











СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ ЧАСТЬ 1



СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ

ЧАСТЬ 1

Материалы четырнадцатой Международной конференции

Петрозаводск
2008

On occasion of
the 10th anniversary of the founding of the Geology and Geophysics Chair,
Petrozavodsk State University

Посвящается
10-летию кафедры геологии и геофизики
Петрозаводского государственного университета

Russian Academy of Science
Earth Sciences Section
Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS
RAS Science Board on Physics of the Earth
Russian Foundation for Basic Research
Institute of Geophysics, NAS, Ukraine

Ministry of Natural Resources and Ecology, RF
Directorate for the Use of Mineral Resources of the RK

Ministry of Education and Science of the Russian Federation
Petrozavodsk State University



RELATIONSHIP BETWEEN THE SURFACE AND DEEP STRUCTURES OF THE EARTH'S CRUST

PROCEEDINGS OF THE 14TH INTERNATIONAL CONFERENCE

27–31 October, 2008

Part 1

PETROZAVODSK

Российская академия наук
Отделение наук о Земле
Институт геологии КарНЦ РАН
Научный совет РАН по проблемам Физики Земли
Российский фонд фундаментальных исследований
Институт Геофизики НАН Украины

Министерство природных ресурсов и экологии РФ
Управление по недропользованию по РК

Министерство образования и науки РФ
Петрозаводский государственный университет



СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ

МАТЕРИАЛЫ ЧЕТЫРНАДЦАТОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

27-31 октября 2008 года

Часть 1

ПЕТРОЗАВОДСК

UDK 551.1/.4(1-924.14/16) (063)

RELATIONSHIP BETWEEN THE SURFACE AND DEEP STRUCTURES OF THE EARTH'S CRUST. PROCEEDINGS OF THE 14th INTERNATIONAL CONFERENCE. PETROZAVODSK: KARELIAN RESEARCH CENTRE, RAS. 1 part. 2008. P. 331

The volume contains papers presented at the International Conference «Relationship between the surface and deep structures of the Earth's crust». It is an annual conference on modern geodynamics and endogenous and exogenous processes held by the scientific community of Russia and neighbouring countries.
The papers cover a wide range of problems: relationship between the surface and deep structures of the Earth's crust and upper mantle; processes in the crust and in the upper mantle, the condition and composition of the Earth's geospheres; large-scale lithospheric heterogeneities of Eurasian regions, as shown by geophysical data; magmatism, metallogeny and some petrophysical problems; modern geological and geophysical processes, seismicity, with examples from some regions; tectonics, deep structure, paleo- and modern geodynamics; the evolution of the Earth's crust and the mineralogenic potential of the Euro-Arctic region.
The volume is expected to be of interest for experts in geology and geophysics experts, teachers, postgraduates and university students.
The Conference and publishing of the Proceedings are supported by the RFBR (grant № 08-05-06102) and the Earth Sciences Section, RAS.
The authors' versions of the papers are published without any corrections.

EDITORIAl BOARD:

**N.V. SHAROV, V.V. SHCHIPTSOV, Yu.K. SHCHUKIN,
A.V. PERVUNINA, N.A. YABLOKOVA, G.N. SOKOLOV**

УДК 551.1/.4(1-924.14/16) (063)
СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ. МАТЕРИАЛЫ ЧЕТЫРНАДЦАТОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ. ПЕТРОЗАОВДСК: КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РАН. 1 часть. 2008. С. 331

Сборник включает материалы, представленные на Международную конференцию «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Конференция является традиционной ежегодной конференцией научного сообщества России и сопредельных стран в области современной геодинамики, эндогенных и экзогенных процессов.
В научных статьях рассматривается широкий круг проблем: соотношение между поверхностными и глубинными структурами земной коры и верхней мантии; процессы в коре и верхней мантии, состояние и состав геосфер Земли; крупномасштабные неоднородности литосферы регионов Евразии по геофизическим данным; магматизм, металлогения и некоторые вопросы петрофизики; современные геологические и геофизические процессы, сейсмичность на примере регионов; тектоника, глубинное строение, палео- и современная геодинамика; эволюция земной коры и минерагенический потенциал Евро-Арктического региона.
Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов в области геологии и геофизики, а также для преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений соответствующих специальностей.
Проведение конференции и издания ее материалов поддержано РФФИ (грант № 08-05-06102) и отделением наук о Земле РАН.
Тексты докладов приводятся в авторском варианте.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.В. ШАРОВ, В.В. ЩИПЦОВ, Ю.К. ЩУКИН, А.В. ПЕРВУНИНА, Н.А. ЯБЛОКОВА, Г.Н. СОКОЛОВ

ISBN 978-5-9274-0331-8

© Карельский научный центр РАН, 2008
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2008

SUBJECTS TO BE DISCUSSED:

SECTION 1. RELATIONSHIP BETWEEN THE SURFACE AND DEEP STRUCTURES OF THE EARTH'S CRUST AND THE UPPER MANTLE

SECTION 2. PROCESSES IN THE CRUST AND IN THE UPPER MANTLE, THE CONDITION AND COMPOSITION OF THE EARTH'S GEOSPHERES

SECTION 3. LARGE-SCALE LITHOSPHERIC HETEROGENEITIES OF EURASIAN REGIONS, AS SHOWN BY GEOPHYSICAL DATA

SECTION 4. MAGMATISM, METALLOGENY AND SOME PETROPHYSICAL PROBLEMS

SECTION 5. MODERN GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL AND GEOPHYSICAL PROCESSES. REGIONAL PATTERN OF SEISMICITY

SECTION 6. EVOLUTION OF THE EARTH'S CRUST AND THE MINERALOGENIC POTENTIAL OF THE EURO-ARCTIC REGION

ТЕМАТИКА КОНФЕРЕНЦИИ:

СЕКЦИЯ 1. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ПОВЕРХНОСТНЫМИ И ГЛУБИННЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

СЕКЦИЯ 2. ПРОЦЕССЫ В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, СОСТОЯНИЕ И СОСТАВ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ

СЕКЦИЯ 3. КРУПНОМАСШТАБНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНОВ ЕВРАЗИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

СЕКЦИЯ 4. МАГМАТИЗМ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОФИЗИКИ

СЕКЦИЯ 5. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ. РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

СЕКЦИЯ 6. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ЕВРО-АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

СХЕМА ПРОВЕДЕНИЯ КОНФЕРЕНЦИИ

27 октября

Торжественное заседание Ученого совета ФТФ ПетрГУ посвященное 10-летию кафедры геологии и геофизики ауд. 361 гл. корпуса ПетрГУ

28 октября

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ КОНФЕРЕНЦ-ЗАЛ КарНЦ РАН

29 октября

Секция 1, 2 Конференц-зал КарНЦ РАН

Секция 4 Зал заседаний корпус ИГ, 422

30 октября

Секция 3 Конференц-зал КарНЦ РАН

Секция 5 Зал заседаний корпус ИГ, 422

31 октября

Секция 6 Конференц-зал КарНЦ РАН ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ ОБЩАЯ ДИСКУССИЯ

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕМАТИКА КОНФЕРЕНЦИИ 5
СХЕМА ПРОВЕДЕНИЯ КОНФЕРЕНЦИИ 6
ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ 11
Авенариус И.Г., Репкина Т.Ю. ВЛИЯНИЕ НОВЕЙШЕГО ВАРАНДЕЙСКОГО МЕГАЛИНЕАМЕНТА НА СПЕЦИФИКУ МОРФОСТРУКТУРЫ И МОРФОЛИТОДИНАМИКИ ПОБЕРЕЖЬЯ 25
Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ 27
Ассиновская Б.А., Овсов М.К. ДЕТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА 29
Ассиновская Б.А., Карпинский В.В., Маньшина Т.В. Гольдфайн Н.М., Попов А.А. ЛАДОЖСКИЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ 30
Астафьев Б.Ю. ФЛЮИДОПРОНИЦАЕМЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 31
Балашов Ю.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ КРИТЕРИИ ГЕТЕРОГЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ 33
Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. ТЕКТОНИКА БЕЛОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ 36
Баранов А.А., Кабан М.К., Трубицын В.П. НОВАЯ ТРЕХСЛОЙНАЯ МОДЕЛЬ КОРЫ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ 39
Баренбаум А.А. ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ: ПРОБЛЕМЫ ГОРООБРАЗОВАНИЯ И НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ 43
Басакина И.М., Антоновская Г.Н., Басакин Б.Г. МАЛОГЛУБИННАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА В КОМПЛЕКСЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПОИСКОВЫХ РАБОТ 47
Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ КОРОВЫХ И ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ–ШАНЯ 50
Белашев Б.З., Екимова И.А., Нилов М.Ю. ПОВЫШЕНИЕ РАЗРЕШЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОМОЩИ ВЕЙВЛЕТОВ 54
Белоусов Т.П. АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ЗАГРОССКОЙ И ГИМАЛАЙСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ 54
Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Куртасов С.Ф., Грекова Т.А. ГЕОМЕТРИЯ СКЛАДЧАТОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 57
Благовещенская Е.Э. СЕЗОННЫЕ И ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ДЛИТЕЛЬНОСТИ СУТОК И ВАРИАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ 60
Богачев М.А., Бородулина Г.С. СВЯЗЬ АНОМАЛИЙ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ КАРЕЛИИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЗОНАМИ 62
Богданов Ю.Б., Петров Б.В., Мильштейн Е.Д., Эринчек Ю.М. СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ПОВЕРХНОСТНЫМИ И ГЛУБИННЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ 63
Богданова С.В., Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Куприенко П.Я., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., Цветкова Т.А. ДОЛГОЖИВУЩИЕ ШИРОТНЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ В ЛИТОСФЕРЕ ЗАПАДНОЙ САРМАТИИ 66
Божко Н.А., Прусакова Н.А. НЕКОТОРЫЕ ЭМПИРИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ О КОНТРОЛЕ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ ЭЛЕМЕНТАМИ ИХ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ 69
Бойков А.М. ОТРАЖЕНИЕ СЕТКИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПО КРОВЛЕ ГРАНИТНОГО СЛОЯ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ У ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА 71
Бордон В.Е., Мясников О.В. НЕЛИНЕЙНАЯ ЭНЕРГЕТИКА И ГЕОХИМИЯ ЗЕМЛИ 73
Бугаенко И.В. СЕЙСМОТОМОГРАФИЯ МАНТИИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ 76
Бурахович Т.К., Кулик С.Н. ТРЕХМЕРНАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА 80
Бурдакова Е.В., Глинская Н.В., Морозов В.Н. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ИМПУЛЬСНОГО АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕЗОНАТОРАХ 84
Бурмин В.Ю. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ МОДУЛЕЙ В ЗЕМНОМ ЯДРЕ 86
Бяков А.Ю., Фоменко В.А., Гуленко В.И. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЫ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ МЕТОДОМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (МОВЗ) 89
Ветрин В.Р. ВЕРХНЕКОРОВЫЕ АНАЛОГИ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ РАЗРЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 92

Винокуров И.Ю., Каленич А.П., Егоров А.С. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА 95
Володичев О.И. О РОЛИ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА В ПОЗДНЕМ АРХЕЕ 99
Вревский А.Б., Никитина Л.П. Пушкарев Ю.Д. КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ПОД РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ 100
Вшивцев А.Н. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКИХ ЭКЛОГИТОВ 104
Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Морозова Ю.В., Федористов О.В., Яковлева Ю.Ю. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ СКВАЖИННЫХ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НА КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ 107
Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. КЛАЙПЕДСКАЯ СИГМОИДА – СОЧЛЕНЕНИЕ ГОТЛАНДСКОГО И ПОЛОЦКО-КУРЗЕМСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ 108
Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. СЛОБОДСКИЙ ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ УЗЕЛ В ЦЕНТРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 113
Глаголев Е.В. СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ УРАЛА ... 116
Глазнев В.Н., Жирова А.М. СТРОЕНИЕ ГИГАНТСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 119
Глинская Н.В., Морозов В.Н. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗОНАНСНЫХ ЯВЛЕНИЙ В СЕЙСМОЛОГИИ 123
Глинская Н.В., Тимичева В.М., Прялухина Л.А., Паламарчук В.К., Мищенко О.Н. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СВЕРХДАЛЬНЕГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ИМПУЛЬСАМ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ 127
Глуховский М.З., Баженова Г.Н. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КРУПНОГО ИМПАКТНОГО СОБЫТИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ (КОТУЙКАНСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА) 129
Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н., Кондрашова Н.И., Лавров О.Б. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИИ 132
Гольцин Н.А., Полеховский Ю.С. Прасолов Э.М., Пресняков С.Л., Салтыкова А.К., Лохов К.И. ЦИРКОНЫ ИЗ УГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЛЮДИКОВИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ КАК ДЕТЕКТОР ГЛУБИННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ 135
Горбацевич, Ф.Ф., Головатая О.С. ОСОБЕННОСТИ СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ И ГЛУБИННЫХ ПОРОД (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН) 138
Горбачев В.И., Есипко О.А., Неронова И.В., Шахрай А.В. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЕ (при забое 2073 м) 142
Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДРЕВНИХ СТРУКТУР И ЛИНЕАМЕНТНЫХ ФОРМ УЧАСТКА ВЕП (НА ПРИМЕРЕ ПОДМОСКОВЬЯ) 144
Горьковец В.Я., Раевская М.Б. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА 147
Гранник В.М. ЗЕМНАЯ КОРА ЗОН ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЗАПАДНОТИХООКЕАНСКОГО ТИПА: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ 150
Гранник В.М. ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ 153
Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ТЕРРИТОРИЯ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ 156
Гусев А.И. МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ФОРМИРОВАНИИ ГИГАНТСКИХ МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ 159
Гуфельд И.Л., Гаврилов В.А., Корольков А.В., Новоселов О.Н. ДЕКОМПРЕССИОННАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И РЕГИОНАЛЬНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС. НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ 161
Данилин А.Н. ПОЛЯРНОУРАЛЬСКАЯ АСТРОБЛЕМА 165
Дейнес Ю.Е. ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ СТРУКТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ ЗАЛЕЖЕЙ МАКСОВИТОВ (на примере Толвуйской синклинали) 167
Диденкулов И.Н., Малеханов А.И., Стромков А.А., Чернов В.В., Беляков А.С., Лавров В.С., Власов Ю.А., Гаврилов В.А. СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В ВОРОТИЛОВСКОЙ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ 171
Долгаль А.С., Калинин Д.Ф. ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ПЛАТИНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОГО ФАСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 172
Дрогицкая Г.М., Заяц В.Б., Исанина Э.В., Шаров Н.В. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КИРОВОГРАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Украинский щит) ПО ДАННЫМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 175
Дубянский В.И. ПРИЧИННО-СЛЕДСТВЕННЫЕ СВЯЗИ СТОЯЧИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ ЗЕМЛИ С РАЗНОМАСШТАБНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ 176
Евсеев А.Н., Трубицын В.П., Баранов А.А., Трубицын А.П. МАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ 179

