Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Средняя Падма с подсчетом запасов пентоксида ванадия и попутных компонентов по категорям C_1 и C_2. 1994. Фонды ГГП «Невскгеология».

Степанов К.И., Путинцева Е.В., Мурадымов Г.Ш. и др. Отчет по теме: «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)». Фонды ТГФ РК. Петрозаводск. 2004.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Отчет о научно-исследовательской работе по «Оценке перспектив новых источников элементов платиновой группы (ЭПГ) в республике Карелия»в 1997-2002тгг. по договору №7-97. 2002. Кар. ТФГИ.

Тытык В.М., Власов Г.В., Федюк З.Н., Михайлов В.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ первого этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжинском,Светлозерском, Восточно-Вожминском и Золотопорожском медно-никелевых и Северо-Вожминском медно-цинковом месторождениях в Сегежском и Медвежьегорском р-нах РК по договору с Текобанком в 1990-1994 гг. «Объект Кивиярви». 1997. Фонды КГЭ.

Федюк А.В., Морозов С.А., Федюк З.Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-никелевые руды в пределах Лебяжинского участка Каменноозерской зоны Ветреного Пояса за 1978-81 гг. 1981. Фонды КГЭ.

Федюк А.В., Морозов С.А., Фурман В.Н. Отчет о детальных поисках медно-никелевых руд в зоне лежачего контакта Вожмозерского и Кумбуксинского никеленосных массивов за 1982-84 гг. 1984. Фонды КГЭ.

Федюк А.В., Морозов С.А., Фурман В.Н. Отчет орезультатах поисковых работ на никель в пределах центральной части Вожминского массива ультрамафитов и прилегающих площадей за 1978-79тгг. 1979. Фонды КГЭ.

*Феоктистов В.П., Стромов В.А., Корсакова М.А. и др.*Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита м-ба 1:1000000. Отчет. 2007. Фонды ВСЕГЕИ.

Фурман В.Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1998-2001 гг. 2001. Фонды КГЭ.

КАРЕЛЬСКАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ПРОВИНЦИЯ – МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ XXI ВЕКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Голубев А.И., Иващенко В.И.
Институт геологии КарНЦ РАН, г.Петрозаводск

KARELIAN NOBLE-METAL PROVINCE: 21st CENTURY MINERAL RAW MATERIALS POTENTIAL OF NORTHWEST RUSSIA

Golubev A.I., Ivashchenko V.I.
Institute of Geology, KarRC, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk

Abstract. Major ore-formation and genetic types of Karelia's noble-metal deposits and occurrences are characterized on the basis of extensive data and analysis of the available literature. For example, a low-sulphide platinum-palladium type in layered plutons was identified for platinum-metal mineralization; a platinum-palladium titanomagnetite type with gold and vanadium in gabbro-dolerites (Pudozhgora type); a polygenic Cu-U-Mo-V-platinum-palladium type with gold in albite-carbonate metasomatic rocks from carbonaceous-shale units in folding and faulting zones (Padma type); and an orogenic mesothermal type and a porphyry type in shear zones. Complex auriferous ore bodies, which contribute about 1000 t of gold to the region's noble-metal potential, are also identified. New evidence for Au, Pt and Pd concentrations in the Koikary-Svyatnavolok intrusive unit of a trapp formation and the Burakovsky layered pluton is presented. Expected gold and platinoid resources in association with a titanomagnetite ore formation in the Onega depression are estimated. Total expected PGM (2000-4400 t) and gold (~2000 t) resources were calculated for the Karelian noble-metal province and their industrial development prospects are discussed. The gold metallogenic potential of the province is associated with Proterozoic structures and with the Svecofennian ore formation epoch by analogy with Finnish and Swedish territories. The Onega Ore Province is the largest noble-metal territory with estimated PGM resources of 1800-4000 t and gold resources of ~1200-1500 t that make up over 80% of these types of Karelia's resources. The mining of prospective complex noble-metal deposits will undoubtedly contribute to the development of the mining industry of Karelia and Northwest Russia.

В настоящее время минерально-сырьевая база золота и МПГ (металлов платиновой группы) России представлена коренными и россыпными месторождениями, расположенными преимущественно в заполярных областях ее северных и северо-восточных регионов и в меньшей степени на Урале и в Сибири (Додин и др., 1999; Кривцов и др., 2002 и др.). В экономическом аспекте она все более и более становится интегрированной в соответствующую мировую систему минерально-сырьевых ресурсов и развивается, подчиняясь глобальным в планетарном масштабе закономерностям изменений объемов добычи и производства благородных металлов.

За всю историю человеческой цивилизации добыто ~ 130-140 тыс. т золота. Современное мировое производство золота составляет ~2600 т, потребление >3000 т в год. Структура его потребления в последние годы мало меняется (%): ювелирное производство – 73-77; электронная и электротехническая промышленность – 12-14; стоматология – 0,3-4,5; чеканка монет и др. – 9-10 (Минеральное сырье…,1999). Цена на золото в зависимости от состояния мировой экономики сильно варьирует и на начало 2011 г составляет ~1400 дол. за тройскую унцию или >40 дол./гр (http://www.forexpf.ru/chart/gold/). Мировые запасы золота превышают 100 тыс. т. Около 90% из них сосредоточены в семи государствах (ЮАР – 56,3%, США – 13,4%, Россия – 7-8%, Бразилия – 6,4%, Канада – 4,5%, Австралия – 4,4%, Папуа Новая Гвинея – 2,5%) и связаны главным образом с коренными месторождениями золота. В США, Канаде, Австралии и особенно Папуа Новой Гвинеи значительная часть запасов золота заключена в комплексных рудах медных, медно-никелевых и полиметаллических месторождений (Сафонов, 1997 и др.). Наиболее крупными производителями золота являются – ЮАР, США, Австралия, Канада, Китай, Россия, Индонезия, Узбекистан.

Прогнозные ресурсы золота России оцениваются в ~18 тыс. т и по этому показателю страна занимает второе место в мире после ЮАР. Ещё 1,5 тыс. т ресурсов прогнозируется в комплексных месторождениях с попутным золотом. По запасам же золота Россия занимает третье место в мире после ЮАР и США. Основу ее минерально-сырьевой базы золота составляют месторождения Сибири и Дал. Востока, где сосредоточено ~75% разведанных запасов, более трёх четвертей из которых связано с коренными месторождениями золота, 11,4% – с россыпями золота, 7,7% – с корен-

© Голубев, Иващенко, 2011

ными месторождениями комплексных золотосодержащих руд (О воспроизводстве.., 2005). Среднее содержание золота в рудах российских коренных месторождений составляет 3,73 г/т, а в разрабатываемых – 3,96 г/т, что выше, чем в эксплуатируемых месторождениях ведущих золотодобывающих стран мира. Значительная доля запасов представлена высокомышьяковистыми рудами с «упорным» золотом и сосредоточена в месторождениях, расположенных в районах с неблагоприятными климатическими условиями и неразвитой инфраструктурой (О воспроизводстве.., 2005).

Несмотря на то, что минерально-сырьевая база золота России достаточно велика в нераспределенном фонде недр практически не осталось крупномасштабных золоторудных объектов. В XXI в. погашение запасов золота устойчиво превышает их прирост, что предопределяет острую необходимость наращивания запасов преимущественно в регионах с развитой инфраструктурой путем открытия коренных месторождений золота традиционных промышленных типов, а также нетрадиционных, ориентированных на крупнообъёмную добычу руд открытым способом с применением прогрессивных технологий переработки (О воспроизводстве.., 2005). Одним из таких регионов, несомненно, является Карелия, где производственными и научно-исследовательскими организациями выявлено около 200 золоторудных объектов (5 мелких месторождений) (Минерально-сырьевая.., 2005) и научно обоснована ее перспективность на промышленное золото более значительных масштабов (Афанасьева и др., 1998; Кожевников и др., 1997; Иващенко, 2006; 2010 и др.).

С конца прошлого века и по настоящее время мировые добыча, производство и потребление МПГ последовательно возрастают, достигнув ~500 т в год. Структура потребления платиноидов крайне разнообразна (катализаторы, ювелирное дело, энергетика, электроника, автомобильная, химическая, медицинская и стекольная промышленность и др.). К тому же они являются безальтернативными конструкционными материалами в водородной энергетике. Вследствие этого цены на МПГ, испытывая иногда резкие колебания, все же неуклонно растут, составляя в настоящее время для платины – ~1800 дол за тройскую унцию (58 дол/гр), палладия – ~830-840 дол (27 дол/uh) (http://www.forexpf.ru/chart/platinum/). Самым дорогим из платиноидов является ^{187}Os – 200 тыс. дол/гр.

Конъюнктура мирового производства платиновых металлов из первичного рудного сырья определяется тремя странами ЮАР, Россией и Канадой. К основным производителям МПГ относятся компании Anglo American Platinum, Норильский Никель, Stillwater Mining Company, Implats и Lonmin PLC. Они обеспечивают около 95 % мирового производства платины и 87 % – палладия. Вместе с тем, по оценкам подтвержденных запасов, подобное соотношение в производстве МПГ между этими странами может резко измениться уже в ближайшие годы в сторону абсолютного доминирования ЮАР в результате наращивания ею добычи и производства МПГ из руд уникального платиноносного комплекса Бушвельд.

Россия обладает значительными запасами МПГ, являясь второй в мире (после ЮАР) платиновой державой. Прогнозные ресурсы МПГ в России составляют ~9–10 тыс. т., то есть, ~20% от мировых – 50–60 тыс. т. (О воспроизводстве.., 2005). Около 70% российских ресурсов МПГ сосредоточено в комплексных Cu-Ni месторождениях Талнахского и Норильского рудных районов и примерно 20% прогнозируется в Карело-Кольском регионе преимущественно в платинометалльных месторождениях малосульфидного типа.

Минерально-сырьевая база МПГ России достаточна для удовлетворения собственных потребностей в обозримом будущем, но практически вся она находится в распределённом фонде, в руках одной компании-монополиста в секторе добычи платиноидов. При этом 54-60% добываемого в норильских месторождениях сырья – это богатые руды. Производство МПГ в России, почти полностью базирующееся на Норильских Cu-Ni месторождениях, обладает определенной уязвимостью из-за значительных потерь в ходе их попутного извлечения при производстве никеля и меди и вследствие неизбежного снижения доли богатых руд в общем объеме добычи (Додин и др., 1999). Такая стратегия добычи предопределяет постепенное снижение качества остаточных запасов и может впоследствии вызвать спад производства МПГ и утрату Россией положения одного из лидирующих мировых продуцентов платиноидов. Обеспеченность запасами других МПГ-добывающих регионов (Печенгского рудного района, Хабаровского края, Корякии), по сравнению с Норильским – крайне незначительна. Всё это диктует необходимость создания в стране альтернативных минерально-сырьевых баз МПГ, в том числе с нетрадиционными для России типами руд. Наиболее перспективным регионом в этом аспекте является СЗ России и прежде всего – Карелия, как регион с наиболее благоприятными географо-климатическими условиями и развитой инфраструктурой, где уже открыто несколько МПГ месторождений с прогнозными ресурсами ~2000 т (Трофимов и др., 2002). Открытие и металлогенические исследования многочисленных золоторудных и платинометалльных объектов на территории Карелии (рис.), позволили обосновать ее в качестве новой перспективной благороднометалльной провинции СЗ России (Трофимов и др., 2002; Голубев, 2006 и др.), характеризующейся значительным типовым разнообразием соответствующего оруденения.

Рудно-формационные типы и прогнозные ресурсы платинометалльного оруденения Карелии

Наиболее перспективными типами МПГ оруденения Карельского региона (табл.1) являются:

Таблица 1. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карельского региона
Table 1.Ore-formation types of platiniferous units of the Karelian region

Рудные формации	Тип, подтип	Геологические формации	Месторождения, проявления	Возраст млн лет
1. Класс эндогенных месторождений 1.1 Собственно-магматическая группа				
Малосульфидная платинометалльная	Платино-палладиевый	Мафит-ультрамафитовая (расслоенные комплексы)	Бураковское, Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга и др.	U-Pb 2449±1,5 U-Pb 2442±1,9 U-Pb 2444±1 U-Pb 2442,3±1,7
		Диорит-габбровая	Кааламо, Сурисуо	U-Pb 1883,3±5,2
Платино-содержащая хромитовая	Платино-палладиевый с Ru-Os	Мафит-ультрамафитовая	Бураковский (ГХГ)	U-Pb 2449±1,5
	Платино-палладиевая с Au	Ультрамафитовая (дифференц-ая)	Рыбозерская структура	Верхний архей
Платино-содержащая титаномагнетитовая с ванадием	Платино-палладиевый с золотом	Трапповая толеит-базальтовая, (габбродолеритовая)	Пудожгорское, Койкарско-Святнаволокское	U-Pb 1984±8 U-Pb 1983,4±6,5
		Габбро-пироксенитовая	Хаутоваарская структура	
	Палладиево-платиновый с Au	Щелочно-ультраосновная	Тикше-Елетьозерский комплекс	1900-1800
		Мафит-ультрама-фитовая	Палаярвинское, Травяная губа	
1.2 Постмагматическая группа				
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh	Мафит-ультрама-фитовая (плутоническая)	Лебяжинское, В.Вожминское, Светлозерское	Верхний архей
	Платино-палладиевый с Au	Коматиит-базальтовая	Золотопорожское, Хаутаваара Cu-Ni	Верхний архей
Золото-платиноидно-содержащая медно-молибден-порфировая	Re - ^{187}Os радиогенный в молибдените	Диорит-гранодиорит-гранитовая	Лобаш, Пяваара Ялонваара	U-Pb 2807,7±1,4 Re-Os 2772±11 Re-Os 2741±11
	Полисульфидный с Au, Pt и Pd	Серицит-биотитовые метасоматиты	Ялонваара, Хатуноя	
2. Класс полигенных месторождений				
Платино-полиме-таллльная в черных сланцах и метасоматитах (онежский тип)	Cu-U -Mo-V платино-палладиевый с Au и ^{187}Os (падминский п.т)	Альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в черных сланцах	Ср. Падма, Вер. Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро	U-Pb 1724±42
	Платино-палладиевый с Ir, Rh, Au (уницкий подтип)	Сульфидно- углеро-дистые сланцы	Уницкий	

Прогнозные ресурсы благородных металлов в Бураковского плутоне по данным ОАО «Норит» составляют ~600 т (табл. 2), по другим оценкам (Логинов и др., 2007) – ~2000 т.

магматические малосульфидный платино-палладиевый в расслоенных плутонах (Бураковский, Оланг-ская группа) и платино-палладиевый с золотом в габбродолеритах (Пудожгорская и Койкарско-Свят-наволокская интрузии); постмагматический платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh в мафит-ультрамафитовых массивах (Лебяжинское, В.Вожминское, Светлозер-ское) и полигенный Cu-U-Mo-V-платино-палладие-вый с Au (падминский подтип) в альбит-карбонат-ных метасоматитах черносланцевых толщ зон склад-чато-разрывных дислокаций (СРД) и смятия (Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро и др.).

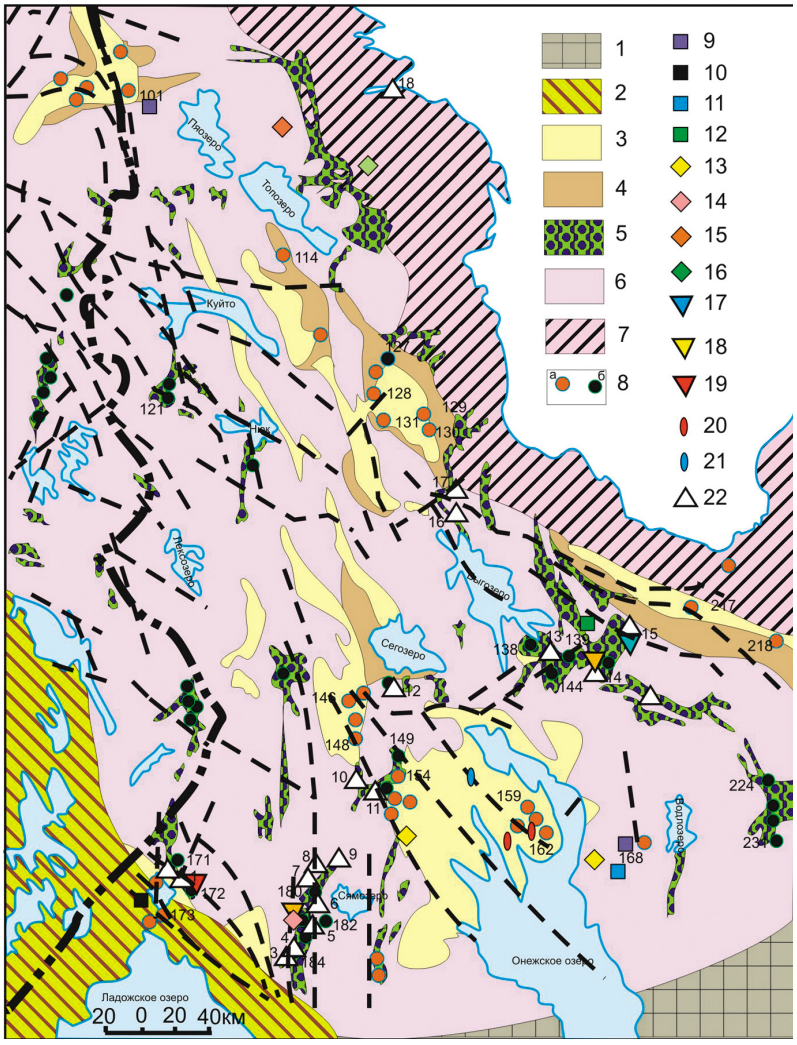


Рис. Схема размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений и проявлений на территории Карелии.

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофеннский складчатый пояс; 3-6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, людиковий, калевий, вепсий нерасчлененные, 4 – сумий и сариолий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8 – золоторудные месторождения и проявления: а – протерозойские, б – архейские: 101-231 – золоторудные объекты (101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 127 – Лобаш-1; 128 – Нигалма; 129 – Шуезерское; 130 – Риговарака; 138 – Заломаевское; 139 – Южно-Заломаевское; 144 – Рыбозерское; 146 – Питкулампинское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанварское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 217 – Нименьга; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кеноозерское); 9-21 – рудно-формацые типы МПГ оруденения (9-16 – собственно-магматическая группа; 17-19 – постмагматическая группа; 20-21 – полигенная группа): 9,10 – платино-палладиевый (9 – мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах, 10 – диорит-габбровый); 11 – платино-палладиевый с Ru-Os мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах; 12-14 – платино-палладиевый с Au: 12 – ультрамафитовый, 13 – трапповый толеит-базальтовый, 14 – габбро-пироксенитовый; 15,16 – палладиево-платиновый с Au: 15 – щелочно-ультраосновной, 16 – мафит-ультрамафитовый; 17 – платино-палладиевый с Ir, Ru мафит-ультрамафитовый; 18 – платино-палладиевый с Au коматиит-базальтовый; 19 – полисульфидный с Au, Pt и Pd диорит-гранодиорит-гранитовый; 20 – Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au альбит-карбонатных метасоматитов зон СРД в углеродистых сланцах; 21 – платино-палладиевый с Ir, Au сульфидно-углеродистых сланцев; 22 – серноколчеданные месторождения и проявления: (1 – Ялонварское, 2 – Соанваарское, 3 – Ведлозерское, 4 – Няльмозерское, 5 – Улялегское, 6 - Хаутаваарское, 7 – Шуйское, 8 – Планшет 6-8, 9 – Чалкинское, 10 – Корбозерское, 11 – Койкарское, 12 – Бергаул, 13 – Северо-Савинское, 14 –Золотопорожское, 15 – Северо-Вожминское, 16 – Парандовское, 17 – Идельское, 18 – Кивгуба).

Fig. Scheme showing the distribution of gold and auriferous deposits and occurrences in Karelia (Golubev et al., 2010).

1 = platform cover; 2 = Svecofennian foldbelt; 3-6 = Karelian granite-greenstone province: 3 = undivided Jatulian, Ludicovian, Kalevian and Vepsian, 4 = undivided Sumian and Sariolian, 5 = Lopian, 6 = basement complex; 7 = Belomorian mobile belt; 8 = gold deposits and occurrences: a = Proterozoic, б = Archaean: 101-231 = gold units (101 = Maiskoye; 114 = Shombozerskoye; 121 = Taloveis; 127 = Lobash-1; 128 = Nigalma; 129 = Shuezerskoye; 130 = Rigovarakka; 138 = Zalomaevskoye; 139 = Yuzhno-Zalomaevskoye; 144 = Rybozerskoye; 146 = Pitkulampi; 148 = Jatulian-1; 149 = Pedrolampi; 154 = Elmus; 159 = Vesenneye; 162 = Kosmozerskoye; 168 = North-south-trending zone; 171 = Soanvaara; 172 = Jalonvaara, Hatunoja; 173 = Päkylä, Janis; 180 = Tsentralnoye; 182 = Novye Peski; 184 = Vedlozerskoye; 217 = Nimenga; 218 = Kozhozerskoye; 224 = Nadvigovoye; 231 = Kenozerskoye); 9-21 = ore-formation types of auriferous deposits and occurrences (9-16 = magmatic group proper; 17-19 = postmagmatic group; 20-21 = polygenic group): 9,10 = platinum-palladium type (9 = mafic-ultramafic type in layered complexes, 10 = diorite-gabbro type); 11 = platinum-palladium type with Ru-Os, mafic-ultramafic type in layered complexes; 12-14 = auriferous platinum-palladium type: 12 = ultramafic type, 13 = trapp tholeiitic-basalt type, 14 = gabbro-pyroxenite type; 15,16 = Au-bearing palladium-platinum type: 15 = alkaline-ultramafic type, 16 = mafic-ultramafic type; 17 = Ir- and Ru-bearing platinum-palladium mafic-ultramafic type; 18 = auriferous platinum-palladium komatiitic-basalt type; 19 = Au- Pt- and Pd-bearing polysulphide diorite-granodiorite-granite type; 20 = Au-bearing Cu-U-Mo-V platinum-palladium type of albite-carbonate rocks of folding and faulting zones in carbonaceous shales; 21 = Ir- and Au-bearing platinum-palladium type of sulphide-carbonaceous shales; 22 = pyrite deposits and occurrences: (1 = Jalonvaara, 2 = Soanvaara, 3 = Vedlozero, 4 = Nyalmozero, 5 = Ulyalega, 6 = Hautavaara, 7 = Shuya, 8 = Planshet 6-8, 9 = Chalka, 10 = Korbozero, 11 = Koikary, 12 = Bergaul, 13 = Severo-Savinskoye, 14 = Zolotoporozhskoye, 15 = Severo-Vozhminskoye, 16 = Parandovo, 17 = Idel, 18 = Kivguba).

Малосульфидный платино-палладиевой тип оруденения приурочен к ритмично-расслоенным и дифференцированным мафит-ультрамафитовым комплексам. Наиболее перспективными объектами являются Бураковский плутон и интрузии Олангской группы на севере Карелии, контролируемые субширотной зоной глубинных разломов.

В *Бураковском плутоне* оруденение малосульфидного платинометального типа связано с сульфидсодержащими горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатым уровнем габбро-норитовой зоны (Ганин и др., 1995). Количество сульфидов (халькопирит, пентландит, пирит, пирротин) в них колеблется от 1 до 3 %. Минералы МПГ представлены теллуридами и висмутидами платины и палладия - мончеитом, котульскитом, меренскитом, соболевскитом, фрудитом, сопчеитом, а также Pd-Pt-мелонитом, туламинитом, куперитом, сперрилитом, Pd-кобальтином, сульфидами Os, Ir, Rh и минералами серии изоферроплатина-аваруит. Содержание МПГ в микрорасслоенных горизонтах достигает 3 г/т в клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в полосчатой подзоне при постоянном преобладании Pd над Pt. Среднее содержание МПГ – 0,42 г/т, золота – 0,49. Между содержаниями платиноидов и сульфидов отмечается прямая корреляционная зависимость. Повышенные содержания благородных металлов отмечаются и в хромитовых рудах, слагающих главный хромитовый горизонт, протягивающийся более чем на 25 км (Крупнейшее месторождение.., 2009). Аганозерское месторождение – самое крупное в России. По запасам хромовой руды оно сопоставимо с крупнейшим на постсоветском пространстве Кемпирсайским месторождением в Казахстане. На Шалозерском месторождении отмечается положительная корреляционная связь между геометрическими параметрами горизонтов хромовых и платинометалльных с золотом руд, сопровождающихся появлением залегающего выше горизонта Cu-Ni малосульфидных руд. Средние мощности горизонтов платинометалльных и Cu-Ni руд возрастают в юго-западном направлении, достигая 20,6 м. на участке Кукручей.

Таблица 2. Запасы и прогнозные ресурсы хромовых руд, благородных металлов, меди и никеля в Бураковском плутоне (Крупнейшее месторождение.., 2009)
Table 2 Expected chromium ore, noble-metal, copper and nickel reserves and resources of the Burakovsky pluton (The largest deposit.., 2009)

Месторождения и руды	Ед. изм.	Запасы				Ресурсы		
		B	C1	C2	B+C1+C2	P1	P2	P1+P2
Аганозерское месторождение								
Хромовые руды	млн. т.	0,67	11,0	17,0	28,67	177	–	177
Платиноиды и золото	т.		3,8	5,04	8,84	140	155	295
Шалозерское месторождение								
Хромовые руды	млн. т.			1,6	1,6	110	330	440
Платиноиды и золото	т.		0,3	2,36	2,66	46	245	291,2
Медь	тыс. т.		0,489	3,9	4,39	75,3	404	479,3
Никель	тыс. т.		0,428	3,5	3,93	76,0	404	480

В *расслоенных интрузивах Олангской группы* платинометалльное оруденение приурочено к норитовой серии дифференциатов.

В массиве Луккулайсваара выявлено семь рудных зон мощностью 12-150 м и протяженностью до 5 км, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1-2%) с МПГ (Клюнин и др., 1994 и др.). Платиноидное оруденение ассоциируется с медно-никелевой минерализацией (пентландит-пирротин-халькопирит) в средней и нижней части норитовой серии и в микрогаббронноритах верхней части. Содержание МПГ достигает 1,5-2 и 20 г/т соответственно. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПГ (сперрилит, меренскит, котульскит, майченерит, мончеит, теларгпалит, сопчеит, маякит, мертиит-II, изомертиит, брэггит и др.) отмечается в пегматоидных разновидностях микрогаббронноритов.

В массиве Киваккa продуктивна на МПГ зона ритмично расслоенных норитов с вкрапленностью (до 1%) сульфидов (халькопирит, пентландит, пирротин, виоларит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит). Аномальное содержание МПГ приурочено к трем уровням. Первый связан с оливинсодержащими пироксенитами нижней части разреза зоны, второй – с горизонтом пироксенитов в ее средней части; третий – с прослоем меланократовых норитов в ассоциации с лейкократовыми норитами ее верхней части. Мощность этих горизонтов – 1-30 м. Наиболее перспективен из них первый, представленный пачкой переслаивания оливиновых норитов и пироксенитов и анортозитов. Содержание ∑МПГ не превышает 4,6 г/т (Pt/Pd – от 0:3 до 2:1).. Минералы МПГ и золота (меренскит, мончеит, котульскит, сперрилит, сам. золото, серебро) образуют микровключения в сульфидах.

Общие прогнозные ресурсы благородных металлов по Олангской группе проявлений составляют (P_1+P_2) – ~200 т, в т. ч., золота – ~20 т (Голубев и др., 2010).

Платино-палладиевый титаномагнетитовый с золотом и ванадием тип оруденения связан с Fe-Ti-V месторождениями Пудожгорской 1984±8 и Койкарско-Святнаволокской пластовых интрузий габбродолеритов (1983,4±6,5 млн лет), расположенных в краевых частях Онежской структуры (Трофимов и др., 2002). Платиноидное и золотое оруденение представлено теллуридами Pt и Pd – котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом, самородным золотом и электрумом, ассоциирующимися с сульфидами (халькопирит+борнит) в титаномагнетитовых рудах, слагающих псевдостратифицированный горизонт мощностью около 20 м между габбровой (нижней) и диоритовой (верхней) зонами интрузий. Содержания ∑Au,МПГ достигают 1,0-2,0 г/т при среднем ~928 мг/т для Пудожгорского и ~1,0 г/т для Койкарско-Святнаволокского месторождений. В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5-7 м, обогащенные МПГ со средним содержанием 1,5-2 г/т. В Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволокском – верхняя. Суммарные ресурсы (т) и средние содержания (г/т) БЭ для Пудожгорского интрузива соответственно составляют: Пудожгорское месторождение (P_1=293,9, Pt – 0,17, Pd – 0,43, Au – 0,32, ∑БЭ -0,93); Тубозерское проявление (P_1=264,4, Pt – 0,09, Pd – 0,22, Au – 0,09, ∑БЭ – 0,40); для Койкарско-Святнаволокского (P_1=343,6, Pt – 0,31, Pd – 0,41, Au – 0,37, ∑БЭ – 1,09) и в целом для Пудожгорского магматического комплекса – P_1 – 901,1 (табл. 3).

Таблица 3. Ресурсы титаномагнетитовой руды и БЭ в интрузивах Пудожгорского комплекса Онежского рудного района (Трофимов, 2010)

Table 3. Titanomagnetite ore and noble-element resources in the intrusive units of the Pudozhgora complex, Onega Ore Province (Trofimov, 2010)

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.	208,9т	407,9т	285,1т	

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.

Платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh сульфидно-медно-никелевый тип оруденения установлен в верхнеархейских (лопийских) зеленокаменных поясах (ЗП) в связи с плутоническими ультрамафитами дунит-гарцбургитовой формации. Наиболее широко он проявлен в Каменноозерской и Рыбозерской структурах Сумозерско-Кенозерского ЗП (рис), где известно несколько никеленосных дифференцированных массивов (Вожминский, Кумбуксинский и Западно-Светлозерский) с сопутствующей благороднометалльной минерализацией. Эпигенетическое сульфидное Cu-Ni оруденение (пирротин, пентландит, виоларит, саффлорит, миллерит, пирит, хизлевудит, годлевскит, полидимит) приурочено к зонам наиболее измененных пород (тремолитизация, хлоритизация, карбонатизация, серпентинизация, оталькование). Содержание в нем МПГ составляет для Восточно-Вожминского месторождения – Pt-0,15 г/т, Pd – 0,22 г/т, для Лебяжинского – ΣPt,Pd - 0,5 г/т.

Полигенный Cu-U-Mo-V-платино-палладиевый с золотом тип в альбит-карбонатных метасоматитах зон СРД в черносланцевых толщах развит в Онежской структуре (рис.). Зоны СРД представляют собой серию узких (2-5 км) антиклинальных структур протяженностью в десятки км, ориентированных параллельно главной оси рифта. Они трассируются зонами метасоматитов, внешние части колонок которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а тыловые – кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными матасоматитами, вмещающими комплексное оруденение. Установлено шесть зон СРД в восточной части Онежского прогиба и, предположительно, по геолого-геофизическим данным, еще пять – в западной. Комплексное МПГ-содержащее оруденение локализовано в шунгитсодержащих сланцах и алевролитах нижней подсвиты заонежской свиты, на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях

осевых (падминская, царевская) и фланговых (саврозерская) антиклиналей. Продуктивные зоны месторождений представлены околорудно измененными породами, развитыми вдоль продольных субгоризонтальных участков объемного дробления (катаклаз, брекчирование, трещиноватость) алевролитов и сланцев заонежской свиты. Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают наиболее богатое золото-уран-ванадиевое оруденение. По Гурской Л.И. (2000) метасоматиты во внешних зонах ореолов представлены рибекит-доломит-альбитовыми, сменяющимися последовательно к их центру карбонат-роскоэлит-хромфенгитовыми (карбонатно-слюдистые метасоматиты) и хромфенгит-флогопит-роскоэлитовыми (слюдиты) ассоциациями. На долю двух внутренних зон приходится 95% объемов ванадиевого и уранового оруденения, где сконцентрированы также МПГ и золото. В среднем содержания МПГ составляют не более 0,2-0,3 г/т (Pt/Pd - 10/1), но на отдельных участках мощностью до 1,5-2,5 м выявлены ураганные концентрации (в г/т): Pt - 56, Pd - 140, Rh - 1, Au - 126. Минеральные формы платиноидов представлены висмутидами, селенидами, селеносульфидами Pd и Pt, среди которых выявлены новые минералы: падмаит-PdBiSe и судовикит-PtSe. (Гурская, 2000). Прогнозные ресурсы МПГ и золота в черносланцевых толщах Онежской структуры по разным оценкам (Савицкий и др., 1999; Додин и др., 1999; Трофимов и др., 2002) ввиду недостаточной изученности сильно варьируют – 100-1100 т.

Широкое распространение в пределах Карелии рудных объектов охарактеризованных ведущих формационно-генетических типов платинометалльного оруденения определяют ее как новый перспективный платиноносный регион России с прогнозными ресурсами МПГ (по разным оценкам) 2000-4400 т, являющийся или самостоятельной благороднометалльной провинцией, или составной частью более крупной Карело-Кольской провинции. Платиноносность провинции обусловлена заложением и развитием в палеопротерозое рифтовой структуры и последующими этапами ее активизации в интервале 2,5-1,7 млрд лет.

В Карельской благороднометалльной провинции имеется ряд крупных объектов, относящихся к ведущим (по запасам и потенциалу ресурсов МПГ) мировым рудно-формационным типам платинометалльного оруденения: малосульфидному в расслоенных интрузиях (Бураковский массив, Олангская группа) и черносланцевому (Онежская и Пана-Куолаярвинская впадины, структура Ветреный пояс), а также к новому перспективному типу – «пудожгорскому». По масштабности процессов магматизма и благороднометалльного рудогенеза на первый план выдвигается Онежская структура, являющаяся в настоящее время наиболее изученной, и вместе с обрамлением определяющаяся в металлогеническом аспекте как Онежский рудный район. Потенциал ресурсов МПГ рудного района оценивается в 1800-4000 т, что составляет >80% от общей оценки ресурсов территории Карелии (Голубев, 2006).

Генетические типы и прогнозные ресурсы золотометалльного оруденения Карелии

Золоторудные месторождения и проявления на территории Карелии сосредоточены преимущественно в неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофеннидах (рис.), соответствующие рудные объекты в пределах которых в генетическом аспекте практически идентичны. Они относятся к нескольким генетическим типам, главными среди которых являются орогенический мезотермальный, порфировый (intrusion-related), колчеданный (VMS) и эпитермальный (табл. 4). Их формирование происходило в неоархейскую (2,8-2,5 млрд. лет) и свекофеннскую (1,9-1,8 млрд. лет) металлогенические эпохи, частично в рифейскую и вендскую. Большинство золоторудных объектов Карельского региона в генетическом, возрастном и металлогеническом (характер размещения, гединамические обстановки) аспектах тождественны соответствующим месторождениям золота сопредельных территорий Фенноскандинавского щита, но уступают им по масштабам. Вследствие этого, представляется целесообразным при металлогеническом анализе золотоносности Карельского региона и оценке его золоторудного потенциала использовать все наиболее важные разработки скандинавских геологов в этой области, в первую очередь генетическую типизацию месторождений и геодинамические и структурные закономерности их нахождения, а также рассматривать карельские золоторудные объекты в постоянном сопоставлении с их наиболее близкими аналогами на территории Финляндии.

Ведущим генетическим типом золоторудной минерализации на территории Карелии, как и в других докембрийских регионах является орогенический мезотермальный в зонах сдвиговых дислокаций (Eilu, 1999; Groves et al., 2003). Наиболее значимые и изученные месторождения данного типа в архейских зеленокаменных поясах на зарубежной части Фенноскандинавского щита находятся в золоторудном районе Иломантси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломантси. Крупнейшим среди них является месторождение Пампало (Au - 8,1 т, 7,3 г/т; добыто 1784 кг). В пределах российской части этого зеленокаменного пояса выявлено (КГЭ, ИГ КарНЦ РАН) несколько мезотермальных рудопроявлений золота – Хатуноя, Соанъоки, Синкори, Пролонваара, Юванъйоки и др. (Иващенко и др., 2004, Юдин, 2007), наиболее изученными и перспективными из которых являются проявления уч. Хатуноя в Ялонварской структуре (рис.).

Таблица 4 Генетические типы золоторудной минерализации Карельского региона
Table 4. Genetic types of gold mineralization of the Karelian region

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст млрд. лет	Месторождения рудопроявления
Орогенический мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Ялонвара-Иломантси, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара	AR 2,7	Рыбозеро, Педролампи, Хатуноя, Соанйоки, Хюрсюля, Фаддейнкелья
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский (на территории Карелии)	PR 1,9-1,85	Майское, Кайралы, Воицкое, Шапочка
	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,87-1,83	Пякюля, Алатту, Янис, Райконкоски
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси-Костомукша	AR 2,8-2,7	Лобаш-1, Ялонвара, Хатуноя, Кадди-лампи, Заломаевское, Таловейс
	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,9-1,85	Алатту-Пякюля
VMS (колчеданный)	AR зеленокаменные пояса: Сумозерско-Кенозерский, Хаутоваарский	1,92-1,87	С.-Вожминское, Рыбозерское, Няльмозеро
Эпитермальный (+метаморфизм)	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,9-1,85	Араминлампи, Райконкоски
Скарновый	Свекофеннский складчатый пояс: Сев. Приладожье	PR 1,9-1,5	Кварцитовое, В.Люпикко
Палеороссыпи	Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1,9-1,8, 0,6-0,55	Маймъярви, Ятулий-1, Нигалма, Нименьга

Проявление Хатуноя приурочено к золотонесущим пирит-кварц-серицитовым, серицит-кварцевым с турмалином, хлоритом и биотитом метасоматитам, развитым по агломератовым туфам средне-кислого состава в субмеридиональной крутопадающей (70º) зоне сдвиговых дислокаций мощностью ~50 м, прослеживающейся по простиранию в естественных обнажениях и расчистках на 400 м, а по геофизическим данным – на 1,5 км. Рудные минералы представлены обильным пиритом, в меньшей степени халькопиритом, пирротином, молибденитом, кубанитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом и шеелитом. Спорадически в рудах встречается также висмутин, арсенопирит, самородные медь и свинец. Самородное золото размером до 1 мм отмечается в срастании с халькопиритом и в обособленых выделениях, ассоциируясь с пиритовой (в меньшей степени с медно-полиметаллической) минерализаций и редко с висмутином и арсенопиритом. Его состав по данным микрозондового анализа приближается к электруму (Au-69,29-68,83%; Ag-29,88-30,63%). Содержание золота по результатам штуфного опробования варьирует в пределах 0,16-4,75 г/т, бороздового опробования – 0,53 г/т (1,01 с учетом штуфных проб) на инт. 8,6 м, 1,08 г/т на инт 1,90 м. Характер распределения золота и его размерность, вероятно, сильно варьируют, о чем свидетельствуют данные опробования методом пунктирной борозды одного и того же двухметрового интервала метасоматитов (в г/т) – 100,0, 0,80, 0,48, 0,80 (пробир. ан.: ЦНИГРИ, ИГ КарНЦ РАН). Кроме золота метасоматиты содержат серебро – до 40 г/т (среднее – 1,89) и МПГ – 0,38 г/т (пробир. ан: ЦНИГРИ). Прогнозные ресурсы золота на уч. Хатуноя по категории P_2 до глубины 100 м равны 4,05-7,8 т (Иващенко и др., 2004), а в целом по всем известным золоторудным проявлениям российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломантси – 50 т (Юдин и др., 2007).

Среди золоторудных объектов мезотермального типа в других архейских зеленокаменных поясах Карельского региона по масштабам и степени изученности выделяются месторождения Рыбозеро и Педролампи (Минерально-сырьевая…, 2005 и др.).

Месторождение Рыбозеро расположено в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (рис.). Ранее (Минерально-сырьевая…, 2005 и др.) оно относилось к золото-сульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной стратиформной рудной формации в коматиитах, базальтах и алюмокремнистых породах и при геолого-промышленной типизации сопоставлялось с золоторудными месторождениями типа Шеба. Однако его геолого-генетические особенности и характеристические параметры полностью соответствуют золоторудным месторождениям мезотермального орогенического типа в зонах сдвиговых дислокаций по (Groves et. al., 2003), что и предопределило правомерность его соответствующей типизации в настоящее время (Иващенко, 2006; сайт Карелнедра). Оруденение на месторождении Рыбозеро контролируется субмеридиональной зоной (протяженность ~5 км) рассланцевания и метасоматических преобразований (пропилитизация, лиственитизация, березитизация), приуроченной к ядерной части синформы, сложенной лопийскими вулканитами (Минерально-сырьевая…, 2005). В метасоматитах оконтурено два крутопадающих линзовидно-пластовых рудных тела с прожилково-вкрапленным оруденением. Первое – преимущественно среди лиственитизированных основ-

ных и ультраосновных метавулканитов хлорит-тальк-карбонатного состава, имеет среднюю мощность 1,5 м, прослеживаясь по простиранию на 850 м и падению – 300 м. Второе – примыкающее к висячему боку серноколчеданной залежи в пропилитизированных и березитизированных вулканитах среднего и кислого состава, при мощности 0,8 м прослеживается на 340 м по простиранию и 150 м по падению. Оруденение первого рудного тела представлено золотоносным (до 14 г/т) пиритом, халькопиритом, реже сфалеритом и самородным золотом (Минерально-сырьевая…, 2005; Кулешевич, Костин, 2003 и др.). Содержания золота в нем варьируют от 1,4 до 3,87 г/т (средневзвешенное – 2,32 г/т). Минеральный состав руд второго рудного тела более сложен – пирит, пирротин, халькопирит, галенит, арсенопирит, сфалерит, бурнонит, висмутин, тетраэдрит, алтаит, ульманит, колорадоит и самородное золото. Содержание золота в рудах – 1,0-2,6 г/т (максимальное – 14,0 г/т; средневзвешенное – 1,8 г/т). Возраст оруденения 2,6-2,7 млрд. лет (Pb/Pb метод по галениту). Запасы золота на месторождении Рыбозеро по C_2 составляют 3,28 т, прогнозные ресурсы по P_2+P_3 – 15 т (Минерально-сырьевая…, 2005).

Золоторудное месторождение Педролампи расположено в северной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, в зоне сочленения архейских и палеопротерозойских супракрустальных пород (Минерально-сырьевая..., 2005 и др.). Рудная минерализация приурочена к региональной зоне сдвиговых дислокаций северо-западного – субмеридионального простирания. Вмещающими породами являются тектонически проработанные (в зависисмости от субстрата) пропилитизированные, березитизированные, окварцованные и турмалинизированнные серицит-кварцевые, кварц-карбонат-слюдистые, хлорит-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые сланцы верхнего лопия. Ранее (Афанасьева и др., 1999) месторождение относилось к золото-сульфидной стратиформной рудной формации в вулканогенных толщах дацит-риолитового состава и сопоставлялось с месторождением Хемло на Канадском щите. Продуктивная зона, оконтуренная по ореолам пиритизации, представляет собой согласный с зоной рассланцевания крутопадающий линейный кварцевый штокверк шириной 35-40 м, прослеженный по простиранию на 400 м, по падению на 350 м (Новиков и др., 1997). Выделяемые в ее пределах рудные тела варьируют по мощности (1-7,0 м) и протяженности (n м-70 м). Оруденение малосульфидное пиритовое с самордным золотом в виде обособленных выделений размером до 1 мм и тонкодисперсных включений в пирите. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, борнитом, ковеллином, галенитом, сфалеритом, молибденитом, пирротином, самородными золотом, серебром, медью и сурьмой, электрумом, аргентитом, энаргитом, стибиоэнаргитом, антимонитом, дискразитом, анимикитом, кобальтином, теннантитом, тетраэдритом, гетероморфитом, арсенопиритом, черновитом, платинитом, гуанохуатитом, кубанитом, меренскитом, тетраферроплатиной, сперрилитом (Полеховский и др., 2002).

Содержание золота в рудных телах крайне изменчиво (1-46 г/т), местами до 80 г/т, при среднем по месторождению – 2,35 г/т. Запасы золота на месторождении Педролампи (по категории C_1+C_2 составляют 2,5 т, прогнозные ресурсы (по P_1+P_2) – 10 т (Минерально-сырьевая…, 2005).

Среди палеопротерозойских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита наиболее крупными и важными по насыщенности месторождениями золота являются Лапландский и Печенга-Варзугский, хотя и в других (Карасъйоки, Каутокейно, Кируна, Куусамо, Перяпохья) также отмечаются промышленно значимые золоторудные объекты (Eilu, 1999). Рудовмещающие породы в них имеют возраст 2,4-2,1 млрд. лет, а золоторудная минерализация, относящаяся к мезотермальному орогеническому типу, – 1,9-1,8 млрд. лет.

На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии (Pankka, Vanhanen, 1989) в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса (рис.) по состоянию изученности известно несколько незначительных по размерам золоторудных проявлений (Голубев, Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая…, 2005 и др.), по своим особенностям в большинстве своем отвечающим мезотермальному орогеническому типу. Часть из них локализована в Лехтинской структуре, которая по размерам (100х50 км), строению разреза и составу слагающих пород (верхнеятулийские и людиковийские лавы базальтов с горизонтами туфогенных образований и ассоциирующихся с ними карбонатных пород, силицитов, железистых осадков, графитистых алевролитов) сопоставима с золотоносной структурой Киттиля в Финляндии. В ее пределах выявлено более двух десятков проявлений золота с содержаниями до 2-4 г/т, не представляющих практического интереса: Вильямлампи, Муезеро, Колгеавара, Хохлозеро и др. (Леонтьев и др., 2003)

Рудопроявления в кварцевых конгломератах Железные Ворота, Нигалма, Когу, Чурож, Лобаш-ручей также имеют признаки тектонического контроля, приурочиваясь к зонам рассланцевания с интенсивным проявлением окварцевания, серицитизации, хлоритизации и пиритовой минерализации (1-10%), сопровождаемой золотом. Наиболее высокие содержания золота (до 2-4 г/т) отмечаются в зонах метасоматоза СЗ простирания.

В юго-восточной части российского продолжения Лапландского зеленокаменного пояса в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорид известно несколько мелких мезотермальных золоторудных объектов, включая отработанное месторождение Воицкое (Минерально-сырьевая…,

2005), и выявлено в последние годы ряд новых рудопроявлений – Шапочка, Кенозерское, Нижневолошовское, Надвиговое (Коровкин и др., 2003; Шевченко и др., 2007).

Зеленокаменный пояс Куусамо, включающий на территории Финляндии несколько мелких (субэкономических) месторождений мезотермального типа, в своей российской части характеризуется наличием ряда рудопроявлений золота и отрабатывавшегося в конце прошлого века месторождения Майское.

Месторождение Майское расположено в Лоухском районе в восточной краевой части Куолоярвинского синклинория (рис.) и приурочено к субмеридиональной сдвиговой дислокации. Золотоносными являются кварцево-жильные зоны протяженностью 2,5-3 км, залегающие в основных вулканитах, претерпевших тремолитизацию, биотитизацию, альбитизацию, карбонатизацию и по данным А.А.Вольфсона (2004) гумбеитизацию. Крутопадающие (50-80°) мощностью до 5-6 м пластинообразные и линзовидные кварцевые жилы, местами четковидные с раздувами и пережимами, протяженностью 50-200 м вмещают восемь рудных тел с размерами от 0,1х0,5 м до 43х3-5,5 м. Оруденение золото-кварцевого малосульфидного типа ассоциируется с мелкозернистым гранулированным кварцем. Содержание рудных минералов (халькопирит, пирротин, пирит, маккинавит, кобальтин, кубанит, галенит, галено-клаусталит, сфалерит, гринокит, тетрадимит, теллуриды Ni, Pb, Au, висмутин, цумоит, теллуровисмутит, борнит, гессит, гетит, электрум, самородные золото, серебро и теллур, клаусталит, вавринит, штютцит, глаукодот, кобальтин, ковеллин, костибит, пентландит (Co-разновидность), арсенопирит, калюметит, ильменит, магнетит, марказит, сидерит, зигенит) – 0,5-1%, в отдельных гнездах – 3-5%. Продуктивной является золотоносная теллуридно-галенитовая минеральная ассоциация. Золото в виде чешуек, кристаллов, дендритов размером 0,01-1,5 мм; пробность 840-960. Более мелкие его выделения показывают существенное уменьшение пробности – вплоть до электрума. Содержание золота – крайне варьирующее – от следов до сотен г/т. Элементы-спутники золота – Cu (до 1 %), Pb (до 0,3 *%),* Ag (0,008 *%),* As (0,015 %), Sb, Bi, Mo, W. Руда легкообогатима, свыше 90*%* золота извлекается гравитационным способом. Запасы по C_2 до глубины 30 м – 196,8 кг при среднем содержании 7,625 г/т Au. Прогнозные ресурсы – 537 кг P_1+P_2. В 1995-97 гг. велась старательская добыча золота (АОЗТ «Вуосна» ЛТД) – 53,3 кг. (Минерально-сырьевая…, 2005).

Промышленное оруденение золота **порфирового типа** *(intrusion-related)* распространено на территории Карелии также как и в пределах всего Фенноскандинавского щита незначительно. Обычно оно является комплексным с низкими содержаниями золота. В архее это месторождения Лобаш-1 (5,06 т Au, 4,71 г/т; или 34,4 т Au, 0,46 г/т), Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское; в протерозое – проявление Алатту-Пякюля.