Егоркин А.В., Казанский В.И., Трипольский А.А., Шаров Н.В. ЛОКАЛЬНЫЕ МАНТИЙНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В РУДНЫХ РАЙОНАХ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ 181
Ермохин К.М., Жданова Л.А. АНАЛИТИЧЕСКОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ 183
Жигалин А.Д. УСИЛЕНИЕ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ 186
Жигалин А.Д., Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Севальнев А.В. ОРГАНИЗАЦИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА БАЗЕ ГЛУБОКИХ И СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН 189
Житникова И.А., Путинцева Е.В., Жданова Л.А. СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И ЕЕ СВЯЗЬ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ 193
Журавлев В.А., Варламова А.А., Рыбалко А.Е. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БЕЛОГО МОРЯ И ИХ СВЯЗЬ С ДРЕВНИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ 195
Заец Л.Н. ЛИНЕАМЕНТНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КИТАЯ (по данным сейсмической томографии) 197
Земцов В.А. УГЛОВЫЕ СКОРОСТИ ГЛАВНЫХ ДОМЕНОВ ЕВРАЗИИ В ФАНЕРОЗОЕ И УВЕЛИЧЕНИЕ ПЕРИОДА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ 201
Злобин Т.К. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ О-ВА СИМУШИР ПО ДАННЫМ ГСЗ И МОВЗ 204
Злобин Т.К., Полец А.Ю. СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА) И ГЛУБИННЫЕ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ГИПОЦЕНТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА 207
Зыков Д.С. ПРИЗНАКИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ФУНДАМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ 210
Иванов Н. К., Труфанова Н.В., Наумова Ю.А. СВЯЗЬ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ФУНДАМЕНТА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 212
Иванов Н.Ю. ДЕЙСТВИЕ ПРИЛИВООБРАЗУЮЩИХ СИЛ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ 215
Иванов Н.Ю. КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГРАФИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ И ГРАФИКА ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ МЕЖПЛАНЕТНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ, ДЕЙСТВУЮЩЕГО НА ЗЕМЛЮ И ОБУСЛОВЛЕННОГО ОРБИТАЛЬНЫМ ДВИЖЕНИЕМ ЗЕМЛИ, СОЛНЦА И ЛУНЫ 218
Иванов Н.Ю. О ВЛИЯНИИ МЕХАНИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ ЗЕМЛИ НА ЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЗЕМНЫХ НЕДР 221
Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА (территория России) 224
Илларионов В.К. СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АСЕЙСМИЧНЫХ ХРЕБТОВ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА 228
Ильченко В.Л. О ВАРИАЦИЯХ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПОКАЗАТЕЛЕЙ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ КЕРНА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ И ПОРОД-АНАЛОГОВ КЕРНА СГ-3 ИЗ ОБНАЖЕНИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА 230
Ильченко В.Л. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА ПАНСКОГО МАССИВА (Кольский полуостров) 233
Исаев В.И., Попов С.А., Литвинова О.Г. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕКОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ГЕНЕРАЦИЮ УВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТОЙ 236
Исанина Э.В., Кушнеренко В.К. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ, БЛАГОРОДНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ МЕТАЛЛОВ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ПРОФИЛЬНО-ПЛОЩАДНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕЙС-МОЛОГИИ (МРС) 239
Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ 240
Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В. ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР С ПОЗИЦИИ НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКИ 243
Казанский В.И., Лобанов К.В., Соколова Е.В., Чичеров М.В., Исанина Э.В., Шаров Н.В. ПЕЧЕНГСКОЕ CU-NI РУДНОЕ ПОЛЕ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ) КАК ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР 247
Кевлич В.И. ИДИОМОРФИЗМ ХРОМИТА И ОБОГАЩЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ РУД НА ВИНТОВОМ СЕПАРАТОРЕ 249
Кирилюк В.П. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ЭВОЛЮЦИИ ФУНДАМЕНТА УКРАИНСКОГО ЩИТА 252
Кирилюк В.П. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЕОБЛОКОВЫХ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 255
Кисин А.Ю. ОБЩЕКОРОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ – УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ 258
Кисин А.Ю. ОПЫТ АНАЛИЗА УРАЛЬСКИХ СТРУКТУР С ПОЗИЦИЙ ОБЩЕКОРОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ 261
Клабуков Б.Н. АНИЗОТРОПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ (на примере юго-восточной части Фенноскандинавского щита) 264

Климовский А.В. КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЧАСТКОВ «ОЗЕРКИ» И «ЗЕЛЕНАЯ ГОРКА» КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ 267
Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Родионов Н.В., Сергеев С.А. ДРЕВНЕЙШИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В АРХЕЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ 269
Кожухов С.А., Белашев Б.З., Савицкий А.И. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОНИТОРИНГА РАДОНА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ 272
Колодяжный С.Ю. ТЕКТОНИКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА 274
Кондрашова Н.И. ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ ЯЛОНВАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (Балтийский щит) 276
Копп М.Л. ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ КОМПОНЕНТА НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ ЛИТОСФЕРЫ 278
Копп М.Л., Колесниченко А.А. НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ТУЛВИНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ПАЛЕОСТРУКТУРАМИ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА 282
Короновский Н.В. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ 284
Корсакова М.А., Иванов Н.М. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО БЕЛОМОРЬЯ 286
Кочнев В.А., Гоз И.В. ОБЗОР МОДЕЛЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МАНТИИ И ЯДРА И ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ЕЕ УТОЧНЕНИЮ 290
Кузин А.М. О КОРРЕЛЯЦИИ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН И ИХ ОТНОШЕНИЯ С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ И АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ 293
Кулешевич Л.В. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ, И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ СДВИГОВЫХ ЗОН 297
Кулешевич Л.В., Панфилова И.В. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ, РУДНЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ 300
Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ ДАЙКИ И СИЛЛЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ 303
Куликова В.В., Куликов В.С., Соколов С.Я. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЗ ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА 305
Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. ВУЛКАНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ШВОВ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ В СРАВНЕНИИ С СОВРЕМЕННЫМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ 308
Кутас Р.И. ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ 312
Кутинов Ю.Г. МИНЕРАГЕНИЯ АРКТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ 315
Кучай О.А. ПОЛЕ ДЕФОРМАЦИЙ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА АЛТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА 318
Кучай О.А., Бушенкова Н.А. СТРОЕНИЕ СРЕДЫ И МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 321
Кушнир А.Н., Зайцев Г.Н. ВЗАИМОСВЯЗЬ АНОМАЛИЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ПЛИТОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ПЛИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА 323
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ 327
СПИСОК ОРГАНИЗАЦИЙ-УЧАСТНИКОВ КОНФЕРЕНЦИИ 329

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ

О СВЯЗИ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ С ПОВЕРХНОСТНЫМИ

«Одной из важнейших задач изучебния внутреннего строения Земли и процессов, происходящих в ее недрах, является выяснение природы, механизма и причин тех геологических процессов, которые мы можем наблюдать на поверхности и которые относятся к разряду эндогенных. Это – процессы тектонические, магматические и метаморфические.

Я даже склонен считать, что в настоящее время эта задача должна считаться самой важной. Действительно, стремление к ее достижению позволяет упорядочить изучение земных глубин, сделать его последовательным и целеустремленным, а с другой стороны, в достижении той же цели скрыта возможность непосредственной проверки умозаключений относительно характера глубинных процессов. Едва ли необходимо доказывать, что проблема причин и механизма тектонических, магматических и метаморфических процессов, представляя теоретический интерес, одновременно имеет большое практическое значение, поскольку с эндогенными процессами связана обширная группа полезных ископаемых либо в своем генезисе, либо в условиях своего залегания.

Очевидно, что путь к решению этой проблемы лежит через многократное сопоставление глубинного строения различных геологических зон с особенностями их геологического строения и развития. Есть достаточные основания полагать, что различные тектонические зоны, характеризующиеся разными геологическим строением и геологической историей, отражают различные последовательные стадии развития земной коры. Поэтому сопоставление глубинного строения разных тектонических зон в надлежащей последовательности должно дать материал для суждения о том, какие преобразования происходят на глубине, когда геосинклинальный режим сменяется режимом молодой платформы, а последний – режимом древней платформы и, далее, условиями тектонической активизации.

За последние годы, в результате обширных геофизических, геологических и геохимических исследований, наши представления о подземном мире претерпели коренные изменения. На смену статистической модели, согласно которой земная кора, разделенная на осадочный, гранитный и базальтовый слои, меняющая свою толщину от места к месту в соответствии с поверхностным рельефом, и плавающая по закону Архимеда на подстилающей мантии, пришли значительно более гибкие представления. Мы предполагаем теперь, что основа вещества глубоких слоев создается в результате метаморфических процессов, которые лишь дополняются процессами внедрения магматического материала из мантии, а также процессами местного плавления в земной коре. Сейсмическая слоистость коры отражает, по-видимому, в первую очередь распределение метаморфических фаций, а поскольку метаморфические процессы в земной коре развиваются длительно и повторяются многократно, проявляясь по-разному в различных районах, мы получаем возможность по-новому отнестись к пространственной изменчивости расслоения коры, видя в ней не только пространственную, но и временную изменчивость.

Вместе с тем обогатились и наши возможности в объяснении некоторых тектонических движений, поскольку метаморфические процессы происходят с изменением объема. Особенный интерес с этой точки зрения представляют регрессивный метаморфизм и такие процессы, как амфиболитизация и серпентинизация. Может быть, они помогут нам понять происхождение идиоморфной (платформенной) складчатости, выраженной в изолированных поднятиях, по которым могла циркулировать вода, вызвавшая указанные процессы с увеличением объема.

Установлено, что изостазия достигается не только путем изменения толщины коры в соответствии с поверхностным рельефом, но, в меньшей степени, и путем изменения плотности в верхней мантии, в результате чего образуются горы без корней и впадины без антикорней. Кора и верхняя мантия оказываются единой оболочкой, толщиной в несколько сот километров, внутри которой происходит постоянный обмен как энергетический, так и вещественный. Такую объединенную оболочку предложено называть *тектоносферой.*

Места разуплотнения верхней мантии оказываются местами повышенных тепловых потоков. Можно думать, что значительная часть тепла, поступающая снизу в кору, поднимается с расплавленными астенолитами, образующимися в волноводе верхней мантии, где условия способствуют постоянному выплавлению жидкого базальтового материала. Астенолиты своим теплом прогревают земную кору и вызывают в ней метаморфические реакции, а также подъем воды, кремнистых и щелочных растворов из нижних дегранитизируемых горизонтов в верхние гранитизируемые. Они могут вызывать плавление материала коры, прокладывая себе путь сквозь нее путем проплавления. Вместе с тем астенолиты снабжают кору глубинным материалом. Состав его зависит от тех термодинамических условий, в которых происходило выплавление его, т.е. от глубины выплавления, а также от того, на какой глубине состоялось отделение выплавленного материала от питающего его субстрата.

Частично глубинный материал изливается на поверхность. Густой поток астенолитов питает вулканические дуги Дальнего Востока, вырисовываясь на сейсмической картине в виде канала низких скоростей, соединяющего волновод с поверхностью. Частично материал оказывается внутри коры и проплавливает ее. Проплавление по принципу зонной плавки вместе с процессом дифференциации ведет к формированию в коре магматических пород различного состава.

Значительная часть астенолитов останавливается в подошве коры и вместе с теми, которые застревают внутри коры, способствует увеличению мощности коры. В свою очередь, увеличение мощности должно вызывать поднятие коры.

Однако, несомненно, должен существовать и обратный процесс уменьшения мощности коры, который нельзя мыслить без представления об обратной миграции материала коры в мантию.

Тут мы соприкасаемся с исключительно интересной и пока еще дискуссионной проблемой базификации материковой коры. Механизм ее может состоять в пронизывании коры густой сетью основных и ультраосновных внедрений из мантии и в погружении отдельных глыб коры в мантию после того, как интрузии закристаллизуются, а породы коры подвергнутся метаморфизму вплоть до гранулитовой и эклогитовой фаций с практически полным изгнанием воды, и в результате всех этих процессов плотность материала значительно возрастает. Так называемая коромантийная смесь, возможно, представляет собой материал коры в стадии базификации.

Если присоединение выплавленного из мантии материала к коре должно вызывать ее выгибание вверх, то базификация, поглощение части коры мантий и, следовательно, уменьшение мощности коры должны вести к прогибанию.

Из тектоники мы знаем, что существуют определенные закономерности в последовательности и сочетаниях движений земной коры, магматических и метаморфических явлений. Существует направленный ход развития от геосинклинального режима к платформенному и вместе с тем периодичность, проявляющаяся в разделении истории земной коры на тектонические циклы или этапы. Внутри каждого этапа есть определенная последовательность и сочетание эндогенных процессов. Следовательно, и в глубинных процессах разуплотнения и уплотнения, прогревания и охлаждения, всплывания материала и его погружения существуют аналогичные закономерности в их распределении в пространстве и в их последовательности во времени.

Изложенные соображения чрезвычайно общие и гипотетичные. Задача состоит в том, чтобы выработать более конкретные представления о глубинных причинах эндогенных геологических процессов и их обосновать. В настоящее время мы находимся лишь в самом начале пути. Я не уверен, что сразу же следует задаваться целью разработать цельную обобщающую концепцию. Такие концепции сейчас существуют в немалом количестве. Некоторые соображения из них могут быть, конечно, использованы, но в целом они слишком схематизируют наблюдаемые явления. Вероятно, на данном этапе большую пользу можно извлечь из попыток возможно более конкретно осветить механизм некоторого конкретного геологического процесса.

Впрочем, есть один общий вопрос, который, по-видимому, уже сейчас можно конкретно решать. Глубинные процессы в конечном счете выражаются в перемещении материала в недрах. Перемещение свидетельствует о потере гравитационного равновесия, т.е. о возникновении инверсии плотностей. Обратное расположение менее и более плотных масс лежит, несомненно, в основе движения в коре и под корой. Поэтому выяснение возможных в тех или иных конкретных условиях причин возникновения инверсии плотностей, т.е. появления менее плотного материала под более плотным, представляет важную общую задачу.



(1907-1990)

То, что мною сказано здесь, не следует рассматривать ни в коей мере как тематическое вступление к нашему совещанию. Я просто позволил себе воспользоваться представленной мне возможностью и поделиться некоторыми мыслями, носящими вполне субъективный характер.

Это совещание мы рассматриваем как первый и самый общий смотр того, чем мы сейчас располагаем в проблеме связи поверхностных геологических процессов с глубинными их источниками. На нем будут высказаны самые различные точки зрения как частные, так и общие. Мы надеемся, что это совещание привлечет внимание специалистов, работающих в различных отраслях наук о Земле, к данной проблеме, а те рекомендации, которые будут приняты в заключение, в какой-то мере послужат согласованию наших усилий и выбору тех направлений, которые кажутся сейчас наиболее перспективными».

В.В.Белоусов (1971)

Мы взрослеем… Это можно заметить даже по книгам – трудам наших уже четырнадцати ежегодных конференций (с 1995 г.). В них возросло число юбилейных публикаций о наших учителях, научных наставниках, известных ученых, создавших отечественную геологию, геофизику, сейсмологию, геохимию и другие отрасли знаний наук о Земле, и представляющих до сих пор их лидеров, как это ни покажется парадоксальным. Это означает, что высказанные ими в разное время идеи, научные напутствия и предупреждения, к счастью, оказались и сейчас актуальными. Мы решили «не похлопывать классиков по плечу», а «пригласить» их участвовать в обсуждении наших и ими же сформулированных ранее проблем, все еще ожидающих своего решения. Биографические данные легко найти в любой энциклопедии, а вот дать возможность напомнить о проблемах «своими словами» – это так поучительно. *Геологическая связь времен и связь геологических поколений – это наш девиз.*

В кратких публикациях наших лидеров геофизики, геологии, геохимии не чувствуется «дремучесть» времени, напротив, поражает их удивительно свежий аналитический ум, основанный на громадном опыте научных и полевых работ. Мы можем увидеть конкурентные подходы к анализу и синтезу данных геолого-геофизических, сейсмо-геологических и др. Это то самое, чего сейчас так недостает – крупных конкурирующих новых идей. Небольшие «графические» приложения» к некоторым статьям – лишь свидетельство того, что в былые времена работали вместе и дружно специалисты разного возраста и разного «научного калибра». Встречи и совместная работа с В.В. Белоусовым, В.В. Федынским, Н.И.Хитаровым, В.В. Соллогубом и А.В. Чекуновым) (по глубинной геологии), Б.А. Петрушевским (совместные упражнения по поперечным структурам Юга СССР) и В.И. Бунэ, В.И. Кнауфом (по сейсмогеологии и сейсмическому районированию), с умной и обаятельной Е.М. Бутовской (попытка создать схемы $К_{макс}$ для срезов земной коры), И.В.Литвиненко (согласование региональных сейсмических работ по Карелии), с М.Л. Озерской (по физическим свойствам Юга б.СССР) и Н.Б. Дортман (то же,по региону БАМ) – с лидерами проблемы изучения физических свойств горных пород, утраченной ныне и со многими другими, поучительны, а их идеи (описанные нами и ранее, в трудах предыдущих конференций), без сомнения, вызовут интерес. «Вступительная же статья» В.В. Белоусова как будто специально написана для предисловия к трудам нашей конференции.

Ю.К.Щукин



Всеволод Владимирович ФЕДЫНСКИЙ
100 лет со дня рождения
(1908-1978)

ВАЖНЕЙШИЕ ИТОГИ И ПРЕДСТОЯЩИЕ ЗАДАЧИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

«Основная задача региональных геофизических исследований – изучение глубинного строения земной коры и взаимодействующей с ней зоны верхней мантии. Нередко такое определение вызывает критику. Считается, что практике глубинные исследования дают слишком мало. В связи с этим хотелось бы подчеркнуть, что региональные исследования имеют как глубоко теоретическое, так и важное практическое значение. Они необходимы, с одной стороны, для развития фундаментальных представлений о строении и эволюции Земли, с другой стороны, на их основании можно наметить главные направления поисков и разведки различных видов полезных ископаемых, принимая во внимание глубинные закономерности, не видимые на поверхности Земли.

За истекшие годы проведена большая работа. Установлено определение земной коры, которая ограничивается снизу поверхностью Мохоровичича. Выделены ее основные типы – континентальный, океанический, переходный – и выяснены критерии их классификации. *Установлено наличие глубинных разломов* различного класса *и доказано*, таким образом, *слоисто-блоковое* строение земной коры. Более того, в настоящее время накапливается все больше фактов, на основании которых можно утверждать, что лежащие *слои верхней мантии также имеют слоисто-блоковое строение*. Наконец, за последние годы в ряде районов *наметилась определенная связь между некоторыми основными элементами глубинного строения земной коры и верхней мантии и закономерностью размещения* полезных ископаемых в верхних частях земной коры, доступных для

разведки и эксплуатации. Все эти достижения стали возможными благодаря широкому и систематическому развитию сейсмических исследований с использованием искусственных взрывов. Вместе с тем, полностью выяснилась важность комплексирования этих работ с другими видами геофизических исследований: *сейсмологическими, гравиметрическими, магнитными, электромагнитными и геотермическими.* Только комплексное использование различных методов дает наиболее полную информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии.

Наряду с этим обнаружились и некоторые слабые стороны глубинных геофизических исследований, в частности, трудность определения природы сейсмических волн, особенно при наличии градиентных сред. Информативность сейсмического метода при изучении вертикально и круто падающих границ раздела земной коры пока еще недостаточна. ***Слабо разработан вопрос об увязке строения глубинных и приповерхностных слоев земной коры. В ряде районов неясны связи между глубинными характеристиками строения земной коры и верхней мантии и закономерностями размещения полезных ископаемых.***

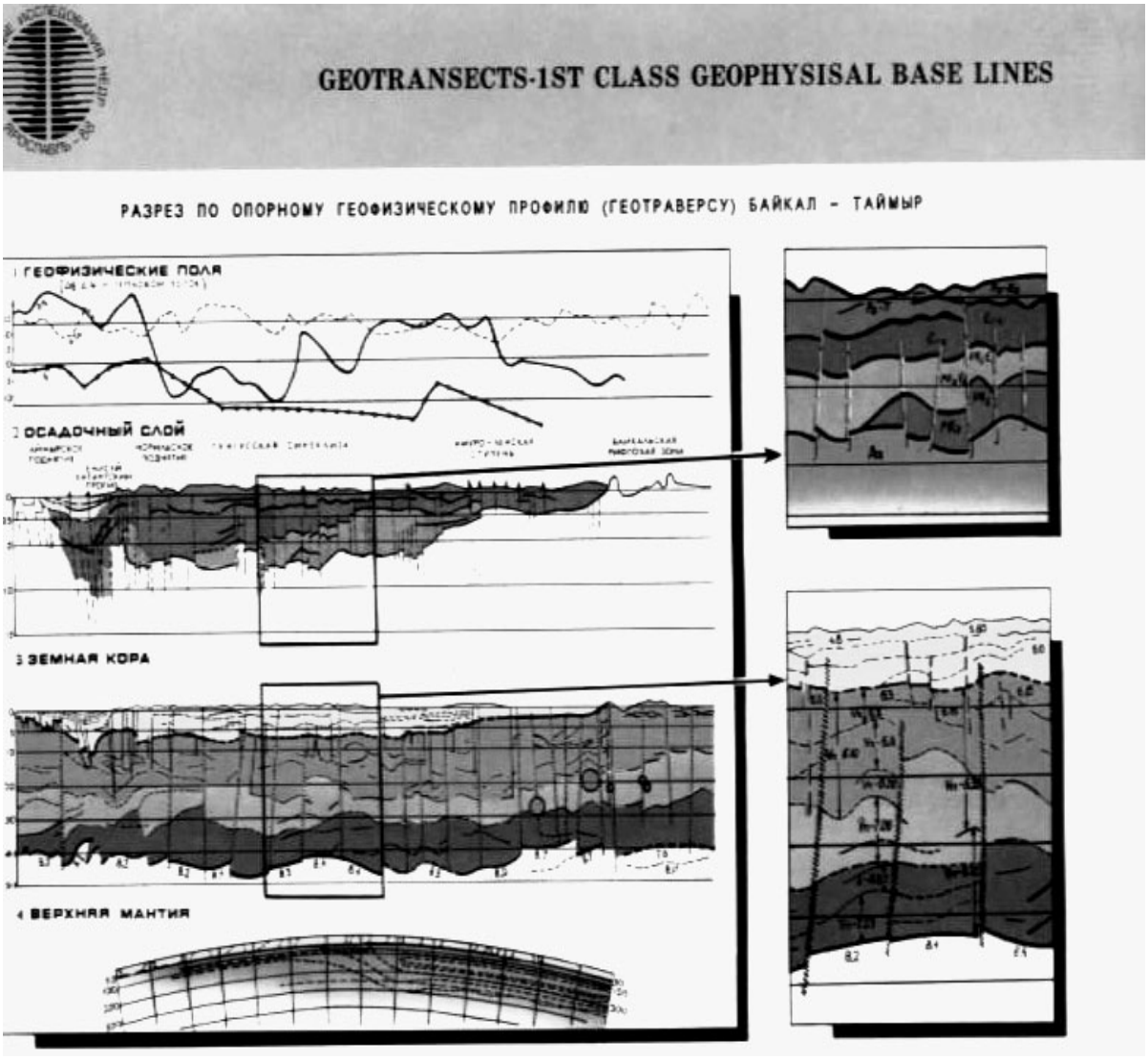
В ближайшие годы следует продолжать изучение глубинного строения континентов и океанов, в первую очередь на опорных полигонах, имеющих наиболее типичное геологическое строение и историю. Глубинными методами необходимо исследовать мировые системы рифтов и островных дуг, а также окаймляющие их блоки земной коры. *Большой интерес представляют региональные и локальные системы глубинных разломов,* которые наблюдаются повсеместно. *Нужно научиться получать и истолковывать физические параметры среды на глубинах, не доступных бурению, оценивать ее физическое состояние и вещественный состав. Важно* применить глубинное сейсмическое зондирование и другие геофизические методы для *изучения глубинного строения земной коры в зон развития лавовых покровов.* С этой точки зрения объектом номер один является Сибирская платформа, закрытая сплошным покровом траппов. *Интересна и важна проблема связи энергетической характеристики верхней мантии и геотектонических процессов, протекающих в земной коре. С открытием слоя пониженной вязкости верхней мантии, через который передается энергия от глубоких частей верхней мантии к земной коре , глубинные геофизические исследования приобрели важное значение для объяснения не только строения, но и теории развития земной коры в отдельных районах.*

Для всех перечисленных задач прежде всего необходимо усовершенствовать применяемые способы. Очень важно подумать над разработкой оптимальных систем наблюдений и методики интерпретации сейсмических наблюдений с использованием взрывов, подбирая наиболее экономичные и в то же время эффективные по информативности системы. Нужно усовершенствовать технические методы, применяемые для изучения субвертикальных границ раздела земной коры и верхней мантии. Очень важным представляется дальнейшее углубление комплексного использования различных геофизических методов в их совместной интерпретации. *Для изучения энергетического состояния недр Земли важно развивать исследование вековых вариаций естественных физических полей Земли, которые связаны с геотектоническими процессами.* Здесь имеются в виду не только электромагнитные, но и магнитные и гравитационные поля Земли.