Месторождение *Лобаш-1* расположено в Тунгудско-Воингозерской структуре Авнеозеро-Парандовского зеленокаменного пояса (рис.) (Кулешевич и др., 2004; Минерально-сырьевая…, 2005). Штокверковая золоторудная минерализация локализована в экзоконтактовом ореоле гранитоидов на удалении 300-400 м от их кровли. Непосредственно в эндо-экзоконтакте гранитного плутона развито молибденовое оруденение (месторождение Лобаш). Возраст лобашских гранитов по циркону (ТИЭ, U/Pb) оценивается в 2807,7±1,4 – 2595,3±7,5 млн. лет (Иваников и др., 2000 и др.), а рудной минерализации: молибденит (Re/Os) – 2815-1570±85 млн. лет (H.Stein ун. шт.Колорадо, США; Покалов, 1992); галенит (Pb/Pb) – 1,9-1,5 млрд. лет (Кулешевич и др., 2004). Граниты интрудируют субгоризонтально залегающие метавулканиты пебозерской серии лопия, представленные пластовым чередованием пород разной кремнекислотности при ограниченном распространении их кислых разностей – кварцевых порфиров. Последние слагают пластообразные тела мощностью 1,0-30,0 м. Золотонесущая минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах прокварцевания мощностью до 1-2 м, сопряженных с рассланцеванием, биотитизацией и пропилитизацией, интенсивно проявленными вдоль контактов пород разной кремнекислотности и особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов (Минерально-сырьевая…, 2005). Рудоносный пологозалегающий штокверк размером 800х800 м прослеживается до глубины 250-300 м и характеризуется на весь свой объем повышенными содержаниями золота – 0,01-0,1 г/т. Более высокие его концентрации – до 1 г/т зафиксированы в нескольких зонах мощностью >10 м. В рудных телах, имеющих преимущественно линзовидно-пластовую морфологию со средней мощностью 0,9-1,8 м и протяженностью 20-235 м, среднее содержание золота составляет 4,71 г/т, меди – 0,4%, серебра – 10 г/т. Руды мелкозернистые полисульфидные (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, висмутотеллуриды, электрум, самородные золото и висмут) (Кулешевич и др., 2004). Запасы золота на месторождении по категории C_2 оцениваются в 5,06 т, серебра – 10,7 т, меди – 4,3 тыс. т (Минерально-сырьевая…, 2005). По переоценке, произведенной в 2010 г (Протокол заседания..., 2010), месторождение Лобаш-1 переведено в разряд крупнообъемных комплексных золотосодержащих со следующими содержаниями, запасами и ресурсами: золото – 0,46 г/т, C_2 – 34,4 т, P_1+P_2 – 209,7 т; медь – 0,18%, C_2 – 126,2 тыс. т, P_1+P_2 – 771,8 тыс. т.

Комплексное золотосодержащее порфировое месторождение *Ялонвара* расположено в Ялонварской структуре зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломантси (рис.). Во многом оно

сходно с месторождениями Лобашской рудно-магматической системы, значительно уступая им по запасам и содержаниям полезных компонентов. Прогнозные ресурсы золота для Ялонварского рудного поля по категории P_2 составляют ~20 т, содержание – ~0,2 г/т (Иващенко и др., 2004).

Золотосодержащие порфировые месторождения Карелии, вероятно, могут представлять экономический интерес и как потенциальный источник редкого и чрезвычайно дорогостоящего (~200000 долларов за 1 грамм) изотопа осмия – ^{187}Os. В этом аспекте наиболее перспективным представляется Ялонварское месторождение, содержание ^{187}Os в молибдените которого составляет 3,5–7,3 г/т и соответственно ресурсы этого изотопа по месторождению оцениваются в ~500 кг (100 млрд. дол).

Таблица 5. Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неоархея и палеопротерозоя Фенноскандинавского щита
Table 5. Comparison of typical indications of Neoarchaean and Palaeoproterozoic gold deposits on the Fennoscandian Shield.

Характеристические признаки	Архей	Протерозой
Орогенический мезотермальный тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (Пампало, Валкеасуо, Хатуноя, Педролампи, Рыбозеро, Оленинское)	Золото-арсенидный (Суурикуосикко, Осиконмяки, Пякюля) Золото-сульфидный (Пахтаваара, Юомасуо, Сааттопора) Золото-теллуридный (Райконкоски)
Минеральный тип	Золото-пирит-пирротиновый Золото-пирротин-арсенопиритовый	Золото-арсенопиритовый Золото-пиритовый Золото-халькопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 70-100%, Ag – 0-25%, Cu – 0-0,53%, Sb – 0-2,8%, Hg – 0-5%	Invisible gold, Золото сам. Au – 40-100%, Ag – 0-60%, Hg – 0-23%, Se – 0-1,7%, Te-0-5%
Ресурсы/Добыча Au, т	200/1,8	870/130
Порфировый (intrusion-related) тип		
Формационный тип	Медно-золоторудный (Лобаш-1, Золото-редкометалльный (Ялонвара, Пеллапакх)	Медно-золоторудный (Айтик, Бьеркдал, Копса, Йохинева, Курула)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-пиритовый	Золото-халькопиритовый Золото-арсенопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 65-100%, Ag – 0-35%, Cu – 0-0,5%	Золото сам. Au – 40-100%, Ag – 0-55%, Cu – 0-0,9%, Hg – 0-12%
Ресурсы/Добыча Au, т	60/0	270/70
Колчеданный (VMS) тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (С.-Вожминское, Талпус, Няльмозерское)	Золото-сульфидный (Оутокумпу, Пюхясалми, Хавери, Виханти, Фалун, Ренстром)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пиритовый	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пирротиновый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам.	Золото сам., электрум.
Ресурсы/Добыча Au, т	5/0	150/90
Эпитермальный тип		
Формационный тип	Золото-кварцевый (Кюльмякангас)	Золото-теллуридный (Кутемаярви, Йарвенпаа) Золото-полисульфидный (Болиден)
Минеральный тип	Золото-пиритовый	Золото-алтаит-пиритовый Золото-арсенопирит-пиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам	Золото сам. 94.9% Au, 2.4%, Ag 2.1% Pb; Au-Ag-Hg
Ресурсы/Добыча Au, т	?/0	200/150
Ресурсы/Добыча золота (т) – всего	265/1,8	1490/440

Примечание: с использованием данных http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.html, http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html и др.
Утверждение ГКЗ РФ в 2010 г. (Протокол заседания..., 2010) новых данных по запасам и ресурсам золота месторождения Лобаш-1 по существу переводит его в разряд золотосодержащих месторождений, которые в данной таблице не рассматриваются. Соответственно в таблице используются данные по месторождению Лобаш-1 только как собственно золоторудному (запасы – 5,06 т, содержание Au – 4,5 г/т).

Состояние изученности золотоносности территории Карелии не отражает с высокой достоверностью и объективностью как ее геолого-металлогенические аспекты, так и экономические, среди которых главными представляются содержания золота в рудах и его запасы и ресурсы по отдельным месторождениям и по региону в целом. Вследствие этого корректный металлогенический анализ Карельского региона на золото возможен только при условии вовлечения в объем данного анализа всего Фенноскандинавского щита, зарубежная часть которого исследована и опоискована на золото гораздо лучше и детальней, чем карельская территория. Соответственно такой анализ золотоносности щита (Иващенко, 2010) показал его металлогеническое своеобразие в распределении запасов золота между археем и протерозоем (табл. 5) по сравнению с другими докембрийскими регионами. Из всего объема добытого в пределах Фенноскандинавского щита золота (~500 т), на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag), Айтик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т; годовая добыча 2 т Au) и Суурикуосикко (>150 т Au; годовая добыча 5 т Au) – самые крупные золоторудные объекты Европы.

Столь своеобразная архейская металлогения золота Фенноскандинавского щита, выделяющая его в этом плане среди других докембрийский регионов, вероятно, определяется его существенными отличиями от них, главными среди которых являются особенности глубинного строения щита, вещественный состав подстилающей его литосферы и доминирующих петрохимических типов вулканитов его зеленокаменных поясов, что в совокупности отражает невполне благоприятные геодинамические факторы его эволюции в архее для формирования крупномасштабных золоторудных концентраций (Иващенко, 2010).

На территории Карелии кроме собственно золоторудных объектов выделяются комплексные золотосодержащие, вклад которых в благороднометалльный потенциал региона представляется значительным – около 1000 т золота (Голубев и др., 2010). Они относятся к нескольким рудно-формационным типам, наиболее важными из которых являются платино-палладиевые с золотом малосульфидной, хромитовой и титаномагнетитовой с ванадием рудных формаций, охарактеризованных в разделе данной статьи, посвященном платинометалльному оруденению Карелии. Другие рудно-формационные типы золотосодержащего оруденения Карелии (медистые песчаники – Воронов Бор, Cu-Au-U кварцевые конгломераты - Маймъярви, Au-Cu-сульфидный кварцево-жильный – Воицкое, медно-сульфидный жильный в альбититах – Шуезерское, Медные Горы, Падун, Светлое, Орчень Губа, Лебедева Гора), выделяемые некоторыми исследователями, как имеющие значительный золоторудный потенциал (Кулешевич и др., 2010), ввиду крайней мелкомасштабности рудных объектов по основному виду полезного ископаемого (Cu) и низким средним содержаниям золота (<1 г/т) представляются неперспективными. Общие ресурсы золота в них для всей территории Карелии по самым оптимистическим прогнозам не превышают n10 т (P_2), достигая на некоторых рудных объектах всего лишь n100 кг.

Заключение

Прогнозные ресурсы МПГ (2000-4400 т) Карельской благороднометалльной провинции сопоставимы с таковыми для Кольского полуострова, где уже утверждены запасы платинометалльного оруденения по нескольким месторождениям. В пределах Карельской провинции, отличающейся от Кольской лучшими климатическими и географо-экономическими условиями, имеется ряд крупных объектов, относящихся к ведущим (по запасам и потенциалу ресурсов МПГ) мировым рудно-формационным типам платинометалльного оруденения: малосульфидному в ритмично расслоенных интрузиях (Бураковский массив, Олангская группа) и черносланцевому (Онежская и Пана-Куолаярвинская впадины, структура Ветреный пояс), а также к новому перспективному типу - «пудожгорскому».

Золоторудный металлогенический потенциал Карельского региона по аналогии с территориями Финляндии и Швеции связывается с протерозойскими структурами и Свекофеннской эпохой рудообразования. Тем более что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на его территорию.

По масштабности процессов магматизма и благороднометалльного рудогенеза на первый план выдвигается Онежская структура, являющаяся в настоящее время наиболее изученной, и вместе с обрамлением определяющаяся в металлогеническом аспекте как Онежский рудный район. Потенциал ресурсов МПГ рудного района оценивается в 1800-4000 т, золота - ~1200-1500 т, что составляет >80% от общей оценки благороднометалльных ресурсов территории Карелии. Освоение перспективных комплексных благороднометалльных месторождений несомненно будет важным экономическим вкладом в развитие горнопромышленного комплекса не только Карелии, но и Северо-Западного региона России в целом.

Литература

Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Савицкий А.В. и др. Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1: 500 000 с врезками масштаба 1:200 000 - 1:50 000. СПб: 1998. Отчет. ТГФ Р. Карелия.

Вольфсон А.А. Геолого-генетические особенности золото-кварцевого месторождения «Майское» (Северная Карелия) // Автореф. Канд. дисс. М: ИГЕМ РАН, 2004. 28 с.

Ганин В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Петрозаводск: Отчет. 1995. Фонды КГЭ.

Голубев А.И. Комплексные платинометалльные месторождения Карелии и перспективы их освоения // Тр. КарНЦ РАН. вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 36–49.

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Рудноформационные типы и перспективы золотосодержащего оруденения Карельского региона // Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С.19–30

Голубев А.И., Кулешевич Л.В. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 15–25.

Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: Наука, 2000. 208 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. и др. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге *XXI* века // Платина России. Т.3. М.: Геоинформмарк, 1999. С. 9–21.

Иваников В.В., Богачев В.А., Левченков О. А. Архейский U-Pb цирконовый возраст рудоносной гранитной интрузии на молибденовом месторождении Лобаш (Карелия) // Вестник СПб. Университета. Сер. 7. 2000. Вып. 3 (№23). С. 60–64.

Иващенко В.И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. вып. 9. С. 84–111.

Иващенко В.И. Проблемы и перспективы золотоносности Фенноскандинавского щита // Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопре-дельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 36–46.

Иващенко В.И., Ручьев А.М., Кондрашова Н.И. и др. по теме: Геолого-экономическое обоснование постановки оценочных работ на золото в пределах участка Хатуноя в Суоярвском районе. Отчет. Петрозаводск: 2004. ТГФ Р. Карелия. 194 с.

Клюнин С.Ф. Отчет о результатах поисковых работ на благородные металлы с попутными поисками алмазов и других полезных ископаемых в пределах Олангской группы массивов, проведенных в 1987-1993г.г. Мончегорск: 1994. ТГФ Мурманской области.

Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. О факторах контроля золотометального оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1997. С. 8–17.

Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб: ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Зиннатуллин М.З. Долгосрочные тенденции использования и развития мировой минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов и их влияние на инвестиционную привлекательность отечественных месторождений // Отечественная геология. 2002. №2. С. 12–32.

Крупнейшее месторождение хрома в России. Инвестиционная возможность. М: ЗАО Норит. 2009. 17 с.

Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б. «Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карельского кратона» // Докл. РАН. 2010. т. 432. №3. С. 376–380.

Кулешевич Л.В., Костин В.А. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2003. С. 127–130.

Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 111–126.

Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б., Дегтярева Т.А. Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1:500 000. Отчет. Петрозаводск: 2003. ТГФ РК.

Логинов В.Н., Гриневич Н.Г., Дегтярев Н.К. и др. Оценка рудного потенциала Бураковской расслоенной интрузии и ее обрамления // Тезисы симп. «Minex». Петрозаводск: 2007.

Минеральное сырье. Справоч. Ред. *В.П.Орлов.* М: ЗАО Геоинформмарк, 1999. 302 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1 // Ред. В.П.Михайлов и В.Н.Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.

Новиков Ю.Н. Курипко Д.В., Тихонов В.Б. и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золото в Центральной Карелии на Эльмусской площади в 1992–1994 годах с подсчетом запасов золота месторождения Педролампи по категории C_2. СПб: Фонды ТФГИ. 1997.

О воспроизводстве минерально-сырьевой базы Российской Федерации в 2004 году и планах на 2005 год // Доклад министерства природных ресурсов РФ. ИАЦ "Минерал" ФГУНПП "Аэрогеология". 2005.

Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М: Недра, 1992. 288 с.

Полеховский Ю.С и др. Благороднометальная минерализация месторождения Педролампи в Карелии // Науки о Земле и образование. СПб., 2002. С. 101–102.

Протокол заседания государственной комиссии по запасам полезных ископаемых Роснедра РФ №2129 от 17.02.2010 г.

Савицкий А.В., Былинская Л.В., Зайцев В.С. и др. Стратиформное комплексное оруденение в черных сланцах Онежского рудного района – новый перспективный нетрадиционный источник благородных металлов // Платина России. т.III. 1999. С.241–259.

Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. № 1. С.25–40.

Трофимов Н.Н. Золото в связи с титаномагнетитовой рудной формацией Онежской впадины и ее обрамления // Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С.172–185.

Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Путинцева Е.В. и др. Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия. Отчет. 2002. ТГФ РК.

Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А. Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветренный пояс / Матер. Всеросс. Конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 439–443.

Юдин С.Н., Папулов В.Ф., Магницкая Т.Э. и др. Поисковые работы на золото на Соанлахтинской перспективной площади (Республика Карелия). Отчет. Петрозаводск. 2007. Фонды ТГФ РК.

Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. and Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance// Economic Geology. 2003. v.98. pp.1–29.

Pankka H.S., Vanhanen E.J. Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geol. Surv. Of Finland. Current Research. 1988. Espoo. 1989. p. 91–94.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ

Л.В. Кулешевич, О.Б. Лавров
Институт геологии Карельского научного центра РАН

NEW DATA ON THE MINERALOGY OF KARELIA'S GOLD UNITS

L.V. Kuleshevich, O.B. Lavrov
Institute of geology Karelian research center of RAS

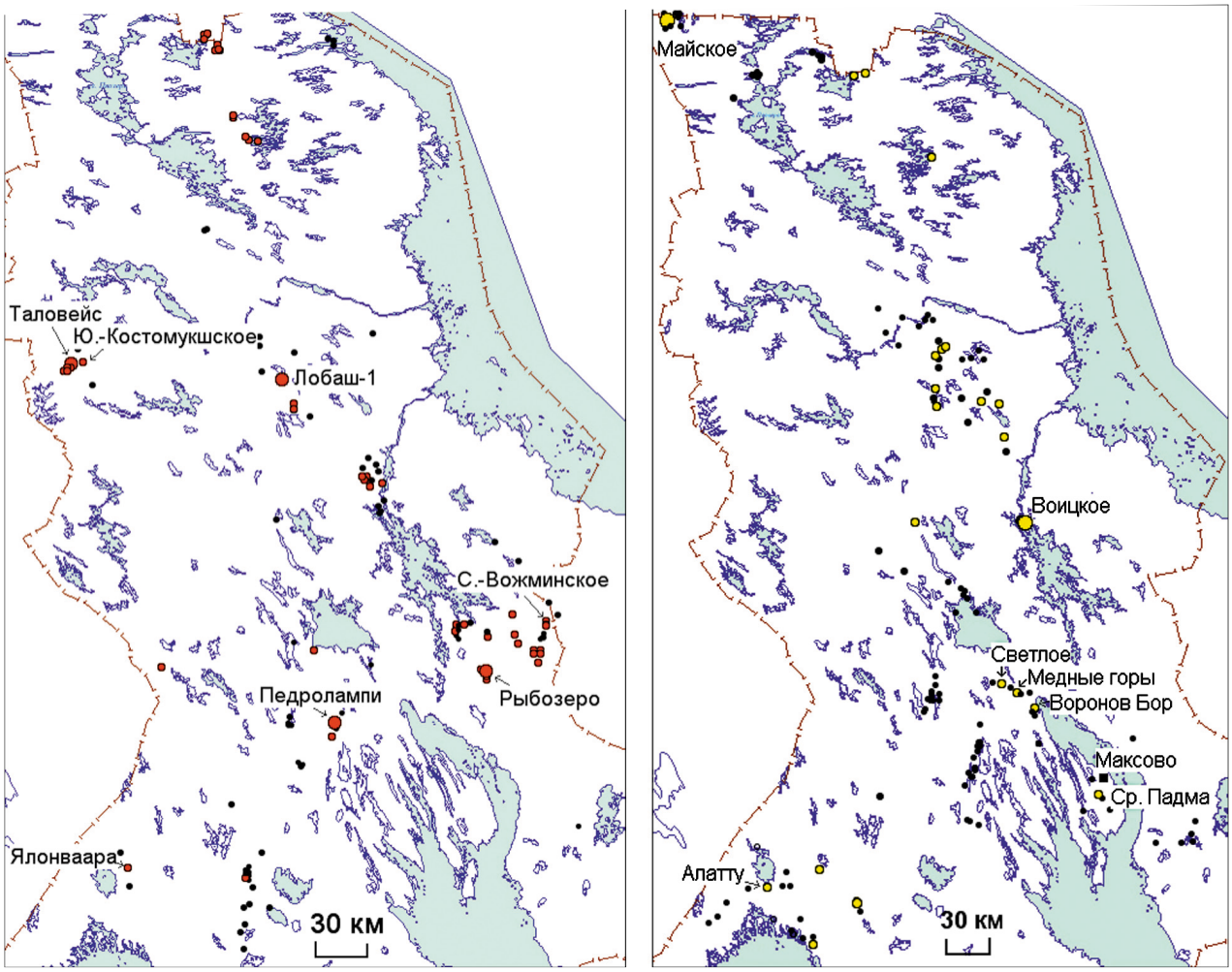
Karelia's AR and PR endogene hydrothermal gold deposits and occurrences are represented by auriferous pyrite-base metal ores (North Vozhma), Au-Cu-Mo(W)–porphyry (Lobash-1, Jalonvaara), Au- and Au-S-quartz (Taloveis), Au-S, Au-S-As and Au-S-quartz deposits in the shear strain zones of Archaean units (Rybozero, Pedrolampi, Yu.-Kostomukshskoye), Au-S, Au-S-quartz, Au-(Ag)-Cu-(Se-S)-(U-V) in Proterozoic units in the Karelian Craton (Maiskoye, Voitskoye, Voronov Bor, Srednyaya Padma, Svetloye, Mednye Gory and mineralization in shungite) and Au-Sb-S-As(±Bi-Te) ore units in the northern Lake Ladoga Svecofennides (Alattu etc.). Their mineral composition, isomorphic replacements and conditions of formations are described. Many of the minerals have been discovered for the first time.

Out of pyrite-family ores, only base-metal and copper ores, in which gold is confined to chalcopyrite and is associated with Ag, Bi and Pb minerals, are classified as auriferous. Wall-rock alterations occurred at medium to low temperatures. In Au-Cu-Mo(W) porphyry deposits gold is also restricted to the base-metal portion of the ores, where it is associated with chalcopyrite, sphalerite, bismutotellurides and Ag minerals. Wallrock metasomatic rocks (greysens, biotitites, gumbeites and beresites) typically exhibit high μK and were formed at high to medium temperatures. The ores typically show Ag/Au~10-20. Gold contains 1.6 to 35 % Ag. Au-S-quartz and Au-quartz veined and streaky ores of stockwork deposits (Ag/Au~1-10), associated with plagiogranites, tonalites, granite-porphyry and Archaean dykes, commonly have a simple mineral composition: pyrite, chalcopyrite, lesser sphalerite, galena and bismutotellurides. An Au-Sb-S-As-type of ore is typical of deposits in the Svecofennian folded area. The gold of these deposits is higher in grade than that of Au-Cu-Mo(W) porphyry deposits. Deposits in shear zones, formed at final stages in the Archaean orogenic evolution of the Karelian Craton, in the Svecofennian folded area in Proterozoic time and during the same activation period of NW-trending zones and in NW-NE zones in the Karelian Craton, are most diverse. Au-S-As, Au-S and Au-S-quartz formation types are identified among Archaean ore units. Proterozoic deposits in the Svecofennides in Finland and in the northern Lake Ladoga area are dominated by Au-Sb-S-As(±Bi-Te) types. Au-quartz, Au-Cu-S-quartz, Au-(Ag)-Cu-U-Se-S and Pd-Au-Ag-Mo-Cu-Se-U-V ores are formed in the Karelian Craton. Their formation in many occurrences was preceded by Na-alkali metasomatism. The ores have Ag-Cu-U-Se, Ag/Au>100, they contain clausthalite, naummanite and such rare selenides as fischesserite, padmaite. Gold from the quartz veins of these deposits is typically high-grade (6-16 % Ag). Later-generation gold, associated with bornite, chalcosine and selenides, contains more silver (20-50 % Ag) and forms part of küstelite. At final stages, uraninite and hematite are deposited in an oxidative setting, and various selenates, goethite and late U-mineralization are deposited in the surface oxidation zone. The ore mineralogy of these zones is extremely varied, and depends on the composition of the host unit and on position in the metasomatic column zone.

Минералогические исследования золоторудных объектов Карелии, как и непосредственно поиски золота, имеют современную историю. В XX столетии они носили преимущественно спорадический характер. Это было обусловлено несколькими причинами: 1 – слабой обнаженностью (в среднем 8-10 % территории) и мощным моренным покровом (3-30 м), перекрывающим всю ее территорию, что осложняет как поиски коренных залежей, так и предварительное литохимическое опробование; 2 – общей слабой геологической изученностью и, соответственно, слабой изученностью перспективных структур и прорывающих их гранитов; 3 – постановкой геологоразведочных и поисковых работ преимущественно на железо (в связи с наличием его крупных реальных запасов), никель, колчеданные руды, при этом опробование на золото осуществлялось лишь попутно; 4 – слабой изученностью метасоматически измененных пород и, в целом, сложностью исследований неоднократно метаморфизованных докембрийских комплексов; 5 – отсутствием хорошей аналитической базы.

Исторические сведения свидетельствуют, что первое коренное золото в России было добыто на Воицком руднике, расположенном недалеко от современного г. Надвоицы. Из рудника, действовавшего около 40 лет, было извлечено около 106 т меди и ~76 кг золота. Самородное золото в кварце было также обнаружено при добыче медной руды на р. Муезерке (Кузин, 1961). По данным И.М. Ренованца, золото находили и на медном руднике «Надежда» вблизи д. Кончезеро. В конце XIX века в пробах руды с м-я Вороновов Бор,

© Кулешевич, Лавров, 2011



Архейские золоторудные объекты Протерозойские золоторудные объекты

Рис.1. Схема расположения золоторудных проявлений Карелии
(Черные точки – золоторудные и золотосодержащие объекты Карелии, красным и желтым цветом выделены м-я и п-я, которые изучали авторы).

Fig.1. Scheme showing the distribution of gold ore units in Karelia.

предоставленных на анализ предпринимателем А. Красильниковым, занимающимся его разработкой, было установлено 8,7 г/т Au и 540 г/т Ag (данные по минералогии руд не приводятся). В северном Приладожье в XVIII веке разрабатывались медно-полиметаллические руды скарнов Питкяранты, в них были найдены серебро и золото. Из этих руд было добыто 11,2 т серебра и ~16 кг золота. Планируемые в начале 90-х годов прошлого столетия геолого-разведочные работы на олово и комплексные руды скарнов Питкярантского РП по ряду причин не были начаты. В медных рудах скарнов было известно 0,2-0,4 г/т и установлено до 8,6 г/т Au (по материалам финских геологов 30-х годов и данным Р.А. Хазова). К XVIII-XIX векам относятся первые упоминания о добыче россыпного золота в реках Выг, Пажа, Пяльма, Келка старообрядцами. В 1921 году были опубликованы данные И.И. Гинзбурга о золоте в рудах фальбандового типа (колчеданах) на западном побережье Белого моря.

Первые исследования золотоносности Карелии начались в 1970-х годах с поисков Au-U-кварцевых конгломератов (Негруца, 1990). В это же время велось изучение и колчеданных руд, был установлен их простой минеральный состав и некоторые редкие минералы (Ручкин и др., 1973; Рыбаков, 1978; Рыбаков и др., 1993). Минералогические исследования ассоциаций золота и его спутников почти не проводились (Кулешевич, Лавров, 1995). С 80-х годов были поставлены первые тематические геологические работы КарГЭ на поиск золота в зеленокаменных поясах (работы КарГЭ – В.В. Ушкова и др.). Следует отметить, что наиболее существенную роль в исследовании обстановок локализации рудной минерализации внесло выделение и изучение зон активизации, метасоматического преобразования пород и оруденения в пределах глубинных разломов, зонах складчато-разрывных дислокаций, рассланцевания, развитие представлений о сдвиговых зонах. Полученные результаты показали существенную

роль метасоматоза в миграции и отложении золота, урана и некоторых других элементов в зонах деформаций. Появились первые данные по минералогии этих зон в производственных отчетах КарГЭ, материалах ВСЕГЕИ и ГГП «Невскгеология» и научных публикациях. Практическое изучение золотоносности между 1992-2002 г.г. затормозилось по вполне понятным причинам (отсутствию финансирования), но позволило в этот период создать информационную базу и обзоры по золоторудным объектам (Леонтьев и др., 1997; Металлогения Карелии, 1999; Коровкин и др., 2003; Минерально…, 2005). И лишь в последнее десятилетие наблюдалась некоторая активизация геолого-разведочных работ при участии инвесторов.

Изучение же минералогии руд всегда носило «инициативный» характер (со стороны конкретных геологов-исследователей) по причине отсутствия хорошей приборной базы. В Институте геологии оно стало возможным в последние годы, благодаря приобретению сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy 350, рентгеновскому спектрометру, методу ICP-MS, позволяющим исследовать закономерности распределения элементов в породах и рудах, изучать особенности состава и строения золота и минералов-спутников. Исследования, проводимые авторами, направлены на то, чтобы ликвидировать этот «пробел», собрать и обобщить уже накопленные данные по минералогии золоторудных объектов Карелии (рис. 1; выделены месторождения/проявления, на которых была детально изучена рудная минералогия).

Генетическая и рудно-формационная систематика рудных объектов

Исследования проводились по разработанной геолого-генетической и рудно-формационной систематике золоторудных объектов Карелии (табл. 1, Кулешевич, 2007, 2009). Изучались рудные и нерудные ассоциации (минералы околорудно-измененных пород), типоморфные особенности руд и золота в месторождениях и рудопроявлениях различных типов. К собственно золоторудным относятся гидротермальные проявления магматогенного генезиса AR и PR возраста, которые рассмотриваются ниже. (Принятые сокращения: ЗП – зеленокаменный пояс; м-е, р-е, п-е – месторождение, рудопроявление, проявление, РП – рудное поле, РФ-тип – рудно-формационный тип).

Таблица 1. Систематика золоторудных месторождений/проявлений Карелии
Systematics of Karelia's gold deposits/occurrences

Сопоставление	Генезис				
Генетический тип	Эндогенные, магматогенные				Экзогенные
	1. Гидротермальный (вулканогенный)	**2.** Гидротермальный (плутоногенный)	**3**. Гидротермальный (в сдвиговых зонах, в т.ч. метаморфогенный). «Орогенный» тип	Магматический	Осадочный метаморфизованный
Геодинамическая позиция и обстановка формирования	Орогеническая. Островодужная и окраинно-континентальная	Орогеническая. Аккреционно-коллизионная. Островодужная и окраинно-континентальная	Орогеническая. Аккреционно-коллизионная островодужных систем и Карельского кратона; Беломорской складчатой области и кратона	Рифтогенная+ Наложенные структуры	Платформенная
Связь с магматизмом	С вулканизмом кислого-среднего состава	С дайками и телами диоритов, гранит-порфиров и нек. др.	Без однозначной связи с гранитоидами	С интрузиями базитов-гипербазитов	Отсутствует
Структурная позиция рудной минерализации	Стратифицированные и структурно-контролируемые (СК)	СК в ореоле интрузий	СК (в сдвиговых зонах и зонах разломов)	Первично-магматические и в наложенных структурах	Стратифициров-ные и совмещенные со структурно-контролируемыми
Тип рудных тел	Вкрапленно-прожилковые и полосчатые	Жильные, вкрапленно-прожилковые, штокверки	Жильные, вкрапленно-прожилковые	Вкрапленно-прожилковые	Вкрапленные и вкрапленно-прожилковые
Рудная формация (РФ)	Au-содержащая колчеданно-полиметаллическая	Au-S, Au-S-Qu, Au-полисульфидная (с Bi-Te), Au-Cu-(W)-Mo-порфировая, Au-сод. скарновая	Au-S, Au-S-Qu, Au-полисульфидная, Au-Sb-As, Au-Cu-S-Se, благороднометально-U-V и нек. др.	Au-сод. S-Cu-Ni, Au-сод. Cu-Ti-Fe, в т.ч. с ЭПГ	Au-U, Au-Cu-U в кварцевых конгломератах
Связь с другими РФ	С колчеданными, медно- или колчеданно- полиметаллическими рудами	Cu-Mo, Mo-W-Cu, Pb-Bi-Te, Cu-(Fe-Sn)-скарновой	Совмещены с более ранними РФ, (широкий спектр: колчеданные, железисто-кварцитовые, S-Cu-Ni, V-Ti-Fe-O и др.)	Сопутствуют ЭПГ, Cu, Ni, Co	U, Th, совмещены с наложенными РФ сдвиговых зон
Тип по Т обр.	Мезотермальные	Мезотермальные	Гипо-, мезо-, эпи-термальные	Мезотермальные в наложенных типах руд	Мезо-, эпитермальные
Примеры рудных объектов	**AR**: Соанваара, С.-Вожминское, Ведлозерское, Нялмозерское и др. **PR:** Сульфидный пояс Финляндии	**AR**: Заломаевское РП, Таловейс, Беренде́й, Лобаш, Ялонваара, Центральное-Х. **PR:** Алатту	**AR**: Педролампи, Рыбозеро, Половнино, Ю.-Костомукшское. **PR**: Майское, Воицкое, Воронов Бор, Ср. Падма, Маймъярви, Фаддейн-Келья. РП Пякюля	П-я в базит-гипербазитовых интрузиях (PR): Бураковской Пудожгорской, Койкарской. Травяная губа	**PR**: Ятулий-1, Маймъярви, Пальеозеро. Черный Наволок, Риговаракское и др.

Минералогия золоторудных и золотосодержащих объектов Карелии

1. Месторождения колчеданного семейства: золотосодержащие колчеданно-полиметаллические руды.

К золотосодержащим рудам колчеданного семейства, ассоциирующим с вулканогенными комплексами, можно отнести лишь колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные (а также обогащенные полиметаллами серно-колчеданные) руды архейского возраста, встречающиеся в ЗП на разных возрастных уровнях их формирования). Примерами золотосодержащих колчеданных объктов в архее являются п-я Северо-Вожминское, Верхне-Вожминское, Камешки в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского ЗП и некоторые др. (Кулешевич, Белашев, 1998; Кулешевич и др., 2006). Протерозойские полиметаллические Au-Ag-содержащие месторождения находятся за пределами Карелии – это м-я Финляндии и Швеции.

Руды *Северо-Вожминского п-я* образуют вкрапленно-прожилковые и линзовидно-пластовые залежи, секущие вмещающие толщи и габбро-диабазы верхнелопийской части разреза. Они имеют массивные, прожилковые, брекчиевидные, полосчатые, вкрапленные текстуры. Изучение ассоциаций разных минеральных типов руд уч. Северо-Вожминского позволило определить соотношение главных сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, иногда пирротин) на разных уровнях глубинности. В окисленных рудах вблизи поверхности присутствуют борнит, ряд «халькозина», дигенит, ковеллин, малахит, азурит, гематит, гидроокислы Fe. Были обнаружены арсенопирит (FeAsS), кобальтин (CoAsS) и такие редкие минералы как матильдит $AgBiS_2$) вейбуллит $Pb_6Bi_8(Se,S)_{18}$, лайтакарит $Bi_4(Se,S)_3$, богдановичит [$AgBiSe_2$-$AgBi(Se,S)_2$], виттихенит (Cu_3BiS_3), клаусталит (PbSe), касситерит (SnO_2), теннантит и более редкие среди них – Ag-тетрааурикуприт, ряд густавит-кобеллит (?), антимонит, шеелит, акцессорные минералы – монацит, ксенотим, карбонаты РЗЭ (паризит, бастнезит), торит (Кулешевич, Ларькина, 2009). Установлено порядка 30 минералов (среди них обнаружены здесь впервые 17).

2. **Месторождения и проявления гидротермальные, связанные с гранитоидами (в т.ч. порфировыми интрузиями).**

Золото-полисульфидные, Au-Cu-(W)-Mo-порфировые (обычно выделяются как золотосодержащие Cu-(W)-Mo-порфировые; Минерально…, 2005). Группа архейских золотосодержащих Cu-Mo-порфировых и Au-полиметаллических проявлений представлена ~20 объектами, такими как Лобаш-1, Пяваара, Парандово, Кочкома, Восточное, Кургелампи, Хаутаваарское, Ялонваара, Кадилампи. М-я и п-я локализуются в апикальной части многофазных массивов, представленных диоритами, гранодиоритами, гранит-порфирами, лейкогранитами, в их эндо- и экзоконтактах и вмещающих толщах. Сопровождаются грейзенами, биотититами, пропилитами, гумбеитами, березитами. Руды штокверковые, вкрапленно-прожилковые или жильные. Золото обычно тяготеет к полиметаллической минерализации и часто пространственно бывает удалено от молибденовых руд (Лобаш-1), либо совмещено и накладывается на них (Ялонваара), что подчеркивает их более поздний характер. В галенит-халькопирит-сфалерит-пирротиновых рудах м-я *Лобаш-1* присутствуют самородные висмут, Ag-золото и электрум (размер зерен 1-35 мкм), серебро, гессит, висмутин, широкое разнообразие Bi-Te фаз (жозеит, сульфожозеит, верлит, хедлейит, цумоит), Ag-Ni-пирротин (Кулешевич и др., 2004). В молибденовых рудах – молибденит (с примесью Re, Os), халькопирит, сфалерит, пирит, реже пирротин, галенит, висмуто-теллуриды, магнетит, редко шеелит (данные КарГЭ, Покалов и др., 1993). На м-и Лобаш-1 установлено около 19 минералов, содержание Ag в золоте 4 - 24,6÷35 % (табл. 2). Околорудные изменения происходили при T=400-360^oC, образование рудных минералов при T=330–145^oC. Составы минералов приведены в таблицах 2, 3 и вынесены на рис. 2.

В золото-редкометалльной минерализации р-я *Ялонваара* наряду с молибденитом, халькопиритом, сфалеритом, пирротином, пиритом, кубанитом развиты шеелит, молибдошеелит, икунолит, висмут (Иващенко, Лавров, 1996), реже тетрадимит, гессит, петцит, хедлейит, пильзенит, цумоит, сульфоцумоит, Ag-цумоит (и более высоко Ag-фаза), серебро, акантит (табл. 2, 3, рис. 2; Лавров, Кулешевич, 2010). Высокопробное самородное золото (Ag 1,66-19,29 %) имеет изометричную и комковидную форму и размеры от тонкодисперсного до 0,1 мм. Оно встречается в срастании с пиритом, халькопиритом и теллуридами висмута, имея некоторые различия в содержании Ag. Установлено 23 минеральных вида, в составе Pb-Bi-сульфосолей обнаружен широкий изоморфизм (Ag-бурсаит, козалит, Ag-лиллианит, лиллианит). Распад системы лиллианит–козалит происходит ниже 270^oC, петцит (<210), гессит (<145), совместно они существуют при 50^oC. Типоморфными минералами для этой группы Au-Cu-(W)-Mo-порфировых рудных объектов являются электрум, золото, висмутин, висмут, висмутотеллуриды, гессит, петцит, акантит, ±шеелит.

Месторождения золото-кварцевые, ассоциирующие с гранит-порфирами. К ним относятся *м-е Таловейс* (шток Центральный, Факторный), п-е Центральное-Хаутаваарское и некоторые другие. Детально изучались рудные объекты Костомукшской структуры, связанные с таловейсским комплексом малоглубинных тел диоритов, кварцевых диоритов, гранит-порфиров и даек андезит-дацитового состава (Кулешевич, Фурман,

2009). На м-и Таловейс выделяются два типа малосульфидных руд – штокверковый золото-сульфидно-кварцевый и жильный золото-кварцевый. В обоих типах были установлены пирит, халькопирит, золото, реже встречаются галенит, сфалерит, висмут, висмутин, висмуто-теллуриды, арсенопирит, акцессорный минерал монацит (~11 минералов). Золото Главной жилы высокопробное, содержит до 7 % Ag. По данным изучения первичных и вторичных газово-жидких включений в кварце Главной жилы, определена $T_{руд.}$ от 360-300 до 180-160°С, что позволяет м-е отнести к мезотермальному типу (Кулешевич, Васюкова, 2005).

Таблица 2. Состав самородного золота месторождения Лобаш-1 и проявления Ялонваара (мас. %)
Composition of native gold from the Lobash-1 deposit and the Jalonvaara occurrence (mas.%)

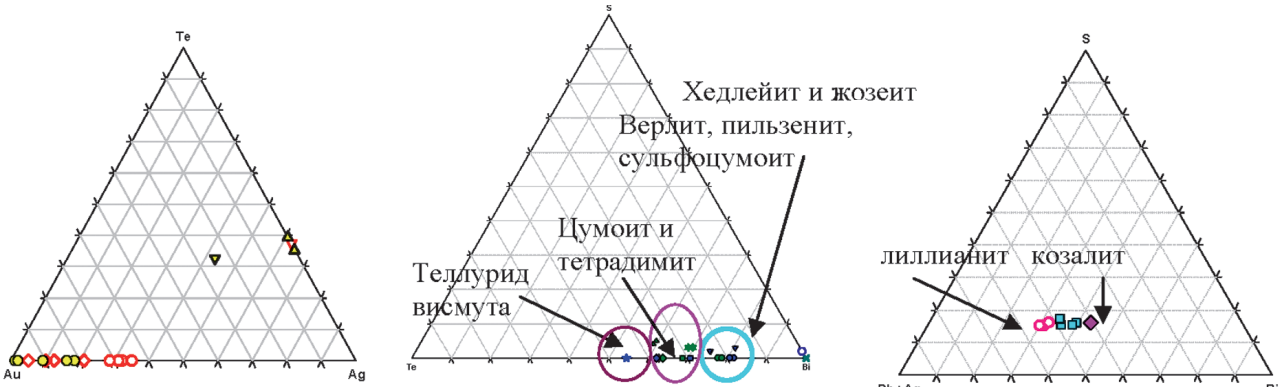
Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Au	94,64	85,0	71,17	67,22	65	98,34	98,16	94,00	95,94	80,71	95,80	81,77	83,67	97,41	90,71
Ag	4,94	12,7	26,4	32,41	35	1,66	1,84	6,00	4,06	19,29	4,20	18,23	16,33	2,59	9,29
Cu			0,04	0,02											
Сумма	99,58	97,7	97,64	99,65	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Лобаш-1: 1-5 (1-2 – С-130/259,9; 3-5 – С-132/100,1). Ялонваара: 6-9 – золото в кварце, 10-11 – золото с пиритом, 12-13 – золото с халькопиритом, 9 – золото с цумоитом, 10 – золото с пильзенитом.

Таблица 3. Состав висмуто-теллуридов и Pb-Bi-сульфосолей (мас. %)
Composition of bismutotellurides and Pb-Bi-sulphosalts (mas. %)

М-е	***Минерал***	Au	Cu	Ag	Bi	Te	Pb	S	Сумма	№ образца
Лобаш-1	Висмут	0-0,01	0-0,1	–	99,28	0-0,1	0-1,5	0-0,03		Сред. (n=13)
	Висмутин	–	0,10	–	81,31	–	–	17,86	99,17	С-145/103,4
	Верлит	–	–	–	70,16	29,02	–	–	99,48	С-130/259,9
	Верлит	0,02	–	0,03	67,70	32,40	–	0,10	100,25	С-133/87,1
	Жозеит	0,08	–	0,10	74,30	23,40	–	2,50	101,38	С-133/128,1
	Жозеит	0,10	0,02	–	78,28	16,03	–	3,64	98,07	С-145/103,4
	Хедлейит	–	–	–	77,60	23,00	–	–	100,6	С-132/174,3
	Хедлейит	–	–	–	76,10	23,50		0,05	99,65	С-133/39,0
	Цумоит	–	–	–	62,14	38,00	–	–	100,14	С-128/173,7
	Цумоит	–	–	–	62,00	38,20	–	–	100,2	С-128/173,7
	Висмуто-теллурид	–	–	–	55,50	46,50	–	–	102	С-127/176,6
	Гессит	–	–	62,80	–	37,30	–	–	100,1	С-130/259,9
	Гессит	–	–	62,70	0,10	37,00	–	0,02	99,82	С-150/104,7
Ялонваара	Хедлейит				77,58	22,42			100	Ял-18 (а-в)
	Хедлейит				78,46	21,54			100	–
	Пильзенит				68,64	31,36			100	–
	Цумоит				62,92	37,08			100	–
	–				63,03	36,97			100	–
	Ag-цумоит			3,00	58,01	38,39			100	–
	Не диагн.			12,34	48,65	39,01			100	–
	S-цумоит				68,15	28,08		3,77	100	–
	Тетрадимит				58,57	36,77		4,65	99,99	–
	–				59,46	35,13		5,41	100	–
	Петцит	24,85		42,89		32,27			100,01	–
	Гессит			60,71		39,29			100	–
	Ag-бурсаит			6,11	39,77		38,06	16,07	100,01	–
	Ag-бурсаит			4,74	38,72		40,68	15,85	99,99	–
	Козалит				43,10		40,27	16,62	99,99	–
	Ag- лиллианит			2,96	35,23		46,01	15,80	99,00	–
	Лиллианит				34,06		48,75	17,18	99,99	–
	–			1,6	32,26		50,22	15,80	98,88	–
	–			2,11	31,57		51,19	15,12	99,99	–
	–			1,48	30,63		52,82	15,06	99,99	–
	–				30,11		54,48	15,42	100,01	–

Примечание. Микрозондовые анализы выполнены в НПО «Севзапгеология» и ИГ Кар НЦ РАН.



Система Au-Ag- и Ag-Te.
(Кружки и ромбы – золото и электрум: желтые –Ялонваара, красные – Лобаш, Треугольники – теллуриды)

Система Bi-Te-S.
(Зеленые значки – Ялонваара, синие – Лобаш)

Система лилианит – козалит
(п-е Ялонваара)

Рис. 2. Типоморфные особенности минералов месторождения Лобаш-1 и Ялонвара

Fig. 2. Typomorphic characteristics of minerals from the Lobash-1 and Jalonvaara deposits

3. Золоторудные и золотосодержащие объекты в сдвиговых зонах.

Формируются на заключительных этапах аккреционно-коллизионного развития структур архейского или палеопротерозойского возраста. К этой группе относятся архейские м-я Рыбозеро, Педролампи, р-е Ю.-Костомукшское (Луупеансуо, по В.Я. Горьковцу) и протерозойские рудные объекты разных формационных типов. Архейские р-я относятся к Au-S или Au-S-As РФ-типам, протерозойские на Карельском кратоне – к Au-кварцевому, Au-содержащему Cu-S (и полисульфидному), Au-U, Au-Ag-Pd-Cu-Mo-Se-U-V, а в Северном Приладожье – к Au-Sb-As-S.

Архейские проявления Карельского кратона. *Р-е Ю.-Костомукшское* приурочено к широтной сдвиговой зоне в южном карьере Костомукшского железорудного м-я. Прожилково-вкрапленная Au-S-As-кварцевая минерализация локализуется в биотитовых и железистых кварцитах вблизи контакта с геллефлинтами (Кулешевич, Горьковец, 2007; Горьковец, Раевская, 2009). Околорудные изменения высокотемпературные (Кулешевич и др., 2005). Рудная минерализация представлена арсенопиритом, леллингитом, пирротином, золотом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, шеелитом. Золото имеет размер 2-50÷200 мкм (ср. 30-40 мкм) и содержит ~6-17 % Ag и примесь Hg (до 1 %, что связано с дефицитом серы на м-и). Оно ассоциирует с мальдонитом, ауростибитом, висмутом, выделяется в арсенопирите, леллингите и самостоятельно. В ассоциации с пирротином, обнаружены (в сумме 1-5 %) халькопирит, галенит, сфалерит, реже минералы системы Bi-Te (теллуровисмутит-цумоит-пильзенит, Te 64-54 %), молибденит, гессит, шеелит. Из S-Sb-As, кроме ведущих, установлены кобальтин, брейтгауптит, антимонит, всего 23 минерала (табл. 4, Кулешевич, 2010).

Таблица 4. Минералогия руд проявления Южно-Костомукшского:
1. Сульфоарсениды, арсениды, антимониды (мас. %)
Ore mineralogy of the Yuzhno-Kostomukshskoye occurrence: 1. Sulphoarsenides, arsenides, antimonides (mas. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	19,13	18,89	19,93	20,17	19,21	19,52	20,65	19,57	2,98		1,46		20,93			29,88
Fe	31,05	33,62	31,84	31,96	32,22	31,48	33,23	32,87	24,58	23,45	23,46	22,25	3,33			
Ni	0,65				0,42	0,69			2,35	2,90	3,75	4,71	3,07	29,73	30,53	
Co													28,38			
As	49,17	47,49	48,23	47,87	48,14	48,31	46,12	47,56	70,09	73,65	71,34	73,04	44,28			
Sb														70,27	69,47	70,12
As ат %	36,06	34,73	35,07	34,72	35,19	35,25	33,19	34,62	62,01	67,69						
Тобр.	510	385	405	385	415	420	410	380								
Обр.	1/11a-10	1/11a	1/11a	1/11a	1/11-06	1/11	1/11-08	1/11-06	1/11a	1/11a	1/11-06	1/11-08	0/7	1/34	1/13	1/34

Примечание. 1) *Au-S-As минерализация* (1-13): 1-8 – арсенопирит FeAsS (1-4 – срастание с крупным золотом, 5-8 – срастание с леллингитом и золотом). 9-12 – леллингит $FeAs_2$. 13 – кобальтин (Co,Ni,Fe,As,S). 2) *Fe-S минерализация* (14-16): 14-15 – брейтгауптит NiSb, 16 – антимонит Sb_2S_3. Интервал T=510-380. Здесь и далее анализы выполнены на микрозондовом анализаторе в ИГ Кар НЦ РАН.

2. Минералы системы Au-Bi-Sb, Bi-Ag-Te-S
2. Minerals of the system Au-Bi-Sb, Bi-Ag-Te-S

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag									84,65	89,7	60,89	60,39	58,59			
Au	66,16	62,03	66,09		2,86	43,25	44,83	45,34								
Bi	33,84	37,97	33,91	100	92,95	9,10	9,93	8,15						54,36	64,1	59,76
Sb					4,19	47,65	45,24	46,56								
S									15,35	10,3						
Te											39,11	39,61	41,41	45,64	35,9	40,24
Обр.	1/11a	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11a	1/11a	03	1/34	1/34	1/34	34-2	1/34	1/34	34-2
Уч.	3-1	5-1	11-1	6-1	10-2	10-1	3-2	3-3	31-1	9-1	35-1	35-2	12-1	36-1	51	11-1

Примечание. 1) *Au-S-As минерализация* (1-9): 1-3 - мальдонит, 4-5 – самородный висмут, 6-8 – Bi-ауростибит. 9 – акантит. 2) *Fe-S минерализация* (10-16): 10 – серебро (+акантит), 11-13 – гессит, 14-16 – соединения Bi-Te (14 – теллуровисмутит Bi_2Te_3, 15 – пильзенит Bi_4Te_3, 16 – цумоит Bi_2Te_2). Размер зерен составляет 10-2 мкм.