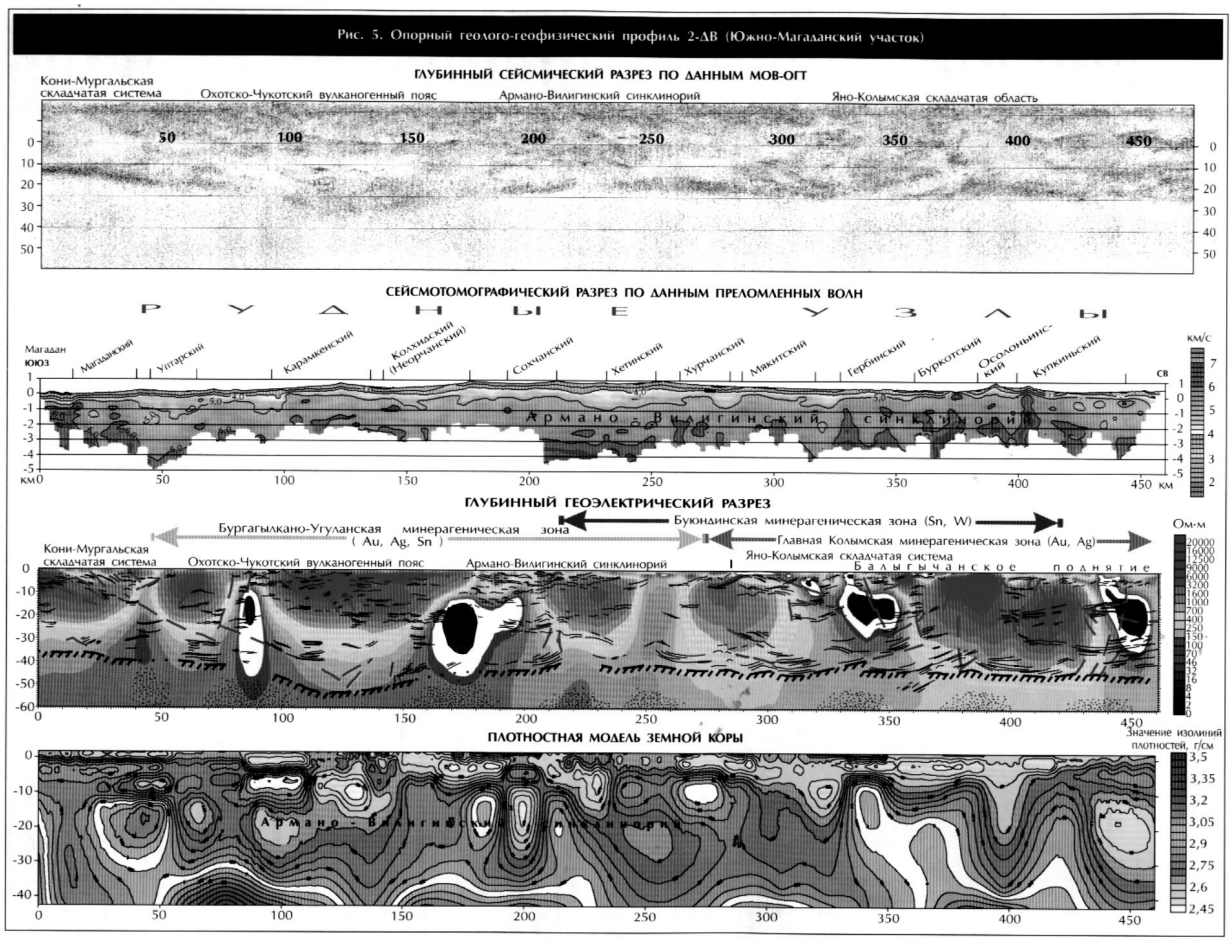
Все это поможет повысить эффективность региональных геофизических исследований и более глубоко использовать их результаты для развития наук о Земле, для поисков и разведки полезных ископаемых.». ***В.В. Федынский, в кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование» Материалы Второго всесоюзного совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. Изд. АН-КазССР, Алма-Ата,*** 1973, с. 7-8.

Так виделись задачи геофизических работ 30 лет назад, они остаются актуальными до сегодняшних дней. Фундаментальные проблемы требуют еще многих теоретических, методических, методологических и технических обсуждений и решений на еще долгие годы.

И все же наша страна всегда находила умы и средства для производства региональных геолого-геофизических исследований на таких огромных площадях, как территория б.СССР, России. Стоит взглянуть всего несколько примеров уникальных результатов глубинных исследований, о которых мечтали наши чудесные ученые и учителя! России есть чем гордиться – это, прежде всего, универсальными специалистами – геологами, геофизиками, геохимиками,. исследователями минерагенического направления, сумевшими выполнить уникальными глубинными исследованиями недр Земли мирового значения.



Глубинный разрез земной коры и верхней мантии через Сибирскую платформу, залитую траппами, о которых говорил В.В.Федынский, – как одной из важных задач (по данным СРГЭ и ВНИИГеофизики НПО «Нефтегеофизика», 1988 г.)



Прекрасный пример комплексирования геофизических методов и усовершенствованных способов их интерпретации –одно из решения задачи, обозначенной В.В.Федынским (Результаты работ «Спецгеофизики», 2000-2003 гг.)



Николай Иванович ХИТАРОВ

ГЕОЛОГИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Член-корреспондент АН СССР, заведовал лабораторией магматогенных процессов ГЕОХИ им. В.И. Вернадского. Специалист в области глубинных процессов. Был награжден Золотой медалью им. В.И. Вернадского, лауреат премий имени В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана АН СССР. Один из авторов проекта сверхглубокого бурения.

«Наука приобрела сегодня небывалое развитие. Эта особенность нашего времени сказалась и на науках о Земле. В первую очередь, на основной научной дисциплине – геологии. На ее основе особенно развились геофизические и геохимические, петрологические исследования, а также, в последние годы, океанологические исследования и исследования атмосферы, направленные совместно с усилиями других отраслей геологической науки на более полный охват изучения планеты в целом. При этом резко углубилась широкая разносторонняя взаимосвязь отраслевых наук между собой в разрешении геологических проблем. С другой стороны, в связи с общим прогрессом отраслевых наук, особенно геофизики и геохимии, геологическая направленность отдельных работ часто не видна, снижена. Этому причина – рост научного потенциала каждой из отраслевых дисциплин, возникновение своих задач, к примеру, чисто физических или химических, но необходимых для решения вопросов геологической науки.

Если учесть, что на настоящем этапе развития геологического познания *проблема глубинной геологии* должна рассматриваться как четко определившееся крупное эволюционное звено развитии геологии как науки в целом, то к картированию логично предъявить более широкие требования, отвечающие его геологическому назначению.

Уровень развития геологических знаний к настоящему времени все резче выявляет, что существующая основа геологического познания в виде геологических карт с преобладающим плоскостным показом геологических особенностей отдельных территорий в разных масштабах уже недостаточна. *Методическая сторона этого знания, построенная, в основном, на фактическом материале съемок, связанных с изучением поверхностной и неглубокой части земной коры, практически себя исчерпала.* Исследования земной коры и верхней мантии нуждаются в резком усилении поступающей многосторонней информации с разных глубин. Исследования земной коры и верхней мантии нуждаются в резком усилении поступления многосторонней информации с разных глубин. *Основной путь методического подхода здесь тесно связан с геофизическими, геохимическими, минералого-петрологическими исследованиями природных объектов и процессов с привлечением, в какой-то мере, освещения ближайших глубин бурением.* Дополнительный вклад вносят аэрометоды и исследования из космоса. С переходом на познание глубин сводка геологических результатов изучения двумерном измерении уже недостаточна. *Нужны данные по третьему измерению с глубин* для пространственного показа обобщаемых разносторонних геологических данных, необходимо совершенствование существующих и разработка новых методов получения этих данных с глубин, методов их интерпретации и методов построения и создания *объемных геологических карт*.

Создание подобной геологической основы обеспечит переход геологических представлений на совершенно новый более высокий уровень. Эта основа должна дать возможность видеть пространственные соотношения геологических образований в их вещественном выражении и тектоники. В региональных рамках расширятся, конкретизируются возможности приложения теоретических данных, геохимических, петрологических, геофизических и др. для оценки хода развития протекавших природных процессов и развивающихся ныне, для выявления генетических связей, что будет способствовать совершенствованию методов разрешения задач прикладной геологии. Расширятся возможности прогнозирования рудоносных участков, скрытых под поверхностью. Создание объемных геологических карт приведет ко многим крупным и практически важным результатам познания строения верхней части нашей планеты, резко ограничит широко развитые необоснованные суждения различного характера, связанные с представлениями о глубинном строении.

Освещение структурного строения глубоких горизонтов относительно проще, чем решение аналогичной задачи для верхней части коры в силу большей неоднородности среды. Для глубин, отвечающих условным горизонтам «гранитного» и «базальтового» слоев, геофизические данные отражают относительно выдержанные физические характеристики среды. Широкие вариации геофизических данных преимущественно связаны с неоднородностью материального содержания верхней части коры. Расшифровка вещественного состава геологических образований различных глубин не проста. Здесь потребуется совместная разработка этой сложной задачи с привлечением геофизических, геохимических, минералого-петрографических методов изучения.

Близкие к поверхности глубины нуждаются в наибольшей возможной детализации геологического строения. Это относится особенно к районам развития эндогенного оруденения в горно-складчатых областях. Хотя в ближайшие 15-20 лет предусматривается развитие горно-эксплуатационных работ по некоторым видам металлического сырья не глубже 1.5 км, знание больших глубин необходимо для генетических и общих построений, направленных на обоснование прогнозных соображений и оценок. Что касается платформенных областей и связанных с ними месторождений нефти и газа, солей и других видов полезных ископаемых, то здесь максимально возможное по методическим подходам освещение геологического строения до фундамента проходит и должно проходить в первую очередь. Составление глубинных структурных карт по отдельным опорным горизонта, например, по кровле докембрия для всей территории Союза, по существующим возможностям оценивается как вполне реальная задача.

Наличие объемных геологических карт, характеризующих верхнюю часть коры, должно сказаться на более совершенной, более корректной интерпретации первичных геофизических и геологических информаций с глубин.

Разрешение проблем сейсмологии также *нуждается в более совершенном показе* пространственных соотношений не только систем тектонических элементов, но и в показе с той или иной детальностью, в зависимости от глубин, *особенностей вещественного состава блоков, слагающих сейсмическую зону.* Существующий уровень представлений о природе сейсмических явлений требует учета комплекса сведений – сюда входит соотношение геологических образований, слагающих район, тектоника, геотермическая обстановка, гидрогеология района. Все эти особенности сейсморайона необходимы для большего приближения к совершенному прогнозу землетрясений и для разработки мер ослабления сейсмической силы воздействия и даже возможного предотвращения крупных сейсмических событий.

Плановые *соображения по развитию поисков и разведки полезных ископаемых*, по оценке перспектив запасов различного минерального сырья *нуждаются в обобщающей геологической основе с максимально допустимым пространственным показом геологии глубин.*

В последнее десятилетие вкладываются большие творческие усилия на построение металлогенических карт. Они дали и дают немало, но эффективность прогноза все же ограничена, так как информация даже с глубин 5-10 км отсутствует или весьма слабая, условная. Недостаточное знание глубин ведет к многочисленным вариантам металлогенических схем.

Гидрогеологические проблемы также тесно связаны с геологией глубин. Условия формирования подземных вод, их динамика, глубина распространения, особенности распространения по горизонтам. Эти существенные вопросы не только для развития гидрогеологических представлений, но и для освещения многих теоретических и прикладных задач, в том числе и для правильной интерпретации поступающих с глубин информации геофизических исследований, разработаны слабо.

Не менее важны объемные карты и для освещения геотермических условий. Последние определяют многие стороны современной подземной жизни и сказываются не только на особенностях развития физических и физико-химических процессов преобразования вещества отдельных блоков, что важно для освещения сейсмических явлений, но и на условиях развития горно-эксплуатационных работ на крупных месторождениях, в особенности с переходом на относительно глубокие горизонты. *Проблема использования подземного тепла и многие стороны генетических построений нуждаются в отражении геотермических условий в объемном показе.* Поэтому геотермические данные должны также быть учтены в требованиях к кондиционным глубинным картам и необходима разработка рациональной формы показа с детальностью, учтенной в требованиях по масштабу и особенностям геологического строения изучаемого района.

Проблема глубинной геологии не нова и имеет свою историю. Она тесно связана с возможностями, которые открылись с развитием геофизических методов, широко используемых в разных областях их геологического приложения. Разрабатываемый в последнее время метод вибрационного просвечивания Земли, основанный на учете трехмерного строения среды и трехмерной структуры волнового поля, обещает большую перспективу для создания объемных представлений о строении глубин. Большинство геофизических методов не решает вопроса вещественного состава изучаемого глубинного разреза. Это далеко не просто, но с развитием трехмерной сейсморазведки глубин совместная работа геофизиков и геохимиков может обещать реальную перспективу возможности строить объемные геологические карты, в которых будут отображены не только структурные особенности глубин, но и пространственные соотношения геологических образований в их вещественном содержании.