3. Золото
3. Gold

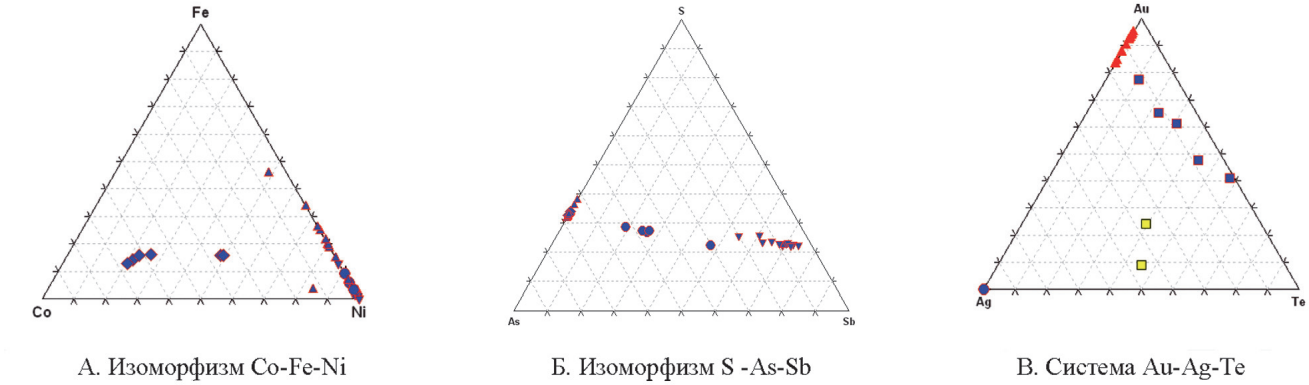
Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag	2,61		23,15	3,31	4,73	3,19	3,59	6,56	13,62	13,0	6,20	13,05	13,71	16,08	17,05	4,01
Au	97,39	100	76,85	96,69	95,27	96,81	96,41	93,44	86,22	86,0	92,84	86,95	86,29	83,92	82,95	95,99
Hg									0,16	0,99	0,96					
Обр.	1/11 а-10	1/11 а	1/11 а	1/11 а	1/11 а	1/11 а	1/11 а	1/11-08	1/11-06	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11
Уч.	1-1	1-2	4-2	2-3	2-4	2-5	5-1	4-2	9-1	8-1	12-1	2-1	2-2	8-3	2-1	10-3

Примечание. Обр. ГП-1/11 (06), 11а, 11(08). 1–7 – золото-1 в арсенопирит-кварцевой жиле, в т.ч., 3 – золото-2 – кайма по золоту-1. 8-15 – золото-1 в леллингите, в т.ч., в тонких просечках-«шнурках». В № 9 – 0,16 % As.16 – золото в срастании с мальдонитом. Размер зерен от 2 до 60 мкм.

В поздних ассоциациях встречаются гессит, серебро, акантит, пирит, марказит, карбонаты РЗЭ. Метаморфогенно-метасоматические преобразования пород в сдвиговой зоне происходили при температуре 700-500°С. Рудоотложение началось от 500-380°С (ср. 480-450°С), с образования арсенопирита и леллингита, и продолжалось до 300°С (Au-Sb-Bi фазы). (Ауростибит в поле пирротина устойчив ниже этой температуры). Р-е отнесено к гипотермальному типу. Подобная ассоциация и парагенезис золота впервые установлены именно для этого р-я в Карелии. В связи с совершенно разным генезисом железистых кварцитов и Au-S-As руд, объединять их и относить к единой Au-джеспилитовой рудно-формационный тип нельзя.

М-е Рыбозеро приурочено к ССВ зоне рассланцевания в восточной ветви одноименной структуры в Южно-Выгозерском ЗП (Кулешевич, 2003). Оно объединяет разные формационные типы руд. Золото-сульфидная минерализация локализуется в нескольких рудных телах: 1 – в висячем контакте колчеданной залежи (Au-содержащие колчеданы), 2 – в лиственитах по коматиитам (Au-S) и 3 – березитах по дацитовой толще (Au-S). Золото тонкодисперсное, содержит 3–16,77 % Ag (табл. 5). В разных типах руд присутствуют пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, бурнонит ($PbCuSbS_3$), Bi-Te (цумоит, теллуровисмутит) и зональные Ni-Co-As-Sb-S фазы – герсдорфит, ульманнит, глаукодот, Ni(As,Sb)S, ряд теннантит-тетраэдрит, алтаит, соединения системы Au-Ag-Te (монтбрейит, калаверит, мутманнит $(Au,Ag)Te_2$, иногда с примесью Ni), петцит ($AuAg_3Te_2$)–гессит (Ag_2Te), колорадоит (Hg 61,96 %, Te 38,04 %), мелонит [$NiTe_2$, $(Ni,Pd)Te_2$], соединение $(Ni,Au,Ag)Te_2$ (?), реже самородный висмут, брейтгауптит, торит, Pb-содержащие урановые и Ti-U-минералы (уранинит, браннерит), касситерит, магнетит, ильменит и Mn-ильменит, рутил, ксенотим, монацит, апатит, карбонаты РЗЭ и некоторые другие. В западной ветви участка – минералы системы Fe-Ni-S, ренит $(Re,Cu,Os)S_2$. В золоторудных залежах установлено ~40 минеральных видов, из которых многие впервые открыты для данного м-я и в Карелии. Зональные фазы системы (Fe-Ni-Co)-(S-As-Sb) являются спутниками золота (рис. 3). Золото ассоциирует с пиритом, халькопиритом, сульфоарсенидами и стибио-сульфоарсенидами, выделяется в карбонате ряда доломит-анкерит. Это характерно для всех залежей, как в коматиитах, так и в колчеданах и в зонах Au-S-минерализации за их пределами. Возраст руд по галениту – 2,7 млрд лет (С-73, по материалам Л.В. Кулешевич). На *м-и Педролампи* рудная минерализация приурочена к сдвиговой зоне СЗ простирания в архейских сланцах вблизи их контакта с ятулийскими (PR_1jt_1) кварцевыми конгломератами. Руды вкрапленно-прожилковые, представлены Au-пирит-кварцевым и Ag-халькопиритовым минеральным типом, наложенным на первый, и, вероятно, имеют двухстадийный генезис (Кулешевич, Лавров, 2007; Кулешевич, 2008). Руды содержат

пирит (10-30 %), халькопирит, золото, серебро и редкие минералы – галенит, акантит, дискразит, анимикит, сульфосоли, энаргит $(Cu,Fe)_3AsS_4$, антимонит, уранинит, а также халькозин, ильменит, рутил, гематит, ковеллин. Отложение руд происходило при снижении температуры от 350-240 до 160-110°С. Золото (размером от 1-4 мм до 10-40 мкм) выделяется в пирите и самостоятельно в кварце, оно содержит 4,45-11 % Ag. Авторами на м-и установлено ~17 рудных минералов, содержание Au в пирите ~14 г/т. Месторождение полигенное, формирование руд, вероятно, происходило в архее, преобразования с дополнительным привносом Cu, Ag и B – в протерозое. Возраст, установленный Rb-Sr методом по ассоциациям околорудных метасоматитов, оценивается интервалом от 1,82-1,62 до 1,0 млрд. лет и требует дальнейшего уточнения.



А. Изоморфизм Co-Fe-Ni Б. Изоморфизм S -As-Sb В. Система Au-Ag-Te

Рис 3. Изоморфные ряды Sb-сульфоарсенидов и состав золота месторождения Рыбозеро

Fig 3. Isomorphic series of Sb-sulphoarsenides and the composition of gold from the Rybozero deposit

Таблица 5. Состав золота некоторых месторождений и проявлений Карелии (мас. %)
Composition of gold from some of Karelia's deposits and occurrences (mas. %)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Au	92,93	92,62	83,23	93,83	94,28	90,92	93,91	83,83	82,88	51,04	32,76	84,40	94,59	91,39
Ag	7,07	7,38	16,77	4,97	5,72	9,08	6,09	16,17	16,02	48,96	67,24	15,60	5,41	8,61
Cu									1,09					
Сумма	100	100	100	99,8	100	100	100	100	99.99	100	100	100	100	100
Обр.	T12(09)	42/151,2	42/151,2	П-2/8	П-2/8	Ма-2	РВ	РВ	VB	VB	VB	МГ	2757	RSV-9

Примечание. AR: 1 – Таловейс. 2-3 – Рыбозеро. 4-5 – Педролампи. PR: 6 – Майское. 7-8 – Воицкое. 9-11 – Воронов Бор. 12 – Медные горы. 13 – Падма. 14 – Светлое. В № 4 - 1,2 % Hg. Данные авторов.

В палеопротерозойских отложениях Карельского кратона к сдвиговым зонам СЗ простирания, а также их узлам с СВ зонами, приурочены Au-кварцевые жилы, Au-Cu-S жильная и прожилково-вкрапленная минерализация в альбититах, наложенных на породы разного состава. Золото-кварцевые малосульфидные жилы м-я *Майское* (СЗ Карелия) приурочены к зонам СВ простирания в базальтах (PR_1). Золото отлагалось в две стадии (Порицкий и др., 1993; Сафонов и др., 2001, 2003; Вольфсон и др., 2005). Золото-1 (размер 0,1–2 мм) содержит 6-10 % Ag (табл. 5). Более мелкое золото-2 (размер от 0,02–0,1 мм до 10 мкм) ассоциирует с Ag-минералами и содержит Ag~20-43 %. В жилах с золотом 1-ой и 2-ой генерации встречаются пирит, халькопирит, клаусталит (PbSe), цумоит (BiTe), галенит, Se-галенит, пирротин, сфалерит, кобальтин, пентландит, костибит CoSbS, алтаит PbTe, гессит Ag_2Te, гринокит CdS. Минералогия руд хорошо изучена, всего установлено (в т.ч., авторами) 16 рудных минералов.

Au-Cu-S кварцевые жилы СВ простирания на *м-и Воицком* (Воицкий рудник), секут кварцито-песчаники (PR_1jt_1) (Кулешевич, Лавров, 2010). Рудная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, халькозином, молибденитом, золотом. Более редкие минералы – галенит, клаусталит, гессит, штютцит $Ag_{5-x}Te_3$, виттихенит Cu_3BiS_3, богдановичит $(Ag,Bi)Se_2$, фишессерит $AuAg_3Se_2$, теллур, сложные соединения системы Au-Ag-Se-Te (Au до 2,16-12,35 %), встречаются теннантит и единичные зерна шеелита. Акцессорные минералы в измененных породах в ореоле жил представлены цирконом, монацитом, ксенотимом, торитом. Золото выделяется в жильном кварце в виде дендритовидных и комковатых зерен размером 0,1-5 мм и содержит Ag 5,06-6,53 %; в борнитовых рудах оно тонкодисперсное, с более высоким содержанием Ag (11,75-21,71 %).

На небольшом медном *м-и Воронов Бор* вкрапленно-прожилковая минерализация представлена сульфидами меди (халькопиритом, борнитом, халькозином, Ag-халькозином), молибденитом, в

борнитовых рудах установлены серебро, Ag-золото, акантит Ag_2S, галенит, клаусталит PbSe, науманнит Ag_2Se, рениит $(Re,Cu,Os)S_2$, кобальтин CoAsS, гринокит CdS, сульфосоли Ag-Bi-Te-Cu-S, барит, акцессорные и радиоактивные минералы (циркон, монацит, апатит, торит, уранинит) (Лавров, Кулешевич, 2010; Кулешевич, Лавров, 2009, 2011). Золото-1 (50 мкм) содержит 16-20 % Ag; золото-2 (тонкодисперсное) относится к электруму и кюстелиту (32-74 % Ag).

В Онежской структуре на *м-и Средняя Падма* и других подобных, выделяемых как Падминский тип, геохимический спектр руд представлен V, Cr, Ti, U, Pd, Pt, Mo, Co, Cu, Ag, Au, Se, Bi, Re. При изучении руд и околорудных метасоматитов (альбититов и V-Cr-слюдитов) на м-и было установлено около 100 минералов (данные ГГП «Невскгеология», Ю.С. Полеховского и др.), обнаружен новый минерал падмаит PdBiSe и соединения (Pd, Pt, Cu)-(Bi-Se-S) (Полеховский и др., 1991 а, б). Изученное нами золото, ассоциирует с клаусталитом и сложными соединениями Pd, Pt, Cu, Bi, Se, выделяющимися в Cr-V-слюдитах и кальците. Оно содержит Ag 8,6-6,75 %, Se (до 0,77-0,54 %) и имеет размер до 3 мм (табл. 5). В околорудных измененных породах были обнаружены пирит, галенит, Se-галенит, клаусталит, молибденит, бертьерит $FeSb_2S_4$, халькопирит, борнит, маложелезистый сфалерит. С клаусталитом в Cr-V слюдите была установлена редкая Zn-Cr-V-шпинель (изоморфная смесь между ранее известным цинкохромитом – $ZnCr_2O_4$ и кулсонитом – FeV_2O_4). Оксид титана в этой же ассоциации содержит примесь Cr, V и Fe, вероятно, этот минерал можно отнести к Fe-олхонскоиту $(Cr,Fe,V)_2Ti_3O_9$. На контакте золота с клаусталитом образуются сложные промежуточные соединения Au-Cu-Pd и Pd-Cu-(Bi-Se-S) минералы (Pd-купроаурид, фрудит, селено-сульфо-висмутиды палладия) и микроскопические выделения Pt-Bi-фазы, близкие изученным Ю.С. Полеховским (1991 б).

Близки к рудам Падминского типа руды *п-я Светлого* в Кумсинское структуре. Щелочной метасоматоз здесь развивается по контакту карбонатной (доломитовой пачки) и базальтовой толщи ятулийского возраста. В рудной зоне бордовый доломит замещается кальцитом и осветляется. При этом избыток железа отлагается в форме гематита, образующего самостоятельные зерна, шарики и их срастания, а на поздней наиболее низкотемпературной стадии железо входит в состав гетита, который формирует радиально-лучистые игольчатые срастания. Рудная минерализация внешней зоны здесь представлена пиритом, внутренней – кальцитом, сульфидами меди, клаусталитом, мертиитом, селенидами и антимонидами Au и Pd, золотом, минералами окисленной ассоциации – уранинитом, гематитом, рутилом, гетитом, сложными минеральными смесями, купритом, самородной медью, широко развиты, образующиеся по клаусталиту молибдоменит $PbSeO_3$, моттрамит $PbCu(V,SeO_4)(OH)_2$. Золото содержит 7,43-12,74 % Ag (табл. 5).

На *р-и Медные горы* в поздних карбонатных прожилках, секущих микроклин-альбитовые жилы и измененные габбро (PR_1), установлены пирит, халькопирит, борнит, магнетит, сфен. В пирите встречаются зерна размером 1-50 мкм, представленные самородным золотом, теллуром, теллуридами (штютцит, эмпрессит и самородный теллур существуют совместно при T~170^oC, гессит и штютцит совместно образуются при T=120-90^oC). Самородный теллур и теллуровисмутит $Bi2Te_3$ выделяются в халькопирите. В этой же ассоциации были установлены редкие зерна селенидов – клаусталит PbSe, науманнит Ag_2Se, галенит и Se-галенит, самородное серебро и единичные микронные соединения (1-2 мкм) минералов системы Cu-Ag-Pb-Bi-Te-S (айкинит-алексит?). Тонкодисперсное золото (2-30 мкм) образует вкрапленность в микротрещинках в пирите и халькопирите, выделяется в нерудных минералах – сфене и кальците. Золото содержит Ag 12,34-17,94 % (ср. ~15,6 %, табл. 5). Для обоих этих рудопроявлений в Кумсинской структуре возраст, определенный Rb/Sr методом, по альбизированным породам и сфену составил 1,76 млрд. л., а по халькопирит-карбонатным жилам, содержащим в зальбандах микроклин и альбит – 1,46-1,49 млрд. лет.

Зоны минерализации в черных сланцах. В черносланцевых комплексах Онежской структуры на месторождениях шунгитов Максово и Зажогино в зонах жильного окварцевания и сульфидизации были известны и установлены следующие минералы (табл. 6): пирит (ведущий), халькопирит, сфалерит (железистый с пиритом и маложелезистый в кварце), реже галенит (в т. ч., Bi-содержащий), Se-галенит, клаусталит, науманнит, гессит (Ag_2Te), пентландит (Ni 27,02-38,84 %), виоларит, миллерит, пирротин, арсенопирит, герсдорфит, фалькманит ($Pb_3Sb_2S_6$), самородное серебро, касситерит, молибденит, редкий сульфоселенид меди $Cu(Se,S)_2$, вероятно, изоморфный с крутаитом $CuSe_2$. Обнаружены единичные выделения высокопробного золота (1,55 % Ag) и серебра. Акцессорные минералы, встречающиеся с сульфидами в прожилках в черных сланцах, представлены монацитом, цирконом, апатитом. В зальбандах крупных кварцевых жил развиты Ba-калишпат, хлорит, биотит, монацит, ортит, сфен, рутил, апатит. Всего установлено около 30 минералов. Вблизи п-я Рудная горка к ЮВ от пос. Великая Губа в окварцованных породах встречаются аметист, карнеол, мелкокристаллический кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, в окисленных ассоциациях – гематит, широко распространены самородный селен и игольчатый гидрогетит.

Свекофеннская складчатая область, Северное Приладожье. В протерозойских проявлениях, приуроченных к сдвиговым зонам в ореоле

Таблица 6. Минералы из черносланцевых комплексов Заонежья (мас. %)
Minerals from the black shale complexes of Zaonezhye (mas. %)

№	Минерал	Au	Ag	Cu	Pb	Ni	As	Co	Fe	Sb	Te	Se	S	Сумма
1	Золото	98,45	1,55											100
2	Серебро		98,78											98,78
3	Гессит		62,6								37,4			100
4	Науманнит				74,12							25,88		100
	Клаусталит					72,48						27,52		100
5	Герсдорфит					32,35	44,81	0,96	2,30				19,59	100
6	Арсенопирит						46,10		35,87				18,03	100
7	Фалькманит			1,47	55,18				1,17	23,59			18,59	100
8	Сульфоселенид меди (S-крутаит?)			26,4								48,0	24,6	99,00
9	Самор. селен											97,81	2,19	100

Примечание. 1-8 – Максово, п. Толвуя, 9 – Рудная горка, пос. Великая губа. Данные О.Б. Лаврова.

плагиогранит-порфиров, тоналитов и даек суйстамского комплекса в Янисъярвинском РП кроме сульфидов железа встречаются молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, гудмундит, самородная сурьма, Sb-сульфосоли, ульманнит, бурнонит, джемсонит, тетраэдрит, фрейбергит, антимонит, электрум, золото, хедлейит, самородный висмут, марказит (Иващенко и др., 2004; Лавров, 2009). В.И. Иващенко и О.Б. Лавровым было установлено около 30 минералов, Au-Sb-As специализация р-й, т.е., тип подобный м-ю Осиконмяки (Финляндия). На р-и Райконкоски в кварцевых и кальцит-кварцевых жилах, секущих габбро-долериты, выявлена Au-Bi-Pb-Te-Se-S минерализация: галенит, Se-галенит, Ag-золото, петцит, волынскит, хедлейит, пильзенит, цумоит, теллур, теллуровисмутит, гессит, висмут, штютцит, жозеит, лайтакарит, клаусталит, раклиджит (Ivashchenko et. al., 2007).

Завершая обзор, отметим наиболее типичные минералого-геохимические черты проявлений золота Карелии по результатам исследований, проводимых авторами в последнее десятилетие. Среди руд колчеданного семейства к золотосодержащим относятся полиметаллические: в них золото тяготеет к халькопириту и минералам Ag, Bi, Pb, околорудные изменения средне- и низкотемпературные. В Au-Cu-Mo(W) порфировых м-ях золото также тяготеет к полиметаллической части руд, оно ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, висмутотеллуридами, минералами Ag. Околорудные метасоматиты (грейзены, биотититы, гумбеиты, березиты) высоко- и средне-температурные, они формируются в условиях высокого химического потенциала K. Для руд характерно Ag/Au~10-20, золото содержит от 1,6 до 35 % Ag. Для Au-S-кварцевых и Au-кварцевых жильных и штокверковых архейских месторождений, ассоциирующих с плагиогранитами, тоналитами, гранит-порфирами и дайками, характерен простой минеральный состав (пирит, халькопирит, висмутотеллуриды), Ag/Au~1-10. Золото этих м-й отличается от Cu-Mo-порфировых более высокой пробой. Для м-й в Свекофеннской складчатой области и С. Приладожья характерна Au-Sb-S-As специализация. Самым большим разнообразием формационных и минеральных типов обладают месторождения в сдвиговых зонах, сформировавшиеся на заключительных стадиях орогенического развития Карельского кратона в архее, Свекофеннской складчатой области в протерозое и в этот же период активизации СЗ сдвиговых зон и в СЗ-СВ узлах на Карельском кратоне (Кулешевич и др., 2011). Среди архейских рудных объектов выделены Au-S-As, Au-S, Au-S-кварцевые формационные типы, среди протерозойских в свекофеннидах на территории Финляндии и в Северном Приладожье доминируют Au-Sb-S-As(±Bi-Te) типы.

На Карельском кратоне формируются Au-кварцевые, Au-Cu-S-кварцевые, Au-(Ag)-Cu-U-Se-S, Pd-Au-Ag-Mo-Cu-Se-U-V руды. Их образованию на многих проявлениях предшествовал Na-щелочной метасоматоз. Руды имеют Ag-Cu-U-Se специализацию, в них Ag/Au>100, присутствуют клаусталит, науманнит и такие редкие селениды золота и палладия, как фишессерит, падмаит и др. Золото выделяется в нескольких генерациях. Для золота из кварцевых жил этих месторождений характерна высокая пробность (6–16 % Ag), более позднее золото, ассоциирующее с борнитом, халькозином, селенидами содержит больше Ag (20–50 %), а также входит в состав кюстелита. Более широко распространены самородное серебро и минералы серебра. На заключительных стадиях в окислительной обстановке происходит отложение уранинита, гематита, в зоне поверхностного окисления – разнообразных селенатов, гетита, поздней U-минерализации. На некоторых объектах встречаются самородная медь, селен. Минералогия руд этих зон чрезвычайно разнообразна и зависит от состава вмещающей среды и положения в зоне метасоматической колонны.

Литература

Вольфсон А.А., Русинов В.Л. Крылова Т.Л. Чугаев А.В. Метасоматические преобразования докембрийских метабазитов Салла-Куолаярвинского грабена в

районе золоторудного поля Майское, Северная Карелия // Петрология. 2005. Т. 13, № 2, С. 179–206.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2009. № 12. С. 48–59.

Иващенко В.И., Лавров О.Б. Комплексное порфировое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) // Геология рудн. мест. 1996. № 5. С. 412–423.

Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б. и др. Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск. 2004. С. 127–146.

Кузин А.А. История открытий рудных месторождений в России. Москва. 1961. 360 с.

Кулешевич Л.В. Минералогия докембрийского золоторудного месторождения Рыбозеро (Восточная Карелия) // Записки ВМО. 2003. № 6. С. 34–44.

Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (Эндогенные режимы формирования, генетические и рудно-формационные типы) // ДАН. 2007. Т. 412. № 2.

Кулешевич Л.В. Генетические и рудно-формационные типы золотого оруденения Карелии // Матер. Всеросс. Конф. Минерагения докембрия. Петрозаводск. 2009.С. 137–141.

Кулешевич Л.В. Педролампи – золото-сульфидное месторождение в докембрии Карелии // ДАН. Т. 422. №6. 2008.

Кулешевич Л.В., Белашев Б.З. Колчеданное оруденение Восточной Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 1998. С.57–72.

Кулешевич Л.В. Васюкова О.В. Условия формирования золоторудного месторождения Таловейс в докембрии Карелии // ДАН. 2005. Т. 403. №6. С. 848–851.

Кулешевич Л.В. Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газово-жидких включений // Записки РМО. № 5. 2005. С. 19–31.

Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б. Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карельского кратона // ДАН. Т.432. № 3. 2010. С. 376–380.

Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Записки РМО. 2007. № 6. С. 49–64.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Редкие минералы-спутники золоторудных проявлений // Тезисы докл. Регион. Симпозиума «Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России». Петрозаводск, 1995. С. 121-122.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2007. С. 140–158.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Рудник Воицкий - Au-Cu-S-кварцевое месторождение в Северо-Выгозерской палеопротерозойской структуре Карелии // Полезные ископаемые Карелии. 2010. С.116–130.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Золотосодержащие медные руды участка Воронов Бор в палеопротерозойских осадках Карелии // Записки РМО. 2011. № 6. С. 74–84.

Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю. Золотоносность колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд Каменноозерской структуры (В. Карелия) // Матер. Конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты. 2010. С. 84–87.

Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Федюк З.Н. Золотоносность колчеданных руд Каменноозерской структуры (Восточная Карелия) // Записки РМО. № 6. 2006. С. 39–48.

Кулешевич Л.В., Тытык В.М, Коротаева Н.Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки РМО. № 4. 2004. С. 39–51.

Кулешевич Л.В.. Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных мест. 2009. №1. С. 58–76.

Коровкин В.А., Турылева Л.В. и др. Недра северо-запада Российской Федерации. СПб. 2003. 530 с.

Лавров О.Б. Продуктивные и сопутствующие минеральные ассоциации в рудопроявлении Пякюля (Северное Прилпдожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2009. № 12. С. 60–64.

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Минералогия золотосодержащих медно-молибден-порфировых руд в архейских зеленокаменных поясах Карелии // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Матерериалы Всерос. Конф. посвященной 100-летию Н.В. Петровской. М. 2010. Т. 1. С. 313–315.

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Первые находки рениевых минералов в Карелии // ДАН. Т. 432. №1. 2010. С. 94–98.

Леонтьев А.Г. и др. Составление регистрационной карты золотоносности масштаба 1:500000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации и площадей геохимических аномалий (участков) перспективных на золото. Петрозаводск. Фонды ТФГИ. Инв. № 469. 1997.

Минерально-сырьевая база Республики Карелии. Петрозаводск. Кн. 1. 2005. 278 с.

Металлогения Карелии. Петрозаводск 1999. 340 с.

Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 255 с.

Покалов В. Т., Семенова Н. В. Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. №3. С. 262–270.

Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П. и др. Новый тип палладий-содержащей минерализации в метасоматитах Карелии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991 а. № 7. С. 86–95.

Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И. П., Пахомовский Я.А. и др. Падмаит PdBiSe – новый селенид палладия и висмута из метасоматитов южной Карелии // Записки ВМО. 1991 б. №3. С. 85–88.

Порицкий М.С., Буйко А.К., Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Геологическая позиция и условия формирования золоторудных метасоматитов месторождения «Майское» (Северная Карелия) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1993. Вып 1. №7. С. 15–21.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Ветошкин И.Д., Сергеева Н.Е. и др. Пирротины колчеданных месторождений Карелии // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. М. «Наука». 1973. С. 61–67.

Рыбаков С.И. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л. «Наука». 1978. 192 с.

Рыбаков С.И. и др. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов. 1993. С. 198.

Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылатова Т.Л. Геолого-генетические особенности месторождения золота Майское (Северная Карелия) // Отчет по гранту. М. 2001. С. 1–37.

Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // ГРМ. 2003. Т. 45. №5. С. 429–451.

Ivashchenko V.I., Lavrov O.B., Sundblad K., Toritsin A.N. Au-Ag-Bi-Te-Se vein mineralization at Roikonkoski, Karelia, northern Lake Ladoga region // Geol. Survey of Finland. 2007. Guide 53. P. 51–56.

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ КАРЕЛИИ: ШАГ ЗА ШАГОМ

Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Гаранжа А.В., Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Хазов Р.А., Ильина В.П., Лебедева Г.А., Фролов П.В., Щипцова Н.И.
Институт геологии Карельского научного центра РАН

ASSESSMENT OF KARELIA'S INDUSTRIAL MINERAL POTENTIAL: STEP BY STEP

Shchiptsov V.V., Bubnova T.P., Garanzha A.V., Danilevskaya L.A., Skamnitskaya L.S., Khazov R.A., Ilyina V.P., Lebedeva G.A., Frolov P.B., Shchiptsova N.I.
Institute of Geology, Karelian Research Centre RAS

The authors discuss significant historical landmarks in industrial mineral production. For several centuries the industrial minerals, occurring in what is now the Republic of Karelia, have played an important historical role. Muscovite was first discovered in the early 10th century. Mica has been mined extensively since the 16th century. Shungite rocks have been studied for more than 200 years. In the 1920s, feldspar production was launched in North Karelia, and a proposal to start kyanite and garnet ore prospecting was put forward.

It should be noted that from the very beginning one of the main goals of research conducted by the Institute of Geology was to study the formation and distribution pattern of industrial mineral deposits and to estimate their economic value. A great contribution to this field of research was made by prof. P.A. Borisov, the first Director of the Institute of Geology. The Institute staff members have focused their attention on the study of the geological structure of mica provinces and muscovite deposits, the spatial distribution of mica pegmatites, the internal structure of pegmatite veins and the improvement of methods for muscovite prospecting and estimation of muscovite reserves. These studies were supervised by B.Y. Alexseev, L.L. Grodnitsky and M.M. Golod. An extended quartz-feldspar production project was headed by A.S. Pekki. The opening of a pegmatite quarry for glass production at the Linnavaara deposit was initiated by the Institute of Geology.

Shungite and mafic igneous rocks have been given close attention. Another Institute of Geology's initiative was to build a quarry at Nigozero to provide raw material for light-weight concrete filler production. A chemical-technological classification of stonecast materials is now being developed.

The purpose-oriented study of carbonaceous rocks from Karelia's black shale units, headed by A.K. Pekki, has begun. A large easily dressable crystalline flaky graphite deposit was discovered at Ihala.

The Institute of Geology has been actively developing international cooperation in the study of industrial minerals on the Fennoscandian Shield since the 1990s.

In the past three decades, the Institute of Geology has been involved in the mineralogical and technological evaluation of new industrial minerals such as halleflinta from the Kostomuksha iron deposit, anorthosite from the Nizhneye Kotozero prospect, syenite from the Yeletozero massif, aluminosilicates (kyanite, andalusite, staurolite and garnet), Sr-Ba-bearing alkali-feldspar, rare-earth-titanium and apatite materials, quartz, talc and soapstone, shungite rocks, etc.

Most industrial minerals are multi-purpose materials. Their quality is evaluated with regard for their physical and physico-chemical properties and mineral composition.

The School of Technological Mineralogy (STM) was opened at the Institute of Geology under the auspices of the Russian Mineralogical Association Commission headed by V.V. Shchiptsov. Annual workshops for Russian geoscientists are held and proceedings are published by the STM.

At the present time, the main goals of research are to evaluate ores from Karelia's industrial minerals, to update quality control flow charts, to estimate available mineral resources for the production of refractory materials, glass, ceramics, building materials, etc.; and to conduct an environmental and economic feasibility study of the mining industry based on Karelia's industrial minerals.

Признано, что горнодобывающая сфера принадлежит к приоритетным направлениям человеческой деятельности и что данная проблематика подлежит постоянному изучению и обсуждению на различных уровнях. В современном мире промышленные минералы в минерально-сырьевом секторе традиционно играли важную роль.

Под понятием «промышленные (индустриальные) минералы» понимаются полезные ископаемые, близкие по значению к неметаллическим. Химические и физические свойства определяют их использование во многих областях промышленного производства без процессов металлургического передела. В этот большой класс входит минеральное сырье (минералы и горные породы), извлекаемое человеком из недр, кроме металлов, энергетических видов полезных ископаемых, воды и самоцветов (Щипцов, 2001). В мировой

© Щипцов, Бубнова, Гаранжа и др., 2011

практике, включая северные страны Европейского континента, эта терминология широко применяется, особенно когда речь идет о конечном использовании минерального передела.

На территории Республики Карелия (юго-восточная часть Фенноскандинавского щита) формирование промышленных минералов связано с изменением режимов геодинамических обстановок. Основные геологические особенности Фенноскандинавского щита, одной из древних мегаструктур Земли, определились за продолжительный период активного пульсационного становления земной коры – от ранних датируемых этапов формирования (> 3.5 млрд лет) со сменой геодинамических режимов во всей последующей истории геологического развития вплоть до кайнозойской активизации. Значительная часть промышленных минералов принадлежат к метаморфогенной серии месторождений и проявлений, преимущественно связанных с региональным метаморфизмом и кислотными, основными и щелочными фациями метасоматоза. Систематизированный подход к оценке промышленных минералов Карелии позволяет ранжировать их по важнейшим геологическим событиям в истории земной коры Фенноскандинавского щита и определяет их роль в экономике минерального сырья с учетом того обстоятельства, что мировая конъюнктура достаточно стабильна и имеет тенденцию к росту (табл.).

Таблица. Геологические обстановки формирования основных промышленных минералов Карелии
Table. Geological settings of Karelia's basic industrial minerals.

Геологическая палеообстановка	Промышленный минерал
Архейские гранито-гнейсовые поля с интенсивно, умеренно и слабо реактивизированными областями	Полевой шпат, кварц, мусковит, гранат, графит, кианит, пирит, корунд, сподумен
Структурно-формационные комплексы архейских гранит-зеленокаменных областей	Кварц, гранат, графит, кианит, мусковит, пирит, ставролит, тальк
Области развития свекокарельских осадочно-вулканогенных и вулканических толщ	Кварц, тальк, шунгит, графит, полевой шпат, барит, андалузит
Рифейско-вендский комплекс	Кварц, флюорит, Ba-Sr полевой шпат, волластонит
Дифференцированные интрузии от ультраосновного до кислощелочного и карбонатитового состава архейского и протерозойского периода	Апатит, кальцит, полевой шпат, барит, ильменит, титаномагнетит, магнетит, хромит, асбест, тальк, магнезит, пирит, оливин
Фанерозойские осадочные комплексы	Диатомит, сапропель

Исторический аспект

В течение нескольких столетий минеральное сырье на современной территории Карелии играло важную роль в организации хозяйственной деятельности человека и связано с историческими событиями тех времен. Славу слюдяной провинции России Карелия стала приобретать путем разработок слюды еще с X века в окрестностях Лоухского и Пулонгского озер и по берегам Чупинской губы Белого моря. Разработки слюды в Карелии достигли значительных масштабов в XVI в. во времена Ивана III. В XVIII веке слюдяной промысел Карелии прекратил существование в связи с началом производства оконного стекла. Добыча слюды в Карелии до XX века не возобновлялась. В 1919 г. происходит второе рождение слюдяного промысла с потребностью в электротехнических материалах, когда техническая экспертиза карельского мусковита установила его соответствие лучшему в мире сорту листовой слюды – Rubymica. Освоение минерального сырья (слюда-мусковит, калиевый полевой шпат - микроклин и кварц) для нужд электротехнической, фарфорофаянсовой и стекольной промышленности начато с 1922 г. силами частных компаний на севере Карелии. Интенсивная разработка месторождений слюды началась в 30-е годы. Слюдяной рудник организован в 1936 г. в местечке Малиновая Варакка. Значительная часть запасов мусковита была заключена в крупных жилах и кустах жил пегматитов. Здесь существовала самая глубокая шахта в мире по добыче мусковита (нижний горизонт выработки проходил на глубине около 200 м от поверхности земли).

К процессу комплексных научных исследований мусковитовых пегматитов с 1964 г. был подключен Петрозаводский институт геологии, подчиненный в определенный отрезок времени Министерству геологии и охраны недр СССР. На этом этапе были созданы лаборатории геологии и разведки слюдяных месторождений (Б.Я.Алексеев), геофизики (М.И.Голод), минералогии (А.Б.Наливкин). Главной задачей стало изучение особенностей геологического строения слюдоносных районов и отдельных месторождений мусковита Северо-запада СССР, закономерностей пространственного распространения слюдяных пегматитов, внутреннего строения пегматитовых жил, а также вопросы совершенствования методов разведки и подсчета запасов мусковита глубоких горизонтов эксплуатирующихся месторождений Карелии. Наиболее концентрированным выражением достижений в изучении мусковитовых пегматитов данного периода явилась разработанная Л.Л.Гродницким формационно-парагенетическая классификация. Наряду с ним вклад в комплексное изучение пегматитов Карелии за двадцатилетний период внесли в разное время Б.Я.Алексеев, О.И.Володичев, В.Я.Волочаев, Л.С.Голованова, М.И.Голод, Л.Л.Гродницкий, И.Н.Карелина. Б.Н.Клабуков, В.А.Коншин, А.И.Крохин, А.Б.Наливкин, А.С.Пекки, А.К.Полин, В.С.Попов, А.М.Ручьев, Г.П.Сафронова, А.С.Семенов, М.М.Стенарь, В.В.Щипцов и др. В ходе многолетних работ выполнены геолого-

структурные, минералого-геохимические, петрологические исследования с высокой степенью детальности фактического материала (многие горизонты подземных выработок и сотни глубоких скважин) и широкой пространственной корреляцией данных. В 1991-1995 гг. завершено изучение самых крупных месторождений Беломорского пегматитового пояса – Риколатва, Лейвова и Плотина. Составлена пространственно-временная (объемная, до глубины 700 м) модель пегматитогенеза в генетической связи с процессами структурной и полиметаморфической эволюции. Одним из итогов явилась монография Л.Л.Гродницкого (Гродницкий, 1982). Ему же принадлежит большая заслуга в открытии месторождения мусковитовых пегматитов Слюдозеро (северная Карелия).

На раннем этапе в институте появилась лаборатория диэлектриков (зав. В.Я.Волочаев), впоследствии переименованная в лабораторию технологии мусковита. Сотрудники лаборатории (И.Н.Карелина, А.Б.Наливкин) изучали включения в слюдах и их влияния на качество изделий, использование мелкоразмерной слюды как потенциального полезного ископаемого. Поддерживались тесные деловые связи с Петрозаводской слюдяной фабрикой.

Одновременно, в 20-е годы добыча полевошпатного сырья в России получает становление и развитие в Карелии. В 1927 г. поселок Хетоламбина вошел в состав Чупинского рудоуправления. Особенный вклад в создание минерально-сырьевой базы керамической промышленности принадлежит проф. П.А.Борисову, бывшему некоторое время начальником Чупинской разведочной партии. Куст пегматитов включал 23 промышленные пегматитовые жилы. Многие годы Хетоламбинский рудник оставался основным объектом добычи керамического сырья, представленных керамическим пегматитом, в т.ч. блоковым микроклином. Недавно завершена разработка открытым способом самой крупной пегматитовой жилы месторождения. С первых дней существования института в его структуре оставался под патронажем П.А.Борисова отдел минерального сырья, на базе которого в 60-ые годы организованы лаборатории. Одна из таких лабораторий – это лаборатория минерального сырья (зав. А.С.Пекки), к основному направлению которой относились исследования по расширению минерально-сырьевой базы преимущественно кварц-полевошпатового сырья. По рекомендации института начинается эксплуатация пегматитов месторождения Линнаваара (северное Приладожье) для стекольного производства. Именно тогда ставится задача по поискам заменителей пегматитов на нетрадиционные источники полевого шпата. Исследуются граниты-рапакиви, кварцевые порфиры, аркозовые песчаники и другие породы (А.С.Пекки, Т.К.Кулмала). Выходит в свет монография (Пекки, Разоренова, 1977). При лаборатории возникла группа технологов, занятая вопросами обогащения минерального сырья (Л.С.Скамницкая, В.И.Кевлич).

История планомерных исследований кварцевого сырья на современной территории Карелии начинается с изучения пегматитов и жильного кварца на предмет нахождения кристаллов мориона, пригодных на пьезокварц. К одному из первых этапов относится работа Питкярантской партии Ленинградской экспедиции на Питкярантском и Улялегском гранит-рапакиви массивах в 1948 году. В 60-70-ые годы изучались и оценивались в Карелии кварцевые образования участка Фенькина-Лампи и кварциты Метчангъярви для использования в металлургическом производстве. Региональные прогнозно-оценочные работы в Карелии на кварцевое сырье также проводились силами комплексной разведочно-добычной экспедиции № 121 шестого всесоюзного производственного объединения в 1975-77 годах. В дальнейшем комплексная работа по изучению кварца для производства специальных кварцевых материалов и изделий была продолжена на ряде месторождений северной Карелии с участием Северной ПРЭ, ГосНИИКСа, ВНИИСИМСа, ГОКа «Карелслюда», лаборатории Центрально-Уральской ГРЭ, МГРИ, Гусевского завода им. Дзержинского, Южно-Уральского завода «Кристалл» и ПО «Рубин». Впервые ГКЗ СССР утвердил запасы кварца Карелии для плавки, варки оптических стекол и синтеза искусственных кристаллов.

С 1964 г. Ю.К.Калинин возглавил лабораторию технологии минерального сырья. Лабораторию удалось оснастить современным по тому времени оборудованием, что позволило проводить изучение механо-технологических свойств минерального сырья, а также исследовать тонкий механизм структурных превращений вещества при его термической обработке. Основным объектом исследований становятся шунгитовые и основные изверженные породы. По рекомендации лаборатории строится Нигозерский карьер, обеспечивющий сырьем производство легких заполнителей бетонов на всей территории Северо-Запада Европейской части СССР. Разрабатывается промышленная химико-технологическая классификация петургического сырья (Лебедева и др., 1979), позволившая обеспечить (Хавчезерское месторождение) хорошее качество стеклокристаллических материалов различной номенклатуры на предприятии в г. Кондопога пироксеновым порфиритом.

Вообще история исследований шунгитовых пород насчитывает уже более двухсот лет. Интерес к шунгитам особенно подогревался со времен русско-турецкой войны второй половины XIX в. в течение длительного периода как к «шуньгскому антрациту». Большая заслуга принадлежит проф. А.А.Иностранцеву, который на основании полученных результатов определил эту породу как новый крайний член в ряду аморфного угле-

рода и назвал ее шунгитом. Спустя многие годы, проф. П.А.Борисов привлек снова интерес к шунгиту, выпустив книгу «Карельские шунгиты» (Борисов, 1956), в которой им предложена классификация шунгитов и поныне имеющая практическое значение. В 70-ые годы на основании огромного фактического материала, полученного Карельской комплексной экспедицией при проведении съемочных и поисково-оценочных работ, В.А.Соколов, Л.П.Галдобина, Ю.И.Сацук и В.И.Горлов выполнили литолого-фациальный анализ образований заонежского горизонта. Одновременно с этими исследованиями, под руководством Ю.К.Калинина были начаты масштабные технологические работы по исследованиям шунгитовых пород, которые продолжаются в стенах института и в настоящее время на новом современном витке в лаборатории генезиса шунгитовых месторождений (М.М.Филиппов), лаборатории шунгитов (В.В.Ковалевский), лаборатории физико-химических исследований наноуглеродных материалов (Н.Н.Рожкова). В настоящее время шунгитовые породы используются в различных производствах (новые строительные материалы, газоочистка, водоподготовка, термическое производство и др.), для которых шунгитовое сырье добывается на двух действующих карьерах ЗАО НПК «Карбон-Шунгит», руководителем которого является бывший сотрудник института, д.т.н. Ю.К.Калинин. Он включен в список первооткрывателей Зажогинского месторождения шунгитов.

Первое упоминание о наличии Хизоваарского кианитового проявления встречается в геологическом заключении 1929 г. (В.С.Артамонов и др.). Исследования проводились по заданию Совнаркома СССР с целью поисков руд алюминия для развития самолетостроения. В 1941 г. завершилась предварительная разведка, а в период 1951-53 гг. проходила доразведка с целью переоценки кианита для производства силумина.

В конце 20-х годов прошлого столетия при поисках пегматитовых жил на побережье Белого моря были встречены породы, обогащенные гранатом. Было известно только о гранатсодержащих породах, развитых в железнодорожной полосе и на побережье Белого моря от Сороки и до Княжей губы. Первоначальное изучение гранатовых проявлений Шуерецкого района в 1929-1930 гг. производил П.А. Борисов (Институт Севера) на договорных началах с трестом "Карелгранит". В 1931-1932 гг. геологоразведочные работы выполнялись Ленинградским отделением Института прикладной минералогии (руководители работ В.С.Артамонов и Н.А.Игнатьев) также на договорных началах с трестом "Карелгранит". В результате были открыты месторождения – Тербеостровское (Шуерецкое), Еловый наволок, Солохина Луда, Югра-Наволок, Кислячиха. Затем наступил длительный период потери интереса к гранату как промышленному минералу.

Согласно «Трудам Вольно-Экономического общества» (1798), графит в Олонецком крае был известен еще в XVII в. Графитовые каменоломни были сосредоточены в окрестностях Сердобля (Сортавала) и Питкяранты. Заметное количество графитовой руды добывалось в шахте Шварц I. В конце XIX в. было добыто 120 т. графита (300 лет…, 2001). Планомерные специальные исследования были развернуты в институте под руководством А.С.Пекки в соответствии с Государственной программой по изучению углеродсодержащих пород черносланцевых толщ Карелии. Р.И.Бураковым, научным сотрудником института, был выявлен ряд проявлений чешуйчатого графита. С 1973 г. Н.С.Бискэ (Бискэ,1987) продолжила исследования в этом направлении. По ее рекомендации проведены поиски и поисково-оценочные работы на графит на Ихальском объекте. Это крупное месторождение легкообогатимых руд явнокристаллического чешуйчатого графита. Частично испытания на обогатимость графитовых руд осуществлялись Л.С.Скамницкой в институте.

Важные результаты научных исследований промышленных минералов Карелии на современном этапе и стратегические подходы

Территория Карелии представляет собой потенциально значимую минерально-сырьевую область на промышленные минералы (Щипцов, 2005; Минерально-сырьевая …, 2006) (рис. A, B, C, D).

В 90-ые годы институт стал активно развивать плодотворное международное сотрудничество в области изучения промышленных минералов Фенноскандинавского щита. Важным событием стала прошедшая в г. Петрозаводске в 1993 году международная конференция «Индустриальные минералы Балтийского (Фенноскандинавского) щита и новые технологии». К ее началу издана на англ. яз. книга «Precambrian Industrial Minerals of Karelia» (Precambrian…, 1993). Среди участников, кроме финских геологов, были геологи из Болгарии, Китая, Великобритании, Норвегии. Следствием всего стало выступление с докладом В.В.Щипцова в Берлине на XI международном Конгрессе по промышленным минералам (Shchiptsov, 1994). За всю историю конгрессов на тот момент это был первый участник от России (бывшего СССР).

Наиболее распространенными по использованию в качестве технологического компонента при производстве строительной и технической керамики являются промышленные минералы группы полевых шпатов (рис. D). Важное коммерческое значение принадлежит калиевому полевому шпату (микроклину). В этой области длительное время проводятся в институте исследования по минералого-технологической оценке новых объектов полевошпатового сырья – это геллефлинта (вмещающая порода магнетитовые кварциты Костомукшского железорудного месторождения),

анортозиты участка Нижнее Котозеро, месторождения сиенитов Елетьозерского массива Нижнее и Южное), алюмосиликаты (прежде всего, кианит с получением муллита, обладающего высокой огнеупорностью, термостойкостью, прочностью и химической инертностью) и др. (рис. D). В Лахденпохском районе открыты в 80-ые годы прошлого столетия и изучались при участии ККГРЭ Кайвомякское (10 км^2) и Райвомякское (6 км^2) месторождения потенциального комплексного Sr-Ba содержащего щелочнополевошпатового, редкоземельно-титанового и апатитового сырья, неизвестного ранее в СССР и за рубежом. Рудой на месторождениях являются горные породы, названные по месту нахождения ладогалитами (щелочные ультрамафиты и мафиты), а также тенсбергиты и нордмаркиты (сиениты – щелочные породы среднего и кислого состава) (Хазов, 1983, 1984). Интерес к этим массивам еще более усиливают выявленные акцессорные микроалмазы в диатремах эксплозивных брекчий (Khazov et al, 1993).

В соответствии с Федеральной Программой геологоразведочных работ на территории Карелии в 1995-2000 гг. ИГ КарНЦ РАН совместно с Северной поисково-разведочной экспедицией провел широкомасштабные региональные исследования по проекту «Прогнозно-минерагеническое изучение Республики Карелия в масштабе 1:1000000 с целью выявления объектов, перспективных на минеральное сырье для производства специальных кварцевых изделий» и составил прогнозно-минерагеническую карту кварценосности Республики Карелия в масштабе 1:1000000 с выделением промышленно-генетических типов кварца. Региональными исследованиями были охвачены основные геологические структуры, на всей территории Карелии и установлены новые кварценосные проявления, в том числе и кварцевые жилы с гранулированным кварцем, приуроченные к зонам кислотного выщелачивания этапа свекофеннской активизации, сливные кварциты и россыпи галечного кварца, в составе которых содержится до 30% гранулированного или прозрачного кварца (Данилевская, Щипцов, 2007) (рис. C). Проведенные минералого-технологические исследования кварцевого сырья позволили сделать предварительную оценку возможных направлений использования и промышленной значимости конкретных объектов. Результаты исследований изложены в монографии по кварцевому сырью Карелии (Данилевская и др., 2004).

В Карелии выделены два типа тальксодержащих пород (Precambrian…, 1993). Месторождения и проявления первого типа (апоультрамафитовый тип) распространены в ультрамафитах перидотит-пикритового или дунит-перидотитового состава, а также в коматиитах, обычно серпентинизированных, в архейских гранит-зеленокаменных областях. К ним относятся тальковый камень, реже тальк (железистый). Проявления второго типа (апокарбонатный тип) приурочены исключительно к доломитам ятулийского надгоризонта протерозоя. С этими комплексами связаны проявления маложелезистого талька до талькитов.

Важную роль на начальном периоде сыграл проект «Kosstone» «Создание модели камнедобывающей промышленности в Еврорегионе Карелия (территория Костомукшского р-на)» TACIS CBC Small Project Facility. Партнерами с финской стороны были Союз Кайнуу (координатор), муниципалитеты г.Кухмо и г. Суомуссалми, Региональное отделение в г.Куопио Геологической службы Финляндии. Партнеры в проекте с российской стороны – администрация г. Костомукши и ИГ КарНЦ РАН. Подобные исследования заложили фундамент в перспективу создания первого производства с использованием карельского талькового камня, что является хорошим примером развития приграничного сотрудничества. Силами института здесь была проведена поисково-оценочная стадия работ с подсчетом запасов по промышленным категориям на площади «Озерки» по заказу компании «ИНКОД» – держателя лицензии. Результаты научно-прикладных исследований тальковых пород Республики Карелия обосновывают новые данные по оценке минерально-сырьевой базы талька и талькового камня (Соколов, 1995; Бархатов и др., 2010) (рис. B).

Минералого-технологические исследования позволили сделать вывод о перспективах мусковитовых кварцитов, расположенных в восточной части Хизоваарской структуры (Щипцов и др., 2003). В отличие от чупинского мелкоразмерного пегматитового мусковита, маложелезистый мусковит из кварцитов имеет превосходные характеристики по железу – менее 1 %, мышьяку – не более 3 мг/кг, свинца – не более 20 мг/кг, более 90 % свободных от минеральных примесей чешуек фракции – 0.04-0.1 мм. Около 75% производимой в мире молотой слюды сухим способом потребляется в производстве гипсоплит и лакокрасочных материалов.

Выявлены месторождения и проявления гранатовых руд (Западно-Плотинское, Униярви, Левин Бор, Высота-181). Гранатовые руды Карелии изучены и технологически оценены в лаборатории геологии, технологии и экономики минерального сырья ИГ КарНЦ РАН (Щипцов и др., 2002; Гранатовые руды Карелии, 2009). Предварительные результаты лабораторных технологических испытаний свидетельствуют о принципиальной возможности обогащения руд с получением гранатового концентрата.

Хизоваарское кианитовое поле – наиболее подготовленный объект для промышленного освоения высокоглиноземистых пород России (Хизоваарское.., 1988). К новому виду полевошпатового сырья относятся упомянутые выше детально изученные и оцененные анортозиты крупного проявления Нижнее Котозеро (Щипцов и др., 2004). Выполнены технико-экономические расчеты

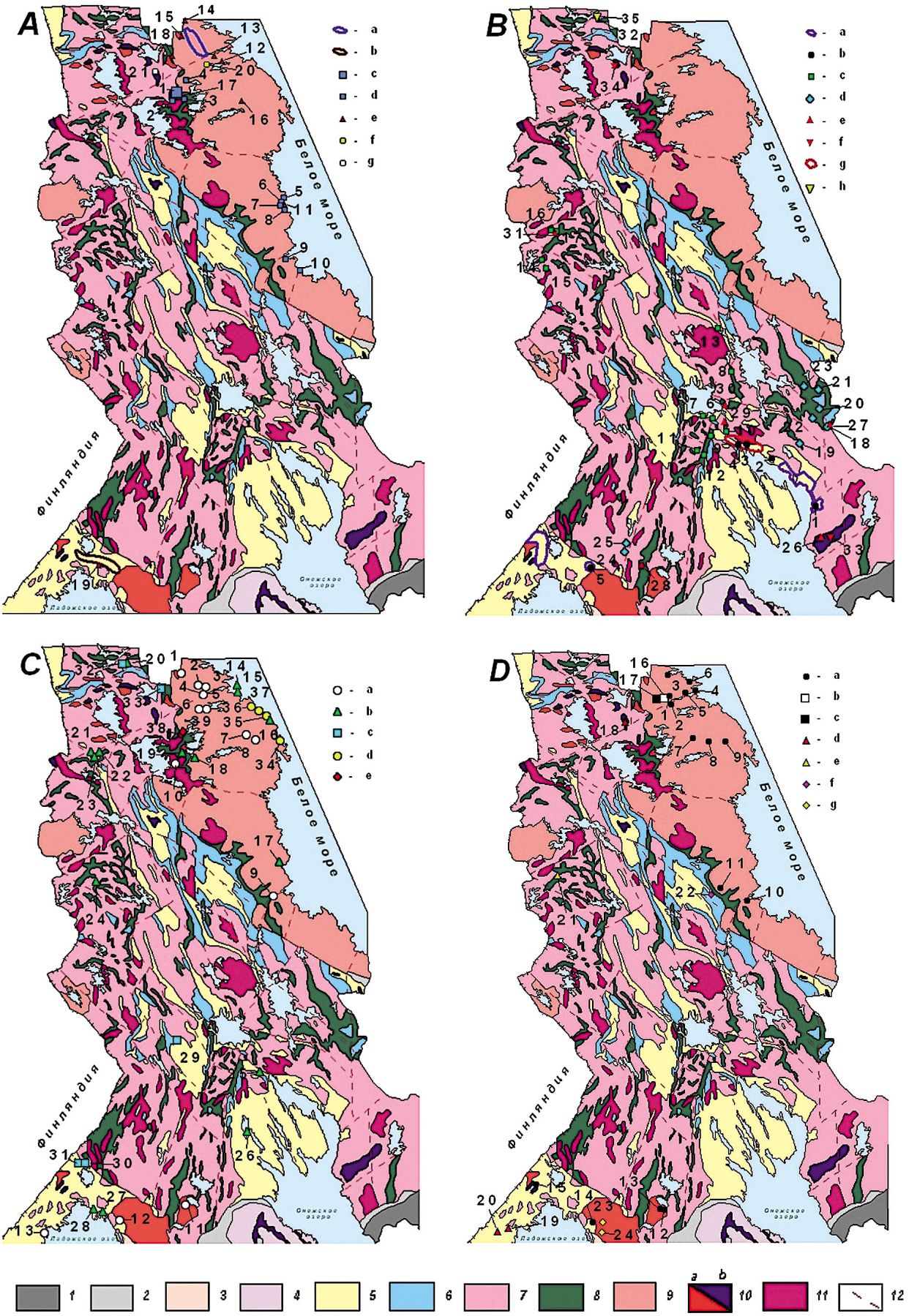

A
B
C
D
Белое море
Финляндия
Онежское озеро
Падожское озеро
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Рис. Схема размещения основных промышленных минералов на территории Республики Карелия (A – высокоглиноземистое сырье, B – высокомагнезиальное сырье, C – кварцевое сырье, D – полевошпатовое сырье)
Fig. Scheme showing the distribution of industrial minerals in the Republic of Karelia. A – high-alumina raw materials; B – high-Mg raw materials; C – quartz raw materials; D – feldspar Raw materials.

Условные обозначения: 1 – палеозой (известняки, доломиты, песчаники, пески и глины девона и карбона); Нео- и мезопротерозой: 2 – венд (песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, гравелиты - валдайская серия); 3 – рифей (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, диабазовые, базальтовые туффиты и туфы - салминская свита); 4 – вепсий (конгломераты, кварцито-песчаники – петрозаводская, шокшинская и др. свиты). Палеопротерозой: 5 – калевий, людиковий, ятулий (кварцевые конгломераты, аркозы, кварцито-песчаники, кварциты, доломиты, шунгиты, вулканиты, диабазы, туфы, туффиты, пикриты и другие вулканогенно-осадочные породы, сланцы, гнейсы, амфиболиты сортавальской, ладожской, сегозерской, онежской и др. серий и свит, малые интрузии разного состава); 6 – сумий, сариолий (конгломераты, аркозы, сланцы, доломиты, диабазы, туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, кварцевые порфиры, кератофиры и пр. большезерской, тунгудско-надвоицкой и др. серий и малые интрузии разного состава). Архей: 7 – породы Чупинского парагнейсового комплекса Беломорского подвижного пояса (гнейсы, амфиболиты, мигматиты, гранито-гнейсы беломорской серии и ее аналогов), малые интрузии разного состава и возраста; 8 – лопий (гнейсы, амфиболиты, железистые кварциты, графитистые сланцы, вулканиты разного состава гимольской, парандовской, тикшозерской и др. серий нео- и мезоархея и малые нтрузии разного состава); 9 – нерасчлененные, преимущественно гранитоидные породы и мигматиты архея с ядрами континентальной коры; 10 – палеопротерозойские интрузии (граниты, гранодиориты, основные, ультраосновные породы); 11 – неоархейские интрузии гранитов и гранитоидов; 12 – разрывные нарушения различного возраста, определяющие блоковое строение региона.
1 – Paleozoic (limestones, dolomites, sandstones, sands and clay of Devon and Carbon); Neoproterozoic-and Mezoproterozoic 2 – Vendian (sandstones, siltstones, clay, congrolomerates, gritstones, - Valdain Formation); 3 – Riphean (congrolomerates, gritstones, sandstones, siltstones, mudstones, tuff-sandstones, diabasic and basaltic tuffites and tuffs – Salmian Formation); 4 – Vepsian (conglomerates, quartzite-sandstones – Petrozavodsk, Shoksha Formation and others); 5 – Kalevian, Lyudicovian; Jatulian (quartzy congromereate, arcoses, quartzite-sandstones; quartzites, dolomites, shungites, volcanites, diabases, tuffs, tuffites, picrites and other volcanic-sedimentary rocks, schists, gneisses, amphibolitesof the Sortavalian, Ladoga, Segozerian, Onega Formations and others, small intrusions); 6 – Sariolian, Sumian (conglomerates, arcoses, schists, dolomites, diabases, tuff-sandstones, tuff-breccia, quartz porphyry, keratophyres and others of Bolshozerian and Tunguda-Nadvoitsa Formations, small intrusions; Archean): 7 – rocks of the Chupa paragneisic Formation of the Belomorian mobile belt (gneisses, amphibolites, migmatites, granite-gneisses of the Belomorian Formation and its analogs) and small intrusions; 8 – Lopian (gneisses, amphibolites, iron quartzites, graphitic schists, volcanites; of Gimola, Parandova, Tikshozerian and others terraains of Neo-and Mezoarchean and small intrusions); 9 – non-divided Lopian and Saamian, advantageously granitoid rocks and migmatites of Archean and nucleus of the continental crust; 10 – Paleoproterozoic intrusions (granites, granodiorites, basic and ultrabasic rocks); 11 – Neoarchean granites and granitoids; 12 – fractures of different age.
A – высокоглиноземистое сырье
(a) – область проявления кианитовых руд Беломорского подвижного пояса; (b) – область проявления андалузитовых и ставролитовых руд Свекофенноской складчатой мезоструктуры; (c) – месторождения кианита Хизоваарского рудного поля (1 – Южная линза, Северная линза, Восточная линза); (d) – проявления кианитовых руд (2 – Высота-181, 3 – Фукситовый участок, 4 – Магнетитовая Варака, 5 – Кислячиха, 6 – Еловый наволок, 7 – Тербеостров, 8 – Солохина Луда, 9 – Удинское; 10 – Кузостровское); (e) – месторождения и проявления граната (11 – Шуерецкая группа, 12 – Западная Плотина, 13 – Левин Бор, 14 – Нигрозеро, 15 – Дядина Гора, 16 – Энгозеро, 17 – Высота-181, 18 – Унияpви, 19 – Кительское; (f) – анортозиты (20 – Нижнее Котозеро); (g) – нефелиновые сиениты (21 – Елетьозерский массив, Южный и Северный участки)
A – high-aluminous raw materials
(a) – field of kyanite occurrences in the Belomorian mobile belt; (b) – field of andalusite and staurolite occurrences in the Svecofennian domain; (c) – Hizovaara kyanite deposit (1 – Yuzhnaya lense, Northern lense, Eastern lense); (d) – kyanite occurrences (2 – Vysota-181, 3 – Fuchsite area, 4 – Magnetite Varaka, 5 – Kyslyachiha, 6 – Elovy Navolok, 7 – Terbeostrov, 8 – Solohina Luda, 9 – Udinskoe, 10 – Kuzostrovskoe); (e) – garnet deposits and occurrences (11 – Shueretskaya group, 12 – Zapadnaya Plotina, 13 – Levin Bor, 14 – Nigrozero, 15 – Dyadina Gora, 16 – Engozero, 17 – Vysota-181, 18 – Uniyarvi, 19 – Kytelskoe); (f) – anortosite (20 – Nizhnee Kotozero); (g) – nepheline syenite (21 – Eletozersky massive, Yuzhny and Severny areas)
B –высокомагнезиальное сырье
(a) – площади, перспективные для поисков маложелезистого талька; (b) – проявления маложелезистого талька апокарбонатного типа (1 – Пудожгорское, 2 – Габсельгское, 3 – Пиндушское, 4 – Фенькина Лампи, 5 – Саригора); (c) – месторождения (Сегозерская группа) и проявления талькового камня апоультрабазитового типа (6 – Каллиево-Муреннанваара, 7 – Турган-Койван-Аллуста, 8 – Уросозерское, 9 – Вожемское, 10 – Остерозеро (Нижний Петтель), 11 – Черный Наволок (Совдозеро), 12 – Карзикозеро 13 – Парандовское, 14 – Няльма Губа, 15 – Каменная Река, 16 – Озерки, 17 – Костомукшское); (d) – месторождения и проявления тальк-карбонатных руд железистого талька апоультрабазитового типа (18 – Светлоозерское, 19 – Повенчанка, 20 – Кумбуксинское, 21 – Южно-Вожминское, 22 – Золотопорожское, 23 – Вожмозерское, 24 – Хюрсюля, 25 – Игнойла); (e) – серпентиниты (26 – Аганозерское, 27 – Светлоозерское, 28 – Хаутаваара, 29 – Вожемское, 30 – Кропотнаволок, 31 – Таловейс, 32 - Ханкус); (f) – оливиниты (33 – Бураковский, 34 – Тикшеозерский); (g) – Повенецкий рудный узел с проявлениями рибекит-асбеста (Краснополянское, Сапенецкое, Повенецкое и др. проявления); (h) – антофиллит-асбест (35 – Ханкус)
B – high-magnesia raw materials
(a) – perspective areas for talc prospecting; (b) – talc occurrences of apocarbonate type (1 – Pudozhgorskoe, 2 – Gabselgskoe, 3 – Pyndushskoe, 4 – Phenkina Lampi, 5 – Sarigora); (c) – Deposits (Segoreskaya group) and soap stoneoccurrences of apoultrabasite type

(6 – Kallievo-Murennenvaara, 7 – Turgan-Koivan-Allusta, 8 – Urozerskoe, 9 – Vozhemskoe, 10 – Osterozerskoe (Nyzhny Pettel), 11 – Cherny Navolock (Sovdozero), 12 – Karzickozero 13 – Parandovskoe, 14 – Nyalma Guba, 15 – Kamennaya Reka, 16 – Ozerky, 17 – Kostomukshskoe); (d) – talc deposit and occurrences of talc-carbonate apobasite type (18 – Svetlozerskoe, 19 – Povenchanka, 20 – Kumbuksinskoe, 21 – Yuzhno-Vozhminskoe, 22 – Zolotoporozhskoe, 23 – Vozhmozerskoe, 24 – Hyursyulya, 25 – Ignoila); (e) – serpentinite (26 – Aganozerskoe, 27 – Svetlozerskoe, 28 – Hautavaara, 29 – Vozhemskoe, 30 – Kropotnavalock, 31 – Taloveis, 32 – Hankus); (f) – olivinites (33 – Burakovsky, 34 – Tikshozersky); (g) – Povenetsky area with ribbecite-asbestos (Krasnopolyanskoe, Sapenetskoe, Povenetskoe et al); (h) – antofillite-asbestos (35 – Hankus)

C – кварцевое сырье

(a) – пегматиты (1 – Тэдино, 2 – Карельское, 3 – Малиновая Варакка, 4 – Чкаловское, 5 – Плотина, 6 – Слюдозеро, 7 – Пиртостров, 8 – Никонова Варакка, 9 – Слюдяной Бор, 10 – Пиртима, 11 – Кюрьяла, 12 – Люпикко, 13 – Соролансаари); (b) – жильный (14 – Пежостров, 15 – Шарапиха, 16 – Кювиканда, 17 – Тербеостровское, 18 – Рухнаволок, 19 – Хизоваара, 20 – Кукасозеро, 21 – Шайвозеро, 22 – Корпиярви, 23 – Ихиярви, 24 – Меломайс, 25 – Фенькина лампи, 26 – Койкары, 27 – Нуолаймниеми, 28 – Мурсула); (c) – кварциты (29 – Метчангъярви, 30 – Куханас-лампи, 31 – Питкяниеми, сливные перекристаллизованные кварциты 32 – Кукасозеро, 33 – Степаново озеро); (d) – галечный (34 – мыс Одинчижный, 35 – Двинская губа, 36 – Жемчужная губа, 37 – Лодейная губа); (e) – кварцсодержащие породы (метасоматиты) (38 – Высота-181, 39 – Южная линза, 40 – Межозерное)

C – quartz raw materials

(a) – pegmatites (1 – Tedino, 2 – Karelskoe, 3 – Malinovaya Varakka, 4 – Chalovskoe, 5 – Plotina, 6 – Slyudozero, 7 – Pyrtostrov, 8 – Nikoova Varakka, 9 – Slyudyanoy Bor, 10 – Pyrtima; 11 – Kyuryala, 12 – Lyupikko; 13 – Sorolansari); (b) – veined (14 – Pezhostrov); 15 – Sharapiha, 16 – Kyuvikanda, 17 – Terbeostrovskoe, 18 – Ruhnavolock, 19 – Khizovaara, 20 – Kukasozero, 21 – Shaivozero, 22 – Korpiyarvi); 23 – Ihiyarvi, 24 – Melomais, 25 – Phenkina Lampi, 26 – Koikary, 27 –Nuolainiemi, 28 – Mursula), (c) – quartzites (29 – Metchangyarvi, 30 – Kuhanas-Lampi, 31 – Pytkyaniemi, exhaust blastic quartzites 32 – Kukasozero, 33 – Stepanovo ozero); (d) – pebbled (34 – mys Odinchizny, 35 – Dviskaya guba, 36 – Zhemchuzhnaya guba, 37 – Lodeinaya guba; (e) – quarttzbearning rocks (metasomatite) (38 – Vysota-181, 39 – Yuzhnaya linza, 40 – Mezhozernoye).

D – полевошпатовое сырье

(a) – пегматиты (1 – Хетоламбинский куст, 2 – Чкаловское, 3 - Блинковые Вараки; 4 – Кривое озеро, 5 – Уракко-озеро, 6 – Кив-губа, 7 – Постельное озеро, 8 – Плотная ламбина, 9 – Восточное Мурашево, 10 – Слюдозеро, 11– Торлов Ручей, 12– Кюрьяла, 13 – Большое, 14 – Люпикко, 15 – Яккимское); (b) – гранит-аплит (16 – Озеро Долгое); (c) – анортозит (17– Нижнее Котозеро); (d) – сиенит (18 – Нижнее (Елетьозерский массив), 19 – Кайвомяки, 20 – Райвомяки); (e) – геллефлинта (21 – Костомукшское); (f) – кварцевый порфир (22 – Роза-лампи); (g) – гранит-рапакиви (23 – Уксунийоки, 24 – Юкка-Коски).

D – feldspar raw materials

(a) – pegmatites (1 – Hetolambina, 2 – Chkalovskoe, 3 – Blinkovy Baraky, 4 – Krivoe ozero, 5 – Urakko-ozero, 6 – Kiv-Guba, 7 – Postelnoe ozero, 8 – Plotnaya lambina, 9 – Vostochnoe Murashevo, 10 – Slydozero, 11 – Torlov Ruchei, 12 – Kyuryala, 13 – Bolshoe, 14 – Lyupikko, 15 – Yakkimskoe); (b) – granite-aplite (16 – Ozero Dolgoe), (c) – anortosite (17– Nizhnee Kotozero); (d) – syenite (18 – Nizhnee (Eletozersky massive), 19 – Kaivomyaki, 20 – Raivomyaki); (e) – hallephlinta (21 – Kostomukshskoe); (f) – quartzy porphir (22 – Roza-lampi); (g) – granite-rapakivi (23 – Uksunjoki, 24 – Yukka-Koski).

по оценке целесообразности освоения месторождения карбонатитовых руд «Тикшеозерское» с получением 4 конечных промышленных продуктов - апатит, высококальциевое карбонатное сырье, магнетит, флогопит (Щипцов и др., 2007). Составлен инвестиционный проект по разработке промышленных отвалов от слюдодобычи с определением разнообразного ассортимента конечной продукции. Теоретически обоснована и экспериментально подтверждена взаимосвязь изоморфизма, дефектности структуры, параметров кристаллической решетки, заряда поверхности, сорбционной активности и флотируемости при исследованиях обогатимости полигенетических типов апатитсодержащих руд Карелии (Тикшеозерское месторождение и Элисенваарская группа проявлений).

Применительно к промышленным минералам новыми следует считать ранее неизвестные минералы и породы (выявленные в последние 10–20 лет), которые по химическому составу и другим качественным показателям могут явиться по отношению к традиционным видам, альтернативным источником. Например, в Карелии к этим видам относятся шунгитсодержащие сланцы, анортозиты, мусковитовые кварциты, ставролиты, прибрежные россыпи кварца, барий-стронциевое полевошпатовое сырье и др. Понятие «новое сырье» можно рассматривать в разных измерениях - как на мировом, так и региональном уровнях.

К нетрадиционным видам следует относить те из них, полезные свойства которых были известны, но в современных экономических условиях разработаны новые технологические решения, позволяющие говорить о рентабельности и эффективности их использования (Ларичкин и др., 2003). Например, в Карелии о промышленной ценности кианита, граната, шунгита и диатомитов стало известно уже в тридцатые годы прошлого столетия, но в то время технологический уровень изученности имел характер стартового и не определял в значительной степени возможные области использования и конечные продукты промышленного производства по причине научного уровня и технического развития общества. К подобным промышленным минералам и горным породам в Карелии можно также отнести тальковый камень, ильменит, апатит, кварцевые порфиры, нефелиновые сиениты и др.

Следует подчеркнуть важную особенность многих видов промышленных минералов многоцелевого назначения, в чем заключается большое отличие от руд металлов и горючих ископаемых, где ценность сырья определяется, прежде всего, содержанием полезного компонента. Качество же промышленных минералов оценивается в зависимости от их физических, физико-химических свойств и особенностей минерального состава, диапазон которых весьма широк и многообразен.

На примере минералого-технологического изучения минералов и руд Карелии установлено, что свойства (характер оруденения, текстурно-структурные особенности, размер вкрапленности рудных и нерудных минералов, их состав, гранулометрическая граница раскрытия сростков, химический состав минералов и т. д.) являются основой для выбора технологии обогащения.

В соответствии с принятой методологией, исследования проводились в двух направлениях. Первое – теоретическое предположение и экспериментальное изучение закономерностей изменения свойств минералов с целью интенсификации процессов обогащения. Второе – выбор и научное обоснование технологий обогащения на основе изучения закономерностей селективного разделения парагенетических ассоциаций промышленных минералов.

Одним из перспективных направлений развития технологии обогащения является разработка и обоснование способов и методов изменения природных свойств минералов с целью повышения технологических показателей. Использование термических, радиационных, химических и других видов энергетического воздействия на минералы является важнейшим современным направлением технологической минералогии. Преобразование свойств минералов в заданном направлении позволяет не только изменять обогатимость руд, но и создавать новые процессы извлечения полезных компонентов. В рамках данного научного направления исследована возможность повышения технологических показателей обогащения кианитовых, графитовых, гранатовых и некоторых других типов руд Карелии на основе предварительного модифицирования свойств минералов (Каменева, Скамницкая, 2003; Щипцов и др., 2006). На примере промышленных минералов Карелии выполнен комплекс исследований по выявлению и научному обоснованию механизмов изменения их свойств под воздействием ультразвука, химически активной плазмы, СВЧ-излучения, протонного облучения, воздействия мощными электромагнитными импульсами (Щипцов и др., 2006). Идея заключена в усилении контрастности свойств разделяемых минералов на основе направленного воздействия различными силовыми полями для повышения эффективности процессов обогащения, т.е. становится возможным на принципиально новом уровне показать технологические решения на основе разработанной в лаборатории блок-схемы технолого-минералогического изучения промышленных минералов.

Особенностью современного этапа геолого-технологического изучения промышленных минералов Карелии является исследование новых видов на поисково-оценочной стадии. В этой связи в лаборатории геологии, технологии и экономики минерального сырья ИГ КарНЦ РАН выполнены системные технолого-минералогические исследования целого ряда перспективных типов промышленных минералов – маложелезистых мусковитовых кварцитов и сланцев, гранатовых и гранат-ставролитовых, кианитовых, титансодержащих, апатит-карбонатных руд, анортозитов и нетрадиционных видов полевошпатового сырья, на стадиях прогнозирования, поисков и оценки (Каменева, Скамницкая, 2003; Результаты фундаментальных…, 2006).

Особое внимание при исследованиях уделено методам технологической минералогии. Необходимо отметить, что в институте создана российская школа по технологической минералогии под эгидой Комиссии РМО, председателем которой является В.В.Щипцов. С 2006 г. проводятся ежегодные российские семинары по технологической минералогии и публикуются материалы в отдельных сборниках научных статей (Результаты фундаментальных…, 2006; Значение исследований технологической минералогии…, 2007; Новые методы технологической минералогии…, 2009; Технологическая минералогия, методы переработки…, 2010; Минералого-технологическая оценка…, 2011).

Методология комплексной оценки промышленных минералов заключается в рациональном комплексировании минералого-аналитических исследований и перспективных технологий их переработки. Одновременно при этом увеличивается лицензионная привлекательность сырьевых объектов, поскольку предполагается увеличение экономической эффективности производства при внедрении инновационных технологий.

Заключение

С развитием высоких технологий все более значимыми становятся минеральные продукты высокой чистоты, а это, в свою очередь, на примере Карелии влечет за собой интерес к промышленным минералам Фенноскандинавского щита, часть из которых не играла значительной роли в недалеком прошлом (такие промышленные минералы докембрия, как кианит, гранат, новые типы полевошпатовых проявлений, кварцевое сырье, мусковит из нетрадиционных источников, ильменит, тальк и др.).

Основная цель, во-первых, заключалась в комплексной оценке руд промышленных минералов Карелии и совершенствовании технологических схем управления качеством с использованием

опыта Норвегии, Финляндии и Швеции; во-вторых, в обосновании минерально-сырьевой базы для использования в различных отраслях промышленности – огнеупорной, стекольной, керамической, строительных материалов и др.

Получены новые технолого-минералогические данные по конкретным природным типам руд, проанализированы закономерности изменения минералогических свойств и оценка дифференциации технологических типов, а также особенности обогащения (извлекаемые, трудноизвлекаемые и неизвлекаемые), выявлены основные тенденции рынка и установлены возможности использования карельского минерального сырья в производстве огнеупоров, стекла, керамики, строительных материалов и других производствах.

Эколого-экономически обосновывается перспективность создания отрасли горной промышленности, связанной с обнаружением на территории Карелии перспективных объектов промышленных минералов.

Литература

Бархатов А.В., Щипцов В.В., Анисимов Ю.М. Современное состояние и перспективы освоения месторождений талькового камня и талька в Карелии // Горный журнал, № 2, 2010 – С. 26–27

Бискэ Н.С. Графитовое оруденение Северного Приладожья (геологические и генетическин особенности) Петрозаводск: КарфАН СССР, 1987. – 172 с.

Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФССР, 1956. – 267 с.

Гранатовые руды Карелии // Щипцов В.В., Бубнова Т.П., Скамницкая Л.С., Гаранжа А.В., Ручьев А.М. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. – 208 с.

Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л: Наука, 1982. – 295 с.

Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск, 2004. – 226 с.

Данилевская Л.В., Щипцов В.В. Состояние и ресурсы минерально-сырьевой базы кварца Республики Карелия // Разведка и охрана недр. №10, 2007 – С. 29–33

Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья // Сб.научных статей по материалам второго Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: 2007. – 199 с.

Каменева Е.Е., Скамницкая Л.С. Обогащение минерального сырья Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. – 230 с.

Ларичкин Ф.Д., Каменев Е.А., Мотлохов В.Н. Нетрадиционные виды минерального сырья: актуальность, определение и классификация //Горный журнал. №1, 2003. – С.16–20

Лебедева Г.А., Озерова Г.П., Калинин Ю.К. Классификация петургического сырья. Л.: Наука, 1979. – 120 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 2. Под ред. В. П. Михайлова и В. Н. Аминова. Петрозаводск, 2006. – 356 с.

Минералого-технологическая оценка месторождений полезных ископаемых и проблемы раскрытия минералов // Сб.статей по материалам V Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: 2011. – 240 с.

Новые методы технологической минералогии при оценке руд металлов и промышленных минералов // Сб.научных статей по материалам третьего Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: 2009. – 187 с.

Пекки А.С., Разоренова В.И. Месторождения полевошпатового сырья Карелии. Л.: Наука, 1977.

Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ // Сб.научных статей по мат. Первого Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск, 2006. – 163 с.

Соколов В.И. Талько-хлоритовые сланцы Карелии и пути их использования. Петрозаводск: 1995. – 128 с.

Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы // Сб.научных статей по материалам четвертого Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: 2010. – 192 с.

300 лет учреждения приказа рудокопных дел в России // мат. Межд.конф.15-19 июня 2000 г. Петрозаводск, 2001. – 122 с.

Хазов Р.А. Ладогалиты – новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы // ДАН, т.268, № 5, 1983. – С.

Хазов Р.А. Необычный тип магматических месторождений стронция // Геология рудных месторождений. Т. XXV, № 4, 1984. – С. 101–103.

Хизоваарское кианитовое поле //под ред.Л.Л.Гродницкого. Петрозаводск, 1988. – 105 с.

Щипцов В.В. Значение индустриальных минералов Карелии в областях промышленного производства // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001, вып.3. – С. 126–130

Щипцов В.В. Обзор и оценка индустриальных минералов Республики Карелия // Геология рудных месторождений, т. 47, № 1, 2005. С.3–15

Щипцов В.В. Геолого-технологическая характеристика крупного проявления анортозитов Котозерского участка (северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые. Петрозаводск, 2004, вып.7. – С. 151–162.

Щипцов В.В., Каменева Е.Е., Скамницкая Л.С. Теория и практика обогащения минерального сырья Карелии // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Вып.9. Петрозаводск, 2006. – С. 183–195.

Щипцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Данилевская Л.А., Родионов В.С. Мусковитовые кварциты – новый промышленный тип слюдяного сырья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003.– С. 67–77.

Щипцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П., Щипцова Н.И. Технолого-экономическая оценка комплексного использования карбонатных пород Тикшеозерского массива // Проблемы рационального использова-

ния природного и техногенного сырья Баренцева региона в технологии строительных и технических материалов (III Международная научная конференция), Сыктывкар, 2007. - С. 228-230.

Khazov R.A., Biske N.S., Popov M.G., Pavlov G.M. Diamonds in ladogolites // Precambrian industrial minerals of Karelia // Petrozavodsk: 1993 – pp.51-52.

Precambrian Industrial Minerals of Karelia // ed. M.Shchiptsov. Petrozavodsk: 1993. – 83 p.

Shchiptsov V.V. Present and future industrial minerals in Karelia (Russia) // Papers presented at the 11-th "Industrial Minerals" International Congress, Industrial Minerals Division of Metal Bulletin plc, London, 1994. – pp. 15-21.

ШУНГИТОВЫЕ ПОРОДЫ – 50 ЛЕТ НАУЧНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ

Калинин Ю. К.[1], Ковалевский В.В.[2]
[1] *ООО Научно-производственный комплекс (НПК) "Карбон-Шунгит"*
[2] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия*

SHUNGITE ROCKS – 50 YEARS OF SCIENTIFIC AND TECHNOLOGICAL RESEARCH AT THE INSTITUTE OF GEOLOGY

Kalinin Yu. K.[1], Kovalevski V.V.[2]
[1] *Research-and-production company "Carbon-Shungite" Ltd, Petrozavodsk*
[2] *Institute of Geology of Karelian Research Center of Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk*

Shungite rocks have been studying for more then two centuries including investigations of those at Karelian branch of academy of sciences of former Soviet Union. The laboratory of shungites, as a laboratory of nonmetallic minerals primarily, was established in 1962. One of the first research tasks of the laboratory was a study of carbonaceous shale of Nigozero deposit result in an industrial production of the "Shungizite", a filler of light-weight concretes for sectional residential and industrial building construction. Further integrated studies of shungite rocks during 30 years at the laboratory had led to development of more than 20 directions of practical applications of those, including: coke and flux substitute in the metallurgical industry for ferrosilicium, silicomanganese and cast iron production; a graphite substitute in burn-resistant paints and pastes; a filler in acid-resistant and refractory materials; an agent in thermolysis of hydrocarbons and organosynthesis of cyclic hydrocarbons; a filler of electricity-conducting composite materials providing protection against electromagnetic radiation across a large frequency range; effective sorbents for removal of various organic and inorganic substances, pathogenic bacteria, and heavy metals; etc. Shungite rocks are characterized by highly dispersed silicate mineral grains (average size less than 1 μm) evenly distributed in amorphous carbon matrix and unique by composition, structure and properties. In 1991 the research-and-production company "Carbon-Shungite" Ltd had been set up to focus on mining of Zazhogino deposit and raising industrial applications of shungite rocks.

During two last decades it have been shown that shungite carbon or the shungite is characterized by an occurrence of globules, as hollow structures including gradually curved graphene layers enveloped nano-sized pores. According to obtained experimental data on submolecular, atomic and energy-band structures the shungite can be classified as mineraloid of fullerene-like carbon and that is different from graphite, diamond and most of pyrobitumens and anthraxolites. In recent years a method of "nanostructuring" of shungite rocks has been worked out. The nanostructuring is founded on the major modification of shungite rocks of a certain composition and structure that leads to a transformation of fullerene-like carbon to hyperfullerene structures and a synthesis of nano-fibrous silicon carbides. A derived product, the "Shungiton" can be used as filler with great potential for production of composites that have to show increased operating characteristics, mechanical and electrical properties in particular. Would-be users of the filler are aircraft, motor-car and shipbuilding industries, etc.

Over the 50 years of investigation of shungite rocks at Institute of Geology of Karelian research center of RAS some secrets of those were revealed. Shungite is now world-famous and arouse interest in its properties and performance capabilities. At the same time shungite is left in unknown in many respects and promising new discoveries.

Шунгитовые породы Карелии имеют более чем 2-вековую историю исследований, в том числе, фактически с возникновением Карело-Финского, далее Карельского филиала АН СССР (Борисов, 1956). В 1962 г., через год после образования Института геологии, создается лаборатория нерудного сырья, впоследствии (с 1975 г.) лаборатория шунгитов, одной из первых задач которой было изучение углеродистых сланцев Нигозерского месторождения. В первом отчете лаборатории (1962 г., научн. рук. П.А. Борисов, отв. исп. Ю.К. Калинин, исп.: В.И. Мартынов, В.И. Горлов, Г.П. Костынюк, Н.В. Укконен) было показано, что исследованные породы пригодны для получения легкого заполнителя типа керамзит, названного впоследствии "шунгизитом" (рис. 1). На основе этой работы было освоено Нигозерское месторождение и построен Кондопожский шунгитовый завод по выпуску щебня, который поставлялся на предприятия по производству шунгизита Северо-Западного, Центрального, Прибалтийского и др. экономических районов СССР. Изначально шунгизит широко использовался в качестве пористого заполнителя бетонов для изготовления несущих конструкций и деталей сборного домостроя, а также в качестве теплоизоляционных засыпок.

© Калинин, Ковалевский, 2011



Рис. 1. Шунгизит – наполнитель легких бетонов
Fig. 1. "Shungizite", a filler of light-weight concretes

И хотя, развитие технологий производства новых эффективных утеплителей вызвало падение спроса на шунгизит, однако, его применение явилось экономически оправданным и важным этапом в увеличении эффективности сборного жилищного и промышленного строительства на Северо-Западе СССР. С 1964 г. лабораторию возглавляет Ю.К. Калинин и при поддержке К.О. Кратца и участии Р.И. Буракова, В.И. Горлова, Ю.И. Лукина, И.Е. Ивановой, П.Л. Кацеблина, М.И. Павловой и др. начинается широкое апробирование шунгитовых пород в различных технологиях. В том числе, по использованию шунгитов в качестве минерального пигмента (1965 г.), сырья для получения карбида кремния и металлического кремния (1967 г.), наполнителя материалов, стойких в производствах фосфора, фосфорной, серной и др. кислот (1970 г.). В целом, в краткой справке "Шунгиты – новое комплексное сырье", подготовленной в 1971 г., приводится технологическая классификация шунгитов, в которой перечисляются возможные направления использования различных типов шунгитовых пород: 1 – заменитель кокса и кварцита в производстве фосфора, производство штучных термокислотоупоров; 2 – заменитель графита, пигмент, наполнитель кислотоупоров, ускоритель снеготаяния; 3 – облицовочный материал, легкий заполнитель – шунгизит, поделочный и пробирный камень. При этом отмечается, что "перечисленные направления … не охватывают всех возможных сфер использования, а отражают лишь результаты начального этапа работ по внедрению в народное хозяйство этих уникальных пород". Принципиально важными для развития этого направления является вывод о необходимости проведения строго координируемых исследований в геологическом и технологическом направлениях. В частности, в последнем направлении – "исследование физических и химических свойств шунгитовых пород и продуктов их химической и термической обработки, а также композиций на их основе". Результаты, достигнутые за этот период, были отражены в постановлении Совмина СССР от 04.01.1972 г., в котором Институт геологии определялся головной организацией в области "комплексного исследования углеродсодержащих нерудных полезных ископаемых Карелии – шунгитов" (Шунгиты Карелии …, 1975).

Началом второго этапа исследований шунгитовых пород в Институте геологии можно считать постановку в 1972 г. в коллективе лаборатории шунгитов (рис. 2) темы " Изучение свойств шунгитовых пород и возможности комплексного использования шунгитов в народном хозяйстве". Под руководством и при непосредственном участии Ю.К. Калинина начаты работы по выработке геолого-промышленной классификации шунгитовых пород (исп. Л.П. Галдобина и В.И. Горлов); определению состава твердой фазы и летучих (исп. Е.Ф. Дюккиев, И.Е. Щипцова и А.П. Пунка); структурным исследованиям с помощью электронной микроскопии (исп. В.В. Ковалевский) и дериватографии (исп. И.Е. Щипцова); изучению свойств шунгитового вещества и пород, в том числе, плотности (исп. А.И. Михайлова), теплового расширения и термической стойкости (исп. В.И. Тяганова), теплотворной способности (исп. Е.Ф. Дюккиев и А.П. Пунка), адсорбции, взаимодействия с кислотами и щелочами (исп. Е.Ф. Дюккиев). Одновременно проводится технологическое изучение различных типов шунгитовых пород для выплавки силикомарганца и ферросилиция, использования в доменном производстве, жидкого шлако-удаления (исп. Ю.К. Калинин); электролизном производстве алюминия (исп. А.И. Михайлова). К технологическим изучениям и обоснованиям эффективности использования шунгитовых пород привлекаются сотрудники Института биологии (В.И. Волкова) и Института леса Карельского филиала академии наук (В.И. Крутов и Н.А. Понькина), а также Всесоюзного алюмо-магниевого института (г. Ленинград).

Проведенные исследования вызвали необходимость создания геолого-технологической базы вблизи выявленных залежей шунгитовых пород в п. Толвуя, Медвежьегорского района, хозяйственным руководителем которой стал Ю.И. Лукин. Именно эта база стала полигоном, на которой были построены экспериментальные сооружения и апробированы многие технологические разработки по использованию шунгитовых пород.

В последующих работах под руководством Ю.К. Калинина продолжается исследование шунгитового углерода и пород с помощью рентгенографии (Е.П. Германов, А.Н. Сафронов), электронографии (В.В. Ковалевский) и дериватографии (И.Н. Зловидов, Н.Г. Зловидова (Ишанькина)) определяются основные параметры структуры шунгитовых пород в целом и предлагаются новые подходы к их классификации (Ю.К. Калинин), изучаются механические свойства пород и возможность их использования в композиционных



Рис. 2. Лаборатория технологии силикатов – лаборатория шунгитов (1972 г.)
Fig. 2. Staff of the laboratory of shungites (1972)

материалах (Н.Н. Рожкова), определяется термическая стойкость и зависимость электрической проводимости шунгитовых пород от температуры (Тяганова В.И.) и их теплопроводность (В.И. Соколов), исследуются оптические характеристики, гидрофильность и адсорбционные свойства шунгитов в газовых и водных средах, их каталитические свойства и состав экстрагируемых гуминов (Е.Ф. Дюккиев, А.Г. Туполев), изучаются анодные окисные пленки на шунгитах (А.З. Зайденберг), проводится масс-спектрометрическое исследование и определяется изотопный состав шунгитового углерода (А.П. Пунка), изучаются процессы глубокого обогащения шунгитовых пород путем автоклавной обработки в щелочах и кислотах (Л.А. Кондратьева (Сафронова)). Разворачиваются широкие технологические исследования по использованию шунгитовых пород в создании токопроводящих бетонов (Ю.К. Калинин, Т.Д. Риц), в металлургии для производства чугуна, в качестве противопригарных красок и желобных масс (В.И. Тяганова, А.С. Заверткин) и пр. Рассчитываются технико-экономические обоснования использования шунгитовых пород в качестве заменителя графита и кокса, в производстве фосфора, ферросплавов, чугуна, при создании электропроводящих строительных материалов и антикоррозийных составов (Ю.Е. Капутин) и т.д. Одновременно начинаются работы по исследованию радиоэкранирующих свойств шунгитовых пород и композитов на их основе (В.К. Соловов), разрабатываются технологии получения радиоэкранирующих конструкционных материалов (кирпич, плиты и пр.). В целом, в комплексном исследовании шунгитовых пород принимают участие сотрудники лабораторий химического и спектрального анализа Института геологии и большая группа сотрудников лаборатории шунгитов: М.А. Андрианова, С.В. Володина, А.С. Гуляев, Т.В. Дьяконова, Н.К. Ершова, А.Н. Ермолин, Т.Н. Ипатова, С.П. Казаков, Н.В. Казьмина, Л.М. Калинина, Е.В. Коробкина, Т.Н. Лазарева, Ю.И. Лукин, Ю.А. Марковский, Т.П. Михайлова, Т.В. Патрикеева, А.В. Петров, А.И. Петрова, В.П. Рязанова, Е.В. Сенченко, О.В. Сорокина, Н.Г. Титаренко, А.Ф. Тихонова, А.П. Шемякин и др.

К исследованиям привлекаются многочисленные организации Карелии и Советского Союза, среди них, "Росоргтехстром", Ленинградский горный институт, Днепропетровский металлургический институт, Петрозаводский проектно-конструкторско-технологический институт, УРАЛНИИСТРОМПРОЕКТ, НИИЖБ, СКТБ "Дезинтегратор", НИИ мостов ЛИИЖТа, "ЦНИИСК им. Кучеренко", Инженерно-строительный институт, ЛТИ им. Ленсовета, Петрозаводский университет, Институты биологии, леса, экономики, водных проблем Севера Карельского НЦ, и др. В частности, в этот период начинаются биолого-экологические исследования шунгитовых пород, например, работа "Микробиологический контроль степени очистки сточных вод шунгитовыми породами" (1990 г.), инициированная Ю.К. Калининым и проведенная под руководством Л.М. Загуральской (Институт леса КарНЦ РАН), в ходе которой была установлена высокая сорбционная способность шунгитовых пород к банальным и патогенным сапрофитам, а также ки-

шечной палочке и простейшим. При этом было предложено проводить регенерацию адсорбента (шунгита) путем термической обработки, а в дальнейшем заменить ее озонированием или пропусканием больших доз ультрафиолета.

Проведенные работы вызвали необходимость выполнения не только технологических, но также полупромышленных и промышленных испытаний шунгитовых пород, которые оформлялись через крупные хоздоговорные работы. В частности, разработки по созданию радиоэкранирующих материалов на основе шунгитов вызвали интерес со стороны ряда ведомств (Минрадиопрома СССР, Минсредмаша СССР, Минавиапрома СССР, Минобороны СССР). Центральное конструкторское бюро радиоматериалов(ЦКБ РМ), представляющее интересы этих ведомств, заключило с лабораторией шунгитов большой договор на разработку промышленных технологий радиоэкранирующих материалов (шунгитовых РЭМ), выпуск опытных промышленных партий, строительство экспериментальных помещений из шунгитовых РЭМ и их радиотехнические испытания. Были разработаны промышленные технологии шунгитовых РЭМ. Выпущены промышленные партии РЭМ в виде кирпича на Петрозаводском заводе силикатного кирпича. Материалы были испытаны в сооружениях на базе Института геологии в с. Толвуя Медвежьегорского района, получили признание в оборонных ведомствах. Из них были построены экранированные помещения в Петрозаводске и Ленинграде (Минрадиопром), Москве (Институт космических исследований), Пензе (Минсредмаш), Куйбышеве (Минавиапром), Болгарии (Минобороны). Минпромстройматериалов СССР, планируя организацию широкомасштабного производства шунгитовых РЭМ, выдал задание на геологическую разведку Зажогинского месторождения шунгитовых пород, которая была завершена в 1985 году и утверждены запасы в объеме 30 млн. тонн. Можно также вспомнить и хоздоговорную работу в рамках развития сырьевой базы шунгизита и улучшения качества шунгизита в Карелии, а именно по разведке месторождения шунгитсодержащих сланцев Мягрозера. Технологическую оценку выполнила лаборатория шунгитов. Было показано, что породы Мягрозерского месторождения являются сырьем отличного качества. Шунгизит из мягрозерских сланцев обладал значительно меньшей насыпной плотностью, лучшими теплозащитными свойствами. При одинаковых затратах выход продукции из мягрозерских сланцев достигался в 1,5 раза выше. Следует отметить, что существенный вклад в народнохозяйственное освоение шунгитов внесли карельские геологи и энтузиасты развития Карелии – А.Н. Шлямин (секретарь обкома КПСС) и С.Ф. Военушкин (министр стройматериалов СССР).

В целом, фундаментальные и прикладные работы, проведенные в созданной для этой цели лаборатории шунгитов, показали, что шунгитовые породы являются уникальным полезным ископаемым и могут быть использованы как комплексное минеральное сырье широкого спектра применения. В том числе, было установлено, что высокоуглеродистые шунгитовые породы являются эффективными адсорбентами для процессов водоподготовки, способными сорбировать фенолы, гумины и нефтепродукты. Показано, что материалы на их основе проявляют высокую каталитическую активность в процессах оргсинтеза циклических углеводородов, разложения перекиси водорода и др., что особенно важно для создания экологически чистых химических производств. С использованием шунгитовых пород могут быть получены различные конструкционные радиоэкранирующие материалы, не искажающие естественное магнитное поле Земли и обеспечивающие защиту человека от техногенных электромагнитных излучений. Важное значение имеют направления, связанные с их использованием в качестве активного наполнителя широкого класса композиционных материалов на основе органических и неорганических связующих, которые придают композитам целый комплекс новых свойств: износостойкость, химстойкость, электропроводность и др. (Шунгиты – новое углеродистое сырье, 1984; Калинин, Дюккиев, 1984; Калинин, 1990).

Вместе с тем, практическое использование шунгитовых пород фактически сдерживалось отсутствием промышленной цепочки разработки месторождения, добычи сырья, его первичной подготовки (дробление и разделение по фракциям), складирования и отгрузки потребителю. Именно для создания такого цикла и освоения Зажогинского месторождения Ю.К. Калинин уходит из Института геологии и в феврале 1991 г. создает компанию "Карбон-шунгит", а руководство лабораторией шунгитов переходит к Е.Ф. Дюккиеву, а с 1995 г. – к В.В. Ковалевскому. Параллельно создается лаборатория физических и химических исследований шунгитовых пород (зав. А.З. Зайденберг), которая была расформирована уже в 1992 г. в связи со значительным урезанием финансирования советской науки. При этом существенно уменьшался состав лаборатории шунгитов и ограничивались направления исследований шунгитовых пород. В условиях отсутствия стабильного финансирования пришлось отказаться от большинства технологических исследований и сосредоточиться только на тех направлениях, которые могли быть обеспечены в рамках и на оборудовании Института геологии, в частности, на более глубоком изучении структуры и электрофизических свойств шунгитового углерода и пород в целом.

В результате фундаментальных структурных исследований в этот период получены данные кардинально меняющие представления о структуре шунгитового углерода и шунгитовых пород, их свойствах и генезисе. Шунгитовый углерод, или шунгит, по современным представлениям это не-

графитируемый фуллереноподобный углерод. Это стабильная специфичная форма углерода, отличного от графитового на уровне надмолекулярной, атомной и зонной (электронной) структуры. Главным надмолекулярным признаком шунгита является способность формировать сферические структуры – полые глобулы, на атомном уровне – наличие помимо только гексагональных колец, свойственных графиту, также пентагональных и гептагональных, характерных для фуллереноподобных структур. На уровне зонной структуры – уменьшение по отношению к графиту энергий коллективных возбуждений валентных (внешних) и остовных (внутренних) π- и σ- электронов, что также присуще и фуллеренам (Ковалевский, 1994; Ковалевский, 2009). Шунгит некоторых месторождений имеет диамагнитные свойства, характерные для фуллеренов (Kovalevski, Prikhodko, Buseck, 2005). Углерод, подобный шунгиту обнаружен не только в Карелии, например, в выходе пиробитумов Садбэри и некоторых золоторудных месторождениях (Советское и Эриксон) (Kovalevski, Buseck, Cowley, 2001), но именно, в Карелии шунгит является уникальным по форме проявлений и гигантским промышленным запасам.

Структура шунгитовых пород также специфична. Она подобна структуре стеклокристаллических материалов – высокодисперсные кристаллы распределены в аморфной матрице. В шунгитовых породах роль аморфной матрицы выполняет шунгитовый углерод, в котором минеральные компоненты присутствуют в виде микрокристаллов, размерами в среднем около 1 мкм, нанокристаллов (до 10 и менее нм), а также, слоев и кластеров, интеркалирующих углерод.

Специфическая структура шунгита и шунгитовой породы определяют их свойства. Наличие шунгитовой матрицы сообщает породам высокую электропроводность. Шунгитовый углерод обладает высокой реакционной способностью в окислительно-восстановительных реакциях. Благодаря матричной структуре породы и дисперсности силикатов контактная поверхность между углеродом и силикатами оказывается развитой чрезвычайно (до 20 $м^2$/г). Вследствие этого окислительно-восстановительные реакции между ними протекают исключительно интенсивно – при более низких температурах, чем в традиционных процессах и при более высоких к.п.д. Так при синтезе кремния в доменных печах 1 кг шунгитового углерода эквивалентен по эффекту 3-4 кг коксового углерода. Синтез карбида кремния при использовании в качестве сырья шунгитовой породы происходит при температурах на 300-500 ^{0}C ниже, чем на традиционной шихте.