С учетом изложенного и по существу преобразований, которые претерпевает геология в последние четверть века в своих представлениях и в способах накопления необходимых данных для своего развития, имеет место скачок в области познания. Если к этому добавить стремительный охват новыми сведениями более обширной части нашей планеты на глубину, по сравнению с недавним прошлым, то в философском понимании *геология вступает в период научной революции».*

ЛИТЕРАТУРА

Н.И. Хитаров. Геология, определение и перспектива развития. ГЕОХИ АН СССР. Препринт №2. Москва, 1981, 16 с.

Б.В. Ермаков, В.Н. Семов, Ю.К Щукин. Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным. – Сб.: Современная тектоническая активность территории СССР. М., Наука, 1984, с.8-23.



Матильда Львовна ОЗЕРСКАЯ
100 лет со дня рождения
(1908-1998)

• «Физические свойства горных пород являются количественной их характеристикой, различия которой обусловлено вариациями состава пород и их структуры. В свою очередь, состав пород и структура их несут информацию об условиях образования пород и различных преобразованиях, которые претерпели эти породы за время своего существования». – *«Использование результатов исследования физических свойств горных пород при геотектоническом районировании»* (*М.Л. Озерская, С.Г. Семенова,1972*).

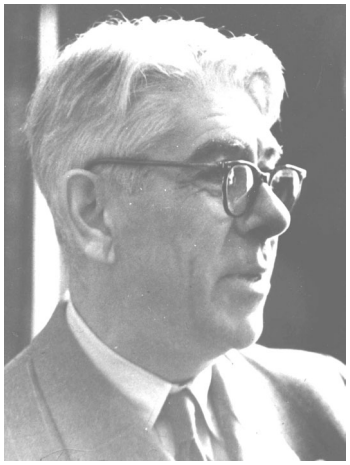
• *Геотектоническое давление, возникающее при различных тектонических процессах, вызывает дополнительное уплотнение осадочных пород. Необратимое уплотнение пород под воздействием геостатического и геотектонического давлений позволяет выявить по распределению физических параметров с глубиной наличие этих геологических процессов.*

• *В зависимости от состава наблюдается различие пористости, плотности, скорости распространения упругих волн в период образования пород, а также различие изменения значений под воздействием внешних факторов.*

• *Различие начальных величин параметров и их изменение с глубиной может быть обусловлено как литологическими характеристиками, так и особенностями геологических режимов за время существования этих пород.*

Поскольку глины обладают наиболее пластичной связью между породообразующими частицами, то в них наиболее интенсивны изменения, возникающие под воздействием внешних факторов. Сравнивая распределение с глубиной параметров глин одного возраста из различных из различных районов или одного района, можно проследить воздействие различных геологических факторов на распределение параметров (Озерская, Семенова, 1972).

Этой чудесной работой хотелось бы напомнить не только о важности забытой проблемы изучения физических свойств горных пород и вспомнить об одной, из великого множества, работе на эту тему, но в особенности – вспомнить о прекрасном скромном исследователе, лидере в своей области знаний – Матильде Львовне Озерской, с которой, как и с ее коллегами – Н.В. Подобой, А.Д. Серовой, довелось работать буквально бок о бок во ВНИИГеофизике, в далекие 70-е годы, и горячо обсуждать наши общие проблемы. Теперь всего так не хватает – и людей, и проблем. Спасибо нашим соратникам и учителям за то, что оставили нам для дальнейшей работы столько чудесных идей, так необходимых в наше сероватое время.



Борис Абрамович ПЕТРУШЕВСКИЙ
100 лет со дня рождения
(1908-1986)

«Кратко резюмируя основные положения, можно сказать следующее.

1. Общий сейсмогеологический метод сейсмического районирования, развиваемый Г.П.Горшковым, обладает тем основным недостатком, что лишь в сравнительно небольшой мере опирается на конкретные данные о связи геологических и сейсмических явлений. Геологический материал при построениях этим методом учитывается только в общей форме.

2. Так называемый сейсмо-тектонический «метод», предложенный И.Е. Губиным основывается на представлении о теснейшей связи сейсмических явлений с частными поверхностными геологическими структурами, в первую очередь – с разрывами. Представление о подобной связи ошибочно.

3. Пользуясь общим сейсмогеологическим методом, развиваемым Г.П.Горшковым, можно в любой сейсмической области составлять, пусть далекие от совершенства, карты сейсмического районирования. Пользуясь же «методом» И.Е. Губина, таких карт составить нельзя. Это свидетельствует о несравненно более широких возможностях осуществления сейсмического районирования первым методом.

4. Для составления более совершенной карты необходим генетический подход к сейсмо-геологическим явлениям.

5. Так, для ряда регионов (Крым, Кавказ, Туркмения, Тянь-Шань) говорить о связи землетрясений с интенсивными и дифференцированными новейшими и современными движениями можно лишь в достаточно общей форме.

6. Только в отдельных случаях можно найти связь землетрясений с разломами или складками. Невозможность установления такой связи относится к большинству сильных землетрясений на территории СССР, обладающих значительными плейстосейстовыми областями.

7. Различия в глубинах очагов сильных землетрясений могут быть лишь в известной степени увязаны с группировками этих ударов по разным крупным структурным комплексам.

8. Природа связи силы землетрясения совершенно не выяснена.

9. Приуроченность сейсмических зон к областям различных гравитационных и магнитных аномалий не позволяет пока рассматривать последние как критерии определенной связи между геологическими и сейсмическими явлениями.

10. Невозможность надежно установить связь сейсмичности с особенностями геологической обстановки путем изучения геологических явлений только на поверхности заставляет прибегать к такому геологическому анализу, который позволяет проникать возможно дальше в глубины Земли. Поскольку землетрясения представляют

отражение глубинных процессов, так же как отражением последних служат различные крупные комплексы-блоки земной коры, то при подходе к оценке сейсмичности необходимо основываться на сочетании данных сейсмо-статистики с данными по истории развития крупных структур, имеющихся в изучаемом районе. Такой подход можно назвать сейсмо-структурным. Приемом исследования здесь служит историко-структурный анализ.

11. Крупные структурные комплексы-блоки принадлежат к числу производных первого порядка, образующихся при глубинных тектонических процессах. Землетрясения же, возникающие в результате движений, происходящих как внутри каждого из блоков, так и при их перемещениях друг относительно друга, относятся к категории производных второго порядка.

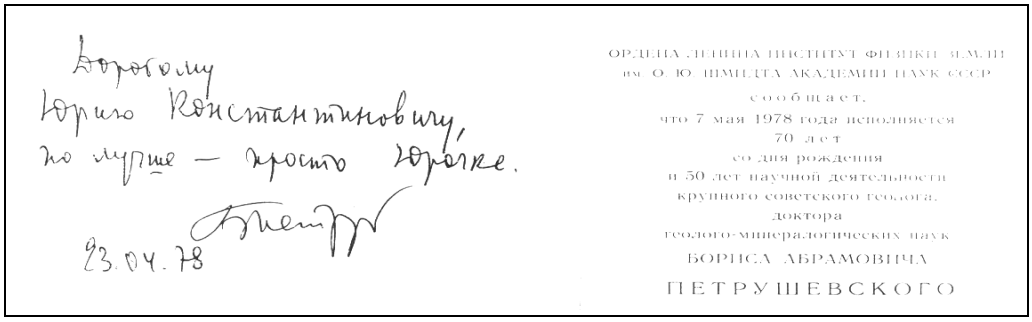
12. Чем резче различия между соседними блоками или в пределах каждого из них, тем более благоприятна обстановка для возникновения землетрясений. Чем больше блоки, тем вероятнее глубокое их заложение и тем, следовательно, больше могут быть глубины очагов землетрясений.

13. Однако наряду с землетрясениями, для которых можно с большими или меньшими основаниями говорить о их связи с теми или иными (различными в разных районах) геологическими особенностями, устанавливаемыми историко-структурным анализом, существуют землетрясения, для которых не удается найти подобные связи («поперечные дороги» землетрясений (*ред*., по Е.Ф. Саваренскому); Гиндукушская группа глубоких землетрясений (*ред*.- район Вранча в Восточных Карпатах). По-видимому, здесь сказывается влияние глубинных тектонических особенностей, не проявляющихся в верхних структурных этажах.

14. Различие геологических особенностей, с которыми удается связывать сейсмичность, говорящее о различии обусловливающих ее факторов, свидетельствует об исключительной сложности, всей проблемы прогноза землетрясений в целом. Несомненно, что успешное ее решение потребует применения различных геологических, сейсмометрических и геофизических работ, среди которых историко-структурный анализ является, может быть, одним из важнейших, но далеко не единственным приемом исследования….».

ЛИТЕРАТУРА

Б.А. Петрушевский. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Изд. АН СССР, М., 1955, 58 с.


Дорогому
Юрию Константиновичу,
но лучше — просто Юрке.
23.04.78

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О.Ю. ШМИДТА АКАДЕМИИ НАУК СССР
сообщает,
что 7 мая 1978 года исполняется
70 лет
со дня рождения
и 50 лет научной деятельности
крупного советского геолога,
доктора
геолого-минералогических наук
БОРИСА АБРАМОВИЧА
ПЕТРУШЕВСКОГО



Владимир Иосифович КНАУФ
90 лет со дня рождения

«…Сопоставление геологического материала с сейсмическими данными свидетельствуют о том, что землетрясения (в Северной Фергане) возникают в верхней части земной коры и представляют одну их форм реакции ее гетерогенной структуры на современные тектонические напряжения. Глубина распространения гипоцентров определяет положение подошвы сейсмоактивного слоя (от 20 до 35 км).

Анализ геологической структуры верхней части земной коры (региона) выявил ее дискретный характер, обусловленный наличием многочисленных разломов и разрывов, имеющих преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание и наклон плоскостей от субвертикального до субгоризонтального. Структура региона является макрослоистой, а в качестве слоев выступают структурные этажи и ярусы геосинклинального комплекса, породы которого имеют *различный вещественный состав и физические свойства.* Геосинклинальный комплекс залегает на догеосинклинальном основании, которое также имеет различный вещественный состав и поэтому признаку разделяется на два главных ти-

па – лейкократовое (гранито-гнейсовое) и меланократовое (базит-гипербазитовое). *Поверхности, разделяющие догеосинклинальное основание и геосинклинальный комплекс, а также структурные этажи этого комплекса, наряду с разломами, обеспечивают дискретность среды, ее слоисто-блоковое строение.*

Анализ сейсмической активности элементов слоисто-блоковой структуры показал, что многие землетрясения связаны с поверхностями разделов блоков и макрослоев. В качестве важнейших сейсмогенерирующих поверхностей в пределах геосинклинального комплекса могут быть названы: сместители крупных разломов, обусловливающих контрастные сочетания блоков с различными типами разрезов геосинклинальных отложений; поверхности контакта мощных карбонатных отложений с подстилающими сланцевыми толщами и, в меньшей мере, поверхности соприкосновения догеосинклинального основания и геосинклинального комплекса.

Проблематична природа сейсмогенерирующих субгоризонтальных границ раздела в более глубоких горизонтах земной коры. В догеосинклинальном основании гранито-гнейсового типа (в Срединном Тянь-Шане) и платформенного типа (в Южном Тянь-Шане) они, скорее всего, *связаны с неизвестными пока изменениями вещественного состава*. В более однородном по составу меланократовом основании вероятно возникновение субгоризонтальных глубинных зон деформаций на уровне автометаморфических преобразований ультрабазитов, а также на контакте последних с габбро-амфиболитами или породами гранитного ряда.

Анализ строения сейсмоактивного слоя показывает, что максимальный уровень накопления энергии упругой деформации приурочен к догеосинклинальному основанию, в пределах которого расположено подавляющее большинство гипоцентров сильных землетрясений. *Установлена достаточно высокая степень корреляции сейсмичности с составом догеосинклинального основания заключающаяся в снижении энергетического класса землетрясений, возникших в меланократовом основании и повышении его в лейкократовом*. Очевидно, *что вещественный состав догеосинклинального основания определяет также важные для процесса накопления энергии упругой деформации особенности среды, как пластичность и хрупкость*. Специфические свойства меланократовых пород препятствуют возникновению значительных напряжений и накоплению соответствующей энергии упругой деформации. Здесь зарождаются очаги с энергией не выше 13-14 классов. Сильные землетрясения генерируются породами гранито-гнейсового основания.»*(В.И. Кнауф и др. – Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе, изд. «Илим», 1981, 75с.).*



Евдокия Михайловна БУТОВСКАЯ
90 лет со дня рождения
(1918-1882)

• «…Земная кора Средней Азии многослойно-неоднородная по вертикали, блоковая в плане.