Структура шунгитового углерода обуславливает его большую химическую стойкость, чем графита в агрессивных средах, как например, в расплавах алюминиевых электролизеров. Шунгитовые породы проявляют высокие сорбционные свойства, иногда даже более высокие чем активированные угли. Это зафиксировано в частности при очистке питьевой воды от свободных радикалов и от нефтепродуктов. При этом высокая восстановительная способность шунгитового углерода определяет антиоксидантные свойства водных настоев. У шунгитовых пород выявлена способность к саморегенерации сорбционных свойств. При сорбции на поверхности органических веществ (нефтепродуктов, таких токсичных продуктов, как гептил – жидкое ракетное топливо) происходит каталитическое их окисление до простейших продуктов – CO_2 и H_2O и поверхность освобождается для последующих актов сорбции.

На современном этапе разработки шунгитовой проблемы в Институте геологии становится актуальным определение схем рационального использования шунгитовых пород и выявление наукоемких технологий, дающих существенный экономический эффект при наименьших затратах этого уникального сырья. Наиболее эффективным представляется направление, связанное с изучением и использованием продуктов глубокой модификации шунгитовых пород, которое базируется на полученных в последние годы фундаментальных знаниях об их структуре и свойствах. Целью модификации является существенное изменение состава, структуры и свойств минеральных и углеродных компонент. Среди способов, позволяющих осуществить глубокую модификацию шунгитовых пород можно выделить температурную обработку, изменение окислительно-восстановительного потенциала среды, инициирование каталитических процессов преобразования углерода и роста неуглеродных автоморфоз. При этом, характер распределения и большая площадь контакта углеродной и минеральных компонент определяет возможность их взаимного кристаллогенеза, в том числе, образование перспективных в технологическом аспекте гиперфуллереновых форм углерода и нановолокнистых карбидов кремния.

На основе изучения процессов термических и барических преобразований шунгитовых пород в последние годы был разработан способ их наноструктурирования, приводящий к слиянию полых глобул в более крупные полые частицы и росту нановолокнистых карбидов кремния, разрывающих, в свою очередь, монолит шунгитовой породы на отдельные наноразмерные компоненты (процесс наноструктурирования) (рис. 3). Данные представления легли в основу проекта (рук. В.В. Ковалевский), представленного в Фонд содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере (Фонд Бортника), и вошедшего в программу «Старт-2005». Обязательным условием выполнения проекта было создание при Институте геологии малого предприятия, которое было названо «Шунгитон» (дир. А.В. Цымляков). Выполнение проекта позволило разработать технологию и оформить в 2008 г.

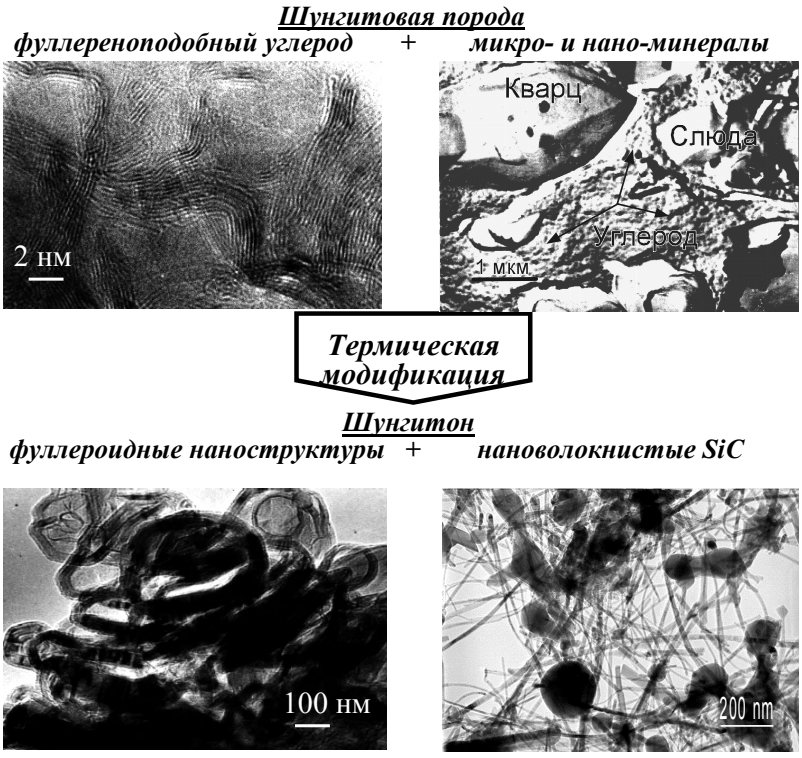


Рис. 3. От шунгитовой породы к «шунгитону»
Fig. 3. From a shungite rock to the «Shungiton»

патент (авт. В.В. Ковалевский, А.Н. Сафронов) по способу получения принципиально нового продукта на основе шунгитовых пород – "шунгитона", содержащего гиперфуллереновые углеродные структуры и нановолокнистые карбиды кремния. По экспертному заключению ЗАО «ИЛИП» (г. Санкт-Петербург) отмечена оригинальность продукта и отсутствие прямых аналогов в европейской и мировой практике.

Совместные работы с ООО «БуммашТехнолог» (г. Петрозаводск) в рамках государственного контракта № 10-08 от 7 апреля 2008 года " Исследование процессов получения композиционных материалов на основе наноструктурированного шунгитового наполнителя, содержащего гиперфуллерены и нановолокнистые карбиды кремния", поддержанного Министерством экономического развития Республики Карелия позволили установить, что наноструктурированный шунгитовый наполнитель показывает большую, чем исходная шунгитовая порода, эффективность в качестве наполнителей композиционных материалов. В частности, при введении 10% наполнителя прочность термореактивных композитов (ЭПАНа) повышается на 45% при значительном увеличении износостойкости (более 20%). Предварительные результаты, проведенных с НТЦ «НИИ шинной промышленности» (г. Москва) исследований «Рынок и перспективность использования резин с наноструктурированными наполнителями на основе шунгитовых пород, содержащими гиперфуллереновые структуры и нановолокнистые карбиды кремния», показали перспективность наполнителей "шунгитон" для их использования в составе шинных резин. Совместно с Учреждением Российской академии наук Институтом металлургии и материаловедения им. А.А. Байкова РАН, Москва (ИМЕТ РАН) разработано введение наноструктурированных шунгитовых пород в алюминиевую матрицу методом композиционных брикетов на основе алюминиевых гранул (метод порошковой металлургии). При этом по сравнению со стандартным антифрикционным сплавом коэффициент трения во всем диапазоне нагрузок в среднем уменьшен на 10-20%, интенсивность изнашивания уменьшена на 35-40%, диапазон трибонагружения расширен до 60Н при минимальном разбросе значений коэффициентов трения (Калашников, 2010). Также научно-технический Центр ОАО «Новомет» (г. Пермь) подтвердил интерес к продолжению сотрудничества после первых испытаний продукта при производстве изделий методом порошковой металлургии по теме «Исследование влияния шунгитовых наноструктурированных наполнителей на структуру и свойства нержавеющей стали». На основе полученных результатов был разработан бизнес-план, который по представлению Министерства экономического развития РК был включен в десятку перспективных проектов Республики Карелия в 2010 г.

Широкое практическое использование наноструктурированных шунгитовых пород в наукоемких технологиях, связанных, например, с созда-

нием новых поколений композиционных материалов, сопряжено с рядом как отрицательных, так и положительных моментов. В частности, процессы наноструктурирования чрезвычайно чувствительны к изменению состава пород, распределению и структуре минеральных компонент и углерода даже в пределах одного месторождения, что вызывает необходимость создания принципиально новых схем переработки исходного сырья. Существенное изменение свойств наноструктурированных шунгитовых пород не исключает возможность их использования в ранее разработанных технологиях (шунгитонаполненные бетоны, штукатурки, пластмассы, резины и пр.). Вместе с тем, наиболее перспективным представляется использование наноструктурированных шунгитовых пород в новых направлениях, где использование исходных шунгитовых пород невозможно, как например, модификаторов и наполнителей металлических сплавов, керамик, и пр.

В настоящее время в лаборатории шунгитов проводятся структурные исследования с помощью рентгеновской дифракции (Е.П. Германов, А.Н. Сафронов), электронной микроскопии (В.В. Ковалевский), дериватографии (Е.В. Коробкина), изучается воздействие природных процессов на особенности минеральных компонент и углеродистого вещества (С.Ю. Чаженгина), а также их изменение на микроуровне в процессах природного выветривания и лабораторного моделирования (В.С. Рожкова, И.В. Кочнева), исследуются электрофизические свойства шунгитовых пород, подвергнутых природным и техногенным воздействиям (И.А. Мошников, А.В. Петров). Безусловно, проводимые в Институте геологии исследования ни в коей мере не могут охватить все потенциально возможные направления использования этого уникального природного сырья. В этой связи, следует отметить, что интенсивные работы по изучению шунгитовых пород осуществляются в ООО НПК "Карбон-Шунгит", в том числе по практическому опробованию и промышленному использованию, включая поставки (рис. 4), шунгитовых пород Зажогинского месторождения в ряде отраслей. Наиболее масштабно используются шунгиты в металлургии. Одним из применений в металлургии является доменная выплавка литейных чугунов. В этом процессе шунгит применяется в качестве сырья для синтеза металлического кремния, т.е. выполняет роль легирующей добавки. Синтез Si из шунгита происходит значительно эффективнее, чем по традиционной технологии. При выплавке передельного чугуна шунгит используется в доменном процессе для наведения SiC, который садится на стенки домны, создает защиту для стенок и лечит домны на ходу. Такой способ лечения печей используется нынче практически на всех металлургических комбинатах России и в Германии.

Основные перспективы практического использования шунгитовых пород представляются связанными с экологическими проблемами. Радиоэкранирующие шунгитовые материалы находят применение в практике оздоровления (шунгитовой терапии). В Военно-медицинской академии (г. С-Петербург) построены две палаты. В них проходили лечение чернобыльцы, работники атомных станций и нефтеперерабатывающих заводов, больные с сердечнососудистыми заболеваниями. Заключение – адаптационный эффект электромагнитной депривации больных в «шунгитовой палате» проявляется в значительном сокращении сроков реабилитации после отравлений и острых заболеваний. Экранирование от электромагнитного смога приводит к активации системы иммунной защиты. «Шунгитовые комнаты» построены в настоящее время в санаториях Петрозаводска, Пятигорска, Сочи, Н. Новгорода и др.

Шунгит способен глубоко чистить воду от различных органических веществ и некоторых неорганических. Поэтому уже сейчас шунгиты используются для подготовки питьевой воды. В г. Пушкино (Московская область) на шунгите работают фильтры городского водозабора. Широко используется шунгит в бытовых фильтрах. Эффективно работают фильтры по очистке сточных вод от нефтепродуктов. Широки возможности применения шунгитов в сельском хозяйстве как удобрения, которое повышает не только урожайность, но и стойкость сельскохозяйственных культур к заболеваниям. Положительно проявил себя шунгит как кормовая добавка в пище пушных зверей, свиней, птицы.

Проведенные структурные, физико-химические и технологические исследования шунгитовых пород позволяют по-иному взглянуть на вопросы его генезиса:

1. Шунгит – оригинальная форма элементарного некристаллического углерода, отличного от графита и алмаза и от большинства пиробитумов и антраксолитов по надмолекулярной, атомной и зонной структуре.

2. Строение высокоуглеродистых шунгитовых пород – высокодисперсные силикаты в матрице шунгитового углерода – указывает на то, что такая структура могла образоваться из гомогенных высоковязких хемогенных растворов. Все высокоуглеродистые шунгитовые породы – хемогены, в общем случае составленные тремя компонентами: силоксановым (органосиликатным), сложносиликатным и кремнеземистым.

3. Шунгитовый углерод высокоактивный восстановитель. Силикатные минералы для него окислители. Поэтому такие системы не могут существовать и сохраняться при высоких температурах. В них неизбежно реализуются окислительно-восстановительные реакции (подобные доменным), конечными продуктами которых являются металлы или карбиды. В этой связи трудно представить себе наличие углерода, как это часто отмечается, в базитах или на контакте с ними (Лебящина, Максово). Нельзя исключать, что некоторые из этих



Рис. 4. Погрузка шунгитовой породы (ООО «НПК «Карбон-Шунгит»)
Fig. 4. Shipment of shungite rocks ("Carbon-Shungite" Co Ltd)

пород ошибочно принимаются за вулканиты. Они также могут быть хемогенами и представлять собой сложносиликатный компонент шунгитовых хемогенов. В период формирования заонежской свиты хемогенные процессы были масштабны, а хемогенные очаги (автоклавы) могли продуцировать вязкие растворы разнообразного состава: кремнеземистые (лидиты), силоксановые (шунгит – II), смешанные силоксанокремниземистые (шунгит – III), сложносиликатные, карбонатные и смешанные сложные.

За прошедший период шунгит открыл некоторые свои тайны, стал известен в мире, заинтересовал людей своими широкими возможностями и в то же время остался во многом непознанным и обещающим новые открытия.

Литература

Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956, 92с.

Калашников И.Е., Ковалевский В.В., Чернышова Т.А., Болотова Л.К. Алюмоматричные композиционные материалы с наполнителями из шунгитовых пород // Металлы 2010, № 6, с. 85-95.

Калинин Ю.К., Дюккиев Е.Ф. Свойства и перспективы использования шунгитов Карелии // Горючие сланцы. 1984. Т. 1. № 3. С. 277-284.

Калинин Ю.К. Шунгитовые породы: структура, свойства и области практического использования//Записки ВМО. 1990. Ч. 119, Вып. 5, с. 1-8.

Ковалевский В.В. Структурное состояние шунгитового углерода // Журн. неорг. химии 1994, Т. 39, № 1, с. 31-35.

Ковалевский В.В. Шунгит или высший антраксолит? // Записки РМО. 2009. № 5. С. 97-105.

Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Ред. В.А. Соколов, Ю.К. Калинин. Петрозаводск, 1975. 240 с.

Шунгиты - новое углеродистое сырье // Под ред. В.А.Соколова, Ю.К.Калинина, Е.Ф.Дюккиева. Петрозаводск, “Карелия”, 1984, 182 с.

Kovalevski V.V., Buseck P.R. and Cowley J.M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study // Carbon. 2001. V. 39. № 2. P. 243–256.

Kovalevski V.V., Prikhodko A.V., Buseck P.R. Diamagnetism of natural fullerene-like carbon // Carbon. 2005. V. 43. № 2. P. 401–405.

РОЛЬ НЕПЛАНАРНЫХ ГРАФЕНОВЫХ ЧАСТИЦ В ФОРМИРОВАНИИ НАНОКЛАСТЕРОВ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА

Рожкова Н.Н
Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

ROLE OF NONPLANAR GRAPHENES IN THE FORMATION OF SHUNGITE CARBON NANOCLUSTERS

Rozhkova N.N.
Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk

Carbon-rich shungite rocks are considered a raw material for advanced technologies and a source of nanocarbons. The main advantage of these natural nanocarbons over new-generation synthetic carbon materials, namely fullerenes, nanodiamonds, onion-like carbon and graphene, is based on the green synthesis of shungite nanocarbon. Due to a highly developed surface and reactivity all nanocarbon particles face aggregation problems. As most nanodisperse systems are metastable, it is important to develop conditions under which they could be kept stable for a long time. The structure and dynamics of the formation of a nanoscale carbon net was described by comparative study of synthetic and natural (shungite) nanocarbon materials because they are morphologically and genetically similar.

The basic structural unit (BSU) of shungite nanocarbon could be released and stabilized in water without any additives due to its nonplanar graphene nature. The paper provides some experimental and empiric evidence for the graphene structure of the BSU.

MNR C^{13}, Raman and Auger spectroscopy were applied to compare shungite nanocarbon with C_{60}, graphite and onion-like carbon to reveal its graphene features. Data from the integrated study of shungite nanocarbon aqueous dispersion with an initial concentration of carbon nanoparticles of ~0.1 mg/ml and an average size of clusters of 50-60 nm, estimated by dynamic light scattering, are discussed. The condensation of aqueous shungite nanocarbon dispersion was accompanied by the aggregation of nanoclusters followed by the formation of a 3-dimensional net.

Significant changes in the porosity of shungite samples were observed upon transformation to aqueous dispersion and drying. The pore size distribution of natural shungites is characterized by the predominance of micro- and submeso- pores < 0.7-5 nm in size. These values are consistent with the size of nonplanar graphene elements (0.4-0.7 nm) and with those of primary globular clusters of shungite nanocarbons (< 6 nm).

When released into aqueous dispersion, graphene fragments stabilize shungite clusters in dispersion as well as their specific interaction with water The clusters are composed of nonplanar fragments with a typical dipole moment of 6.5 D.

This conclusion has recently been supported by quantum-chemical calculations. The calculations have shown that a planar graphene petal can be transformed to a curved petal upon unilateral chemical absorption of hydrogen atoms on a graphene membrane fixed along the perimeter

Specific surface and pore volume have decreased on oxidation (ozonation) of the nanocarbon net and at heating under reducing conditions.

Different stages in shungite nanocarbon aggregation in nature were simulated by studying the concentration of stable aqueous dispersion of shungite nanocarbon in the laboratory.

The results of our integrated study have led us to conclude that the structural characteristics of shungite nanocarbon at basic and primary levels are uniform and that shungite nanocarbon graphene elements contribute most substantially to the formation of globular clusters and their specific interaction with water.

В настоящее время большое внимание уделяется разработке технологических процессов синтеза и очистки наноразмерного углерода, начало которому было положено при получении фуллеренов и нанотрубок. Синтез наноразмерного углерода осуществляется в высокотемпературных (технический углерод) и энергоемких (наноалмазы детонационного синтеза) процессах, в контролируемой инертной атмосфере (получение фуллеренов). Однако синтезированные углеродные продукты требуют дополнительной химической обработки: экстракция фуллеренов с помощью органических растворителей из фуллеренсодержащей сажи; кислотная обработка алмазной шихты для удаления примесей и аморфного углерода и т.д. Очевидно, что синтетические наноуглеродные материалы являются дорогостоящими продуктами *(O'Connell et al, 2002; Kruger et al, 2005, Ošawa, 2007)*. Очистка наноразмерного углерода в большинстве случаев происходит методами «мокрой химии», что вызывает необходимость исследования его взаимодействия с водой и растворами.

© Рожкова, 2011

Помимо искусственно синтезируемых наноуглеродных материалов, наноуглерод имеет широкое распространение в природе, играет большую роль в биологических и геохимических процессах, оказывая неоднозначное влияние на экологическую обстановку. Материалы, содержащие наноразмерный углерод, активно используются при производстве адсорбентов и фильтров для водоочистки, рассматриваются как перспективные элементы в биологии и фармакологии *(Пиотровский, 2005)*. Среди природных наноматериалов наибольший интерес исследователей и практиков вызывает углерод шунгитовых пород.

Шунгитовые породы Карелии представляют интерес не только как перспективное углеродное сырье, но и как источник наноразмерного углерода *(Шунгиты - новое…1984, Rozhkova 2002, Рожкова и др. 2004, Rozhkova et al, 2010)*. Наноуглерод шунгитов, несомненно, отражает процессы глобального цикла углерода, являясь строительным материалом почв и осадков, носителем органических поллютантов. Его изучение имеет прямое отношение к поиску ответа на один из главных вопросов о происхождении древнего докембрийского углерода шунгитов (~ 1.8 млрд.лет), пронизывающего породы различного генезиса *(Органическое вещество.. 1994, Buseck et al. 1997, Melezhik et al. 2000*).

Применение шунгитовых пород в традиционных технологиях, где нет возможности контролировать вклад наноструктурных составляющих, приводит к значительной вариации свойств шунгитсодержащих материалов в зависимости от способа получения и условий хранения, а также к плохой воспроизводимости свойств получаемых материалов. Перечисленные факты не позволяют использовать ценное углеродное сырье в ответственных высокотехнологичных процессах. Для стабилизации свойств шунгитов предлагаются в основном высокозатратные технологии получения наноразмерных порошков такие как: высокотемпературная обработка, используемая при получении карбида кремния *(Ковалевский, 2007*), очистка высокоуглеродистых шунгитовых пород от примесей с использованием химических реагентов *(Алексеев, 2006)*. Однако модифицированный предлагаемыми способами материал теряет специфические свойства шунгитов, т.е. свойства, выделяющие шунгитовый углерод как среди широко используемых традиционных углеродных материалов, графита, углеродных саж (технического углерода), так и синтетических наноуглеродных материалов нового поколения (фуллерены, нанотрубки, луковичные структуры, наноалмазы, нанографит, графены). Главное из этих свойств - дифильность шунгитового углерода, т.е. его способность смачиваться неполярными жидкостями и водой *(Рожкова и др. 2007)*. Необходимость ответа на вопрос, с чем связана эта особенность шунгитового наноуглерода, поставила задачу определения строения этого наноуглерода как целого и выделения его основного структурного элемента (ОСЭ).

Общее представление о структуре шунгитового наноуглерода (ШНУ), сформировавшееся к настоящему времени на основании данных рентгеновской и электронной дифракции. Согласно ему шунгитовый наноуглерод представлен многослойными глобулярными структурами со средним размером глобул < 10 нм. Графитоподобные слои в этих структурах деформированы таким образом, что их симметрия уменьшается от гексагональной до тригональной. Это позволило выдвинуть первое предположение о фуллерено-подобной структуре глобул (Kovalevski et al, 1994). На изображениях углерода шунгитов, полученных с помощью просвечивающего электронного микроскопа высокого разрешения (ПЭМВР), отдельные наночастицы углерода после измельчения приобретают размер несколько десятков-сотен нанометров и различную форму (Zaidenberg et al, 1996). Вместе с тем отмеченная выше уникальная дифильность ШНУ, не свойственная фуллеренам и образованным на их основе композитам, вступает в серьезное противоречие с предложенной модельной структурой глобул, что выдвинуло на первое место определение внутренней структуры глобул, т.е. необходимо было получить эмпирический доступ к самим глобулам.

Серьезным препятствием на пути практического решения этой задачи является склонность всех наночастиц углерода к самопроизвольной агрегации, которая оказывается следствием высокоразвитой поверхности наноуглерода и его избыточной поверхностной энергии, а также особых донорно-акцепторных свойств наноуглерода (Sheka, 2011). Агрегация сопровождается образованием кластеров и приводит к снижению потенциальной активности наночастиц *(Rozhkova, 2002).*

Структура и динамика образования углеродных кластеров и наномасштабной углеродной сетки была описана при сравнительном изучении ШНУ и синтетических углеродных материалов: фуллеренов C_{60}, фуллереноподобных частиц, наноалмазов и графенов, исходя из их морфологического и генетического подобия *(Рожков и др. Rozhkova et al, 2007, 2009)*.

При работе с ШНУ возникала дополнительная сложность идентификации малых количеств наноразмерного углерода в минеральных породах и воде. Поэтому в качестве первоочередной задачи была выбрана разработка методики выделения ШНУ из пород с высоким содержанием углерода и их стабилизации в различных средах (*Рожкова, Андриевский 2000, Rozhkova 2005, Рожкова и др. 2007)*. В развитии современных технологий и нанотехнологий будущего немаловажную роль играет экологический аспект, поэтому в качестве растворителя углеродных наноматериалов использовали воду, несмотря на кажущуюся гидрофобность углерода. Для выделения глобулярных

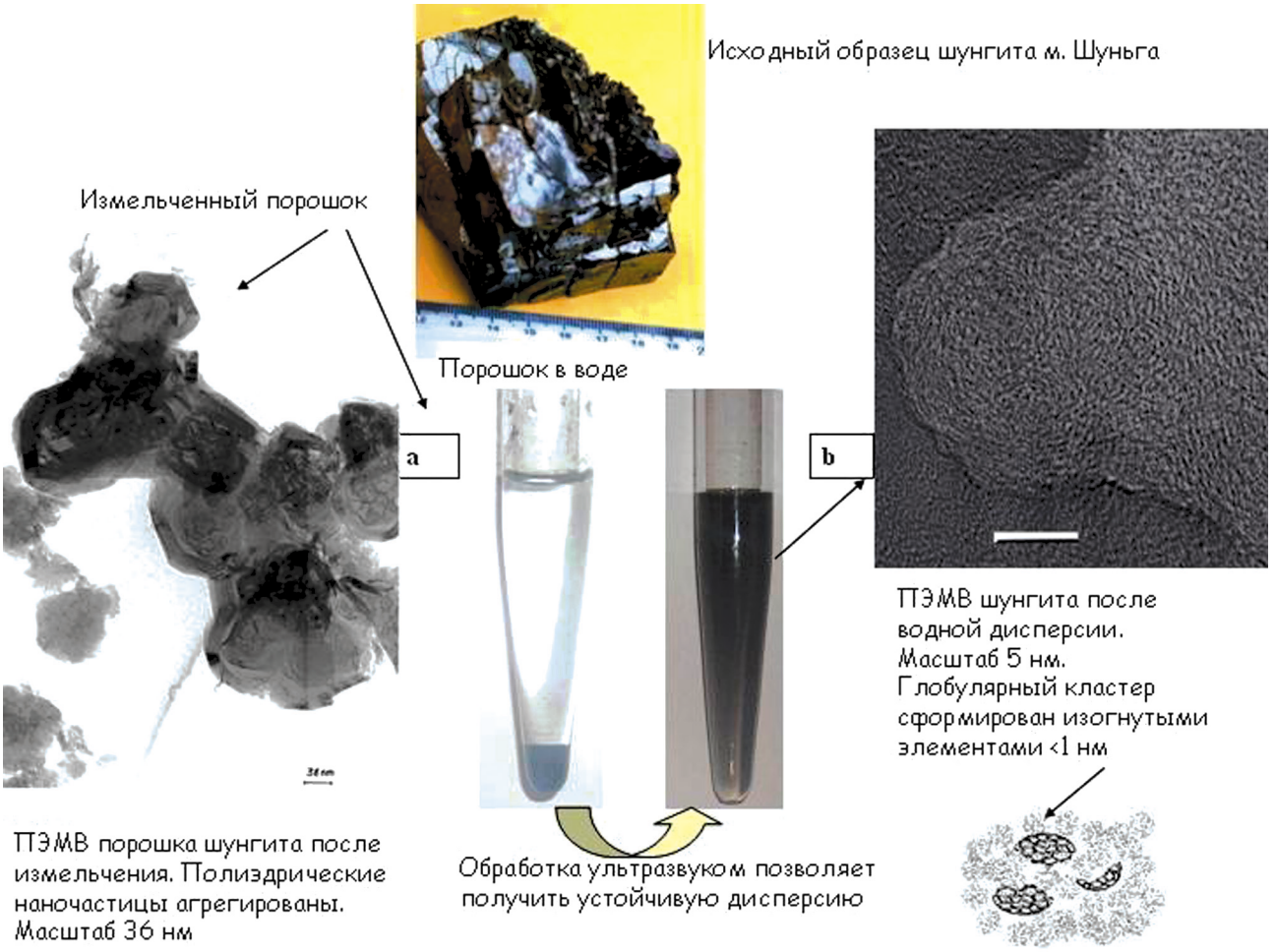


Рис. 1. От шунгита м.Шуньга к дисперсному водному раствору глобулярных кластеров шунгитового наноуглерода: (a) измельчение до получения порошка шунгита; (b) получение дисперсии при ультразвуковой обработке порошка шунгита в воде

Fig.1 From shungite (Shun'ga deposit) to aqueous dispersion of globular clusters of shungite nanocarbon: a) shungite powder prepared by grinding; b) aqueous dispersion of shungite carbon prepared by ultrasonication.

элементов образец шунгита I разновидности отобранный из жилы м. Шуньга (рис.1), механически очистили от неуглеродных включений и измельчили на вибромельнице до порошка с частицами менее 40 мкм. Суспензию обработали ультразвуком с частотой 22 кГц, мощность излучателя 300 Вт. Затем суспензию фильтровали через фильтр с размером пор < 1 мкм и центрифугировали 15 мин. при 7 000 об/мин. Дисперсия имела концентрацию 0.1 мг/мл и сохраняла устойчивость в течение нескольких лет. Оставшийся на фильтре порошок был последовательно переведен в водную дисперсию. Средний размер кластеров углерода, стабилизированных в воде, составляет 50-60 нм по данным динамического светорассеяния. Схема проведенных экспериментов и анализа частиц представлена на рис.1b.

В последнее время интерес научного сообщества привлекли графены - двумерные фрагменты гексагональной графитовой поверхности благодаря своим уникальным свойствам. Сопоставление параметров графеновых структур со свойствами основных структурных элементов ШНУ, охарактеризованных различными физико-химическими методами, позволит подтвердить их графеновую природу. В связи с этим основная задача работы состояла в том, чтобы показать существование графеновых элементов в шунгитовом углероде и их роль в формировании и устойчивости метастабильных кластеров.

Структурные особенности шунгитового углерода
Structural characteristic features of shungite carbon

Наноразмерные структурные элементы, представленные многослойными глобулами с расстоянием в 0,35 нм между графитоподобными плоскостями, формируют один из уровней структурной организации углерода шунгитов и рассматриваются как агрегированные гигантские фуллерены или многослойные фуллерены. Среди 3-х мерных закрытых структурных элементов шунгита (глобул) на изображениях ПЭМВР отмечены фраг-

менты оболочек или изогнутые графеновые пачки (*Kovalevski et al, 2001)*. Пачки характеризовались размером 0.5-0.7 нм и толщиной 2-5 нм (5-14 слоев) (*Jehlička, Rouzaud, 1992)*. Для подтверждения структурной организации шунгита стояла задача выделения и стабилизации углеродных кластеров. Отдельные частицы размером десятки-сотни нанометров, характеризующиеся преимущественно полиэдрической формой, были обнаружены с помощью ПЭМВР в порошке шунгита после сухого измельчения и термообработки *(Zaidenberg et al, 1996)*. (Рис. 1а). В этом порошке был впервые описан с помощью малоуглового рентгеновского рассеяния (МУРР) основной (минимальный) структурный элемент шунгитового углерода ~0.51нм. *(Rozhkova et al 2003)*. Данные малоуглового рентгеновского рассеяния (МУРР) свидетельствовали о двухуровневой структурной организации шунгитового наноуглерода. При этом оба уровня представляют собой комбинации из ОСЭ (*Рожкова и др, 2005)*.

Основной структурный элемент шунгитового наноуглерода
Basic structural unit of shungite nanocarbon

Последующие исследования модификации структуры высокоуглеродистых шунгитов подтверждают описанный размер ОСЭ и его роль как активного фрагмента шунгитового углерода. С использованием адсорбционных и структурных методов исследовали развитие пористости в шунгите, обработанном перегретым паром и озоном. Микро- и мезо-пористость (2-50 нм) в шунгите преимущественно росла при активации паром, тогда как ультра-микропористость (характерный размер пор (0.4-0.7 нм) развивалась при озонировании (*Рожкова и др., 2004,2007, Rozhkova et al, 2009, 2010).*

Аналогичные изменения физико-химических и текстурных характеристик (пористости) наблюдались для шунгитов различных месторождений и определялись условиями его естественного образования (гидротермальная среда, давление, миграция, седиментация). При этом основной структурный элемент наноразмерного углерода сохранялся в более крупных кластерах, был выделен через устойчивую водную дисперсию и охарактеризован при сравнительном анализе спектров ЯМР C^{13} высокого разрешения ШНУ (рис.2а) и модельных ЯМР спектров непланарных углеродных структур. Также с помощью МУРР исследованы пленки, полученные из устойчивых водных дисперсий ШНУ. Показано, что ОСЭ представлен непланарными графеновыми фрагментами со средним размером первичных частиц менее 1 нм *(Рожкова, Грибанов, 2007, Rozhkova et al, 2007)*. Масс-спектр водной дисперсии ШНУ имеет максимумом интенсивности при ~284 m/z, что соответствует массе основного элемента в дисперсии, и практически совпадает с данными, полученными авторами (*Hettich, Buseck, 1996*) при лазерной абляции исходного шунгита I м. Шуньга (~300 m/z).

Непланарность графенового фрагмента должна приводить к значительному изменению дипольного момента по сравнению с фуллереновыми структурами, т.е. ОСЭ благодаря своему размеру и кривизне поверхности могут играть важную роль в стабилизации углеродных наночастиц в воде и характеризовать специфическую дифильность свойств углерода шунгитов.

Для определения дипольного момента были выбраны порошки углерода, имеющие одинаковые по размерам структурные фрагменты < 1 нм: фуллерены (закрытый кор), ШНУ – изогнутые графеновые фрагменты, фуллереновая сажа – смесь графитовых частиц, фуллеренов и изогнутых фрагментов. Показано, что величина дипольного момента C_{60} коррелирует с растворимостью фуллерена в различных растворителях. В термодинамически самом хорошем растворителе фуллерена (диметилбензоле), можно считать, что значение дипольного момента 0.84 D соответствует дипольному моменту отдельной молекулы фуллерена μ_0 = 0.62 D. Разница в значениях связана с образованием кластеров из 2-3 молекул фуллерена. Рост дипольного момента в бензоле и толуоле свидетельствует об образовании кластеров больших размеров *(Gladchenko et al, 2007)*.

Дипольный момент графеновых фрагментов ШНУ во всех разбавленных растворах равен μ= 6.5 D. Отсутствие фрагментов в растворах фуллеренов согласуется с их низкой полярностью. Для фуллерновой сажи, в которой присутствуют такие фрагменты, дипольный момент равен 4.5-4.8 D, а непостоянство состава отражается в разбросе значений дипольных моментов, полученных в разных растворителях (*Gladchenko et al, 2008)*.

Спектры комбинационного рассеяния света (КРС), полученные на порошках шунгита содержат два пика на частотах ν=1356 $см^{-1}$ и ν=1588 $см^{-1}$, отвечающих A_{1g} и E_{2g} модам колебаний атомов графитовой решетки при ее разупорядоченности. Модификация шунгитового углерода приводит к проявлению пика в области 2700 $см^{-1}$, характерному для графенов *(Dovbeshko et al, 2004)*. (Рис.2b).

Подтверждением данного вывода служит также сравнение Оже-спектров шунгитов исходного порошка и шунгитового наноуглерода со спектрами пиролитического графита, фуллерена C^{60} и углерода луковичных структур. Наблюдается хорошее совпадение спектров шунгитового наноуглерода и луковичного углерода, что может свидетельствовать о взаимодействии между графеновыми слоями в ШНУ (Рис.2c).

Эмпирические данные о графено-подобной структуре основного структурного элемента шунгитового наноуглерода
Empiric data on the graphene structure of a basic structural unit of shungite nanocarbon

На рис.2 собраны основные экспериментальные свидетельства в пользу графено-подобной

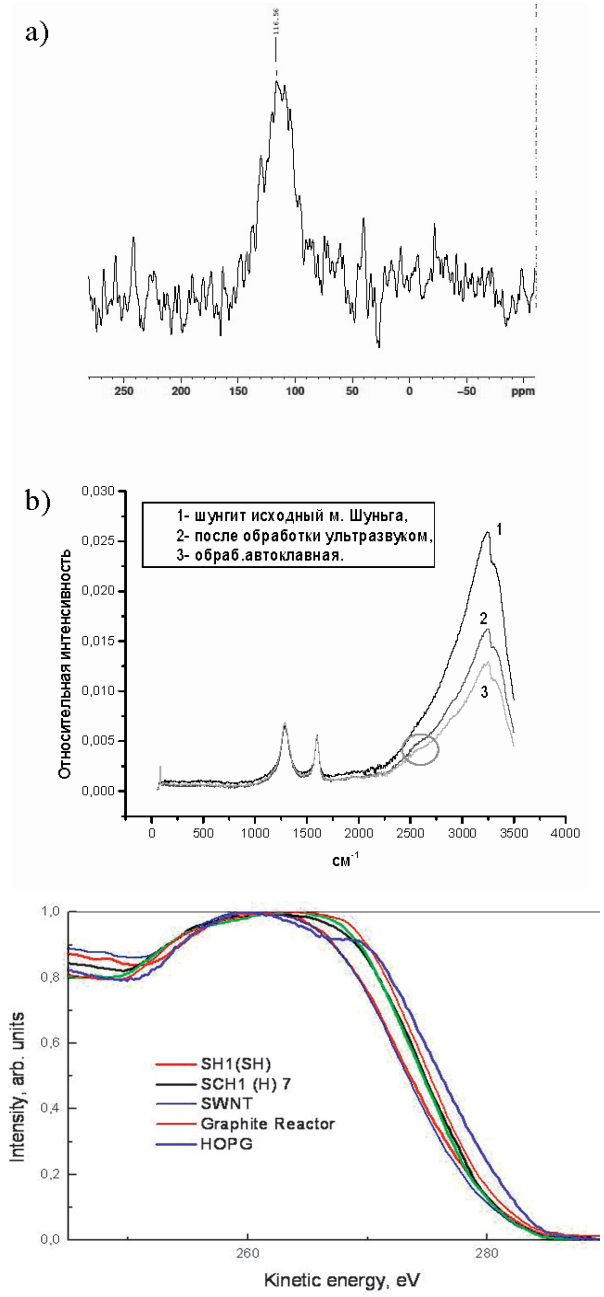


Рис.2. Экспериментальные подтверждения графеновой природы основного структурного элемента шунгитового наноуглерода: а). Спектр ЯМР С13 шунгитового наноуглерода, b). Спектры комбинационного рассеяния шунгита м. Шуньга (1) и после обработок: ультразвуком в толуоле (2) и автоклавной обработки (3), с). Сравнение Оже спектров графита, фуллерена С60, луковичного углерода, шунгита и шунгитового наноуглерода (Оже спектры получены А.П. Дементьевым).

Fig.2. Experimental evidence for the graphene nature of a basic structural unit of shungite nanocarbon: a). MNR C^{13} spectra of shungite nanocarbon, b). Raman spectra of shungite sample (Shun'ga deposit) (1), after treatments: utrasonication in toluene (2), in autoclave (3); c). Comparison of Auger spectra of graphite, fullerene C_{60}, onion-like carbon, shungite and shungite nanocarbon (The Auger spectra were carried out by Dr. A.P. Denment'ev).

структуры ОСЭ. Суммируя полученные результаты по исследованию ОСЭ шунгитового наноуглерода, можно сделать вывод, что он имеет графеновую основу, при этом основной структурной единицей является изогнутый графеновый лепесток. Квантово-химические расчеты подтверждают полученное заключение *(Sheka, Popova 2011)*. В расчетах показано, что планарный лепесток графена можно превратить в изогнутый лепесток при односторонней химической адсорбции атомов водорода на закрепленную по периметру графеновую мембрану (рис. 3). Первоначально нулевой дипольный момент углеродного каркаса мембраны, линейные размеры которого составляют 0.8 нм, возрастает при этом до 1.4 D, что хорошо согласуется с высокими значениями дипольных моментов, определенными экспериментально. Адсорбция водорода характеризуется малой энергией связи с углеродом и удлиненными связями С-Н, вследствие чего мембрана легко освобождается от адсорбированного водорода. Релаксации изогнутой мембраны до планарной конфигурации может воспрепятствовать наличие молекул воды, вступающей в сильное диполь-дипольное взаимодействие с изогнутой мембраной и тем самым стабилизирующей изогнутость мембраны после ухода водорода. Поскольку образование шунгитовых пород происходило в гидротермальных условиях, сопровождающихся как наличием атомарного водорода, так и паров воды, полученные результаты могут лечь в основу квантово-химического представления о возможном генезисе шунгитов.

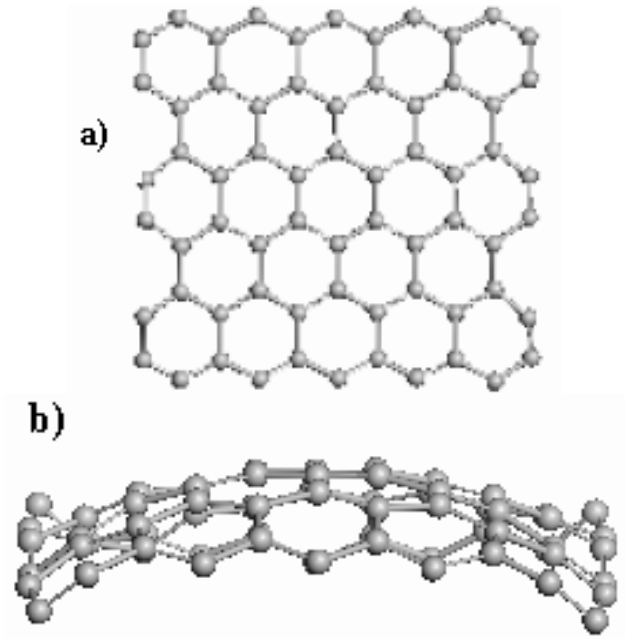


Рис.3. Планарный (а) и изогнутый (б) лепесток графена вследствие адсорбции атомов водорода на углеродном каркасе сверху.

Fig. 3 Planar (a) and curved (b) graphene petal responsible for the adsorption of hydrogen atoms above the carbon skeleton.

Моделирование различных стадий агрегации шунгитового наноуглерода в природе
Modeling of different stages in shungite nanocarbon aggregation in nature

Два уровня структурной организации соответствуют двухуровневой пористости, описанной при изучении шунгитового наноуглерода различных месторождений с помощью МУРР и малоуглового рассеяния нейтронов (МУНР), с использованием метода контрастирования D_2O *(Avdeev et al, 2005, 2006)*. Первый уровень (характерный радиус частиц > 100 нм) соответствует глобулярным кластерам ШНУ, описанным с помощью атомно-силовой микроскопии (АСМ) *(Siklitsky et al, 1999; Rozhkova et al 2001, 2002, Голубев и др., 2009)*. Более мелкие частицы (с характеристическим радиусом ~10 нм), соответствующие структурному уровню II, формируют открытые (доступные для D_2O) и закрытые (недоступные поглощаемым веществам) поры. Поры на уровне II характеризуются внутренней фрактальной структурой, образованной наночастицами с размерами, лежащими за пределами разрешения МУНР ~1 нм. Высказано предположение, что роль частиц, формирующих микропоры могут играть ОСЭ шунгитового углерода (*Avdeev et al, 2006)*.

Высокоуглеродистые шунгиты различных месторождений имеют близкий химический состав однако обладают удельными поверхностями, отличающимися в десятки раз. Базисная структура шунгита м. Нигозеро (Н), образовавшегося в результате гидротермальных и миграционных процессов, содержит углерод в виде луковицеподобных агрегатов, размером 30-40 нм, тогда как в случае шунгита м. Чеболакша (Ч), сформировавшемся под действием высоких температур и давлений, углерод находится в виде разориентированных пачек размером <400 нм *(Ковалевский, 1994, Kovalevski et al, 1994)*. В результате вулканической деятельности и дальнейших процессов метаморфизма в относительно мягких, но различных гидротермальных условиях происходило образование более крупных агрегатов, ответственных за химический состав, адсорбционные, каталитические и другие физико-химические свойства шунгита месторождения Нигозеро. Аналогичные изменения структуры и адсорбционных характеристик происходили в лабораторных условиях в результате термоокислительной обработки ШНУ или низкотемпературного воздействия озона *(Рожкова и др., 2004, Емельянова и др., 2004, Горленко и др, 2005)*.

Озонирование и термообработка ШНУ приводят к образованию двумерных структурированных агрегатов размером 20-30 нм, непроницаемых для молекул газов (*Rozhkova et al, 2009, 2010)*. Появление таких агрегатов может объяснить снижение пористости и удельной поверхности шунгита м. Нигозеро, а также структурные преобразования ШНУ, наблюдаемые при осаждении устойчивой водной дисперсии. Агрегаты в пленке, полученной высушиванием водной дисперсии шунгитового наноуглерода, практически повторяют по размеру и структурной организации глобулярные агрегаты на сколе шунгита м. Шуньга (рис.4), а по адсорбционным свойствам агрегаты воспроизводят шунгит м. Нигозеро (табл.1).

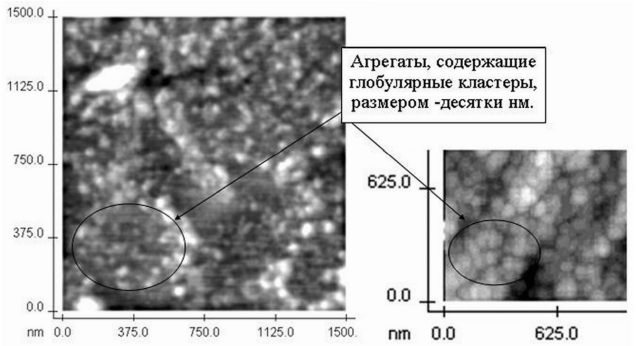


Рис.4 АСМ пленки из водной дисперсии шунгитового наноуглерода (а) и скола шунгита (м. Шуньга) (б).
Fig. 4. AFM images: (a) films made of shungite nanocarbon, (b) fracture of shungite Shun'ga deposit

Наблюдаемое для всех шунгитов распределение пор по размерам с преимущественным содержанием микро- и субмезопор размером < 0.7–5.0 нм коррелирует с величиной непланарных графеновых фрагментов (0.4–0.7 нм), которые высвобождаются в водной дисперсии, и с размерами первичных агрегатов ШНУ (многослойные глобулы, размером менее 6 нм). Вторичные агрегаты размером 10-100 нм образуются уже при центрифугировании водной дисперсии и сохраняются при ее конденсации.

Таблица 1. Сравнение значений удельной поверхности (S) и суммарного объема пор (V) шунгитов и шунгитового наноуглерода, полученного из устойчивой водной дисперсии
Comparison of the specific surface (S) and pore volume (V) values of shungites and shungite nanocarbon prepared by aqueous dispersion

Образцы	по адсорбции азота < 2 нм		по адсорбции CO_2 0.33÷0.7 нм	
	S, $м^2/г$	V, $см^3/г$ при $p/p_0 = 0.95$	S, $м^2/г$	V, $см^3/г$
Шунгит м. Шуньга	25.9	0.03	87.7	0.033
Шунгит м. Нигозеро	325.0	0.41	103.5	0.040
Шунгитовый наноуглерод	325.4	0.45	144.2	0.055

Выводы

Высокоуглеродистые шунгитовые породы является источником наночастиц, при этом шунгитовый наноуглерод может быть выделен и стабилизирован в водных дисперсиях. Проведено комплексное исследование дисперсии шунгитового

наноуглерода с концентрацией 0.1 мг/мл и средним размером кластеров 50-60 нм, состоящих из непланарных графеновых фрагментов, имеющих дипольный момент 6.5 D.

Конденсация водной дисперсии шунгитового наноуглерода сопровождается агрегацией наночастиц с последующим образованием сетки. Наблюдается изменение пористости природных образцов шунгитов при переводе их в водную дисперсию и последующем осаждении. Полученное для природных шунгитов распределение пор по размерам с преимущественным содержанием микро- и субмезопор размером <0.7–5.0 нм коррелирует с величиной непланарных графеновых элементов (0.4–0.7 нм), а также с величинами первичных глобулярных агрегатов шунгита <6 нм. Графеновые фрагменты высвобождаются в водной дисперсии и определяют устойчивость наночастиц в воде и их специфическое взаимодействие с водой. При окислении (озонировании) и нагревании углеродной сетки в восстановительной атмосфере наблюдается уменьшение удельной поверхности и суммарного объема пор при сохранении среднего радиуса пор. Различные стадии агрегации шунгитового наноуглерода в природе можно моделировать в лабораторных условиях при концентрировании устойчивой водной дисперсии. Приведенные результаты подтвердили единство структурных свойств шунгитов на базисном и первичном уровне и определяющую роль графеновых структурных элементов шунгитового наноуглерода в формировании углеродных кластеров и в их специфическом взаимодействии с водой.

Работа поддержана грантом ОНЗ РАН-5.

Литература

Алексеев Н.И., Арапов О.В., Бодягин Б.О., и др. Активация углеродной составляющей шунгита III и сорбционная активность материала по водороду // Журн. прикладн. химии. 2006. Т. 79. № 9. С. 1439-1443.

Голубев Е.А., Рожкова Н.Н., Филиппов В.Н. АСМ-исследование агрегатов углеродных наночастиц из водных коллоидных растворов шунгитов и фуллеренов // Поверхность. 2007. № 10. С. 47-52.

Горленко Л.Е, Емельянова Г.И., Тихонов и др. Влияние низкотемпературного газофазного окисления шунгитов на их структуру и каталитическую активность// Ж. Физ.Химии 2005. Т.79. №8. С.1400-1405.

Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.В., и др. Окислительное модифицирование шунгитов// Ж. физ. химии. 2004. Т.78, №7. С.1232-123.

Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Рожкова и др. Влияние условий формирования структуры на физико-химических свойства озонированных шунгитов // Ж. Физ.Химии. 2010. Т.84. № 8. С. 1-6.

Ковалевский В.В. Структурное состояние шунгитового углерода // Ж.Неорг.Хим.1994. Т.39. №1. С.31-35.

Ковалевский В.В. Углеродистое вещество шунгитовых пород: структура, генезис, классификация. Автореферат. д.г-м.н., Сыктывкар. 2007.

Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Под ред. М. М. Филиппова и А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1994. 207 с.

Пиотровский Л.Б. Фуллерены в биологии и медицине: проблемы и перспективы//Фундаментальные направления молекулярной медицины: Сб.статей.Спб.: Росток, 2005. С.195-268.

Рожков С.П., Рожкова Н.Н., Волков В.И. Исследование особенностей гидратации фуллеренов и наноструктур шунгитового углерода методами магнитного резонанса //Матер.II Российского совещания «Органическая минералогия». Петрозаводск. 2005.С 159-161.

Рожкова Н.Н., Андриевский Г.В. Фуллерены в шунгитовом углероде.// Ред. П.А. Витязь и др. Сб. Фуллерены и фуллереноподобные структуры. Мн.: ИТМО БАН., 2000. С.63-68

Рожкова Н.Н., Голубев Е.А., Филиппов В.Н. Исследование пленок, полученных при отверждении водных наноколлоидов шунгитового углерода/ Сыктывкар. 2001 С. 200-202.