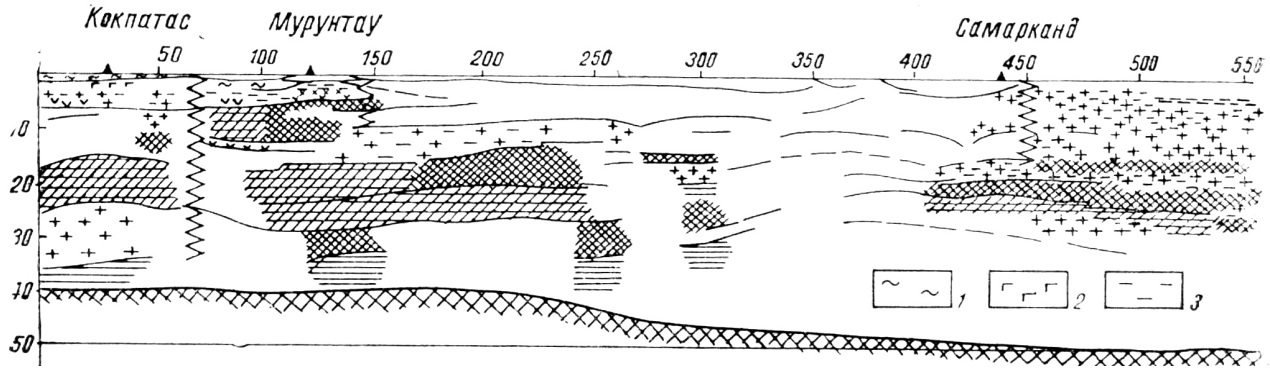
• Подчеркнем, что представление коры в виде модели коры, состоящей из нескольких слоев со скачками или без скачков скорости на границах слоев, с определенными значениями градиента скорости в пределах слоев, – очень большая схематизация реальной картины.

• На самом деле нельзя проследить изоповерхность определенного значения v в виде поверхности, непрерывной на значительной площади отрезка профиля. Реальные поверхности являются рваными, чешуйчатыми, расщепленными. Толща коры и отдельные ее слои прорываются по каналам, вдоль которых высокоскоростные массы проникли их более глубоких этажей в верхние, образовав грибообразные или карнизообразные наплывы, или низкоскоростные массы в виде мощных блоков погружены в глубокие горизонты. На рисунке видны такие наплывы и грибообразные включения высокоскоростных пород в низкоскоростные. Все это обуславливает известную мутность коры. Степень этой мутности различна на разных участках территории…

• В наших построениях мутность выступает вполне конкретно в виде комплекса неоднородностей на вертикальных разрезах. Естественно, что мы найдем тем большую мутность, чем более детальной будет проведенная нами сейсмологическая съемка. Однако, если два района исследованы с одинаковой детальностью, а степень мутности коры оказалась разной, можно считать, что эта разница существует объективно.

• Установление однозначного соответствия между скоростью сейсмических волн и составом пород остается по-прежнему самым уязвимым местом схем строения коры, составленных по сейсмологическим признакам…» (с. 50-54).

«Земная кора и верхняя мантии я Средней Азии» М., Наука, 1977».



Пример сейсмического разреза земной коры (объяснения выше). Нам кажутся такие решения наиболее правдоподобными. т.е. реально отвечающими гетерогенной геологической среде, видимой нами на дневной поверхности.



Виктор Иванович БУНЭ
90 лет содня рождения
(1918-1990)

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОБЗОРНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Общая оценка сейсмической опасности

«Обзорное сейсмическое районирование, т.е. определение сейсмической опасности на больших территориях, является сложной научной задаче.

Существующие методы сейсмического районирования различаются в основном подходом к решению трех главных вопросов: 1 – разделение территории назон зоны с квазиоднородными условиями возникновения землетрясений; 11 – оценка опасности собственных каждой квазиоднородной зоны; 111 – учет распространения сотрясений из различных зон.

Можно говорить о существовании четырех типов обзорного сейсмического районирован.

1. *Сейсмическое районирование по сейсмологическим данным.* Разделение территории на квазиоднородные зоны и оценка собственной опасности зон осуществляется только по сейсмологическим данным и критериям, например, по картам эпицентров или картам сейсмической активности.

Этот подход наиболее прост, и поэтому он неоднократно привлекал внимание многих исследователей (Г.П. Горшкова, Ю.В. Ризниченко, И.Л. Нерсесова, Е.М. Бутовской и др.) однако отдельные несоответствия между новыми землетрясениями и картами, составленными по данной схеме, заставляют обращать внимание только на сейсмологические , но и на тектонические данные.

2. Сейсмическое районирование по сейсмическим критериям с частичным использованием качественных тектонических данных. Территория разбивается на квазиоднородные зоны по сейсмологическим данным. Эти зоны сопоставляются с разделением территории на зоны по качественным тектоническим признакам. Затем устанавливается такое разделение на зоны, в котором отражаются как сейсмологические, так и тектонические данные. Последующие оценки собственной опасности и сейсмическое районирование, с учетом сотрясений, вызываемых источниками из других зон, осуществляются по одним сейсмологическим данным без привлечения тектонических данных.

3. Сейсмическое районирование с однократным сопоставлением сейсмологических и количественных тектонических данных. Разделение территории на квазиоднородные зоны и и оценка опасности зон производится по сейсмологическим данным. Одновременно ведется параллельное разделение на зоны, а также самостоятельная оценка опасности зон по тектоническим данным с использованием количественных критериев. Последующее сопоставление оценок опасности, основанных на различных материалах, приводит к комплексной тектоно-сейсмологической оценке опасности каждой зоны. Наконец, учет сотрясений, распространяющихся из разных зон, при окончательном сейсморайонировании производится по одним сейсмологическим закономерностям. Данная схема была разработана и использовалась при детальном сейсмическом райониро-

вании в связи с проектированием крупных гидротехнических сооружений (М.В. Гзовский, В.Н. Крестников, И.Л. Нерсесов, Г.И. Рейсне, Е.М. Бутовская, А.И. Захарова и др.)

4. Сейсмическое районирование с многократным сопоставлением сейсмологических и количественных тектонических даны. Эта схема, предлагаемая авторами настоящей работы, была выработана в процессе обзорного сейсмического районирования Средней Азии. Она содержит на первом этапе разделение территории на зоны независимо по сейсмологическим и тектоническим данным. Сопоставление получившихся зон приводит к тектоно-сейсмологическому разделению территории на квазиоднородные зоны.

На втором этапе последние зоны получают независимые оценки опасности от собственных землетрясений по сейсмологическим и тектоническим признакам. Последующее сопоставление результатов приводит к согласованной тектоно-сейсмологической оценке.

На третьем этапе учет распространения сотрясений из различных зон производится по сейсмологическим материалам. Вместе с тем принимаются во внимание и тектонические сведения о структуре коры. В итоге совместного использования всх данных составляется окончательная карта сейсмического районирования…».

ЛИТЕРАТУРА

Кн.: «Сейсмическое районирование СССР». М., Наука, 1968, 26-27.



Игорь Васильевич ЛИТВИНЕНКО
85 лет со дня рождения
(1923-1985)

Геофизик-сейсморазведчик, знаменитый исследователь глубинного строения Кольского и Карельского регионов, беспредельно честный и интеллигентный человек, глубоко переживавший геологические интерпретационные неудачи с результатами ГСЗ в скважинном и околоскважинном пространстве СГ-3. При заложении Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) были использованы его рекомендации, основанные на данных глубинного и детального сейсмического профилирования. Ему принадлежат основополагающие полевые эксперименты и выводы по глубинному строению Балтийского щита, результаты которых были доложены в его последнем докладе на 27-м международном геологическом конгрессе в Москве в августе 1984 года.

«1. В консолидированной коре существует обилие неоднородностей разных масштабов. Модели оказались значительно сложнее, чем предполагали ранее.

Установлено сильное влияние на упругие и другие физические свойства как состава, так и вторичных изменений горных пород.

2. Подтверждено существование и уточнено геологическое объяснение двух типов различно ориентированных сейсмических границ: ***первичных и тектонических.*** Доказано распространение их на большие глубины, что обосновывает возможность изучения глубинного строения сложных первичных структур, захватывающих весьма значительную часть консолидированной коры щита.

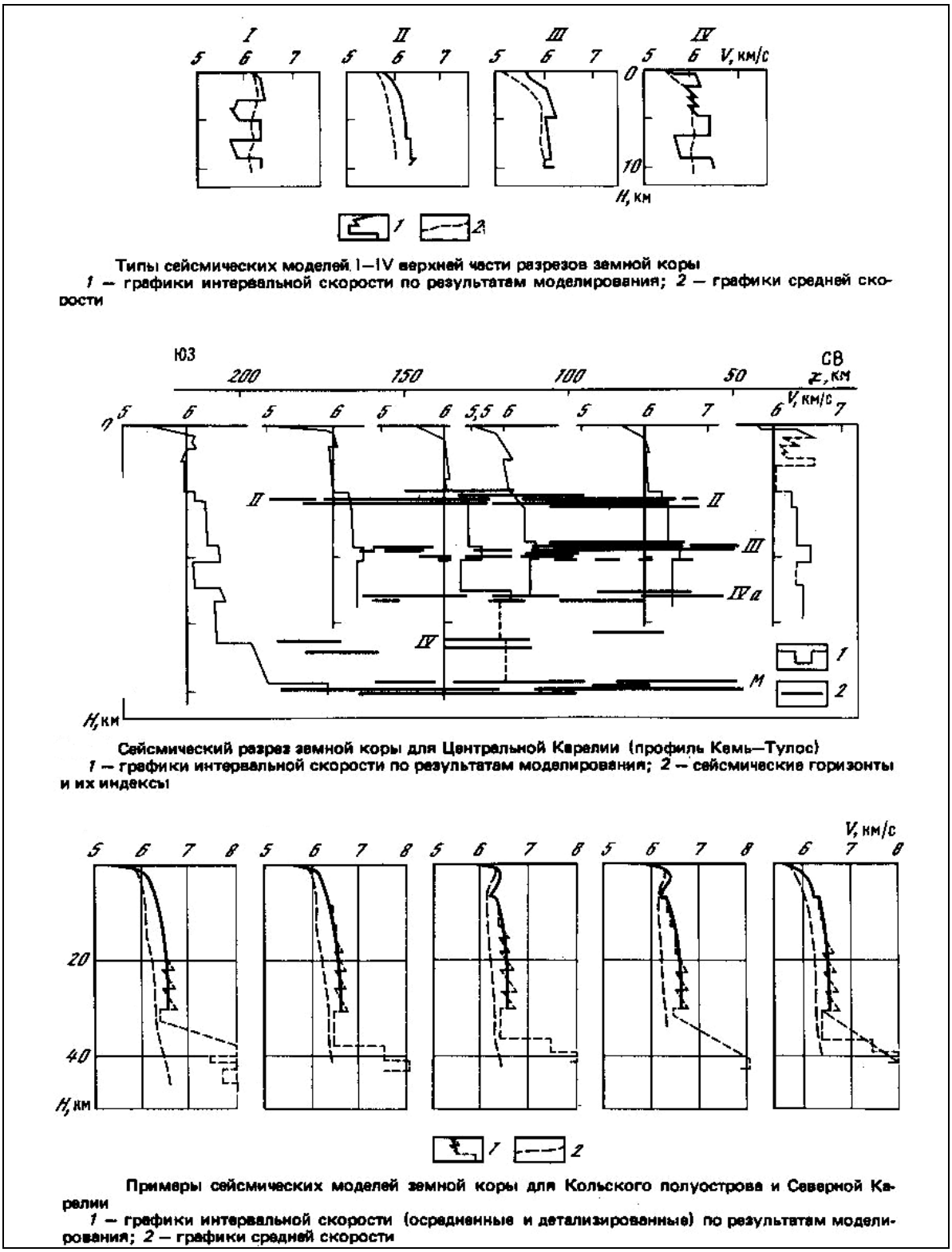
3. Получены данные для ***объяснения природы третьего типа сейсмических границ – пологих разделов***, повсеместно выделяемых ГСЗ в коре. Объяснять их значительно сложнее, чем это предполагалось ранее. Эти разделы, по-видимому, следует связывать с целыми интервалам разреза, имеющими тонкую и сложную сейсмическую структуру с высоко-, низкоскоростными и градиентными неоднородностями. ***Механизм формирования опорных волн в интервалах разреза, представленных высокоскоростными и сопряженными с ними низкоскоростными неоднородностями, требует изучения.***

4. Отказ от толстослоистых моделей коры лишний раз подчеркивает настоятельную необходимость изъятия терминов «гранитный» и «базальтовый» слои (или их аналогов). При сложном блоковом строении материковой коры такие слои ГСЗ не устанавливает.

5. ***Нужно пересмотреть принципиальные возможности ГСЗ и других региональных сейсмических исследований,*** принимая во внимание избирательность их различного вида в отношении освещения сложных структур коры, связанную не только с используемыми длинами волн, но и наличием экранирующих высокоскоростных неоднородностей, волноводов и сложной геометрии границ.

Полученная информация позволяет установить возможность различных методов исследования. С помощью низкочастотных модификаций (ГСЗ) определяются основные черты глубинного строения крупных

блоков земной коры. Сложные структуры верхней коры могут быть поэтапно детально изучены методом отраженных волн.»» (МГК. Геофизика. Секция С 08. т. 8.М., С. 9-20).



Типы сейсмических моделей I—IV верхней части разрезов земной коры
1 — графики интервальной скорости по результатам моделирования; 2 — графики средней скорости

Сейсмический разрез земной коры для Центральной Карелии (профиль Кемь—Тулос)
1 — графики интервальной скорости по результатам моделирования; 2 — сейсмические горизонты и их индексы

Примеры сейсмических моделей земной коры для Кольского полуострова и Северной Карелии
1 — графики интервальной скорости (осредненные и детализированные) по результатам моделирования; 2 — графики средней скорости

Типы сейсмических разрезов и моделей земной коры Кольского полуострова и Карелии. Скоростные разрезы дают возможность размышлять, не принимая навязанных (порой примитивных) геологических решений.

ВЛИЯНИЕ НОВЕЙШЕГО ВАРАНДЕЙСКОГО МЕГАЛИНЕАМЕНТА НА СПЕЦИФИКУ МОРФОСТРУКТУРЫ И МОРФОЛИТОДИНАМИКИ ПОБЕРЕЖЬЯ

Авенариус И.Г.[1], Репкина Т.Ю.[2]

[1]Институт «Наследие», г. Москва, heritage@mtu-net.ru
[2]Московский государственный университет, географический ф-т, г. Москва, t-repkina@yandex.ru

В ходе изучения неотектоники Печорского региона давно уже было отмечено, что вдоль Варандейского берега тянется активный в новейшее время мегалинеамент [1], разделяющий слабо поднимающееся побережье и погружающийся смежный шельф. Именно этот мегалинеамент обусловил положение и очертания береговой линии на заключительных этапах голоцена. О наличии такой связи отдельных отрезков береговых линий с разномасштабными линеаментами писал еще О.К. Леонтьев.

Морфоструктура и морфолитодинамика района о. Варандей изучалась по топографическим (1961 г.) и батиметрическим (1991 г., береговая линия – по топокартам 1980-81 гг.) картам масштаба 1:100000, КС Landsat ETM+ съемки 1999-2003 гг. (http://worldwind.arc.nasa.gov) и QuickBird съемки 2003-2005 гг. (http://earth.google.com) и результатам полевых наблюдений 2000 г. Пространственное разрешение использованных нами разновременных материалов позволяет оценить смещения береговой линии, если их величина за период между съемками превышает 50-60 м, а возможно, и несколько больше.

Варандейский участок охватывает полосу побережья от западной оконечности о. Варандей до м. Полярный и прилегающую акваторию до глубин около 15 м. Он имеет ЮЗ-СВ ориентировку и характеризуется исключительной прямолинейностью береговой линии, что обусловлено его приуроченностью к зоне крупного Варандейского мегалинеамента [1]. Мегалинеамент выражен в рельефе отчетливым уступом подводного берегового склона (ПБС) в интервале глубин 0-10 м, который опирается на более глубокую подводную террасированную равнину [2]. Морфологическая выраженность мегалинеамента, безусловно связанная с его активностью в новейшее время, во многом определяет специфику процессов в береговой зоне, где преобладают обстановки размыва и транзита материала, отмечается дефицит пляжеобразующих наносов и активное поперечное перемещение осадков при маломощных продольных потоках [3, 4]. Значительная интенсивность современных морфолитодинамических процессов затрудняет выявление морфоструктурного плана береговой зоны.

Мегалинеамент разделяется два мезоблока: Варандей-суша и Варандей-море.

Мезоблок Варандей-суша представляет собой приморскую часть Большеземельской тундры с абсолютными отметками не выше 17 м, осложненную многочисленными озерными котловинами разного размера, заболоченную и расчлененную небольшими речками и ручьями. Гидросеть в районе очень сложна по рисунку. Весь мезоблок на новейшем этапе испытывал погружение (суммарная мощность неоген-четвертичных осадков до 200 м), а на заключительных этапах позднего неоплейстоцена и в голоцене – общее слабое поднятие с низкой дифференцированностью движений. Морфоструктурный анализ позволил выделить в пределах мезоблока серию микроблоков. При наличии слабо дифференцированных движений микроблоков отмечается генеральная тенденция нарастания активности поднятия и меры раздробленности мелкими линеаментами в северо-восточном направлении, что, скорее всего, обусловлено приближением к границе Печорской морфоструктурной провинции с Пайхойско-Новоземельской. На северо-востоке участка микроблоки образуют ориентированное вкрест простирания береговой линии новейшее поднятие, в целом, соответствующее валообразному поднятию осадочного чехла.

Мезоблок Варандей-море отделен от мезоблока Варандей-суша морфофлексурой ПБС, ширина которого не превышает 1,5 км. На ПБС фиксируется два террасовидных уровня в интервале глубин 3-4 м и от 7-8 до 8-9 м, разделенных уступами. По сумме геоморфологических признаков можно предположить, что формирование уровня 3-4 м связано с этапом снижения уровня моря во время суббореальной регрессии в ходе значительного глобального похолодания климата в послеатлантическое время. Уровень 7-9 м, скорее всего, связан с временем раннеатлантического похолодания. Для уровня 3-4 м (по информации навигационной карты масштаба 1:100000) не отмечается признаков существенного различия на всем протяжении участка. Уровень 7-9 м в большей мере отражает дифференцированность тектонических движений на ПБС: на участках наиболее значительных поднятий терраса имеет глубину 7-8 м, а к западу и востоку от них, где поднятия менее существенны, ее глубина увеличивается до 8-9 м. Мористее изобат 10-11 м начинаются тальвеги долинообразных понижений [2], субаэральный (флювиальный) облик которых лишь слегка завуалирован в ходе голоценовой трансгрессии.

На Варандейском участке преобладают берега абразионного типа, моделируемые термическими процессами и эрозионным воздействием приливно-отливных и сгонно-нагонных течений. Высота приливов – до 1 м, максимальная зафиксированная высота подъема уровня моря – 3,99 м. Высота береговых уступов изме-

няется от менее 2 м до 8-10 м. Береговые уступы сложены малольдистыми мелкозернистыми песками или плотными суглинками с редкими включениями мономинеральных льдов, перекрытыми в верхней части уступа песками и торфом. Среднегодовые температуры пород составляют -1 – -3°. Аккумулятивные берега редки и приурочены к участкам, испытавшим наиболее интенсивное новейшее прогибание.

В береговой зоне, ориентированной вкрест простирания неотектонических структур, чередуются участки, облик которых свидетельствует о преобладании на новейшем этапе режимов относительного поднятия и погружения [5].

Для зоны наиболее существенных новейших поднятий (от тригопункта с отметкой 6,1 м до м. Полярный) характерны абразионные берега с уступами высотой от 5-6 до 8-10 м, выработанными в плотных сизо-серых суглинках, перекрытых песками и торфом. Высота суглинистого цоколя изменяется от 1 до 3 м, в целом синхронно изменению высоты береговых уступов. Выходы тех же суглинков часто наблюдаются на пляже и в приливно-отливной зоне. Ширина пляжей, преимущественно валунно-галечных, не превышает 20, а чаще всего – 10 м. Осушка расчленена пологосклонными верховьями стоковых ложбин, ориентированных в северо-восточном направлении, по которым осадочный материал уходит из береговой зоны. Поток наносов маломощный, с юго-запада на северо-восток. Измеренная скорость отступания берегового уступа за 18-летний период (1968-1987 гг.) – 1,8-2,0 м/год [6]. При таких темпах разрушения за период около 40 лет, который охватывают имеющиеся материалы съемок, берег должен был отступить на величину около 80 м.

На юго-западе и в центре участка (от западной оконечности о. Варандей до тригопункта с отметкой 6,1 м) мегалинеамент «срезает» микроблоки, испытавшие незначительные по интенсивности поднятие или прогибание. Береговые уступы здесь сложены малольдистыми песками с травяно-торфяными прослоями. В районе тригопункта, на контакте микроблоков с умеренной и незначительной интенсивностью поднятия, кровля суглинистого цоколя резко (по долине ручья) опускается, и далее к юго-западу, плотные суглинки встречаются лишь в виде глинистого бенча, частично прикрытого отложениями пляжа и осушки.

В береговой зоне здесь также преобладают процессы размыва и транзита. Участкам относительных новейших поднятий свойственны активно разрушающиеся береговые уступы высотой 3-5 м, прислоненные песчаные и песчано-галечные пляжи шириной менее 20 м, висячие устья ручейков. К относительно поднимающемуся участку берега в районе пос. Новый Варандей приурочена зона дивергенции потоков наносов.

На участках, испытывающих относительное новейшее погружение, высота береговых уступов не превышает 3 м, а ширина пляжа возрастает до 40-50 м и более. Однако и на этих берегах отмечаются признаки довольно активного разрушения берега – обнаженные береговые уступы, торфяные бенчи, следы размыва эоловых форм. На левобережьях р. Песчанка и протоки Варандейский Шар при полевых наблюдениях отмечены признаки подтопления низких лайденных террас. В зонах разгрузки маломощных вдольбереговых потоков наносов, приуроченных к выходу из Варандейской Губы и устьям рек, развиты аккумулятивные пляжевые берега, окаймленные широкой песчаной осушкой.

По данные натурных наблюдений скорости отступания берега в районе пос. Новый Варандей изменялись от 7-10 до 1-3 м/год в зависимости от степени и характера антропогенного прессинга и проводимых берегозащитных мероприятий [6]. В начале XXI века они достигали 4 м/год, что в 1,5-2 раза превышает темпы разрушения берегов аналогичного строения в неизмененном состоянии [7, 4]. Судя по этим данным, берег в районе поселка отступил с 60-х годов прошлого века по настоящее время примерно на 150 м.

При сопоставлении разновременных топокарт и КС на прямолинейном отрезке берега, контролируемом Варандейским мегалинеаментом, заметных изменений конфигурации береговой линии не зафиксировано, несмотря на наличие КС высокого разрешения QuickBird. Берег смещается в целом параллельно самому себе. Полученный результат может быть объяснен недостаточной детальностью исходной топокарты масштаба 1:100 000, но, скорее всего, имеет и естественные причины. Существенные изменения конфигурации берега отмечены на участках, поперечных к Варандейскому мегалинаементу, и испытывающих воздействие интенсивных приливно-отливных течений. На выходе из Варандейской Губы отступание ее западного берега достигает 400 м, на восточном – 200 м. При полевых наблюдениях очертания восточного берега пролива фиксировались с помощью GPS. Данные, полученные при этих измерениях близки к результатам дешифрирования.

Результаты анализа морфоструктуры и морфолитодинамики Варандейского участка позволяют предположить, что на характер морфолитодинамических процессов в береговой зоне здесь решающее влияние оказывает наличие активного мегалинеамента, к которому приурочен морфофлексурный уступ ПБС. Мегалинеамент определяет прямолинейность, открытость и приглубость берега и тенденцию к его субпараллельному отступанию, как бы нивелируя темпы абразии в пределах всей береговой зоны. Незначительная дифференцированность новейших тектонических движений отдельных микроблоков не «пересиливает» на ПБС воздействия современных морфолитодинамических процессов, характер которых предопределен наличием вдольберегового мегалинеамента, и сказывается лишь в отдельных деталях морфологии уступа. Морфология и строение береговых уступов и зоны пляжа, напротив, отчетливо отражает смену режимов поднятий и опусканий.

Сопоставление данных по Варандейскому участку с материалами аналогичных исследований в районе пос. Бугрино (о. Колгуев) показало, что и там участки береговой зоны, приуроченные к крупным линеаментам, характеризуются большей устойчивостью конфигурации береговой зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 06-05-64253а.

ЛИТЕРАТУРА

1.Авенариус И.Г., Белозеров С.Н., Львова Л.А., Репкина Т.Ю. Морфоструктурное районирование и некоторые черты новейшей геодинамики шельфа восточной части Баренцева моря // Бюлл. КИЧП. № 63. 1999. С. 5-14.

2.Авенариус И.Г., Ермолов А.А., Мысливец В.И., Репкина Т.Ю. Рельеф и некоторые аспекты палеогеографии позднего валдая – голоцена в районе о.Варандей (Баренцево море) // Седиментационные процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Книга 1. Апатиты, 2001. С. 135-146.

3.Попов Б.А., Совершаев В.А., Новиков В.Н. и др. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследования устойчивости геосистем Севера. М.: Изд-во МГУ, 1988. С.176-201.

4.Огородов С.А. Функционирование береговых систем Печерского моря в условиях техногенного прессинга // Седиментационные процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Книга 2. Апатиты, 2001. С.82-90.

5.Репкина Т.Ю. Морфолитодинамика побережья и шельфа юго-восточной части Баренцева моря // Автореф. дисс. к. г. наук. М., 2005. 24 с.

6.Новиков В.Н., Федорова Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1989. №1. С. 64-68

7.Совершаев В.А., Огородов С.А., Камалов А.М. Техногенный фактор в развитии берегов Варандейского промышленного участка // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М., 2001. С. 126-134.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, arzamas@geoksc.apatity.ru

Определены основные элементы глубинного строения и оценена длительность формирования магматической системы Хибинского и Ловозерского массивов от момента заложения кальдер (заполнения ранних кольцевых разрывов фундамента первыми порциями щелочных расплавов) до завершающих событий, проявившихся в образовании трубок взрыва, прорывающих все щелочные комплексы и жил поздних пегматоидов, распространенных в приконтактовых породах фундамента. С учетом методических сложностей, возникающих при датировании щелочных пород, для решения этой задачи применялся комплекс изотопных методов, включающий Rb-Sr изохронное датирование, определение $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста пород по флогопиту и амфиболу, а также U-Th-Pb датирование зерен циркона.