Рожкова Н.Н., Голубев Е.А., Сиклитский В.И., Байдакова М.В. Структурная организация фуллереноподобного шунгитового углерода / Тезисы II междун. Симпозиума “Фуллерены и фуллереноподобные структуры в конденсированных средах”, 4-8 июня 2002, Минск, С.87-88

Рожкова Н.Н., Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.И. Шунгитовый углерод и его модифицирование // Рос.Хим.Ж. 2004. Т.XLVIII. №5. С.107-115.

Рожкова Н.Н., Голубев Е.А., Сиклицкий В.И., Байдакова М.В. Структурная организация шунгитового углерода // Ред. П.А. Витязь и др. Сб. Фуллерены и фуллереноподобные структуры. Мн.: ИТМО БАН. 2005. С.100-107.

Рожкова Н.Н., Горленко Л.Е., Емельянова Г.И., Езерский В.А., Лунин В.В. Влияние озона на структуру и физико-химические свойства ультрадисперсных формирований алмаза и шунгитового углерода / Сборник материалов. 29-ого Всероссийского семинара «Озон и другие экологически чистые окислители. Наука и технологии». Москва. МГУ.2007.С.16-32.

Рожкова Н.Н., Грибанов А.В. К вопросу об основном структурном элементе шунгитового углерода // Минералогия, Петрология и минерагения Докембрийских комплексов Карелии. Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО, 2007, Петрозаводск, С.86-89

Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1984. 182с.

Avdeev M.V., Tropin T.V., Priezzhev V.B., et al. Structural studies of shungites and their aqueous dispersions by small-angle neutron scattering / The First International Nanocarbon Workshop July 30-31, 2005, Hayama, Japan, P.20-21

Avdeev M.V., Tropin T.V., Aksenov V.L., et al. Pore structures in shungites as revealed by small-angle neutron scattering // Carbon. 2006.V 44, N9.P.54-61.

Iet al. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia/ Canadian Mineralogist, 1997, V.35, N.6, P.1363-1378.

Dovbeshko G.I., Gnatyuk O.P., Nazarova A.A., et al. Vibration Modes of Carbonaceous Materials: Raman and SEIRA Spectroscopy Data, Сборник научных работ "Наносистеми, наноматериали, нанотехнологии", том 2 випуск 3, Издательский дом "Академпериодика", Киев, 2004, С.993-1006.

Gladchenko S.V., Rozhkova N.N., Tupolev A.G., Gribanov A.V. Characterization of structural elements of nanocarbons by dipole moment in diluted solutions / 4-ая научно-техническая конференция «Полимерные компо-зиты в триботехнике. Проблемы создания и применения. Опыт эксплуатации». С.-Петербург 12-15 мая 2007.

Gladchenko S.V., Rozhkova N.N., Tupolev A.G., et al. Characterization of Structural Elements of Nanocarbons by Dipole Moment in Diluted Solutions // 6-th International Symposium "Molecular Order and Mobility in Polymer Systems", St.Petersburg, June 2-6, 2008. P-084.

Hettich R. L, Buseck P. R. Concerning fullerenes in shungite // Carbon. 1996.V5. P.685-687.

Jehlička J., Rouzaud J-N. Glass-like carbon: new type of natural carbonaceous matter from Precambrian rocks // Carbon. 1992.V30. P.1133-1134.

Kovalevski V.V., Rozhkova N.N., Zaidenberg À.Z., Yermolin A.N. Fullerene-Like Structures in Shungite and Their physical properties // Mol. Mat. 1994. V.4. P. 77-80

Kovalevski V.V., Buseck P.R., Cowley J.M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: an X-ray and TEM study // Carbon. 2001. V.39. №2. P.243-256.

Kruger A., Kataoka F., Ozawa M., et al. Unusually tight aggregation in detonation nanodiamond: identification and disintegration // Carbon 2005. V.43, 1722-1730.

Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia // Ore geology rewiews. 2004. V. 24. P. 135–154.

O'Connell M.J., Bachilo S.M., Huffman C.B. et.al. Band gap fluorescence from individual Single-walled carbon Nanotubes / Sceince.2002.V 297.P.593-596.

Ōsawa E. Monodisperse single nanodiamond Particulates // Pure & Appl. Chem. 2008. V.80.P.1365 - 1379.

Ratnikova, O.V., Melenevskaya, E.Yu., Amsharov, K.Yu., et al. The new method for synthesis of Fullerols based on radical reaction // Fullerenes, Nanotubes and carbon nanostructures. 2004.V12, N11,P. 155.

Rozhkova N.N., Golubev E.A., Siklitsky V.I., Baidakova M.V. Shungite carbon in terms of fractals determined by SAXS and microscopic methods / Abstr.of International conf. on New Carbon and polymeric materials. Ustron-Jaszowiec . 2001.P.42

Rozhkova N.N. Role of Fullerene-like Structures in the Reactivity of Shungite Carbon as Used in New Materials with Advanced Properties // Perspectives of Fullerene Nanotechnology / Ed. E. Osawa. Dordrecht: Kluwer Academic Pub, 2002. P.237-251.

Rozhkova N.N., Golubev E.A., Siklitsky V.I., Baidakova M.V. Shungite as aggregates of carbon nanoparticles/ Abstr.of International conf. on Carbon, Carbon'03. Oviedo, Spain, 2003, P.104, Extended abstracts: CD

Rozhkova N. N. Complex Study of Carbon Nanoparticles in Aqueous Dispersions / The First International Nanocarbon Workshop July 30-31, 2005, Hayama, Japan,p.23-25

Rozhkova N.N., Rozhkova V.S., Emelianova G.I., et al. Stabilization conditions of carbon nanoclusters in water.//Karbo. 2007.V. LII. 4. P.207-211.

Rozhkova N.N., Gribanov A.V., Khodorkovskii M.A. Water mediated modification of structure and physical chemical properties of nanocarbons / Diamond Relat. Mater. 2007. V16. P.2104-2108.

Rozhkova N.N., Gorlenko L.E., Emeliyanova G.I., et al. The Effect of Ozone on the Structure and Physico-chemical Properties of Nano-diamond and Shungite Nanocarbon // 2-nd International IUPAC Conference on Green Chemistry, Moscow-St.Petersburg, September 14-19, 2008. P.209.

Rozhkova N.N., Gorlenko L.E., Yemel'yanova G.I., et al. The effect of ozone on the structure and physico-chemical properties of ultradisperse diamond and shungite nanocarbon elements // Pure & Appl. Chem. 2009. V.81, N11. P.2093-2105.

Rozhkova N.N., Emel`yanova G.I., Gorlenko L.E., Jankowska A., Korobov M.V., Lunin V.V. Structural and Physico-Chemical Characteristics of Shungite Nanocarbon as Revealed through Modification // Smart Nanocomposites. 2010. V. 1. Is. 1. P.71-90.

Sheka E.F. Fullerenes: Nanochemistry, Nanomagnetism, Nanomedicine, Nanophotonics. CRC Press; Taylor&Francis group: Boca Raton, 2011. 328 p.

Sheka E.F., Popova N.A. Graphane as polyhydride of graphene. Computational synthesis applied to two-side membrane // arXiv:1102.0922 [cond-mat.mes-hall], 2011.

Siklitsky V.I., Rozhkova N.N., Baidakova M.V., Golubev E.A. Fractal structure of shungite carbon studied by SAXS method / Abstracts of IWFAC'99, St.-Petersburg, 1999. P.331

Zaidenberg A.Z., Rozhkova N.N., Kovalevskii V.V., Lorents D.C., Chevallier J., Physical chemical model of fullerene-like shungite carbon // Mol. Mat.,1996.V.8, P.107-110.

КОСТОМУКША – КРУПНЕЙШИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ РУДНЫЙ ОБЪЕКТ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ

Горьковец В.Я.[*], Максимович Л.А.[**], Раевская М.Б.[*]
[*] *Институт геологии КарНЦ РАН*
[**] *ОАО «Карельский окатыш» (ОАО «Северсталь»)*

KOSTOMUKSHA – THE LARGEST COMPLEX ORE PROVINCE OF THE REPUBLIC OF KARELIA

Gorkovets V.Ya.[1], Maksimovish L.A.[2], Raevskaya M.B.[1]
[1]*Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk,*
[2]*Open joint-stock company "Karelsky okatish", Kostomuksha*

The background of the geological study of the Kostomuksha Ore Province, which includes various genetic types of polychromous ore formation, is discussed. Distinctive iron-cherty, gold and diamondiferous ore formations were generated in common geodynamic settings that succeeded each other in this territory from Neoarchaean to Neoproterozoic time (from 2.9 to 1.23 Ga) inclusive, and were associated with the uplift of the Voknavolok block above a mantle diapir (Deep structure .., 2001). Kontokki-series tholeiitic basalt, komatiites and felsic volcanics of rhyodacite composition intruded along the deep fault zones that rimmed the Voknavolok block in the Neoarchaean (2.9 -2.8 Ga). Two iron formations: a rhyodacitic iron-cherty formation and the most productive terrigenous (flysch) iron-cherty formation (Gimoly series) developed in the Neoarchaean. The rocks and ores of this formation were produced under areal chemical weathering crust conditions on a Palaeoarchaean granulitic basement and underlying Lopian Kontokki volcano-sedimentary units, and are represented by the Kostomuksha iron deposit, which has the biggest iron ore reserves (over 10 billion t) in the Fennoscandian Shield. As the iron ore reserves of the deposit relative to the proved iron ore reserves of the world deposits are rated at 1.04%, it is considered a superlarge deposit (Gorkovets & Rayevskaya, 2004).

Polychronous stages in tectono-magmatic activation on the Karelian Craton were responsible for the metallogeny of this territory. In the Kostomuksha Ore Province gold occurrences are associated with three stages in tectono-magmatic activation, the most productive of which is a Palaeoproterozoic stage associated with Seletsk and rapakivi-like granite occurrences (2.45 Ga). The predicted Au resources of the Luupeansuo ore occurrence are estimated at 125 t.

A Riphean stage in tectono-magmatic activation (1.23 Ga) in the Kostomuksha Ore Province was remarkable for the development of diamondiferous kimberlites and lamproites and was controlled by mantle deep-focus long-lived tectonic zones.

The Kostomuksha Ore Province is considered the biggest complex ore province of the Republic of Karelia, based on the presence of the Fennoscandian Shield's largest Kostomuksha iron deposit, the large Luupeansuo gold occurrence and diamondiferous kimberlite and lamproite diatremes.

Проблема выявления новых крупных и сверхкрупных месторождений рудных полезных ископаемых является одной из приоритетных, так как сырьевая база практически всех видов полезных ископаемых базируется на запасах таких месторождений.

В геологическом отношении среди древнейших структур Фенноскандинавского щита наиболее значимым, наиболее изученным и перспективным является Костомукшский рудный район Карелии, отличающийся формационным составом кристаллических образований и своеобразием набора полихронных полезных ископаемых. Здесь расположено крупнейшее на Фенноскандинавском щите Костомукшское железорудное месторождение (рис. 1).

Костомукшское месторождение железистых кварцитов находится в северо-западной части Республики Карелия. По возрасту месторождение относится к неоархею (лопию). Месторождение было открыто в 1946 г. в результате аэромагнитных исследований Западного Геофизического треста и разведано в 1948-54 г.г. Северо-Западным геологическим Управлением МГ и ОН СССР в процессе работ по выявлению рудной базы для черной металлургии Северо-Запада СССР.

В результате разведочных работ СЗГУ МГ и ОН СССР, проведенных на месторождении в 1948-54 г.г., было высказано представление о моноклинальном залегании рудных тел и вмещающих пород, и как следствие, разведанные запасы железных руд до глубины 150-200 м, реже до глубины 450 м, по категории А+В+С составили 840 млн тонн, а утверждённые запасы руд в ГКЗ СССР в 1953 году составили 423,3 млн тонн. Таким образом, месторождение «Костомукша» СЗТГУ было переведено в разряд забалансовых, как месторождение, не имеющее промышленной значимости, особенно с учётом его нахождения в плохо обжитом районе, удаленным от железных дорог.

© Горьковец, Максимович, Раевская, 2011

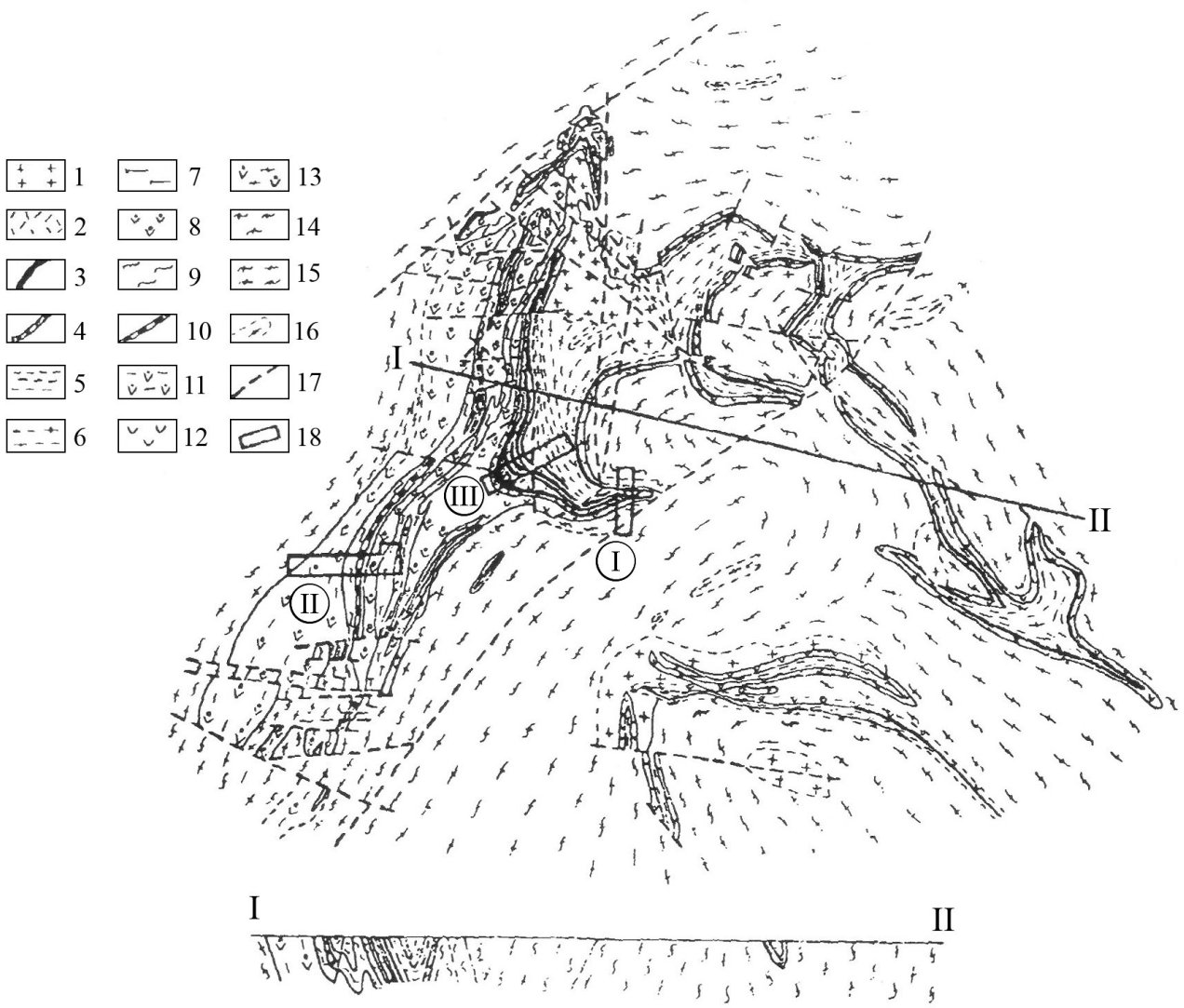


Рис. 1. Схема геологического строения Костомукшского рудного района.

1 – микроклиновые граниты; 2 – геллефлинты. Гимольская серия: 3 – магнетитовые кварциты; 4 – полимиктовые конгломераты; 5 – слоистые и ритмичнослоистые биотит-полевошпат-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы; 6 – мигматиты плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов по кварц-биотитовым и биотит-кварцевым сланцам. Контокская серия. Рувинваарская свита: 7 – коматииты; 8 – метабазальты. Шурловаарская свита: 9 – слюдисто-кварц-плагиоклазовые сланцы по туффитам и туфам риодацитов; 10 – магнетитовые сланцы и кварциты. Ниемиярвинская свита: 11 – метабазальты; 12 – нерасчлененные вулканиты основного состава контокской серии; 13 – мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по метабазальтам. Нюкозерская толща: 14 – биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные гнейсы. 15 – плагиогнейсограниты; 16 – супракрустальные образования лопия нерасчлененные; 17 – тектонические нарушения; 18 – участки стратотипических разрезов.

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the Kostomuksha Ore Province.

1 = microcline granites; 2 = halleflinta. Gimoly series: 3 = magnetite quartzites; 4 = polymictic conglomerates; 5 = bedded and graded biotite-feldspar-quartz and quartz-biotite schists; 6 = migmatites of plagiomicrocline and microcline-plagioclase granites after quartz-biotite and biotite-quartz schists. Kontokki series. Ruvinvaara suite: 7 = komatiites; 8 = metabasalts. Shurlovaara suite: 9 = mica-quartz-plagioclase schists after rhyodacite tuffites and tuffs; 10 = magnetite schists and quartzites. Niemijdrvi suite: 11 = metabasalts; 12 = undivided Kontokki mafic volcanics; 13 = migmatites of plagiomicrocline granites after metabasalts. Nyukozero unit: 14 = biotite, muscovite and bimica gneisses. 15 = plagiogneissose-granites; 16 = undivided Lopian supracrustal units; 17 = tectonic dislocations; 18 = parts of stratotype sections.

Дальнейшее изучение геологии Костомукшского месторождения было связано с перспективами его промышленного освоения в качестве рудной базы для черной металлургии Северо-Запада СССР. Исследования, проведенные Институтом геологии Карельского филиала АН СССР (Чернов, 1959; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Горьковец и др., 1981, 1991, 2004) имели комплексный характер.

Основанием для продолжения научных исследований в Костомукше было несоответствие между тем мощным магнитным полем месторожде-

ния, которое было зафиксировано в 1946 г. экспедицией А. Логачева, и теми скромными рудными запасами, которые были определены СЗГУ.

С 1956 г. В.М. Чернов руководил изучением геологии железорудных месторождений Карелии и явился основателем железорудного направления в Институте геологии Карельского научного центра РАН. Важнейшим геологическим открытием исследования железных руд Карелии заключалось в том, что он впервые в России разработал и применил методику литологических исследований железорудно-сланцевых толщ в архейских комплексах. Прежде всего, уделялось внимание установлению дометаморфической природы рудовмещающих пород, изучению литологии и фациальных условий формирования железистых кварцитов, цикличности процессов седиментации и место в ней концентрации железа, геохимических фаций железонакопления в докембрии Карелии. В итоге сформировалось представление о синклинальном строении Костомукшского месторождения, что позволило поставить вопрос о переоценке прогнозных запасов руд с вероятным их значительным увеличением до величины 3,5 млрд т до глубины 600-700 м и до 10 млрд т до глубины 3 км.

Высокая Государственная оценка была дана научно-исследовательской работе Институту геологии и сотрудникам Института геологии КФАН по изучению железных руд и прогнозной оценке Костомукшского месторождения и района месторождения. Главный Комитет ВДНХ СССР постановил наградить Институт геологии КФАН СССР Дипломом I степени; В.М. Чернов был награжден Высшей наградой ВДНХ СССР – Дипломом Почёта ВДНХ СССР «За руководство и исполнение геологических исследований по расширению железорудной базы Костомукшского ГОКа с оценкой их прогнозных запасов (6 млрд т)» (Постановление Главного Комитета ВДНХ СССР за № 670-Н от 19.12.1975 г.).

Детальное изучение руд и рудовмещающих пород Институтом геологии КарНЦ РАН предоставило возможность впервые выделить минеральные типы руд месторождения. Благодаря этому по заданию строящегося Костомукшского ГОКа была составлена карта типов руд Костомукшского месторождения, необходимая для начала эксплуатации месторождения (Инина К.А., Лазарев Ю.И., Горьковец В.Я.). Именно эта карта была использована Карельской КГРЭ при подсчете запасов железных руд Костомукшского месторождения в качестве основы для математического пересчета содержания в рудах железа растворимого и перевода на железо магнетитовое.

По материалам геологоразведочных работ Институтом «Гипроруда» в 1980 г. разработано технико-экономическое обоснование (ТЭО) отработки Костомукшского железорудного месторождения и тогда же в 1980 г. по данным ТЭО ГКЗ СССР утвердила балансовые запасы, подготовленные для промышленного освоения по категориям: В – 328,2; C_1 – 779,4; C_2 – 261,9 млн т Проектная производительность отработки сырой железной руды в год – 24 млн т, производство окатышей – 8 млн т/год. Обеспеченность Костомукшского ГОКа разведанными запасами по проектной производительности комбината составляет 45 лет, а с учётом Корпангского месторождения – 58 лет. Отработка Костомукшского месторождения начата открытым способом (карьером) с 1982 г., а Корпангского с 2005 г. (Железорудная база .., 1998).

В настоящее время отработка железных руд двух карьеров составляет 31 млн т/год, производство окатышей достигает 10 млн т/год.

В основу научно-исследовательских работ по комплексному изучению Костомукшского рудного района Институтом геологии КарНЦ РАН был положен историко-геологический метод, включающий литологические, палеовулканологические, стратиграфические, изотопно-геохимические исследования. Научно-исследовательские работы показали, что в пределах восточной части Фенноскандинавского щита выделяется эволюционный ряд стратифицированных генетически самостоятельных железисто-кремнистых формаций, последовательно сменяющих друг друга во времени. Эти железисто-кремнистые формации образовались в специфических физико-химических, палеогеографических и геодинамических условиях и характеризуются ассоциацией с различными вмещающими породными комплексами, определенным минеральным и химическим составом железисто-кремнистых пород, текстурными особенностями, мсаштабом продуктивности железорудного проявления (Горьковец и др., 1981; Горьковец, 1993).

Первый генетический тип – риодацитовая железисто-кремнистая формация – определяется эндогенными условиями формирования. Второй генетический тип, наиболее продуктивный, терригенная (флишевая)-железисто-кремнистая определяется экзогенными процессами, т.е. формированием неоархейской площадной коры химического выветривания подстилающих комплексов – гранулитов Вокнаволокского комплекса, а также базальтов, коматиитов, риодацитов и ассоциирующих с ними железисто-кремнистых образований контокской серии.

Экзогенные процессы выветривания в этой активной зоне сформировали протяженные (n·10 км) толщи железистых кварцитов в ассоциации с терригенными осадками флишевого типа. Это привело к образованию крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения с запасами более десяти миллиардов тонн железных руд. Рейтинг запасов железистых руд Костомукшского месторождения относительно подтвержденные (разведанных) запасов железных руд месторождений мира составляет 1,04%, что позволяет отнести это месторождение в раздел весьма крупных (Горьковец, 1993; Горьковец, Раевская, 2004).

Исследование геологического строения, структуры Костомукшского месторождения, а также распространение рудных горизонтов постоянно сопровождалось и корректировалось на основе геофизических исследований (магниторазведкой, гравиразведкой, сейсмическими данными).

На основании детальности геологической изученности, полноты разреза и наличия в разрезе до 50% метаморфизованных терригенных и хемогенных морских отложений разрез неоархейских супракрустальных образований Костомукшского железорудного района был принят как стратотипический для лопия Карелии (Общие вопросы .., 1990; Общая стратиграфическая .,. 2002).

Геологические исследования Института геологии КарНЦ РАН с 1993 по 2010 г.г. были дополнены работами в рамках комплексных международных проектов в приграничной полосе Республики Карелии и Финляндии, которые позволили проследить геологические комплексы на смежных участках приграничной полосы, а также непосредственно сравнить состав породных комплексов и провести корреляцию разрезов и геологических структур по обе стороны государственной границы (Горьковец, Раевская, 2009).

В геологическом отношении Костомукшская структура (Костомукшское рудное поле) находится на границе двух отличных по геолого-структурным, металлогеническим, геохимическим характеристикам блоков. С запада к Костомукшской структуре примыкает раннеархейский комплекс кристаллического фундамента, являющийся основанием для лопия Костомукшского района – Вокнаволокский блок. К востоку от Костомукшского синклинория располагаются позднеархейская (лопийская) гранит-зеленокаменная область, представленная сочетанием овальных, изометричных купольно-блоковых структур сложенных гранитоидами и гранитогнейсами, облекаемыми лопийскими железорудно-сланцевыми супракрустальными толщами (Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991, 2004).

Вокнаволокский блок расположен в северо-западной части Фенно-Карельского кратона, имеет почти изометричную форму площадью 5,6 тыс. км^2 (90х65 км), несколько вытянут в северо-восточном направлении (рис. 2).

В пределах Вокнаволокского блока широко развиты древнейшие палеоархейские интенсивно переработанные супракрустальные комплексы с реликтами гранулитовой фации метаморфизма – слюдистые гнейсы, амфибол- и пироксенсодержащие, двупироксеновые амфиболиты и гнейсы, эндербиты, и инфракрустальные комплексы – плагиогнейсограниты, тоналитогнейсы (3,5 млрд лет (Mutanen, Huhma, 2003) и микроклиновые граниты и амфибол- и гиперстенсодержащие граниты-чарнокиты (2,65 млрд лет (Mutanen, Huhma, 2003) (Свириденко, 1974; Gorkovets, Rayevskaya, Lukashov, 2000; Gorkovets, Rayevskaya, 2002). Отмечены многочисленные интрузивные тела долеритов, клинопироксенитов, ориентированные в субмеридиональном, северо-восточном (СВ 40-60º), северо-западном (СЗ 300-310º) направлениях.

В пределах Вокнаволокского блока отсутствуют типичные неоархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные и осадочные образования.

Блок оконтурен со всех сторон поясом раннепозднеархейских тектонических долгоживущих разломных зон, служащих путями подъема магматитов для формирования лопийских вулканогенно-осадочных комплексов (Gorkovets, Rayevskaya, 2003).

В этом блоке на глубинах до 20 км располагаются плотные породы, соответствующие плотности эндербита (2,79 г/см^3), что отражает наличие здесь подъёма верхней кромки нижней коры на 15-20 км и подтверждается сейсмическим профилем МОГТ 4В (Глубинное строение .., 2001).

Позднеархейские супракрустальные кристаллические образования в Костомукшском железорудном районе представлены лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород с возрастом древнее 2,7 млрд лет. Структурный план Костомукшского железорудного района определяется сочетанием овальных, изометричных или овально-выитянутых купольно-блоковых структур положительного знака, сложенных плагиогранитогнейсами, тоналито-гнейсами и разнообразными мигматитами, облекаемыми лопийскими супракрустальными вулканогенно-осадочными толщами.

Костомукшская синклиналь рассматривается (Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991; Горьковец, Раевская, 1986, 2004; Железисто-кремнистые формации .., 1989) как сложная резко асимметричная синклинальная структура (рис. 1).

Костомукшское месторождение приурочено к центральной наиболее погруженной части этой сложной структуры, что подтверждается сейсмическими данными, полученными Н.Г. Романенко, М.Е. Маламудом и Э.В. Муровой (Горьковец и др., 1981). Глубина синклинали здесь достигает 6,5 км, тогда как для северной части месторождения – лишь 4,5 км.

Общая стратиграфическая последовательность пород позднеархейских лопийских образований Костомукшского рудного района с возрастом 2,97-2,7 млрд лет представлена в работах (Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991, 2004; Раевская, Горьковец, 1992, 2004; Железисто-кремнистые .., 1988-1989).

Протерозой представлен долеритами, габбро и комплексом основных и ультраосновных-щелочных пород – кимберлитов, лампроитов, лампрофиров, карбонатитов (биотит-карбонатных сланцев), субщелочного габбро, габбро-норитами.

Возрастные характеристики лопийских образований по данным Sm-Nd метода в вулканитах базальтового, коматиитового и риодацитового состава контокской серии в целом по породам, определенным в ИГГД РАН и ИМГЭ РАН: базальтов от 2808±95 до 2970±20 млн лет, риодацитов 2805-2820 млн лет, коматиитов от 2813±24 до 2843±39 млн лет (Горьковец, Раевская, 2004).

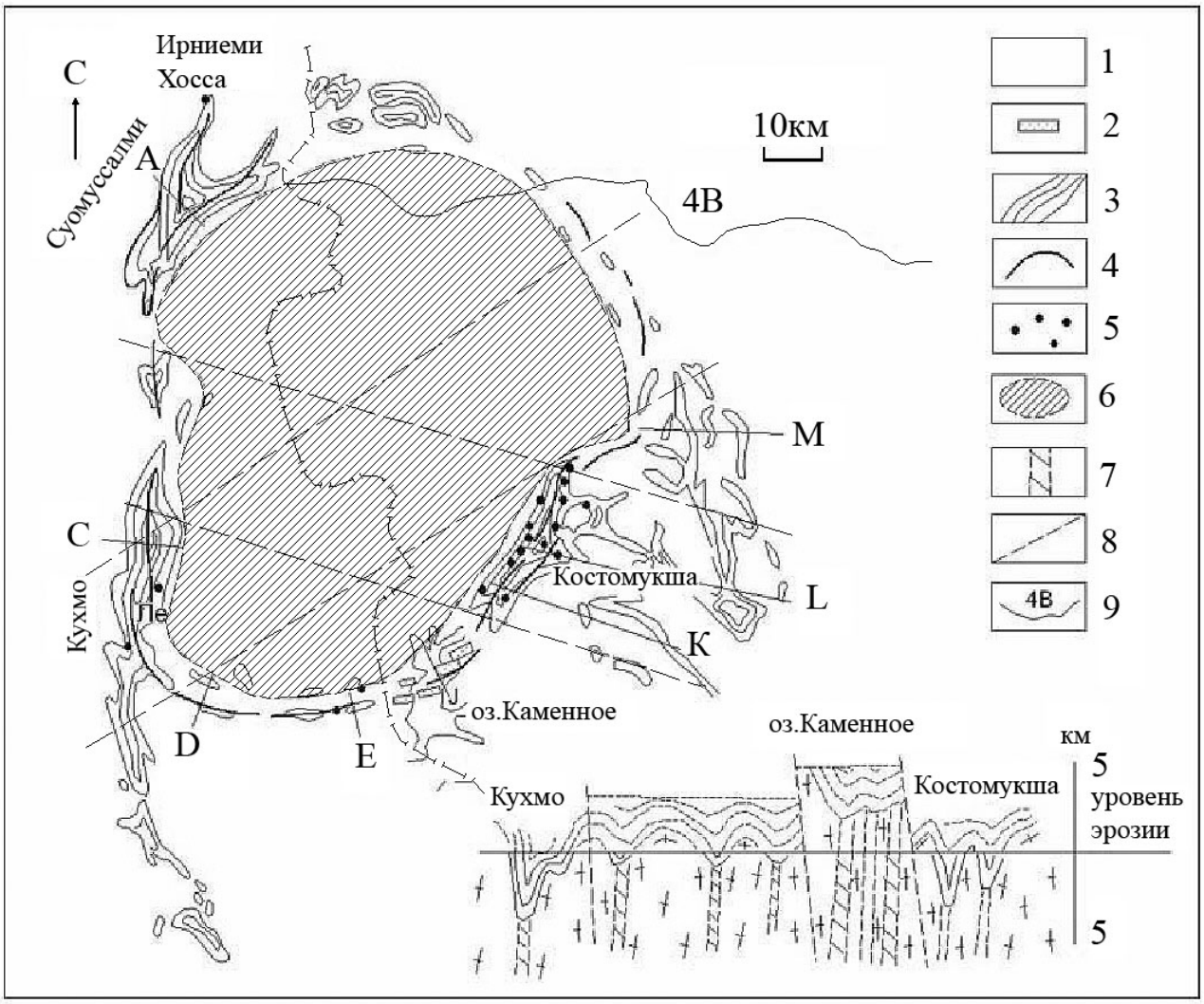


Рис. 2. Структурная схема площади развития Вокнаволокского блока архейских зеленокаменных поясов.

1 – гнейсо-граниты и тоналиты; 2 – дайки долеритов и габбро-долеритов; 3 – позднеархейские супракрустальные толщи; 4 – архейские разломы; 5 – диатремы и дайки ультраосновных-щелочных пород; 6 – Вокнаволокский блок; 7 – реконструируемые подводящие каналы базальтов; 8 – протерозойские тектонические зоны; 9 – геолого-геофизический профиль 4В «М7».

Fig. 2. Structural scheme of the Voknavolok block of Archaean greenstone belts.

1 = gneissose-granites and tonalites; 2 = dolerite and gabbro-dolerite dykes; 3 = Late Archaean supracrustal units; 4 = Archaean faults; 5 = diatremes and dykes of ultramafic-alkaline rocks; 6 = Voknavolok block; 7 = feeder channels of basalts under reconstruction; 8 = Proterozoic tectonic zones; 9 = geological-geophysical profile 4B «M7».

Изотопные датировки основания гимольской серии, полученные в радиогеохронологическим ИГФМ АН УССР термоэмиссионным методом по аутигенным цирконам цемента конгломератов суккозерской свиты, показали возраст 2820± 30 млн лет (Щербак, Горьковец и др., 1986).

Верхний возрастной предел супракрустальных образований лопия, определенный в Институте геологии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (U-Pb-Pb-методами) и в радиогеохронологическим отделе ИГФМ АН УССР по акцессорным цирконам из прорывающих лопийские образования гранитов плагиоклазового, плагиомикроклинового составов, не менее 2700 млн лет (Бибикова и др., 1977; Щербак, Горьковец и др., 1986).

Возраст прогрессивного регионального метаморфизма пород лопия и терригенных осадков гимольской серии составил 2650 и 2700 млн лет (Щербак, Горьковец и др., 1986).

Анализ материалов по метаморфизму и изучение минеральных парагенезисов силикатных и рудных минералов в железистых кварцитах и вмещающих породах района показал, что метаморфизм этих образований был неоднократным, сложным и неравномерным. Причем, метаморфизм пород и руд вулканогенной контокской и терригенно-хемогенной гимольской серии отличен (Горьковец, Раевская, Володичев и др., 1991).

В лопийских образованиях района исследователями (Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Горь-

ковец, Раевская и др., 1981, 1991) отмечаются четыре фазы складчатости, которые привели к формированию складчатости различных порядков, сопровождавшихся сланцеватостью (кливажом) и гнейсовидностью. Складки второй, наиболее интенсивной фазы складчатости, сопровождались крутой минеральной и агрегатной линейностью. Эта фаза складчатости создала основной структурный план района.

Наряду со складчатыми деформациями в районе широко развиты наложенные деформации, выразившиеся в создании разновозрастных систем разрывных нарушений разных порядков, которые определяются различными этапами тектоно-магматической активизации. Они представлены долгоживущими постоянно подновляемыми глубокофокусными разломными зонами различной ориентировки, определяющими металлогению района (Горьковец, Раевская, 2004, 2009, 2010; Светов, Свириденко, 2005).

В Костомукшском рудном районе рудопроявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного пояса и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов, связанных с железисто-кремнистыми формация (Сафонов и др., 2006).

В сопредельной территории Финляндии развиты золоторудные рудопроявления в зеленокаменных поясах Кухмо-Суомуссалми и Типасъярви (Nurmi .., ets. 1993).

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать гидротермальный генезис руд, образовавшихся при регенерации и переотложении рудного вещества вмещающих комплексов, несущих сингенетическое и ранее эпигенетическое оруденение. Формирование Au руд происходило в три этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных толщ гимольской серии и позднелопийских интрузивных комплексов коматиитового и риодацитового состава (Горьковец, Раевская, 2004).

Первый этап формирования Au проявлений ассоциируется с гранитоидами с возрастом 2,70 млрд лет и контролируется субмеридиальными (СВ 15º) тектоническими структурами глубинного заложения. Для этого этапа характерны золото-кварцевый и золото-пирит-кварцевый типы оруденения.

Второй, наиболее продуктивный, этап формирования руд связан с селецкими микроклиновыми гранитами и рапакивиподобными гранитами с возрастом 2,45 млрд лет и контролируется региональными секущими тектоническими зонами СЗ 310º простирания. Такие трансструктурные протерозойские разрывные дислокации являются ведущим фактором размещения центров магматических проявлений (малые интрузии) и обуславливаю высокую активность метасоматических процессов. Для этого типа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип оруденения.

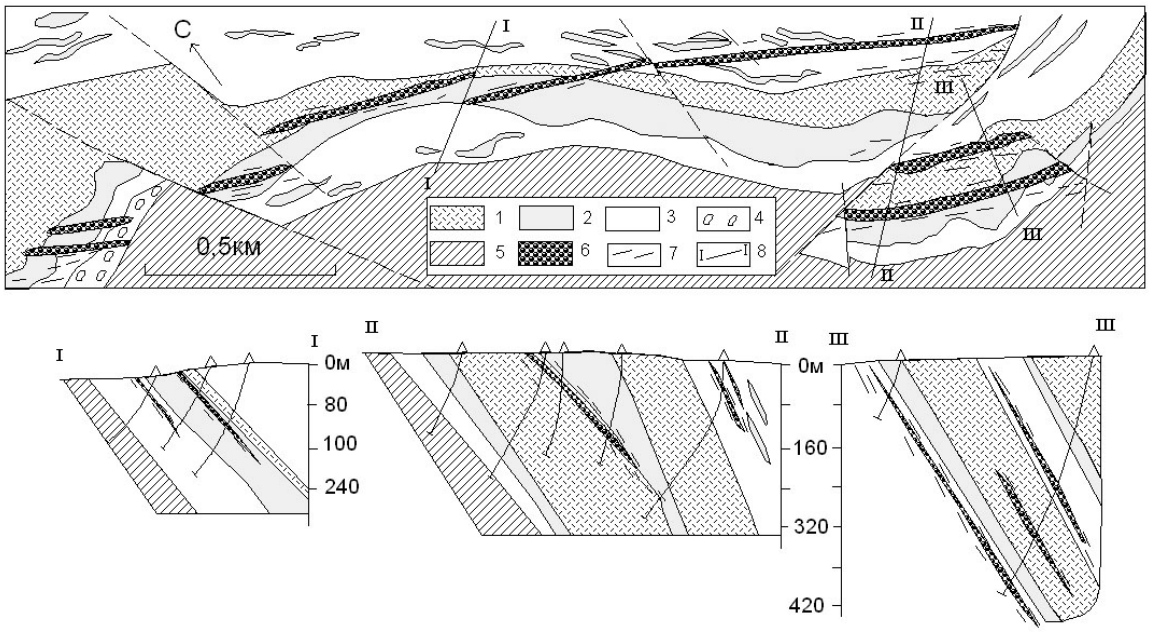


Рис. 3. Схема размещения золотого оруденения в южной части Костомукшского месторождения (рудопроявление золота Луупеансуо).

1 – риодациты (геллефлинты); 2 – магнетитовые кварциты; 3 – ритмичнослоистые слюдистые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – базальты; 6 – установленная золоторудная минерализация; 7 – рудоконтролирующие тектонические зоны; I-I, II-II – разрезы.

Fig. 3. Scheme showing the distribution of gold mineralization in the southern Kostomuksha deposit (Luupeansuo gold occurrence).

1 = rhyodacites (halleflinta); 2 = magnetite quartzites; 3 = graded mica schists; 4 = conglomerates; 5 = basalts; 6 = proved gold mineralization; 7 = ore-controlling tectonic zones; I-I, II-II = sections.

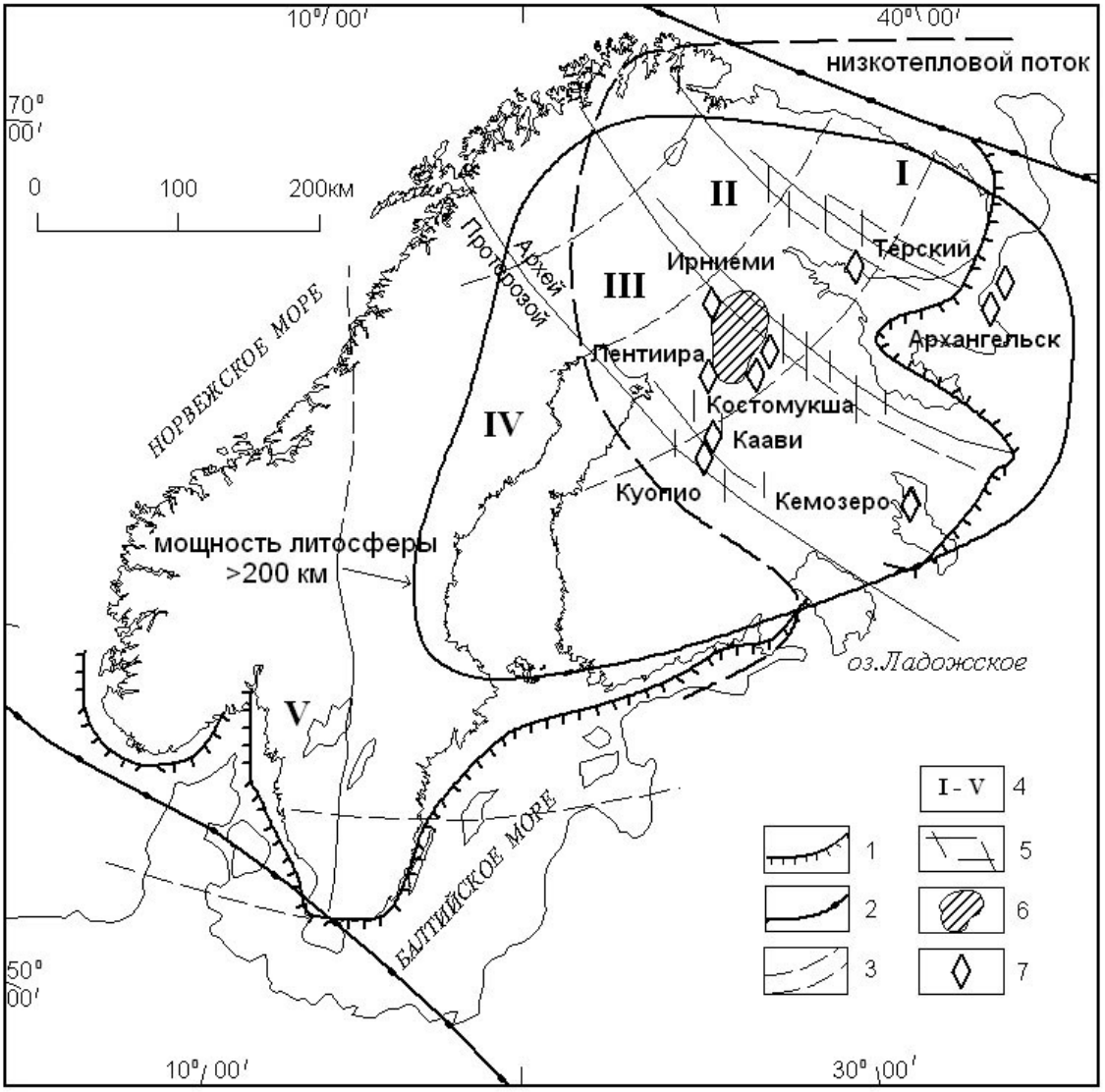


Рис. 4. Основные структурные элементы Фенноскандинавского щита и положение Фенно-Карельской лампроитовой и кимберлитовой провинции:

1 – граница платформенного чехла; 2 – краевые ограничения ФСЩ; 3 – системы осевых линий протерозойских тектонических напряжений ФСЩ; 4 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский; II - Беломорский; III – Карельский; IV – Свекофеннский; V – Дальсландский; 5 – зоны сдвиговых дислокаций; 6 – палеоархейский гранулитовый Вокнаволокский блок; 7 – районы размещения кимберлитов и лампроитов.

Fig. 4. Basic structural units of the Fennoscandian Shield and the position of the Fenno-Karelian lamproitic and kimberlitic provinces:

1 = platform cover boundary; 2 = Fennoscandian Shield margins; 3 = axial line systems of the Proterozoic tectonic strains of the Fennoscandian Shield; 4 = geo-blocks: I = Kola-Mezen; II = Belomorian; III = Karelian; IV = Svecofennian; V = Dalsland; 5 = shear-zones; 6 = Palaeoarchaean Voknavolok granulite belt; 7 = kimberlite and lamproite distribution areas.

Прогнозные ресурсы этого этапа Au рудопроявления Луупеансуо (рис.3), по категории P_1 составляет 125 т, что соответствует крупному по запасам Au рудопроявлению. Размер зерен золота от 10 до 250 мкм (средний 42 мкм). Золото высокопробное (786-950), самородное легкообогатимое, что предполагает использование традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий переработки руд (Горьковец и др., 2009).

Для докембрия Фенноскандинавского щита с 60-70 годов XX века приобрел реальное значение выявленный кимберлитовый и лампроитовый магматизм.Геолого-минералогические, геофизические и изотопно-геохимические исследования проведённые по выявлению и изучению пород ультраосновного-щелочного ряда показали, что в центральной и краевой частях Карельского кратона широким развитием пользуются алмазоносные кимберлиты и лампроиты (Раевская, Горьковец, 1978; Проскуряков и др., 1992; Раевская и др., 2007; Горьковец и др., 2009; Богатиков и др., 2007; 2009; O´Brien, Tyni, 1999). В пределах Карельского кратона в виде изолированных полей

выделяются разновозрастные диатремы кимберлитов и дайковые тела лампроитов: свекофеннского этапа (1,75 млрд лет)- Порьегубское и Кемозеро; рифейского – (1,32 млрд лет) – Костомукшское, Леантиира, Ирниеми, Лапинсуо; палеозойского – (0,59 и 0,44 млрд лет) Куопио-Каави. Алмазоносность кимберлитов и лампроитов подтвердилась нахождением в них минералов-спутников алмазов и непосредственно наличием самих алмазов.

В Костомукшском рудном районе в многочисленных (более 100) дайках лампроитов и диатремах кимберлитов Костомукшского рудного района выявлены кристаллы алмазов 0,8-1,5 мм. Кристаллы тетраэдрической и октаэдрической формы, в основном, бесцветные.

Структурное положение района Вокнаволокский блок – зеленокаменные пояса Костомукша-Кухмо-Суомуссалми определяется приуроченностью его к центральной части Карельского кратона с мощностью литосферы архейского кратона более 200 км и мощностью земной коры 40 км, что отвечает основным параметрам алмазоносных районов мира. Для этого участка земной коры характерен низкотепловой поток в литосфере.

Сравнительный анализ тектонического развития Карельского кратона и алмазоносных провинций мира свидетельствует о большом сходстве основных геотектонических позиций, что позволяет выделить в восточной части Фенноскандинавского щита Фенно-Карельскую кимберлитовую алмазоносную провинцию.

Таким образом, наличие крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения, золотого и алмазного рудопроявлений на данном участке земной коры свидетельствует о длительности, многоэтапности и закономерном сочетании процессов рудопроявления, способствовавших созданию условий для формирования крупных рудных концентраций, определяемых глубинными структурами и выделить Костомукшский рудный район как крупнейший комплексный рудный объект Республики Карелия.

Литература

Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.В. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геология и проблемы рудообразования. М, 1977. С. 25-32.

Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Кондрашов И.А. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия. Петрология, 2007. Т.15, № 4. С.339-360.

Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Каргин А.В. Полигенные источники кимберлитов, составы магм и алмазоносность (на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ). Петрология, т. 17, № 6, 2009. С.651-671.

Глубинное строение и эволюция Земной коры Восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2001. 194 с.

Горьковец В.Я. Модель железонакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита //Материалы научной конференции, посвященной 30-летию Института геологии КарНЦ РАН. «Проблемы геологии докембрия Карелии». Петрозаводск, 1993. С.11-28.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, «Карелия», 1981. 143 с.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., Наука, 1991. 173 с.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии //ДАН СССР. 1983, т.272, № 6. С.1425-1428.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии//Геология рудных месторождений. 1986, т.28, № 2. С.101-109.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения, закономерности размещения и условия образования. ОНЗ РАН, Москва, 2004. С. 95-109.

Горьковец В.Я. Вокнаволокский блок: геологическое строение палеогеодинамическая реконструкция // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения // Материалы научной конференции. Петрозаводск, КарНЦ РАН. 2005. С. 150-152.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н. Перспективное рудопроявление золота Костомукшского рудного района (Западная Карелия, Россия) // Материалы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск, 2007. С. 106-110.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2009. С. 48-59.

Горьковец В.Я., Попов М.Г., Раевская М.Б. Интрузивные позднепротерозойские калиевые щелочные, субщелочные породы Костомукшского рудного района // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2009. С. 94-99.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геологические особенности кристаллического фундамента в приграничной полосе Финляндии и Республики Карелия // Труды КНЦ РАН, № 2, 2009. С.24-38.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геодинамические факторы железонакопления в неоархее Фенноскандинавского щита // Материалы XVI международной конференции. Т.1, Воронеж, 2010. С. 223-225.

Железисто-кремнистые формации европейской части СССР: Стратиграфия. Киев, 1988. 192 с.

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Тектоника. Киев, 1988. 192 с.

Железисто-кремнистые формации европейской части СССР: Структуры месторождений и рудных районов. Киев, 1989. 156 с.

Железная база России / Главный редактор В.П. Орлов. М., 1998. 842 с.

Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 192 с.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2000. 223 с.

Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Уфа, 1990. 49 с.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России // Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.

Проскуряков В.В., Увадьев Л.И. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР, сер. геол., 1992, № 8. С. 65-75.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Дайковый комплекс ультраосновных щелочных пород района Костомукшского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы за 1977 г. (Геология и петрография). Петрозаводск, 1978. С. 47-51.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992. 191 с.

Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Попов М.Г. Кимберлитоподобные брекчии Костомукшского рудного района // Материалы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России». Петрозаводск, 2007. С. 332-334.

Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Горьковец В.Я., Митрофанов Г.Л., Серафкин И.Б. Золоторудный потенциал территории России и перспектива поисков крупных золоторудных месторождений рудных полезных ископаемых. Стратегические виды рудного сырья. Под ред. Лаверова Н.П., Сафонова Ю.Г. М:ИГЕМ РАН. Т.2.2006. С. 241-270.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.:Наука, 1974. 157 с.

Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. Л., Наука, 1976. 139 с.

Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л., 1964. 187 с.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск: «Карелия», 1970. 285 с.

Щербак Н.П., Горьковец В.Я., Додатко А.Д., Крестин Г.М., Пап А.М., Скаржинская Т.А., Снежко А.И., Струева О.М., Фоменко В.Ю. Щеголев И.Н. Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР // Геологический журнал, 1986. Т. 46, № 2. С. 5-17.

Gorkovets V.Y. Deodinamic aspects of the formation of the Earth crust in the Late Archean of the Fennoscandian shield // Jntarnational symposium “Mantle plums and metallogeny”. Petrozavodsk-Moskva. 2002. P. 362-365.

Gorkovets V.Y., Rayevskaya M.B., Lukashov A.D. Geology of the proposed Kalevala, Tuulijarvi, Koitajoki and Tolvajarvi National Parks // Biodiversity of oldgrowth torest: itsconservation in northwestern Russia. Oulu, 2000. V. 58. P. 159-172.

Gorkovets V.Y., Rayevskaya M.B. Geological characteristics and assessment of the proposed Kalevala National Park. Helsinki, 2002. P. 9-10.

Mutanen T., Huhma H. The 3,3 Ga Siurua trondhjemite gneiss in theArchaean Pudasjarvi Granulite Belt, northern Finland / Bulleten of the Geological of Finland. Vol. 75. P. 51-68.

Nurmi Pekka A. Sorjonen-Ward Peter. Geological development gold mineralization and exploration methods. The late Archean Hattu schist belt, llomantsi, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper, 17, 1993. 386 c.

O´Brien Huhg, Tyni M. Mineralogy and Geochemistry of Kimberlites and Related from Finland // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Espoo, 1999. P. 625-636.



Неотектоника, сейсмичность и геоэкология Северо-Запада России

Институт геологии 50 лет Карельский НЦ РАН







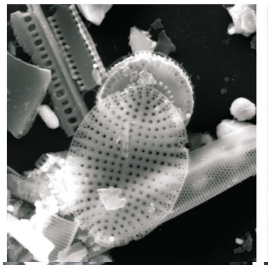


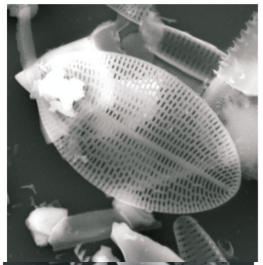


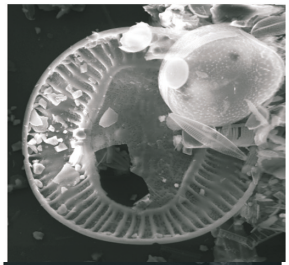












СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

Шаров Н.В.
Институт геологии Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск

SEISMIC MONITORING OF THE KARELIAN REGION

Sharov N.V.
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

On the seismic demarcation map of Russia OSP-97 Karelia is shown as a zone of possible magnitude 5-7 seismic activity with a recurrence period of 5000 years. Seismic activity is restricted to the Kandalaksha-Dvina paleorift and to the Ladoga-Bothnian suture zone. In spite of a relatively low seismic activity level, the detailed study of Karelia is not only of theoretical, scientific interest, but is also of practical value which has increased markedly because there are big industrial complexes, gas pipelines and hydrotechnical facilities in the region.

Современные движения земной коры (ЗК) Феноскандинавского щита определяются двумя главными моментами: вертикальным сводообразным поднятием щита в целом и автономными блоковыми движениями. Сводовое поднятие ЗК является продолжением прежних движений, заложенных еще в допалеазойское время. Все блоки ЗК участвуют в общем свободообразном поднятии щита и многие из них одновременно завершают чисто индивидуальные по отношению к соседним блокам дисгармоничные движения. По современным представлениям сейсмический режим изучаемой территории в значительной степени зависит от геодинамического воздействия на соответствующий объем ЗК со стороны зон субдукции и рифтогенеза. Область перехода от щита к Русской плите (зона сопряжения) наиболее подвержена современным геодинамическим изменениям.

Сейсмичность северо-запада России хотя и не приводит к катастрофическим последствиям, но при существующей концентрации в этом районе промышленных предприятий, подземных коммуникаций, газопроводов, наличии Ленинградской и Кольской АЭС может вызвать чрезвычайные ситуации, например, прорыв подземных вод, распространение радиоактивных и химических отходов из существующих могильников. Осуществление мониторинга техногенных землетрясений на Костомукшском железорудном месторождении позволяет вести контроль за сейсмичностью района. Ее повышение связано с выработкой и перемещением большой массы горных пород.

Инструментальная системы регистрации. Станции региональной сети Карелии, принадлежащие ИГ КарНЦ РАН, оснащены системой сбора Cossack Ranger II (CR II), которая включает четыре пункта [Землетрясения…, 2007]. Схема расположения станции приведена (рис. 1). Точная и абсолютная привязка станции ко времени необходима особенно при их работе в составе региональной сети. Ошибка синхронизации данных CR II с мировым временем не превышает ±10 мкс.

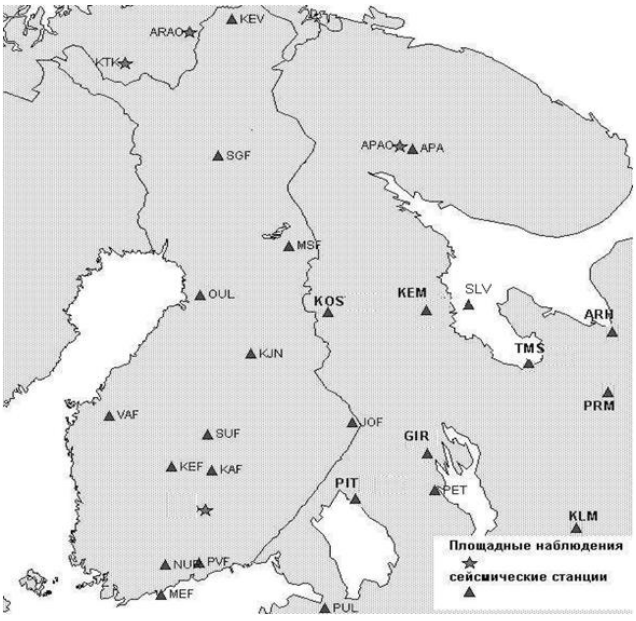


Рис. 1. Сеть сейсмических станций Финляндии, Норвегии, России, осуществляющих наблюдение за сейсмическими событиями в Карельском регионе.

Fig.1. Seismic station network in Finland, Norway and Russia that records seismic events in the Karelian region.

Процесс развертывания сейсмической сети начался летом 2000 г. с установки станции PET. Датчики установлены в подвале деревянного двухэтажного здания на постаменте, связанном с выходом коренных пород. Передача данных осуществлялась по радиоканалу, напрямую связывающему станцию с сервером данных Института геологии [Землетрясения…, 2007]. Станция эффективно работала до октября 2007 г. и временно закрыта в связи с ликвидацией здания, в котором располагался регистратор. Летом-осенью 2006 г. после проведения рекогносцировочных работ были установлены станции KOS, PIT и KEM (рис. 1), а также станция ИФЗ РАН (В.Ю. Бурмин) GIR в п.Гирвас.

© Шаров, 2011

Станция KOS установлена на территории школы в центре г. Костомукша. Две другие станции (KEM и PIT) расположены на территории компаний ОАО «Северо-западный Ростелеком» и «Радиотелевизионный передающий центр Республики Карелия», где существует бесперебойное питание от сети и сохранность оборудования. Во всех случаях для датчиков оборудованы постаменты, связанные с выходом коренных пород.

Удаленный контроль работы станций (KEM, PIT, KOS) и передача данных осуществляется при помощи GPRS – модемов мобильных телефонов, связывающих станции с сетью Интернет. Существенным недостатком такого подключения оказывается то, что в часы высокой загруженности сети скорость передачи данных сильно падает и любые операции, проводимые со станцией удалено, либо обрываются, либо обрабатываются очень медленно.

Обработка данных. Станции работают под управлением ОС LINUX. Данные в архивированном виде и в формате DST поступают в определенный каталог, в нашем случаи STATION/DATA. Подключив и вмонтировав дополнительный жесткий диск к системному блоку, инженер копирует данные. Монтирование жесткого диска производится с помощью утилиты MOUNT /DEV/SDB, где sdb –обозначение прибора.

Скопировав данные, жесткий диск надо размонтировать и при выключенном компьютере отключить. Вся полученная информация сохраняется на компакт – диски DVD.

Данные просматриваются с помощью программного пакета WSG или утилит LINUX. Дополнительно переводим формат DST в формат GSE. Производим конвертирование данных. Программный модуль WSG работает с входными данными, предварительно занесенными в дисковую петлю сейсмических записей, преобразованных во внутренний формат и описанными в базе данных. В базу данных WSG вносим информацию о сейсмических станциях, каналах регистрации сейсмических данных для каждой станции.

Регистрируемые события. Станции Карельской сети регистрируют в основном местные взрывы и локальные события в приграничных областях, на территории Архангельской Ленинградской, Вологодской областей и Финляндии, Швеции. Кроме локальных событий Карельская сеть регистрирует и телесейсмические события.

Землетрясения на территории Карелии происходят крайне редко, раз в 2 года и небольшой интенсивности. 27сентября 2008 года, сейсмостанциями КарНЦ РАН зарегистрировано землетрясение с магнитудой 2.4 (рис. 2). Землетрясение произошло на севере Карелии, в районе озера Паанаярви. Сейсмограмма *техногенного землетрясения* в Хибинском массиве Мурманской области (рис. 3).

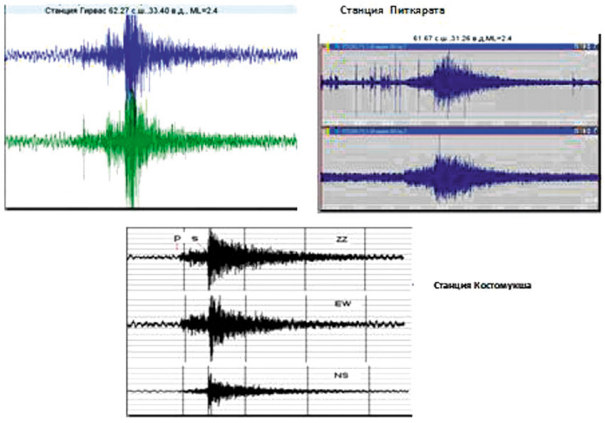


Рис. 2. Землетрясение на севере Карелии в районе озера Паанаярви, 27 сентября 2008 г. Магнитуда на уровне 2,4. Запись станций KOS, GIR, PIT.

Fig. 2. Magnitude 2.4 earthquake in the Lake Paanajärvi area, North Karelia, 27 September 2008. Recorded by KOS, GIR and PIT stations.

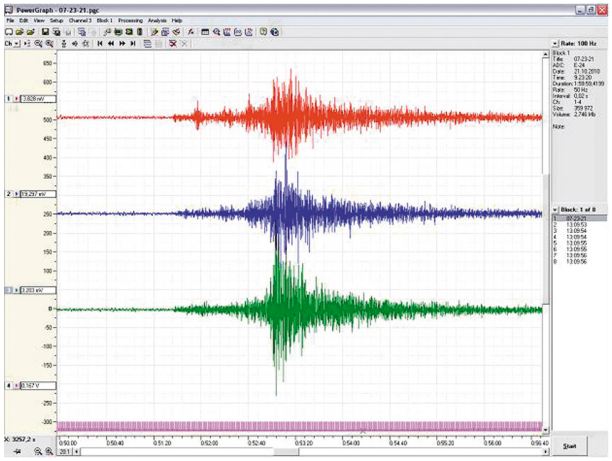


Рис. 3. Сейсмограмма техногенного землетрясения 21.10. 2010г., магнитуда на уровне 3,9, в Хибинском массиве. Запись на станции GIR.

Fig. 3. Seismic record of an artificial earthquake in the Khibiny massif, 21 October, 2010. Magnitude about 3.9. Recorded by GIR station.

Морозобойные удары в июле 2004 года сотрудники ИГ КарНЦ РАН совместно с геологами и геофизиками из Москвы провели по заданию Управления МЧС России по Республике Карелия экспедиционные исследования в районе пос. Калевала для выяснения природы сотрясений домов по улице Советской, наблюдаемых жителями в декабре 2003 года. Ученые пришли к заключению, что это морозобойный удар. Такие сотрясения происходят зимой при резкой смене температуры воздуха. При этих явлениях отмечается звук наподобие ружейного или пушечного выстрела с улицы, сотрясение стен, качание люстр и т.д. Все признаки соответствуют силе 3-4 балла.

Чтобы верно понять природу рассматриваемых толчков, сначала отметим несколько фактов исторического характера. Как известно, Северная Карелия вообще и Калевальский район в частности относятся к сейсмическим областям, где 5-балльные землетрясения отмечались, например, в 1910г. Поэтому возникновение серии землетрясений тектонической природы в пос. Калевала было бы неудивительно.

При решении вопроса о природе сотрясений в пос. Калевала в 2003 (да и в 2004) году необходимо обратить внимание в первую очередь на такие признаки, как ограниченная площадь ощущаемых колебаний именно вдоль озера, не далее 200-300 м от него, начальное возмущение в виде взрыва, направленность толчка от озера. Если принять во внимание сведения о резких перепадах температур в декабре 2003 года от 0 до –25 градусов и наоборот и обнаружении на льду озера протяженной трещины, то вопрос, естественно, решается в пользу принятия морозобойного характера толчков в рассматриваемом случае.

Морозобойный удар сопровождается очень сильный звуковой волной и может быть записан только ближайшими к месту событий сейсмологическими станциями, т.к. воздушная волна быстро затухает, в отличие от упругой волны землетрясения. Наши финские коллеги передали нам сейсмограмму самого сильного морозобойного удара в районе пос. Калевала. На станции Мааселка (MSF), которая находится в 100 км от пос. Калевала, получена запись 24 декабря 2003 года в 20:56:43. Это событие короткое (рис. 4), высокочастотное волны P и S отсутствуют, идентифицировано финскими специалистами как морозобойный удар в районе пос. Калевала. Сейсмостанции Карелии и Финляндии, расположенные на больших удалениях от Калевалы, подобные записи не зарегистрировали. Сотрясение от 26 декабря 2004 года, произошедшие около 22 часов в районе пос. Калевала, также отнесено к морозобойному удару.

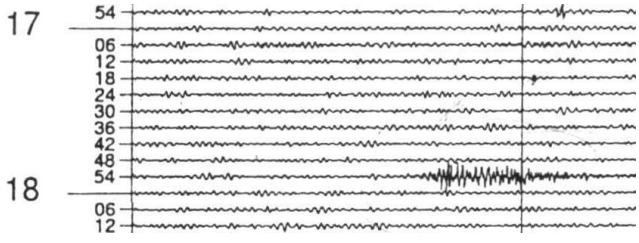


Рис. 4. Сейсмограмма станции MSF морозобойного удара 24 декабря 2003г. в районе пос. Калевала на оз. Средние Куйто.

Fig. 4. Seismic record of a frost shock. Recorded by MSF Station in the Kalevala area on Lake Sredneye Kuito on 24 December, 2003.

Поскольку речь идет о сотрясениях силой до 4-5 баллов, это означает, что в Карелии необходимо впредь считаться и с этим типом явлений морозобойного характера.

Утилизация боеприпасов. В июне-сентябре 2010г. передвижная сейсмостанция ИГ КарНЦ РАН в районе пос. Новая Вилга регистрировала сейсмоакустические воздействия на здания от уничтожения боеприпасов на военном полигоне (рис. 5). Были выбраны оптимальные заряды и удаление места взрыва от поселка, что позволило уничтожить отработавшие срок хранения боеприпасы без нанесения ущерба жителям. Наибольшее беспокойство населению доставляют звуковые волны от взрывов, т.к. импульсный сигнал от максимума спадает (рис. 5 а,б). В то же время пролет самолета имеет большую амплитуду сигнала, но он постепенно нарастает, достигая максимума и убывает (рис. 5 в).

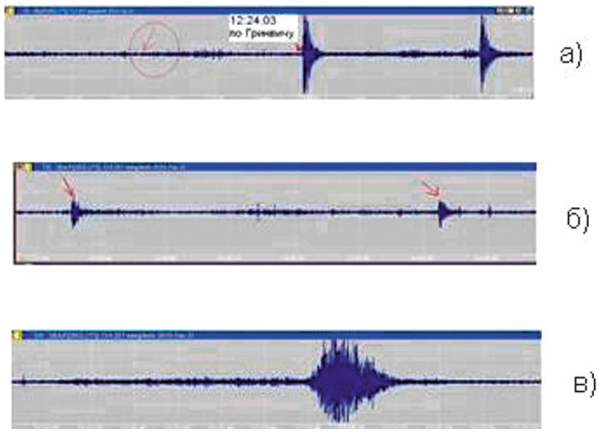
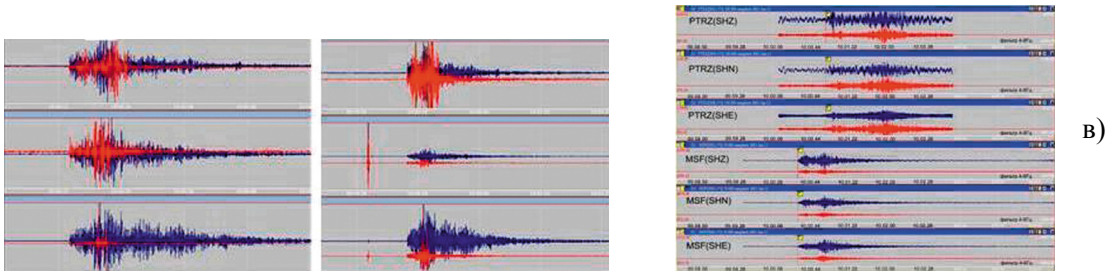


Рис. 5. Сейсмограмма звуковой ударной волны на удалении 5 км, масса ВВ 20 кг (а); на удалении 10 км, масса ВВ 40 кг (б); взлет самолета с аэропорта Бесовец на высоте 0,5-1 км над сейсмостанцией (в).

Fig.5. Seismic record of a sonic shock wave at a distance of 5 km**,** explosions mass 20 kg (a); at a distance of 10 km, explosions mass 40 kg (b); take-off of a plane from Besovets Airport 0.5-1 km above the seismic station (c).

Падение ступеней ракет. Зарегистрированное сейсмологической сетью Скандинавии, Мурманской, Архангельской областей и Республики Карелия неудачный пуск ракеты «Булава», представляет собой сейсмический отклик геологической среды. По группе станций определены координаты падения обломков ракеты.

Промышленные взрывы. Для слабоактивной в сейсмическом отношении территории Карелии наиболее яркими сейсмическими событиями до сих пор являются карьерные взрывы. Исследования карьерных взрывов представляет особый интерес, связанный с возможностями решения на его основе многих сейсмологических задач [Землетрясения…, 2007]. Для составления сейсмических каталогов в настоящее время используется изучение типовых характеристик сейсмических сигналов от многочисленных карьерных взрывов как источников помех при исследовании слабых местных землетрясений.



в)

Рис. 6. Взрывы в карьере в районе Костомукши 13.01.2010г.; а – запись станции KEM; б – запись станции KOS; в – запись станций PET и MSF 12.01.2007г.

Fig. 6. Blasts in a quarry in the Kostomuksha area on

13 January, 2010; a – recorded by KEM station; b – KOS Station record; c – PET and MSF station record on 12 January, 2007.

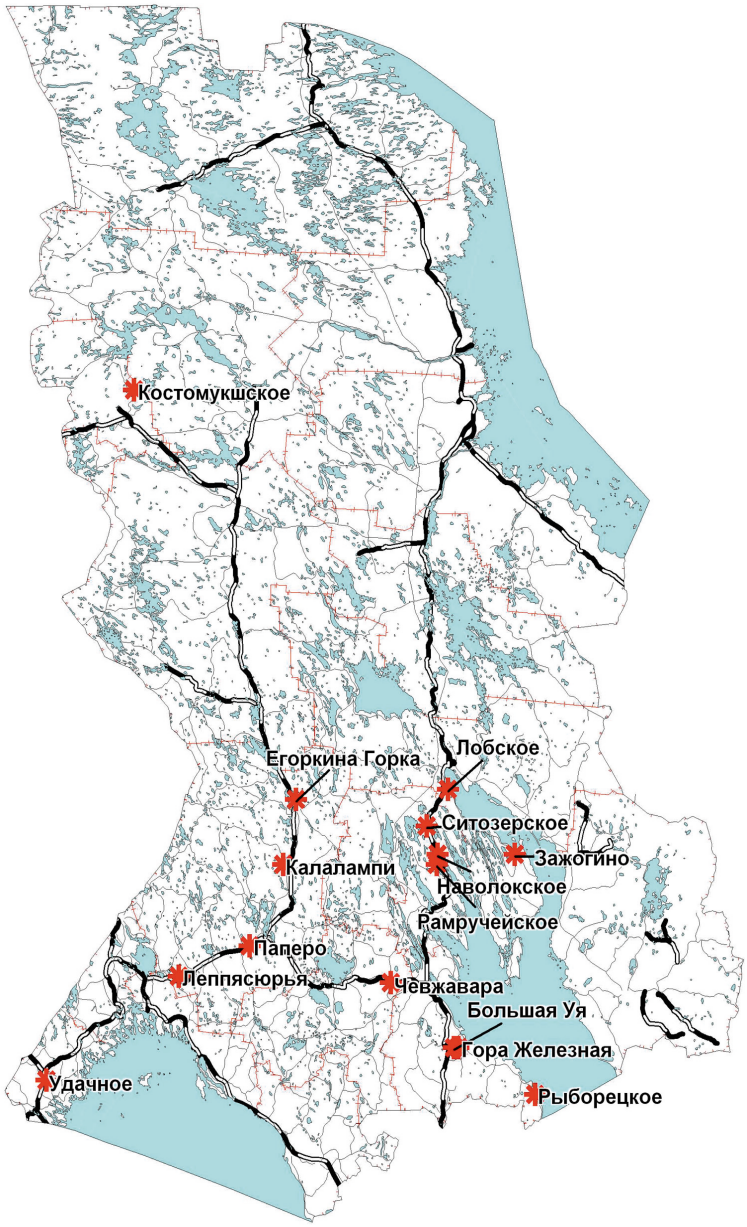


Рис. 7. Схема расположения основных действующих карьеров Республики Карелия. Составлена В.А. Шековым.

Fig. 7. Scheme showing the arrangement of major active quarries in the Republic of Karelia.

Частыми и регулярными событиями на наших записях (рис. 6) являются *взрывы в карьере* г.Костомукша. Карьер ОАО "Карельский окатыш" самый крупный железорудный карьер на территории республики. Взрывы в этом карьере мощные, регулярные и производятся в одно и тоже время (по средам и пятницам в 13 часов по местному времени). Общая масса короткозамедленного взрыва (заряда) достигает несколько сотен тонн.

Менее регулярными на территории Карелии проводятся взрывы в 14 карьерах (рис. 7) по добыче облицовочного камня и щебенки. Производство взрывных работ до 200 взрывов ежегодно на этих карьерах выполняет ООО «Карелвзрывпром». Общая масса заряда изменяется от 10 до 50 тонн.

Заключение. Опыт организации и эксплуатации региональной сейсмической сети короткопериодных станций на территории Карелии позволяет сделать вывод о том, что станции CR II являются надежными, недорогими и позволяют вести мониторинг сейсмичности на представительном уровне. При локации местных землетрясений и взрывов в 15 карьерах есть возможность использовать сейсмические записи этих событий финскими станциями, Архангельской и Мурманской сейсмологическими сетями.

Результаты сейсмологических наблюдений, полученные на территории Карелии передаются, по запросу: геофизической службой РАН (г.Обнинск), территориального управления МЧС по республике Карелия (г.Петрозаводска), командования Северного флота (г.Североморск).

Республика Карелия и прилегающие к ней территории плохо изучены в сейсмологическом плане, хотя именно здесь в случае возникновения землетрясений возможны наибольшие разрушения промышленных объектов, опасных в экологическом отношении, с соответствующими последствиями.

Возможно возникновение на этой территории слабых сейсмических событий с магнитудой до 3-4, которые способны спровоцировать в ослабленных зонах землетрясения с последующими разрушениями расположенных вблизи промышленных, транспортных и жилых объектов. При оценке сейсмической опасности территории основное внимание должно уделяться выделению и изучению зон сейсмической активности.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН-6.

Литература

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР КАРЕЛИИ: ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б
Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

KARELIA'S LAKE SEDIMENTS: PALAEOECOLOGICAL AND PALAEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS

Shelekhova T.S., Lavrova N.B.
Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk

Terrigenous, biogenic and chemically precipitated lake sediments are discussed. Their formation is shown to depend on the hydrological and hydrochemical conditions of catchment areas which, in turn, depend on the geological and geomorphological structure of basins, catchment area and climatic factors. The mode of occurrence, maximum thickness and chemical composition of sediments are described. Lake sediment is shown to be a valuable useful mineral. The Late and Post-Glacial conditions of lake sedimentation and lake evolution stages are discussed. Lake dynamics is shown to depend on physico-geographic processes and climatic characteristics. After ice retreat the solifluction and erosion of the ground that was not stabilized with vegetation resulted in the precipitation of mineral sediments. An increase in moisture and heat supply in Holocene time contributed to the spreading of vegetation and water biota, which, in turn, favoured the accumulation of organic deposits. Lake evolution stages and conditions of lake formation are discussed. It is emphasized that at early glacier degradation stages small lakes were not formed simultaneously in coeval deglaciation zones: their formation lagged considerably behind the retreat of the ice edge. Ice retreated from southeastern Fennoscandia in Bølling, while the first waterbodies began to form in Allerød and mostly in the Early Holocene, i.e. much later than it was assumed earlier. In Bølling, when the first intraglacial waterbodies were formed, mineral sediments were accumulating. In Allerød, mineral sediments with dispersed or laminae-forming macrofossils were deposited. In Younger Dryas, in spite of the cooling and xerophytization of climate, lake sediments consisted of clay sapropel in South Karelia and formed thin laminae in silt in North Karelia. In Preboreal time, much more organic matter was supplied into waterbodies, but the supply of mineral particles was still substantial. In Boreal time, sapropel, diatomites, peat and minor lake chalk were accumulating in the lakes that formed earlier, and paludification began. During the Atlantic period sapropel, diatomites and, where favourable conditions exist, iron ore were deposited actively. In Sub-Boreal time, the lakes formed earlier continue to evolve throughout Karelia and compositionally diverse sapropels were deposited. In Sub-Atlantic time, as the White Sea regressed, the youngest lakes, located at low absolute altitudes, were formed on its coast. The accumulation of organic and minor chemically precipitated sediments continued throughout the study area.

Неотъемлемым элементом ландшафтов Карелии являются озера, различающиеся по размерам и происхождению. Их возникновение и развитие, связанное с историей формирования рельефа, изменениями природно-климатической обстановки, протекает в тесном взаимодействии со всем природным комплексом водосборов. В процессе развития озер в них накапливаются различные донные отложения, формирование которых происходит в результате осаждения на дно автохтонного материала, образовавшегося в самом озере в результате жизнедеятельности проживающих в нем организмов, и аллохтонного, поступающего извне. Это могут быть частицы, взвешенные в воде и привнесенные с поверхностным стоком, пыль, приносимая ветром (в том числе и пыльца растений) и выпадающая с атмосферными осадками на зеркало озера, минеральные соли, поступающие с трещинными (подземными) водами, растворенное в воде вещество. В зависимости от природно-климатических условий окружающей среды роль данных источников может значительно меняться. Весь поступающий материал участвует в биотическом круговороте и биохимических процессах, в результате чего образуются донные отложения, имеющие специфические черты, зависящие от природно-климатических условий. Этим объясняется разнообразие их вещественного состава и характера, обусловленное всем ходом исторического развития окружающей территории. В настоящее время процессы функционирования озерных экосистем зависят от совокупного воздействия природных и антропогенных факторов, что необходимо учитывать в оценке их состояния и развития в будущем. В связи с этим, в последние годы интерес к изучению истории озер существенно вырос. Изменения лимнических экосистем, происходящие в ходе эволюции, настолько замедленны, что недоступны непосредственному наблюдению, но могут быть обнаружены методами палеогеографии и палеолимнологии. Стратиграфия озерных отложений с применением спорово-

© Шелехова, Лаврова, 2011

пыльцевого, диатомового и радиоуглеродного анализов представляет убедительные доказательства преобразования ландшафтных условий и лимнических экосистем на протяжении позднеледниковья и голоцена. Поэтому донные отложения – надежный источник информации о развитии озерных экосистем во времени.

История исследования донных отложений

Изучение озерных отложений в Карелии ведется с 30-х годов XX века (Чернов, 1927; 1939; Экман, 1992). Новый этап комплексных исследований донных отложений озер Карелии начался в 80-е годы XX века сотрудниками лаборатории четвертичной геологии и геоморфологии А.Д. Лукашовым, И.М. Экманом, В.А. Ильиным, Э.И. Девятовой, Г.Ц. Лаком, С.И. Рукосуевым, И.Н. Демидовым, С.А. Вяхиревым, А.М. Колканен, Н.Б. Лавровой, Т.С. Шелеховой, Л.И. Гутаевой, Е.Б. Алексеевой и др. В результате этих исследований были представлены типы разрезов донных осадков озер Карелии и предложена схема районирования по времени образования озер за последние 12-13 тыс. лет. Согласно данной схеме зарождение озер происходило в разновозрастных зонах дегляциации вслед за отступающим ледниковым краем. В статье «Динамика развития озер и озерности Карельской АССР по данным радиохронологии» (Экман и др.,1988) были обобщены полученные материалы. В рамках работ по теме «Дегляциация восточной части Скандинавского материкового ледника» (1996), являющейся подпроектом Международного проекта «Завершающий этап плейстоцена» в 1993 году была создана карта «Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации» м-ба 1:1000000 (Ниемеля, Экман, Лукашов, 1993). Кроме того, совместно с финляндскими коллегами изучены донные осадки Онежского озера, формирование которых началось во время интерстадиала бёллинг. Результатом исследований по теме «Донные отложения озер восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита» явилась одноименная монография (Синькевич, Экман,1995), в которой были освещены вопросы генезиса озерных котловин, истории развития озер, геохронологии и вещественного состава донных осадков. Рассмотрены природные факторы, влияющие на формирование осадков разного генезиса. В дальнейшем, данные по изучению донных отложений озер были дополнены новыми материалами, полученными в результате комплексных исследований по теме: «Геология и палеоэкология верхнего плейстоцена СЗ Российской Федерации», российско-шведскому проекту «Реконструкция изменений окружающей среды на СЗ России и в бассейне Балтийского моря за последние 15000 лет» (2002), которые доказали, что на ранних стадиях деградации ледника малые озера в одновозрастных зонах дегляциации возникали неодновременно, а их образование существенно запаздывало относительно убывания ледникового края. Новая схема озерообразования нашла отражение в ряде статей (Демидов, 2004, 2005, 2006; Демидов, Лаврова 2001; Wohlfarth et al., 2002*)*. Итогом проекта НИР «Диатомиты Карелии: особенности формирования, размещения и перспективы использования" стала монография И.Н. Демидова и Т.С. Шелеховой «Диатомиты Карелии» (2006), в которой выделены типы диатомитов, условия их формирования, показаны возможности их использования в народном хозяйстве. В результате работ по темам «Геолого-палеоэкологические обстановки позднеледниковья и голоцена бассейна Онежского озера как основа современных ландшафтов» (2002-2005) и «Влияние глобальных изменений климата и гляциоизостатического поднятия земной коры на формирование и развитие природной среды побережий Онежского озера в поздне- и послеледниковье» (2005) разработана модель развития Онежского озера и прилегающих водоемов на заключительных этапах оледенения и в голоцене.

Донные отложения озер

Современные проблемы изменения климата, широко обсуждаемые в настоящее время, можно решать, получив неоценимые сведения о прошлых природно-климатических обстановках регионального и планетарного уровня в диапазоне от тысячелетий и столетий до года при всестороннем исследовании состава, строения и стратиграфии донных отложений.

Донные отложения озер Карелии сформированные, главным образом, в позднеледниковье и голоцене, субгоризонтально залегают на дне водоемов, нивелируя его рельеф. На побережье зарастающих озер они прослеживаются под торфом прибрежных болот. В озерах Карелии накапливались различные генетические типы донных отложений: минеральные терригенные осадки – глины, алевриты, пески; биогенные озерные отложения – сапропели, диатомиты и торф; хемогенные отложения – озерная известь (гажа или озерный мергель), железная руда; смешанные типы отложений – песчанистые, диатомовые или известковистые сапропели и т.д. (рис.1).

Состав их изменяется как по латерали, так и по вертикали разреза, указывая на смену условий осадконакопления в пространстве и времени. Основные особенности химического состава донных отложений Карелии приведены в таблице.

Осаждение сапропелей, диатомитов и озерной железной руды продолжается и в наши дни, поэтому они являются возобновляемыми природными ресурсами.

Терригенные отложения залегают в нижних частях разрезов (рис.1, а). Среди донных отложений озер Карелии преобладают сапропели (в переводе с греческого – гниющий ил), максимальные мощности которых достигают 9 м. Они представляют собой коллоидную мягкую и жирную

Химический состав донных отложений Карелии, вес (%)
Chemical composition of Karelia's bottom sediments, weight (%)

Тип отложений	Подтип отложений	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	П.п.п
Минеральные	Пески	75,50	12,05	1,0	1,58	2,50	0,65	0,51
	Алевриты	67,18	11,21	1,61	1,91	2,04	1,67	9,35
	Глины	65,18	14,50	3,46	1,89	2,03	2,87	3,58
	Ленточные глины (коричневые)	67,77	14,32	5,34	–	1,98	2,12	2,43
Хемогенные	Гажа (озерная известь, n=5)	1.37-4.28	0.32-0.86	0.23-0.59	0.03-0.29	41.15-49.91	0.5-1.7	44-54.8
	Железная руда	< 30		35-40				
Органогенные	Сапропели	8.12-34	1.1-12	2.71-6.0	3.0-5.3	1.33-2.27	0.76-1.57	63.4-87.0
	Сапропели железистые (n=4)	2.3-22.9	0.09-6.89	10.1-31.54	6.99-27.4	0.54-2.45	0-0.38	35.8-52.7
	Сапропели диатомовые	35-49	0.2-9.14	0.08-7.24	0.35-4.3	0.49-2.11	0.18-1.12	65-51
	Диатомиты белые, желтые (n=5)	81-95	2.46 -2.5	0.13-0.3	0.6-0.62	0.3-0.49	0.1-0.15	0.06-14.4
	Диатомиты коричневые (n=20)	50-78	0.5-6.9	0.02-0.82	0.19-3.73	0.1-1.45	0.1-1.45	0.07-1.97
	Торф (n=2)	1.33-6.52	0.54-0.57	0.75	0.67	0.62-2.02	До 0.05	91-94.5
	Илы коричневые с вивианитом	58,71	15,04	3,67	2,92	1,78	3,14	8,68

массу коричневого, иногда почти черного или оливкового цвета, содержащую в природных условиях 70-90% воды. Органическая часть сапропелей состоит на 40-50% из углерода, 6-7% водорода, 34-44% кислорода и до 6% азота (Яковлев, 1954) (рис.1, б). Материалом для их образования служат остатки растений и животных, обитающих в озерах. Кремнистые створки микроскопических водорослей – диатомей вместе с растительными остатками образуют диатомовый сапропель, озерная известь – известковистый сапропель, окислы железа – железистый сапропель. Отмирая, органические остатки осаждаются на дно и частично проходят через пищеварительный канал живущих на дне озера ракообразных, червей и моллюсков. К органической части часто примешивается терригенный песчано-глинистый материал, привносимый с суши. Весь этот материал, находясь под водой при слабом доступе кислорода, подвергается воздействию микроорганизмов, превращается в однородную студенистую массу и уплотняется.

Сапропели являются ценным агрохимическим полезным ископаемым и после соответствующих исследований их химического состава могут использоваться в качестве органического удобрения и мелиоранта почв (Синькевич, Экман, 1995). Богатые биологически активным веществами, в том числе двухвалентным железом сапропели могут использоваться в качестве целебных, бальнеологических грязей, например железистые сапропели озера Габозеро, используемые в санатории «Марциальные воды».

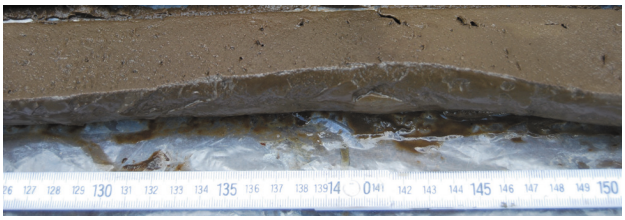
Диатомиты представляют собой студнеобразную массу и состоят в основном из кремнистых, опаловых створок микроскопических водорослей – диатомей (рис.1в, рис.2), составляющих от 50 до 90% веса осадка. Чистый диатомит имеет белый цвет, в случае примеси органического вещества – коричневый или зеленоватый. Примеси железа окрашивают его в желтый, оранжевый, красный или вишневый цвета. Диатомиты, широко распространенные в пределах Карелии, достигают мощности 8,3м и являются ценным полезным ископаемым, используемым в десятках отраслей промышленности.

Озерный торф состоит из органического материала, возникающего в воде из особых ассоциаций гидрофильных растений. Выделяются осоковый, тростниковый, камышовый, гипновый, сапропелевый и другие виды торфов (рис.1, г).

Гажа (известковистый сапропель, озерный мергель) достигает мощности 2 м и состоит из почти сплошных слоев известковых частиц, инкрустировавших остатки сине-зеленых водорослей и перемежающихся с тонкими слоями детрита тех же водорослей (Демидов, Шелехова, 2006). Образуется в условиях холодного климата за счет растворов двууглекислого кальция, принесенного в водоем ручьями и источниками и осажденного на дне в смеси с минеральными и органическими частицами. В гаже встречаются раковины пресноводных моллюсков, иногда образующие самостоятельные прослои мощностью до 1-2 см (ракуша). На территории Карелии гажа имеет ограниченное распространение. Её находки известны на юге Пудожского района, где источником кальция, очевидно, были карбонатные породы каменноугольного периода, а также в районе оз. Паанаярви (Лоухский район), пос. Пушной (Беломорский район) (Синькевич, Экман, 1995) и д. Шалговаара (Медвежьегорский район). Источниками кальция для них были карбонатные ятулийские породы Паанаярви-Куолоярвинской, Лехтинской и Сегозерской структур соответственно. Гажа или известковистый сапропель (рис.1, д) является ценным агротехническим сырьем и широко используется для раскисления подзолистых почв. Однако вследствие ограниченного распространения его использование в качестве полезного ископаемого на территории Карелии весьма проблематично.



а



б(b)



в(c)



г (d)



д (e)

Рис.1. Генетические типы донных отложений Карелии: а – терригенные алевро-глинистые ленточные отложения; б – сапропель; в – диатомит (контакт диатомитов и сапропелей); г – торф; д – гажа (озерная известь).

Fig.1.Genetic types of Karelia's bottom sediments: a – terrigenous laminated silty clay sediments; b – sapropel; c – diatomite (contact of diatomites and sapropels); d – peat; e – lime mud (lake lime).

Озерная железная руда представляет собой скопление бурого железняка – лимонита в виде шариков, лепешек, монет. Встречается в рассеянном состоянии в песках, сапропелях и других донных осадках. Её отложение связано с широко распространенным почвенным подзолообразовательным процессом, во время которого вымываемые из почв железо и алюминий поступают в озера в виде бикарбоната закиси железа, сульфата окиси железа, сульфидов закиси и окиси железа с органическими кислотами и в форме гидрозоля окиси железа и алюминия. В озерной воде под действием грибов, бактерий и низших водорослей происходит распад бикарбонатов, выпадение нерастворимой гидроокиси железа и коагуляция гидрозолей в гели, а из сульфатов и сульфидов железа выделяется гидрат окиси железа. При этих процессах отлагается озерная руда – лимонит, $Fe_2O_3xH_2O$ с примесью фосфора, марганца и минеральных зерен.

Озерные руды в Карелии распространены весьма широко и с начала XVIII века использовались в металлургической промышленности, благодаря которой возник г. Петрозаводск.

Поздне- и послеледниковые условия озерного осадконакопления и этапы развития озер

Учитывая тесную связь динамики озер с физико-географическими процессами и климатическими особенностями, на основании комплекса методов удалось проследить эволюцию озер и природных условий Карелии. Развитие природных комплексов происходило синхронно изменениям климата в позднеледниковье и голоцене и зависело от местных геолого-почвенных и топоэдафических условий. Одним из главных факторов следует считать климатический, который проявляется зонально и влияет на большие по площади территории. Сведения по осредненным палеоклиматическим показателям региона приведены в ряде литературных источников (Климанов, Елина, 1984; Величко и др.,1994; Климанов, 1994; Филимонова, Климанов, 2005)

На первых этапах формирования озер происходило осаждение минеральных осадков – песка, алеврита, глины. Незакрепленные растительностью четвертичные отложения, покрывающие берега водоемов и их водоразделы, интенсивно подвергались эрозии талыми ледниковыми водами, атмосферными осадками и ветром. В результате выщелачивания свежеотложенных невыветрелых морен и водно-ледниковых песчано-гравийных отложений озера пополнялись довольно значительным количеством различных химических элементов, однако гидрохимический состав формируемых озерных экосистем определяли огромные объемы холодных, ультрапресных талых ледниковых вод. Влияние минерально-химического состава коренных горных пород сказывалось только на небольших водоемах, в пределах водосборного бассейна которых значительную роль играли легкорастворимые породы, например карбонаты или фосфаты (Курочкина, 1976).

При изучении эволюции озер и особенностей озерной седиментации очень важно определить время их зарождения и отмирания. С помощью комплексных исследований, включающих радиоуглеродное датирование, палинологический, диатомовый и другие виды анализов можно оценить озерность территории в конкретных хронологических срезах, выявить последовательность формирования и длительность существования отдельных групп водоемов, установить возраст накопившихся в них отложений, выполнить палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции. На базе таких исследований в Карелии выделены следующие этапы развития озер и условия их образования.

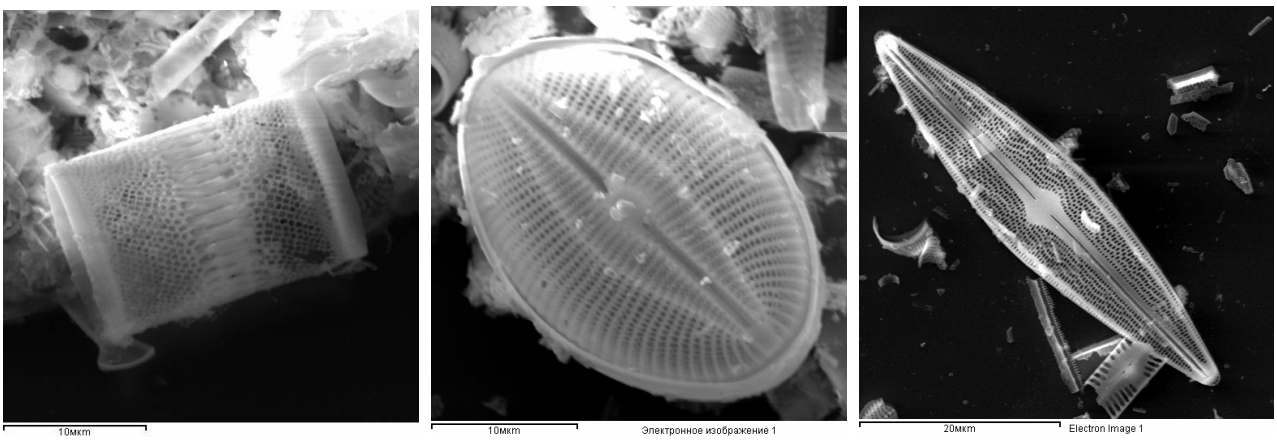


Рис.2. Породообразующие виды диатомовых водорослей в диатомитах Карелии: *Aulacoseira italica, Diploneis finnica, Anomoeoneis brachysira.*

Fig.2. Rock-forming diatoms in Karelia's diatomites: *Aulacoseira italica, Diploneis finnica, Anomoeoneis brachysira.*

Беллинг-средний дриас (~15000-14000 календарных лет назад – кал.л.н.). Это время начала формирования Онежского и Ладожского озер, Шуйского приледникового озера (Saarnisto & Saarinen, 2001, Демидов, 2005), озерно-речной сети и первых интрагляциальных водоемов в юго-восточной Карелии – Тамбичозеро и др. (Wohlfarth et al, 2002)**.** В условиях нестабильной гидрологической обстановки, тающих массивов мертвого льда, незакрепленных растительностью водоразделов с талыми ледниковыми водами и ветром в водоемы поступало значительное количество минеральных частиц – происходила седиментация минеральных осадков – песков, глин и алевритов. Освободившиеся ото льда территории находились в непосредственной близости от ледника, что обусловило весьма суровые климатические условия. Возможно, среди оголенных субстратов и многочисленных глыб мертвого льда локальное распространение имели пионерные полынно-маревые группировки растительности (Wohlfarth et al, 2002, Лаврова, 2005).

Аллерёд (~14000-13000 кал.л.н.) – освобождение ото льда котловин Онеги, Ладоги, Сегозера, Выгозера и практически всей южной Карелии. Однако, на значительной части территории, после распада ледниковой лопасти в понижениях рельефа остаются массивы мертвого погребенного льда, которые тают на протяжении тысячелетий. Поэтому, образование озер было не одновременным, они возникали по мере таяния льда. Преобладало накопление терригенных осадков – глин и песков с минимальным содержанием органики (2-3%). В приледниковых озерах среда была слабощелочная, близкая к нейтральной, а в донных отложениях – слабокислая (Курочкина, 1976). В малых перигляциальных водоемах, перекрывавшихся долгое время плавучими льдами, на дне, в условиях дефицита кислорода, возникали и восстановительные условия, формировались зёрна вивианита, слойки гидротроиллита и сульфидов (Wohlfarth et al., 2002, 2004). Аллеред был наиболее четким и глубоким потеплением в рамках позднеледниковья. Средние температуры июля были ниже современных на 3-4°, средние температуры января ниже современных примерно на 9°, среднегодовая сумма осадков меньше современных на 200 мм. Потепление климата и формирование скелетных почв привело к дальнейшему развитию растительного покрова, структура которого была мозаичной и представляла собой чередование различных по экологии перигляциальных полынно-маревых и тундровых палеосообществ с обширными площадями оголенных субстратов и полей мертвых льдов. Возможно, в благоприятных местообитаниях существовали разреженные березовые ценозы (Лаврова, 2005). Единичные макрофоссилии растений, не формирующие слойков органики с возрастом от 13600-13300 кал.л.н. (11635-11300 по C^{14}) обнаружены в ленточных глинах и ленточноподобных отложениях Онежского приледникового озера в районе современного Заонежского п-ова и нижнего течения р. Водла (Wohlfarth et al., 1999). В южном Прионежье, на северо-западе Олонецкой возвышенности в базальных алевритах скважинами вскрыты тонкие слойки и фрагменты органики, возраст которых составляет 14000-13800 кал.л.н. (от 11500±230 до 11200±200 по C^{14}) (Ekman&Iljin, 1995, Демидов, 2005). Эти макрофоссилии представлены оогониями харовых водорослей *Chara sp., Nitella sp*., остатками тундровых растений *Polygonum viviparum*, листиками *Dryas octopetala* (Лаврова, 2006). Следует отметить, что если пыльца и споры в силу своей транспортабельности могут быть занесены в бассейн осадконакопления с довольно значительных расстояний, то макрофоссилии захороняются *in situ*. В юго-восточной Карелии донные отложения представлены сезонно-слоистыми алевритами, с прослойками разнозернистых песков. В Онежском и Ладожском озерах развиваются диатомовые водоросли (Давыдова и др., 1998б), а в малых озерах наблюдается значительное содержание переотложенных морских диато-

мей из межледниковых осадочных толщ. Численное содержание створок ископаемой диатомовой флоры незначительное. Преобладают литоральные виды.

Поздний дриас (~13000 – 12000 кал.л.н.). В позднем дриасе размеры Беломорского и Ладожского водоемов достигают максимума. Этот период характеризуется резким похолоданием и ксерофитизацией климата. Средние температуры июля были ниже современных приблизительно на 6°, января на 14°, осадков выпадало меньше приблизительно на 250 мм. Несмотря на значительное похолодание климата и сокращения площадей, занятых растительными сообществами, в донных отложениях многих водоемов встречены прослои торфа и сапропеля с возрастом 10700±150 – 10190±80 (C^{14}). На Онежско-Ладожском водоразделе в прослоях органики определены макроостатки *Nitella sp*., *Isoetes lacustris*, *Potamogeton rutilus Wolfg*, *Scirpus cf. sylvaticus L*., *Carex sp., Batrachium s*p., *Dryas octopetala* (Лаврова, 2006). На севере вблизи края ледника стадии сальпаусселькя органика с возрастом 10700-10640 (C^{14}) лет формирует тонкие прослои в алевритах (Ekman & Ilin, 1995).Здесь определены следующие макрофоссилии: *Najas flexilis, оогонии Nitella sp., Salix herbacea, Salix reticulata, Dryas octopetala, Betula nana, Juncus sp., Poaceae (cf.Puccinellia)* (Vasari et al.,2007). В районе Онежского озера осадки этого времени представлены глинистыми сапропелями (Елина и др., 2000, Saarnisto et al., 1995) или тонкими прослоями торфа. В юго-восточной Карелии в позднем дриасе отлагаются серые алевриты, иногда с тонкими полосками органики черного цвета, содержащие переотложенные морские диатомеи. Их численность к концу периода резко снижается до полного исчезновения, указывая на окончание интенсивных процессов размыва и выщелачивания морен и завершение таяния погребенных глыб мертвого льда. Непосредственно у края тающих ледников не хватало питания даже для развития диатомовых водорослей. В отложениях зафиксированы лишь более приспособленные к суровым условиям колонии водорослей *Pediastrum* (Шелехова и др., 2005). Вдали от края ледника количество диатомовых водорослей в приледниковых водоемах значительно возрастает. В позднем дриасе по составу диатомовых водорослей выделяется три фазы: первая и последняя холодные фазы разделяются более теплой. В диатомовых комплексах преобладают донно-литоральные виды, свидетельствующие о развитии флоры в слабо щелочной среде (pH 7,1-7,5) – самой благоприятной для активной вегетации большинства диатомовых водорослей. В результате расконсервации мертвых льдов и выщелачивания свежеотложенной морены на водосборах, а также поступления в водоемы достаточного количества необходимых для развития водорослей биогенных веществ, минерализация вод в это время довольно высокая (для Карелии). Отличительной особенностью диатомового комплекса позднего дриаса мелких озер в пределах нунатаков (г. Воттоваара) является отсутствие переотложенных морских видов, очень мелкие размеры створок, уродливость отдельных форм, что свидетельствует о крайне неблагоприятных холодных температурах развития. Изучение состава пыльцы и спор выявило перигляциальный характер растительности**,** свидетельствующий об очень холодных условиях, определяющихся не только климатом, но и близостью отступающего ледникового края (Шелехова, Лаврова, 2009).

Пребореальный период (~12000 – 10500 кал.л.н.). На границе позднего дриаса и пребореала масштабные регрессии Ладоги, Онеги, а позднее и Беломорского бассейна способствовали формированию множества остаточных небольших озер и отложению минеральных осадков (песков, алевритов, глин). Этот период был важным рубежом в изменении всей физико-географической обстановки и ознаменовался нарастанием влаго- и теплообеспеченности, в результате чего происходит активное внедрение березы и других древесных пород в тундровые палеосообщества. Значительно увеличивается сомкнутость растительного покрова (Лаврова, 2005). Выделились зоны тундры, лесотундры и северной тайги (Елина и др., 2000). Средние температуры июля были меньше современных примерно на 2°, января – на 6°, количество осадков – на 150 мм. Начинается накопление органогенных отложений. В донных осадках озер Онежско-Ладожского водораздела обнаружены макроостатки *Nitella sp*., *Isoetes lacustris*, *Potamogeton rutilus*, *Eleocharis sp*., *Carex sp., Batrachium s*p., *семена Betula* sect. *Alba* (Лаврова, 2006). Находки последней указывают на то, что среднеиюльская температура была не ниже +10° (H. Bos, 1998). В отложениях озера, расположенного у краевых образований стадии сальпаусселькя (Ekman & Ilin,1995) определены следующие макрофосилии *Nitella sp*., *Warnstorfia fluitans*, *Eriophorum sp*., *Phragmite*s, *Salix sp*., *Typha sp*., *Juniperus, Oxycoccus microcarpus*, *Betula nana*, *Stratoites aloides*, *Betula pubescens* (Vasari et al., 2007). Тем не менее, привнос минеральных частиц в водоемы остается существенным. В общем составе диатомовой флоры в донных осадках большинства водоемов преобладают эпифиты и донные, планктонные сообщества в глубоких водоемах составляют от 30-60% до 90%, в мелких - 10-20% (Шелехова, 1998; Филимонова, Шелехова, 2005). Диатомовые комплексы водоемов различны, но их экологические показатели сходны. Минерализация воды отличается по регионам и зависит от геолого-геоморфологических условий. В озерах Заонежья, Прибеломорья и в юго-восточной Карелии она выше, чем на северо-западе. В это время преобладает поверхностный сток, pH среды – слабощелочная в южных районах, ближе к нейтральной – на севере. Уровни водоемов высокие.

В позднеледниковье и начале голоцена наиболее древние радиоуглеродные датировки органики – 11635 и 11500 (C^{14}) (Wohlfarth et al, 2002, 2004) получены из макрофоссилий, включенных в минеральные отложения или формирующих тонкие до 1 см слойки в донных озерных отложениях юго-восточной Карелии, в южном Прионежье 11500±230 (C^{14}) лет назад (Демидов, 2005), на Онежско-Ладожском перешейке в районе оз. Святозеро 11500-11200 (C^{14}) л. н. (Ekman & Iljin, 1995). Следовательно, около 13600-13200 кал.л.н., как в водоемах, так и на их водоразделах в южной Карелии и в южном Прионежье для формирования выдержанных горизонтов органических донных отложений биота еще не была достаточно развита. Массовое накопление органогенных сапропелей, диатомитов и других илов, а также процессы почвообразования, эвтрофирования водоемов, заболачивания их побережий и водоразделов начинается только со времени значительного потепления климата в конце пребореала – начале бореала (11000 кал.л.н.), вызвавшего распространение лесных ценозов почти на всей территории Карелии (Елина и др., 2000).

Бореальный период (10500-9000 кал.л.н.). Значительное потепление климата в первой половине способствует распространению березовых сообществ, а дефицит влажности – сосновых. В начале периода в Карелии преобладали северотаежные, а на крайнем северо-западе Карелии лесотундровые ландшафты, во второй половине – среднетаежные леса (Елина и др., 2000). В сформированных ранее озерах накапливаются сапропели, диатомиты, торфа, редко гажа, начинаются процессы заболачивания. Накопление органических отложений подтверждается многочисленными радиоуглеродными датировками практически для всех районов Карелии. Режимы водоемов, расположенных вне зон распространения погребенного льда, становятся более стабильными. Это обстоятельство, наряду с улучшением климатических показателей, способствует интенсивному развитию гидрофитов и прибрежно-водных растений. В пределах ледораздельных возвышенностей в восточной, юго-восточной Карелии и на Онежско-Ладожском перешейке довольно большие площади все еще перекрыты массивами мертвого и погребенного льда, но идет его интенсивное таяние и формирование многочисленных термо- и гляциокарстовых озер, на дне которых отлагается глина с прослойками органики. По составу диатомовых комплексов накопление донных отложений в большинстве озер разделяется на две фазы. В первую фазу в небольших водоемах исчезают планктонные диатомеи, в глубоких их доля снижается до 10%. Полное господство принадлежит донным сообществам, растет число теплолюбивых видов. Уровни водоемов падают, постепенно растет минерализация воды и pH. Во вторую фазу максимального содержания достигают эвригалинные мезогалобы *Mastogloia smithi var. lacustris* Grün., *Navicula menisculus* Shum., *N. cuspidata* Kütz., *N. salinarum* Grün., *N. peregrina* (Ehr.) Kütz., *и галофилы Navicula pupula et var. rectangularis* Kütz.., *N. cryptocephala* Kütz., что свидетельствует о самой высокой минерализации воды и усиленном питании трещинными (грунтовыми) водами; pH воды либо щелочная, либо также достигает максимальных значений в данном периоде. Уровни водоемов самые низкие.

Атлантический период (9000-5800 кал.л.н.) – климатический оптимум голоцена. Среднегодовые температуры были выше современных на 2-2,5°, осадков выпадало на 100-150 мм больше. Среднетаежные леса, сформированные к концу бореального периода сменяются южнотаежными елово-сосновыми и сосново-еловыми, на севере республики произрастали среднетаежные сосновые в сочетании с березовыми (Елина и др., 2000). В результате окончательного таяния вечной мерзлоты, погребенных массивов льда и регрессии крупных водоемов, связанных с гляциоизостатическим поднятием Фенноскандии, формируются новые небольшие озера. В это время интенсивно накапливаются сапропели, диатомиты, при благоприятных условиях – железные руды. В водном балансе озер ведущим фактором становится поверхностный сток, с которым и осуществляется привнос с суши остатков растений и гумусного вещества. После регрессии Ладожского и Онежского озер отделяются и начинают самостоятельно развиваться небольшие озера в бывших заливах Онеги – Хашозеро, Турастамозеро и др. (Шелехова, 2006), в бассейне Ладоги – озера Святого Сергия, Узловое, Ламское, Макаровское и др. – (Лудикова, 2008, Субетто, 2009). В донных осадках этого периода среди диатомовых преобладают теплолюбивые обитатели планктона и эпифиты. Их доля значительно возрастает во второй половине атлантического периода (АТ), во время «климатического оптимума», указывая на потепление и увлажнение климата, усиление поверхностного стока, поднятие уровней водоемов. Растет вынос гуминовых кислот, литоральные зоны зарастают прибрежной растительностью, берега заболачиваются, что является причиной массового развития в составе диатомей типично болотных видов из рода *Eunotia*. В мелких водоемах процессы заболачивания более заметны. В связи с уменьшением подземного питания происходит снижение численности или исчезновение мезогалобов, возрастает роль галофилов, указывая на повышение поверхностного стока.

Суббореальный период (5800-2500 кал.л.н.) начинается с резкого похолодания и уменьшения влажности климата, затем среднегодовые температуры вновь становятся выше современных на 1-1,5°, осадков на 25-30 мм больше, чем в настоящее время. Происходит дальнейшее развитие ранее сформировавшихся озер практически на всей территории Карелии, накапливаются различные по составу сапропели. В это время на побережье

Белого моря в результате регрессии образуются лишь небольшие, отшнурованные от береговой линии остаточные водоемы с плоским дном. В них отлагаются терригенно-органогенные осадки (алевриты с органикой) переходной фации от морских условий к пресноводным, а затем собственно пресноводные органогенные отложения (диатомовые сапропели). Уровни озер понижаются. В некоторых озерах прекращается развитие диатомей, вытесняемых другими видами водорослей. Диатомовые комплексы обедняются, господствуют донные и эпифиты, арктоальпийские и бореальные формы, спектр космополитов сужается. Минерализация и pH воды ниже, чем в АТ. Возрастает участие мезогалобов, либо появляются их единичные формы, указывая на приток подземных вод. Признаком дальнейшего зарастания и заболачивания берегов в условиях сухого и холодного климата суббореала является увеличение содержания видов рода *Pinnularia: P. microstauron* (Ehr.) Cl., *P. gibba* Ehr., *P. interrupta* (W.Sm.).

Субатлантический период (2500 л.н. до наших дней) характеризуется дальнейшим похолоданием климата и увеличением влажности по сравнению с двумя предыдущими периодами. Растительность приобретает современный облик. В связи с регрессией Белого моря на его побережье образуются самые молодые озера, расположенные на низких абсолютных отметках. Повсеместно продолжается накопление органогенных, реже хемогенных отложений. В диатомовых комплексах большинства озер выделяется три фазы: SA-1, SA-2, SA-3, для которых характерен рост доли комплекса планктонных диатомей в глубоких водоемах, и незначительная его роль в мелководных. Возрастает участие теплолюбивых видов. Наличие галофилов или небольшой всплеск в их развитии указывают на усиление притока поверхностных вод. Нарастание процессов заболачивания является причиной новой вспышки в развитии болотных диатомей рода *Eunotia: E. robusta Rolfs, E. bidentula* W.Sm., *E. monodon* Ehr., *E. veneris* (Kütz.) O.Müll. и др. Минерализация воды и pH чаще снижаются (если водоем не подвержен техногенной нагрузке). Уровни озер повышаются.

Выводы

Формирование первых озер и накопление терригенного материала началось в южной Карелии около 14500 лет назад. На северо-западе республики развитие малых озер прослеживается после отступания ледника стадии сальпаусселькя - II (Калевальской) примерно 10000 лет назад в пребореальное время, за исключением небольших озер-ламбушек, возникших в пределах нунатаков еще в позднем дриасе. На рубеже пребореального и бореального периодов (~ 10500 к.л.н.) в ходе резкого потепления климата, вызвавшего практически повсеместное распространение лесных сообществ, на всей территории шла седиментация органогенных донных отложений – диатомитов и сапропелей, реже хемогенных известковых сапропелей. В юго-восточной и южной Карелии отмечается гетерохронность в развитии озер с аллереда – пребореала и, возможно, бореала. Атлантическое время было самым благоприятным для накопления органогенных и хемогенных осадков. В суббореальном и субатлантическом периодах после регрессии Белого моря, Ладожского и Онежского озер от них отделяются лишь небольшие остаточные котловины. В настоящее время продолжается эволюция озер и накопление различных озерных отложений.

Литература

Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата в тундровой и лесной зонах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене//Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет, М.: ИГ РАН, 1994. С. 4–35.

Давыдова Н.Н. Хомутова В.И., Демидов И.Н. Позднеплейстоценовая история Онежского озера // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998а 147–161.

*Давыдова Н.Н., Рыбалко А.Е, Субетто Д.А., Хомутова В.И.*Позднеплейстоценовая история Ладожского озера // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998б. С.140–146.

Демидов И.Н. Этапы формирования и особенности локализации полезных ископаемых Карелии в четвертичном периоде // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. КарНЦ РАН. Петрозаводск. 1998. С.137–143.

Демидов И.Н. Четвертичные отложения // Разнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2003. С. 19–26.

Демидов И.Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.7. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2004. С. 207–218.

Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С. 134–142.

Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье //Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.9. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2006. С. 171–182.

Демидов И.Н., Лаврова Н.Б. Строение четвертичного покрова бассейна р.Водла (Восточная Карелия) и особенности развития растительности в поздне- и послеледниковье // Национальный парк «Водлозерский»: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С.49–62.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. Диатомиты Карелии. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2006. 89 с.

Климанов В.А., Елина Г.А. Изменение климата на северо-западе Русской равнине в голоцене // ДАН. 1984. Т.274, N 5. С.1164–1167.

Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2000. 242 с.

Климанов В.А Количественные характеристики климата Северной Евразии в аллереде // ДАН. 1994. Т.339, N4. С.533–537.

Курочкина А.А. Литология и хемостратиграфия Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С.74–129.

Лаврова Н.Б. Развитие растительности бассейна Онежского озера в ходе деградации последнего оледенения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. С.143–148.

Лаврова Н.Б. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2006. С.183–188.

Лудикова А. В. История развития и современное состояние водоемов Карельского перешейка и г. Санкт-Петербурга по материалам диатомового анализа донных отложений: Автореф. канд. диссерт. на соискание ученой степени канд. геогр. наук. СПб., 2008. 25 с.

Ниемеля Й., Экман И.М., Лукашов А.Д.(ред.) Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Карта м-ба 1:1 000 000. Эспоо: Геологический научно-исследовательский институт Финляндии, 1993.

Синькевич Е.И., Экман И.М. Донные отложения озер восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН. 1995. 176 с.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена. 2009. 339 с.

Филимонова Л.В., Шелехова Т.С. Динамика уровенного режима, зарастания и заторфовывания озера Руоколампи (заповедник «Кивач») в голоцене // Биоразнообразие, динамика и ресурсы болотных экосистем Восточной Фенноскандии. Тр. Карельского научного центра РАН. Вып.8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 121–132.

Филимонова Л.В., Климанов В.А. Изменения количественных показателей палеоклимата в среднетаежной подзоне Карелии за последние 11000 лет // Биоразнообразие, динамика и ресурсы болотных экосистем Восточной Фенноскандии. Труды КарНЦ РАН. Вып.8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С.112–120.

Чернов В.К.. Материалы к познанию фитопланктона озер, расположенных в районе Бородинской пресноводной биологической станции. Тр. Бород. биол. ст. Т. 5.1927. С. 14–68.

Чернов В. К. 1939. Результаты микробиологического анализа образцов диатомитов северной Карелии // Учен. зап. ЛГУ, № 30, сер. Биол. Вып.8. 1939. С. 173–177.

Шелехова Т.С. Эволюция малых озер охраняемых территорий Карелии (по данным диатомового анализа донных отложений) - Автореф. канд. диссерт., СПб., 1998. 26 с.

Шелехова Т.С. Ископаемая диатомовая флора голоценовых озерных отложений Заонежья // Северная Европа в XXI веке: природа, культура, экономика. Материалы международной конференции, посвященной 60-летию КарНЦ (24-27 октября 2006 г.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С.323–324.

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б. Четвертичные отложения и геоморфологические особенности // Природный комплекс горы Воттоваара: особенности, современное состояние, сохранение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С.19–28.

Экман И.М. Карелия //История озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1992. С.45–50.

Экман И.М., Лукашов А.Д., Колканен А.М., Лийва А.А. Динамика развития озер и озерности Карельской АССР по данным радиохронологии // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллин: Институт геологии АН Эстонской АССР. 1988. С.206–217.

Яковлев С.А. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М: Госгеотехиздат. 1954. С.101.

Bos H. Aspects of Lateglacial-early Holocene vegetation development in western Europe. LPP // Contribution Series 10. PhD thesis. University of Utrecht. Enschede: Fedodruk. 1998 P.1–240.

Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraine and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-East Europe/ Rotterdam: Balkena. 1995. P. 195–209.

Saarnisto M., Grönlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin// Quaternary International. 1995. Vol. 27. P.1–10.

Saarnisto M., Saarinen T. Correlation between varves, paleomagnetic data and radiocarbon dates in the study of the deglatiation chronology of the Scandinavian Ice Sheet in NW Russia // Terra Nostra 99/10: 4th ELDP Workshop, Lund, 1999. P.78–81.

Vasari Y., Kuznetsov O., Lavrova N., Shelekhova T., Vasari A. Alinlampi, a Late-Glacial site in the northern Karelian Republic // Ann.Bot.Fennici. 2007. Vol.44. P. 42–55.

Wohlfarth B., Bennike O., Brunberg,L., Demidov,I., Possnert, G., and Vyahirev S. AMS ^{14}C measurement sand microfossil analysis from a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia. Boreas 29. 1999. P. 575–586.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O., Bjorkman L., Lavrova N., Demidov I. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia// Quarter. Research. 2002.58. P.261–272.

Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O., Filimonova L., Tarasov P., Bjorkman L., Brunnberg L., Demidov I., Possnert G. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from multidisciplinary study of lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // The Holocene. 2004. 14. P. 732–746.

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ В ПРЕДЕЛАХ ГОРОДА ПЕТРОЗАВОДСКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Рыбаков Д.С., Крутских Н.В., Лазарева О.В., Слуковский З.И., Кричевцова М.В.
Институт геологии Карельского научного центра РАН

ASSESSMENT OF THE CONDITION OF NATURAL-MAN-INDUCED GEOSYSTEMS IN PETROZAVODSK AND ADJACENT AREAS

Rybakov D.S., Krutskikh N.V., Lazareva O.V., Slukovsky Z.I., Krichevtsova M.V.
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk

The authors describe the environmental-geochemical condition of an urbanized territory exemplified by the City of Petrozavodsk, using available data from some adjacent areas. Such a study is an integral part of the initial stage in environmental risk assessment, and is accompanied by prediction of changes in environmental conditions caused by natural and anthropogenic processes. In this context, the man-induced geochemical anomalies revealed are an essential factor which affects environmental risk assessment in the study area.

To reveal a relationship between a geological environment, a technosphere and the condition of ecosystems, study of an urban environment should be based on analysis of the external and internal factors of a geotechnical system (urbanized area). The functional pattern of the study area and artificial load are understood as external factors. The natural factors contributing to the formation of environmental-geological conditions, including the landscape and geomorphological and geochemical characteristics of the study area, are assessed as internal factors.

Assessment of environment components comprises analysis of the industrial pollution of the soil, ground, bottom sediments and vegetation in Petrozavodsk. The pollution levels of environment components are estimated relative to MACs, TACs and abundance ratios.

Our study has shown that Zn and lesser Pb are major polluting elements of the urban soils. Cu and Mn concentrations exceed control values in scarce samples.

Bottom sediments of the rivers Neglinka and Lososinka, flowing through Petrozavodsk, are more heavily polluted than those of the suburban river Shuya. The average concentrations of the elements estimated for the river Lososinka differ most substantially. Cu, Zn and As concentrations in these bottom sediments exceed MAC in all samples. The Pb concentrations, which exceed MAC, could be due to both pollutants from the urbanized territory and the close proximity of suburban highways to the city (scarce samples from the river Shuya). High Cd concentrations (6-25 times the abundance ratio) in bottom sediments from all the streams assessed are demonstrative. Bottom sediments from Lake Chetyrekhverstnoye are polluted with As.

Bioindication study was based on analysis of pollen fertility/sterility. The male inflorescences of white birch (*Betula pubescens Ehrh.*) and ramanas rose (*Rosa rugosa Thunb.*) anthers were used for assessment.

Cu is the most potentially hazardous element because its concentrations in the soil correlate positively with the pollen sterility index of both plants.

Основной целью настоящих исследований является характеристика эколого-геохимического состояния геотехнических систем (ГТС) урбанизированных территорий на примере города Петрозаводска и эколого-геологических систем (ЭГС) прилегающих территорий. Подобные исследования относятся к начальному этапу оценки экологического риска и сопровождаются прогнозом изменения состояния окружающей среды под воздействием природных и техногенных процессов. В этом контексте выявленные техногенные геохимические аномалии являются важнейшим фактором, влияющим на оценку экологических рисков на изучаемой территории (Рыбаков, 2006; Рыбаков, 2008).

Петрозаводск расположен на юго-восточной окраине Балтийского кристаллического щита к северу от Олонецкой возвышенности и Шокшинской гряды на озерных террасах Петрозаводской губы Онежского озера.

Геоморфологически город приурочен к холмистым моренным и озерно-ледниковым равнинам с общим понижением в сторону Онежского озера. В целом преобладает трансаккумулятивный тип ландшафта. Элювиальные-трансэлювиальные типы ландшафта выделены в пределах микрорайонов Кукковка, Древлянка, западной части микрорайона Перевалка, водоразделов рек Неглинка и Лососинка, районе ТЭЦ. К транссупераквальным ландшафтам относятся поймы рек Неглинка и Лососинка, прибрежная часть Онежского озера (рис. 1).

Водный перенос и аккумуляция в осадках химических элементов на изучаемой территории связаны с нижним течением средней по размерам

© Рыбаков, Крутских, Лазарева, Слуковский, Кричевцова, 2011

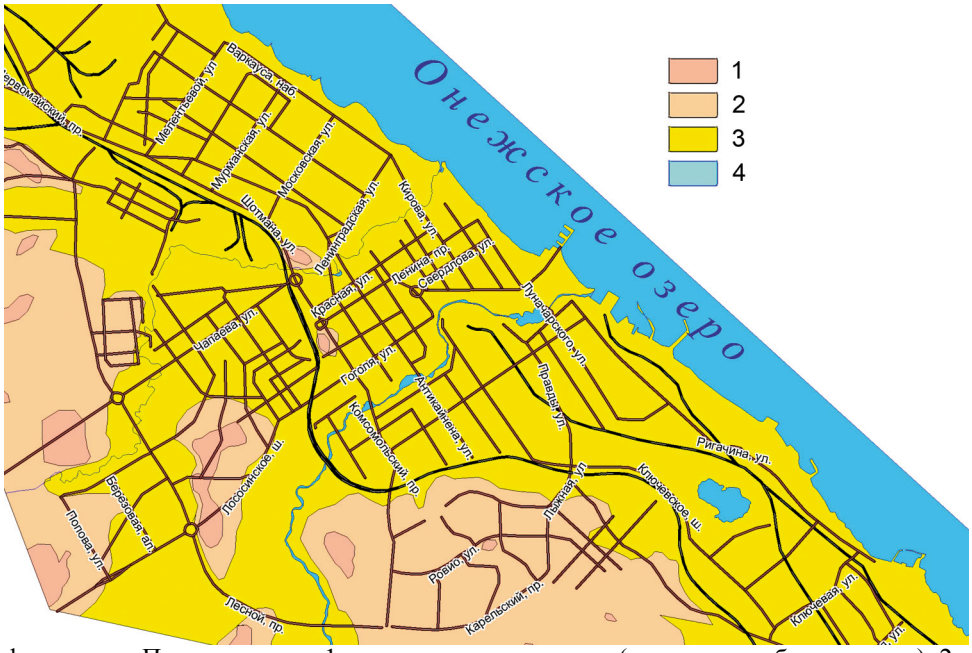


Рис. 1. Ландшафты города Петрозаводска: 1 – транссупераквальные (ложа долин, болота, реки), 2 – трансаккумулятивный (нижние части склонов), 3 и 4 – совмещенные элювиальные-трансэлювиальные (водоразделы и верхние части склонов)

Fig.1. Landscapes of Petrozavodsk: 1 – trans-superaquatic (valley floor, swamp bottom and river bed), 2 – trans-accumulative (lower portions of slopes), 3 and 4 – overlapping eluvial-trans-eluvial (watersheds and upper portions of slopes).

реки Шуи, впадающей через озеро Логмозеро в Петрозаводскую губу Онежского озера, и несколькими малыми реками и небольшими ручьями в границах городского округа: Лососинка, Неглинка, Томица, Сельгская речка, Каменный, Студенец, Студёный, Большой.

В центральной части Петрозаводска развиты преимущественно подзолистые почвы песчано-супесчаного состава. Правобережная часть реки Лососинки и левобережная часть реки Неглинки сложены торфяными и торфяно-глеевыми почвами на глинах и суглинках (Федорец, 2005). В связи с техногенным воздействием почвенный покров города в значительной мере изменен и нередко представляет собой техногенный грунт.

В границах Петрозаводского городского округа выделены следующие функциональные зоны (Крутских, 2008), рассматриваемые в соответствии с методическими рекомендациями (Учет и оценка…, 1996) как системы взаимодействия человеческого общества и природной среды: селитебная, промышленная, транспортная, водохозяйственная, рекреационная (рис. 2).

Исследование состояния природных и природно-техногенных систем с учетом функционального деления территорий позволяет проводить дифференциацию этих систем (территорий) по степени экологических изменений. При этом оценка состояния компонентов окружающей среды включает анализ техногенного загрязнения почв, грунтов, донных отложений различными химическими элементами, а также анализ состояния растительности, подвергающейся вредному воздействию в местах произрастания.

Лабораторный анализ проб на химические элементы проведен в аналитической лаборатории Институт геологии КарНЦ РАН методами полуколичественного спектрального анализа и ICP-MS.

Уровни химического загрязнения компонентов природной среды определялись относительно предельно или ориентировочно допустимых концентраций (ПДК, ОДК) и кларков, степень изменения растительности контролировалась тестом на определение количественного соотношения стерильной и фертильной пыльцы.

Пространственные закономерности загрязнения почв и грунтов

По данным опробования в пределах Петрозаводска выявлены несколько основных элементов-загрязнителей почв и грунтов, превышающих ПДК, ОДК и среднее содержание в почве, в том числе: Pb, Zn, Cu, V, Mn. В табл. 1 приведены основные статистические характеристики концентраций тяжелых металлов в почвах, исследованных в течение нескольких лет.

Основными техногенными источниками Pb в окружающей среде являются выхлопы автомобильных двигателей, сжигание топлива (уголь, мазут) и литейное производство. Pb не входит в список жизненно необходимых элементов, он токсичен и относится к первому классу опасности. В целом территорию города Петрозаводска

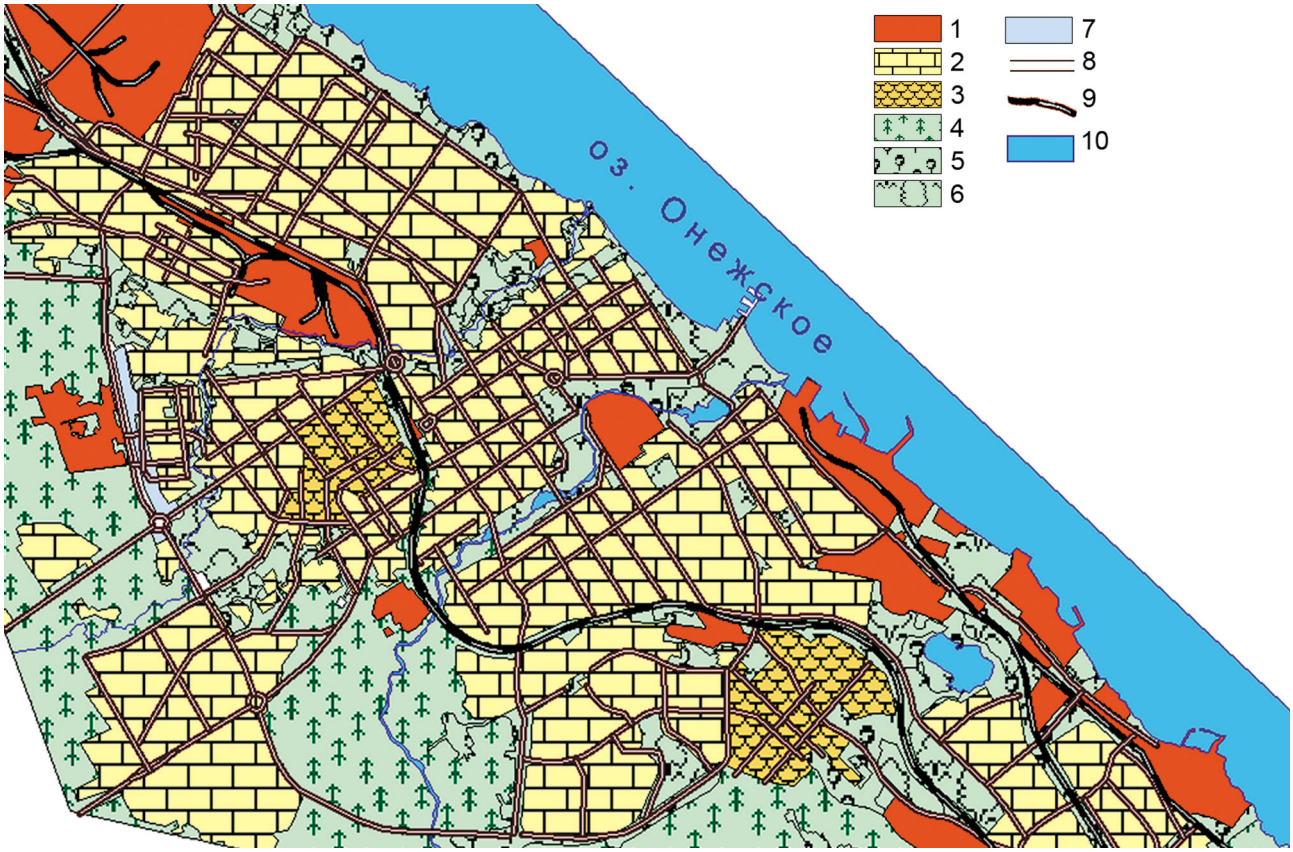


Рис. 2. Функциональная организация города Петрозаводска. Типы использования земель:

1 – промышленный тип; селитебный тип: 2 – высотная застройка, 3 – частный сектор; рекреационный тип: 4 – леса и лесопарки, 5 – кустарники, 6 – парки, скверы; транспортный тип: 7 – гаражные кооперативы, 8 – автодороги, 9 – железные дороги, 10 – водохозяйственный тип

Fig. 2. Functional pattern of Petrozavodsk. Types of land use:
1 – industrial type; residential type: 2 – high-rise development, 3 – private sector; recreational type: 4 – forests and forest-parks, 5 – bushes, 6 – parks and public gardens; transport type: 7 – garage co-operatives, 8 – highways, 9 – railways, 10 – water management type.

Таблица 1. Статистические характеристики данных геохимического опробования почв, г/т
Table 1. Statistical characteristics of geochemical soil sampling data, ppm

	Mn	Pb	Zn	Cu	V
Данные спектрального анализа за 2008 год					
$x_{ср.}$	420	26	102	35	94
x_{min}	220	6,8	<46	<15	68
x_{max}	1000	100	460	68	150
S (ε)	(1,40)	(1,69)	(1,72)	13,06	25,78
n	42	42	42	42	42
Данные спектрального анализа за 2009 год					
$x_{ср.}$	550	25	113	31	–
x_{min}	320	<10	<46	15	46
x_{max}	1000	150	220	46	100
S (ε)	(1,41)	(1,93)	(1,73)	8,12	–
n	30	30	30	30	30
Данные Н.Г. Федорец и М.В. Медведевой (2005)					
$x_{ср.}$	610	19	108	31	–
x_{min}	123	5,6	18	8	–
x_{max}	3530	106	1100	112	–
S (ε)	(1,93)	(1,84)	(2,29)	(1,74)	–
n	55	55	55	55	–
ПДК	**1500**	**32**	**100***	**55***	**150**
Среднее содержание в почве**	**850**	**10**	**50**	**20**	**100**

Примечания: * – валовое содержание – ориентировочное; ** – по Д.П. Малюге (Справочник…, 1990); в расчетах не учитывались 6 проб за 2008 год с аномальными значениями концентраций Cu_{max}=100 г/т, 1500≤Mn_{max}≤2200 г/т, Pb_{max} = 460 г/т и V_{max}= 220 г/т.

можно характеризовать как слабозагрязненную Pb. Около 80% точек отбора проб характеризуются допустимыми значениями его концентрации в почвах. По значениям $К_{пдк}$ выявлено несколько зон, отличающихся высоким уровнем загрязнения. Так в промышленной зоне на улице Новосулажгорская концентрации Pb превышает ПДК в 14 раз (статистически аномальное значение). Также высокие значения $К_{пдк}$ (>3) зафиксированы в районах железнодорожного вокзала, станкостроительного завода, по берегу Онежского озера в пределах улицы Ригачина. Высокие уровни загрязнения почвенного покрова Pb наблюдаются в центральной части города, что объясняется значительным количеством автомобильного транспорта в пределах данной территории. Наименьшие показатели $К_{пдк}$ по Pb отмечены в рекреационных зонах.

Zn может поступать в городскую среду в результате истирания автомобильных покрышек при движении транспорта. В пределах изучаемой территории значительная часть проб характеризуется высоким и очень высоким уровнем загрязнения Zn ($К_{одк}$>3). Территориально они расположены в селитебной зоне в пределах улицы Мурманская, в центральной части города, а также на улице Правды и берега Онежского озера в районе улицы Чернышевского. Низкий уровень загрязнения характерен для проб, отобранных в зонах с низкой транспортной нагрузкой и рекреационных зонах. Одной из причин накопления Zn в поверхностных почвенных горизонтах является его способность сорбироваться минеральными и органическими компонентами с образованием устойчивых соединений.

Концентрации Cu в почвах Петрозаводска варьируют от <15 до 220 г/т. При этом более 40% проб превышают значения ОДК. К наиболее загрязненным относятся пробы, взятые у берега Онежского озера в районе улицы Чернышевского ($К_{одк}$=6,7), а также на пересечении улиц Ключевая и Корабелов ($К_{одк}$=4,5). Основными техногенными источниками Cu для почв Петрозаводска могут быть автотранспорт и стационарные объекты сжигания топлива.

Природное содержание Mn в растениях, животных и почвах высоко, в определенных количествах он относится к эссенциальным элементам. Вместе с тем по уровню токсичности Mn относится к третьему классу опасности. Содержание Mn в большинстве случаев не превышает кларковых значений для почв (табл. 1). Исключение представляют единичные пробы, в том числе относимые к статистически аномальным ($К_{пдк}\geq1$).

Превышение ПДК V наблюдается лишь в одной пробе, расположенной в пределах промзоны на улице Новосулажгорская ($К_{пдк}$=1,5).

Полученные данные в целом соответствуют данным Н.Г. Федорец и М.В. Медведевой (2005) по концентрациям ряда элементов в минеральном горизонте почв Петрозаводска (табл. 1).

Закономерности загрязнения донных осадков

Важную информацию о загрязнении водных экосистем несут данные о концентрации потенциально опасных химических элементов в донных осадках, являющихся, в отличие от водной среды, относительно инертной системой и, соответственно, хорошим объектом для интегральной оценки аккумулированного загрязнения.

В промышленно-урбанизованных районах поверхностные слои донных осадков представляют собой так называемые техногенные илы (Янин, 2002). Они отличаются от природного руслового аллювия гранулометрическим составом, главной особенностью которого является высокое содержание в нем алевритовых и глинистых частиц. Это и определяет повышенную способность техногенных илов к накоплению загрязняющих веществ. Основными концентраторами тяжелых металлов являются глинистые частицы, а главным носителем – алевритовая фракция отложений (размер частиц от 0,1 до 0,01 мм).

В качестве объектов исследований послужили донные осадки городских рек Петрозаводска Неглинка и Лососинка (в русловой части реки в районе городского пляжа, в зоне аккумуляции техногенных илов), реки Шуя (в нижнем течении за пределами города), а также озера Четырехверстного и ручья Каменный.

Пробы отбирались по единой методике (Методические…, 1982) на расстоянии от берега не более 0,5 м. Для анализа выделялась фракция <0,1 мм. Анализ проводился в аналитической лаборатории УРАН Институт геологии Карельского научного центра РАН методом ICP-MS. Для расчетов использовались значения концентраций следующих экологически важных элементов: Mn, Cu, Zn, Cd, Pb, Sb, Ag, Mo, As.

Для корректного расчета статистических параметров проведена проверка гипотез о законах распределения концентраций химических элементов с выявлением статистически аномальных значений в выборках. В расчетах использовался пакет «Анализ данных» программы Microsoft Excel.

В табл. 2 приведены значения средних, стандартных отклонений, стандартных множителей концентраций тяжелых металлов и As в речных осадках. Для сравнения приведены также ПДК и ОДК для почв (нормативы для донных осадков в России не разработаны), а также кларки элементов в земной коре по А.П. Виноградову (Справочник…, 1990).

Анализ табл. 2 показывает, что донные осадки рек Неглинка и Лососинка, протекающих через территорию города, более загрязнены, чем донные осадки загородной реки Шуя. Особенно сильное отличие наблюдается по значениям средних концентраций всех представленных элементов для донных осадков реки Лососинки. При этом концентрации многих элементов выше установленных законодательством допустимых норм, в том числе Cu, Zn и As – по всем пробам. Зафиксированные

Таблица 2. Концентрации тяжелых металлов и As во фракции <0,1 мм донных осадков рек Неглинка, Лососинка и Шуя, г/т
Table 2. Heavy metal and As concentrations in <0.1 mm fraction of bottom sediments from the rivers Neglinka, Lososinka and Shuya, ppm.

	Mn	Cu	Zn	Cd	Pb	Sb	Ag	Mo	As
Река Неглинка									
$x_{ср.}$	670	36	82	1,3	25	0,80	0,21	0,6	–
x_{min}	410	22	49	0,79	15	0,37	0,08	0,4	<0,85
x_{max}	1260	101	114	2,1	40	1,4	0,60	1,2	4,9
S (ε)	(1,41)	(1,53)	22,01	0,38	7,70	(1,50)	0,16	0,28	–
n	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Река Лососинка									
$x_{ср.}$	4450	83	208	2,5	42	3,7	0,32	3,4	11,5
x_{min}	1370	69	144	2,1	22	2,1	0,16	1,9	6,3
x_{max}	15520	107	278	3,3	58	6,0	0,71	6,2	15,5
S (ε)	(1,89)	(1,13)	44,88	0,33	12,59	1,25	(1,46)	1,30	3,03
n	14	14	14	14	14	14	14	14	14
Река Шуя									
$x_{ср.}$	1710	19	82	1,6	21	0,35	-	0,56	4,1
x_{min}	400	11	33	1,2	11	0,15	<0,04	0,28	<3,6
x_{max}	30000	75	131	2,1	38	1,5	0,17	1,7	19,5
S (ε)	(3,11)	(1,63)	28,97	0,25	6,67	(1,68)	-	(1,68)	(2,03)
n	22	22	22	22	22	22	22	22	22
ПДК	**1500**	**55***	**100***		**32**	**4,5**			**2**
Кларк	**1000**	**47**	**83**	**0,13**	**16**	**0,5**	**0,07**	**1,1**	**1,7**

Примечания: $x_{ср.}$ – среднее значение: для нормального закона распределения – среднее арифметическое, для логнормального – среднее геометрическое; S – стандартное отклонение, ε – стандартный множитель; * – валовое содержание – ориентировочное.

выше значений ПДК концентрации Pb могут объясняться как техногенным загрязнением с урбанизированной территории, так и непосредственной близостью автомобильных дорог за пределами города (некоторые единичные пробы донных осадков реки Шуи). Обращают на себя внимание высокие (в 6-25 раз выше кларка) концентрации Cd в донных осадках всех исследованных водотоков.

Анализ данных микроэлементного состава проб донных осадков озера Четырехверстное проведен с использованием коэффициентов Кпдк и Кодк (отношение содержания химических элементов к ПДК/ОДК). Самыми распространенными загрязнителями являются As, Pb, Zn, Cu, Sb, Mn. Особенно высока концентрация As ($3<К_{пдк}<20$). Загрязнение Zn относится к высокому уровню (среднее значение $К_{одк}=2,7$). Общий уровень загрязнения Pb так же высокий (среднее значение $К_{пдк}=2$).

В большей части анализов уровень загрязнения донных осадков водоема Cu отмечен значениями $1<К_{одк}<3,5$, но в целом характеризуется как низкий (среднее значение $К_{одк}=1,6$). Концентрация Sb имеет незначительное превышение ПДК только в одной пробе, что говорит о минимальном загрязнении исследованных осадков этим элементом.

Содержание Mn характеризуется низким уровнем загрязнения (среднее значение $К_{пдк}=1,6$), однако в двух пробах отобранных в ручье Каменный, вытекающем из озера Четырехверстное, $К_{пдк}$ равен 18,8 и 15,1, что соответствует «очень высокому» уровню загрязнения.

Состояние растительного покрова

В ходе биоиндикационных исследований непосредственно в местах отбора проб почвы на детских игровых площадках в начале цветения собраны мужские соцветия березы пушистой (*Betula pubescens Ehrh.*), а вдоль пешеходных дорожек – пыльники шиповника морщинистолистного (*Rosa rugosa Thunb.*). Концентрации химических элементов определялись методом ICP-MS. Для определения стерильной/фертильной пыльцы использовался тест, основанный на дифференциальной окраске фертильных и стерильных пыльцевых зерен. Внутреннее содержимое фертильных пыльцевых зерен после обработки красящим препаратом (ацетокармином, йодом) полностью и равномерно окрашивается в яркий цвет. Стерильные зерна остаются прозрачными или их внутреннее содержимое окрашивается неравномерно. Изучено 2000-2500 пыльцевых зерен каждой пробы. Количественные показатели исследуемых объектов определены как частота встречаемости стерильных или фертильных пыльцевых зерен, выражаемая в процентах от общего количества исследуемой пыльцы. Фактор прямого воздействия атмосферного загрязнения на растительность не учитывался.

Результаты проведенного исследования позволили оценить уровень фертильности пыльцы *Betula pubescens Ehrh.* и *Rosa rugosa Thunb.* и сравнить полученные данные с уровнем загрязнения почв тяжелыми металлами.

Корреляционная связь между показателем стерильности пыльцы *Betula pubescens Ehrh.* и содержанием Pb в верхнем почвенном горизонте

(13-61 г/т) не является статистически значимой (r=0,51, $r_{крит.}$=0,71 при f=6 и P=0,95%), что может свидетельствовать о недостижении предельных в отношении фитотоксичности концентраций. Такие концентрации определяются разными авторами на уровне 100-500 г/т сухой массы почвы (Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989). Значения коэффициентов корреляции выше уровня значимости отмечены между показателем стерильности и содержанием в почвах Cu (0,78), Be (0,76), Sr (0,76). Однако в почвах наблюдаются довольно «спокойные» концентрации этих элементов (не выше 39, 1,3 и 260 г/т, соответственно).

Для *Rosa rugosa Thunb.* отмечена значимая положительная связь ($r_{крит.}$=0,40 при f=22 и P=0,95%) со значениями концентраций еще большего числа элементов: Cu (0,61), Co (0,56), Yb (0,54), V (0,53), Y (0,50), Sc (0,50) и другие. В этом ряду, также как и в случае *Betula pubescens Ehrh.* обращает на себя внимание Cu. Ее максимальная концентрация в данном случае достигает 78 г/т. Этот элемент рассматривается как сильно токсичный для растений. Предельные в отношении фитотоксичности концентрации Cu в почве устанавливаются по разным авторам на уровне 60-125 г/т сухой массы (Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989). Для V, концентрации которого в обследованных почвах достигают 150 г/т, предельными в отношении фитотоксичности являются значения 50-100 г/т. Для Co эти значения устанавливаются на уровне 25-50 г/т, в то время как максимальная концентрация Co в почвах Петрозаводска равна 19 г/т.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что уровень загрязнения приповерхностных слоев почв города рядом токсичных элементов может отражаться на состоянии компонентов измененных экосистем. Полученные корреляционные зависимости между содержанием химических элементов в почвах и состоянием растительного покрова в определенной мере подтверждают такую возможность.

Литература

Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 439 с.

Крутских Н.В. Функциональное зонирование территории г. Петрозаводска // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 272–274.

Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами. М.: ИМГРЭ, 1982.

Рыбаков Д.С. Геологическая классификация факторов экологического риска в регионе Карелия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2006. С. 167–170.

Рыбаков Д.С. Критерии оценки экологических рисков на примере Республики Карелия / Отчет о НИР. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2005. 73 с.

Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников В.Г. Прохоров. М.: Недра, 1990. 480 с.

Учет и оценка природных ресурсов и экологического состояния территорий различного функционального использования. Методические рекомендации. М., 1996. 98 с.

Федорец Н.Г., Медведева М.В. Эколого-микробиологическая оценка состояния почв города Петрозаводска. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. с. 96.

Янин Е.П. Техногенные речные илы в зоне влияния промышленного города (формирование, состав, геохимические особенности). М.: ИМГРЭ, 2002. 100 с.

СПИСОК АВТОРОВ

Богданов Ю.Б. *56*
Бубнова Т.П. *161*
Бычкова Я.В. *91*
Володичев О.И. *49*
Вревский А.Б. *33*
Гаранжа А.В. *161*
Глушанин Л.В. *123*
Голубев А.И. *123, 135*
Горьковец В.Я. *188*
Данилевская Л.А. *161*
Земцов В.А. *112*
Иващенко В.И. *135*
Ильина В.П. *161*
Калинин Ю.К. *172*
Ковалевский В.В. *172*
Кожевников В.Н. *37*
Король Н.Е. *49*
Кричевцова М.В. *213*
Крутских Н.В. *213*
Кузенко Т.И. *49*
Кулешевич Л.В. *149*
Куликов В.С. *91*
Куликова В.В. *91*
Лавров О.Б. *149*
Лаврова Н.Б. *204*
Лазарева О.В. *213*
Лебедева Г.А. *161*
Макарихин В.В. *66, 71*
Максимович Л.А. *188*
Медведев П.В. *66*
Михайлов В.П. *123*
Нестерова Н.С. *13*
Раевская М.Б. *188*
Робонен В.И. *56*
Рожкова Н.Н. *180*
Рыбаков Д.С. *213*
Рычанчик Д.В. *66*
Светов С.А. *22*
Светова А.И. *22*
Свириденко Л.П. *104*
Сибелев О.С. *49*
Скамницкая Л.С. *161*
Слабунов А.И. *13, 79*
Слуковский З.И. *213*
Степанов В.С. *79*
Степанова А.В. *79*
Фролов П.В. *161*
Хазов Р.А. *161*
Хелтта П. *13*
Шаров Н.В. *13, 199*
Шелехова Т.С. *204*
Щипцов В.В. *123, 161*
Щипцова Н.И. *161*

LIST OF AUTHORS

Bogdanov Y.B. *56*
Bubnova T.P. *161*
Bychkova Ya. *91*
Danilevskaya L.A. *161*
Frolov P.B. *161*
Garanzha A.V. *161*
Glushanin L.V. *123*
Golubev A.I. *123, 135*
Gorkovets V.Ya. *188*
Hölttä P. *13*
Ilyina V.P. *161*
Ivashchenko V.I. *135*
Kalinin Yu. K. *172*
Khazov R.A. *161*
Korol N.E. *49*
Kovalevski V.V. *172*
Kozhevnikov V.N. *37*
Kruchevtsova M.V. *213*
Krutskikh N.V. *213*
Kuleshevich L.V. *149*
Kulikov V.S. *91*
Kulikova V.V. *91*
Kuzenko T.I. *49*
Lavrov O.B. *149*
Lavrova N.B. *204*
Lazareva O.V. *213*
Lebedeva G.A. *161*
Makarikhin V.V. *66, 71*
Maksimovish L.A. *188*
Medvedev P.V. *66*
Mikhailov V.P. *123*
Nesterova N.S. *13*
Raevskaya M.B. *188*
Robonen V.I. 56
Rozhkova N.N. 180
Rybakov D.S. *213*
Rychanchik D.V. *66*
Sharov N.V. *13, 199*
Shchiptsov V.V. *123, 161*
Shchiptsova N.I. *161*
Shelehkova T.S. *204*
Sibelev O.S. *49*
Skamnitskaya L.S. *161*
Slabunov A.I. *13*
Slukovsky Z.I. *213*
Stepanov V.S. *79*
Stepanova A.V. *79*
Svetov S.A. *22*
Svetova A.I. *22*
Sviridenko L.P. *104*
Volodichev O.I. *49*
Vrevsky A.B. *34, 63*
Zemtsov V.A. *112*

Научное издание
Scientific publication

ГЕОЛОГИЯ КАРЕЛИИ ОТ АРХЕЯ ДО НАШИХ ДНЕЙ
GEOLOGY OF KARELIA FROM THE ARCHEAN TO THE PRESENT

Доклады Всероссийской конференции, посвященной
50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН
Proceedings of the all-russian conference convened to celebrate the
50th anniversary of the founding of the institute of geology, karelian research centre, RAS

Печатается по решению Ученого совета
Учреждения Российской академии наук
Института геологии Карельского научного центра РАН

Published by the decision of the Academic Board
of the RAS Institution,
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS

Тексты представленных докладов печатаются в авторской редакции.
The texts of the papers presented are published as the authors' versions

Перевод текста: ведущий переводчик ИГ КарНЦ РАН
Григорий Николаевич Соколов

The text was translated by Leading Translator of IG, KarRC, RAS
Grigory Nikolaevich Sokolov

Сдано в печать 25.04.2011 г. Формат 60x84 1/8.
Бумага офсетная. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 25,5. Усл. печ. л. 25,6. Тираж 200. Изд. № 191
Заказ № 953

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50