Возраст начала заложения кальдер. Образованию ловозерской кальдеры предшествовала серия субширотных разломов в северо-восточной части будущей магматической структуры, по которым в период 404±10 млн.лет назад произошло внедрение щелочно-ультраосновных расплавов и образование пород Кургинского массива. Этому же времени отвечает формирование комагматичных кургинским плутоническим породам вулканитов, сформировавших раннюю фазу в пределах Контозерской кальдеры и образующих останцы кровли в северо-восточной части Ловозера. Оценка возраста этих образований Rb-Sr изохронным методом, вследствие термального воздействия интрузивных фаз, дала неудовлетворительные результаты: полученное по 5 точкам уравнение регрессии отвечает возрасту 446±56 млн.лет (I_{Sr} = 0.70301±0.00009, СКВО = 0.64). В Хибинском массиве вероятность сохранности изотопных меток в породах ранних фаз внедрения минимальна, поэтому в качестве объекта датирования была выбрана дайка щелочного лампрофира, располагающаяся в кольцевых тектонических структурах обрамления на удалении до 5 км от контакта массива. Полученная по этой дайке датировка ($^{40}Ar/^{39}Ar$, возраст плато – 388±6 млн.лет) отвечает минимальному возрасту заложения хибинской кальдеры и началу заполнения ее щелочно-ультраосновными расплавами, являвшимися первой фазой становления Хибинского комплекса.

Возраст завершения магматической активности. В Хибинском массиве для датирования выбраны самые поздние по геологической позиции трубки взрыва и оперяющие их дайки меланефелинитов, секущие все щелочные комплексы. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст флогопита из образца оливинового меланефелинита трубки взрыва составляет 363.4±5 млн. лет. Этот возраст пород трубки подтвержден Rb-Sr изохронным методом (362±11 млн. лет, N=11, I_{Sr}= 0.70380±0.00005 MSWD = 0.54) [1]. Этот возраст согласуется с полученными датировка-

ми ловозерского комплекса 362±1 млн. лет [2] и фиксирует время завершения магматической активности в Хибинском и Ловозерском массивах.

Возраст позднемагматических процессов. В Ловозерском массиве наиболее благоприятны для датирования позднемагматических процессов явились тела щелочных сиенитов, вскрытые на глубинах > 900 м скважиной 903 в центральной части массива [2]. Наличие в сиенитах многочисленных мелких зерен акцессорного циркона позволило провести U-Pb определения изотопного состава. Из 8 замеров в 3 зернах, 5 дают конкордантные значения, отвечающие возрасту 347±8 млн. лет.

Длительность формирования системы и последовательность формирования массивов. С учетом полученных данных, а также имеющихся изотопных датировок пород разных комплексов [3, 4, 5], можно полагать, что формирование вулкано-плутонической системы Хибины-Ловозеро-Кургa имело многофазный характер, причем внедрение магм на раннем этапе сопровождалось образованием самостоятельной интрузии Кургa, а более поздние этапы были сближены во времени и происходили в обоих массивах в узком временном интервале. Следующая схема суммирует последовательность событий.

Предмагматический этап:

427±6 млн. лет назад. Проявления метасоматоза в мантии, предшествовавшего мощному циклу палеозойского магматизма [6].

Раннемагматический этап:

404±6 млн. лет назад. Заложение серии разломов в позднеархейском комплексе тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов, внедрение интрузивных (массив Кургa) и эффузивных (ранняя ловозерская толща субщелочных вулканитов) ультраосновных и субщелочных расплавов в северо-восточной части будущей ловозерской кольцевой структуры.

Главный магматический этап:

388±6 млн. лет назад. Образование системы кольцевых разломов и заложение хибинской кальдеры проседания на контакте позднеархейского комплекса тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов и палеорифтогенного раннепротерозойского пояса Печенга – Имандра – Варзуга, внедрение первых порций меланефелинитовой магмы, сформировавших кольцевые дайки обрамления.

388-371 млн. лет назад. Внедрение щелочно-ультраосновных расплавов в северной части хибинской и северо-восточной части ловозерской кальдеры, формирование тел оливиновых пироксенитов, мелилитолитов, оливиновых мельтейгитов.

371-362 млн. лет назад. Формирование главных плутонических комплексов агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера.

367-366 млн. лет назад. Внедрение штока карбонатитов и образование штокообразного тела пуласкитов в восточной части Хибинского массива.

363-362 млн. лет назад. Формирование постинтрузивного дайкового комплекса Хибин и Ловозера. Внедрение даек и трубок взрыва щелочных пикритов, оливиновых меланефелинитов, нефелинитов, фонолитов.

Позднемагматический этап:

359±5 млн. лет назад. Образование в обрамлении Ловозерского массива поздних микроклин-альбитовых пегматоидов с ильменитом и цирконом.

347±8 млн. лет назад. Позднемагматические процессы в щелочных сиенитах центральной части Ловозерского массива, фиксирующие завершение магматической активности в хибинской и ловозерской кальдерах.

Финансовая поддержка: приоритетная программа 4 ОНЗ РАН, РФФИ (гранты 06-05-64130, 07-05-00397).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арзамасцев А.А., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Арзамасцева Л.В. Палеозойские дайковые серии в Кольской щелочной провинции: возраст и характеристика мантийных источников. Доклады РАН, 2003, т.391, №6, с.804-808.

2. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского и комплексов, Кольский полуостров, Россия: петролого-геофизическая модель. Петрология, 1998, т.6, №5, с.478-496.

3. Зайцев А.Н., Белл К., Уолл Ф., Ле Ба М.Дж. Щелочно-редкоземельные карбонаты из карбонатитов Хибинского массива: минералогия и генезис. Доклады АН, 1997, т.355, № 2, с.241-245.

4. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism. Lithos, 1993, vol.30, p.33-44.

5. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. Vol.32. P.225-242.

6. Арзамасцев А.А., Б.В.Беляцкий. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd изучения глубинных ксенолитов. Доклады АН, 1999, т.366, № 3, с.387-390.

ДЕТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА

Ассиновская Б.А., Овсов М.К.

ГАО РАН, г.Санкт-Петербург, bassin@wplus.net

Принято считать, что Ладожский грабен является морфологической и геологической депрессией, заложенной в протерозое по системе краевых субпараллельных разломов северо-западного простирания. Ладожский грабен изучен геологическими методами в процессе картирования масштаба 1:200000. Глубинное строение исследовано только в прибрежных районах. Детальная тектоническая структура особенно в контексте сейсмотектоники никогда не изучалась. Роль субширотных нарушений также в должной мере не оценивалась.

Для получения представлений о строении земной коры севера Ладожской зоны были использованы методы структурного анализа [Овсов, 2004] и вейвлет-преобразований [Штокаленко, Алексеев, 2007] доступных данных о гравитационных, магнитных полях и батиметрических данных. Работа была разделена на этапы. На первом этапе применялась методика структурного анализа всей совокупности данных.

Методика структурного анализа, базирующаяся на использовании корреляционного, кластерного, факторного и дисперсионного анализа**,** позволяет построить иерархическую (древовидную) структуру многомерных данных, которые характеризуются в точках наблюдения множеством количественных признаков. Основным приемом выявления структуры является исследование зависимости межкластерного расстояния от числа кластеров. При этом для деления выбирается исключительно старший по рангу скачок, который обеспечивает устойчивое выделение наименьшего числа самых общих, обширных кластеров**.** Структурный анализ признаков преобразовывает описания объектов из наблюдаемых признаков в пространство новых обобщенных признаков – классов. В новом признаковом пространстве осуществляется деление объектов на подмножества, которые относятся к делимому множеству как виды рода. Полученные видовые классы составляют структуру объекта на первом иерархическом уровне. Последующее деление видов как родов младшего уровня позволяет построить развитую многоуровневую структуру. Критерии качества структурного решения имеют двойственную оценку – статистическую и картографическую. В статистическом аспекте качеством полученной структуры является межгрупповая изменчивость исходных признаков в концевых классах относительно общегрупповой изменчивости в корневом классе. Картографически создается образная структура изучаемого района – карта классов, (подмножеств однородных данных). Карта классов позволяет выявить особенности строения земной коры, характерные для сложных погребенных геологических объектов.

Структурный анализ Ладожского региона выполнен с использованием комплекса исходных признаков: отметки подводного рельефа (высота и глубина акватории), гравитационное поле и магнитное поле. Плотность сети признаков составила 0.2×0.2 км. В итоге структурного анализа получена детальная структура до 5 уровня включительно с числом концевых классов – 65. Раскраска классов дается в соответствии со структурой формирования классов. По результатам структурного анализа построена карта классов для конечного уровня и 6 частных карт. На втором этапе применена методика, названная авторами «вейвлет-преобразованиями с физическим смыслом» [Штокаленко, Алексеев, 2007]. Она базируется на интегральных преобразованиях физических полей и использует в качестве ядра функции, описывающие аномалию от элементарного источника преобразуемого поля. В результате было рассчитано распределение потенциальных полей с глубиной. На третьем этапе повторное применение методики структурного анализа к полученному разрезу позволило воспроизвести детальную картину строения верхней части земной коры (до глубины 15-20 км) в районе Ладожско-Ботнической зоны.

Полученные изображения отражают строение кристаллического фундамента Ладожского грабена, который, как известно из литературных источников, залегает под рифейскими осадочными отложениями на глубинах до 300 м. Детальный анализ элементов строения фундамента, который, вообще говоря, изучен слабо, дает возможность выявить структурные и вещественные неоднородности, ответственные за возможное возникновение землетрясений. Карты признаков (четвертый иерархический уровень) позволяют выделить в фундаменте северной части Ладожского грабена озера три изометричных блока, разделенных линейными зонами. Сопоставление характеристик гравитационного и магнитного полей обнаруживает в самой северной части глубинный массив глубинного заложения кратонного типа. По вещественному составу – это основные и ультраосновные породы и их аналоги, сильно магнитные и высокоплотные (базиты). Структура, очевидно, протягивается и далее к северу в Северное Приладожье. Образование непроницаемо и недеформируемо, следовательно, несейсмогенно, но может служить естественным барьером на пути распространения деформационных волн. Другая четко устанавливаемая структура – свекокарельские гранитоидоиды северо-западного Приладожья четко идентифицируется по отрицательному магнитному полю и слабоположительному гравитационному, протягивается с суши и имеет неожиданно большие геометрические размеры. Третий блок, характеризуется относительно небольшой плотностью и слабой намагниченностью (свекокарельские метаосадки?), рас-

положен к югу от Валаамского сила. Сочленения блоков представляют собой зоны дробления разной степени, что особенно очевидно на четвертом и пятом уровнях анализа иерархии. В плане они совпадают с известными их других источников разломными зонами разных рангов, возрастов заложения и активизации. Во-первых, это продолжение к юго-востоку Ладожско-Ботнической зоны разломов свекокарельского возраста северо-западного простирания (Рускеальский разлом) – проходит между Валаамом и Сортавалой, имеет ширину до 6 км, представлен создающими отчетливо асимметричный рельеф разрывами, по которым наблюдаются дислокации осадков позднеплейстоценового (голоценового?) возраста (Амантов, Спиридонов, 1989). Гранитоидный массив на западе рассматриваемой области граничит с соседним блоком по активному Воссинайансаарскому разлому субмеридионального простирания, на севере нарушение упирается в описанную выше базитовую структуру. Ранее нами описаны очаги исторических землетрясений, приуроченных, вероятно, к этому нарушению. И, наконец, структурный анализ позволил выявить в центральной части севера Ладожского грабена уникальную зону дробления интрузивных метагаббродиабазов длиной 40 и шириной 8 км – субширотное нарушение, которое протягивается к Приозерскому берегу. К ней приручены очаги исторических и, возможно, зарегистрированных в 2006 году микротолчков.

В результате исследований, кроме того, получен формализованный разрез верхних 20 км земной коры северо-восточной части Ладожского грабена, состоящий из трех структурных этажей: 1 этаж расположен в интервале 10 -20 км имеет диоритовый состав, образован плотным и немагнитным ядром в центральной части. Для этой части коры свойственна равномерная слоистость с падением слоев на восток под углом 60◦, II этаж имеет отчетливое блоковое строение, образован магнитными и плотными телами изометрической формы на флангах, для него характерно большое количество тектонических нарушений. Верхний структурный этаж – это рифейские осадочные породы мощностью до 4-х км. Следует предположить, что к выявленным нарушениям приурочены зарегистрированные сейсмические события.

ЛАДОЖСКИЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Ассиновская Б.А.[1], Карпинский В.В.[2], Маньшина Т.В.[1] , Гольдфайн Н.М.[1], Попов А.А.[1]

[1] ГАО РАН, г. Санкт-Петербург, bassin@wplus.net
[2] Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Калужской обл., сейсмическая станция Пулково, karp@geo.phys.spbu.ru

Валаамские исторические землетрясения начала 20 века изучены и описаны нами ранее. Макросейсмически они проявлялись в виде звуков – низкочастотных гудений и легких сотрясений.

В данном исследовании представлены результаты изучения материалов двухлетней инструментальной регистрации сейсмической станции Валаам, а также краткосрочных экспедиционных наблюдений в трех точках осенью 2007 года.

В июне 2006 года на о. Валаам в районе метеостанции в бывшем финском бункере была установлена станция регионального типа, способная регистрировать сейсмические события в диапазоне частот 1-17 гц с магнитудами M_L = -1 +1 на расстояниях до20 км.

Анализ полученных данных позволяет констатировать наличие на сейсмограммах помимо промышленных взрывов нескольких видов сейсмических явлений, которые по форме записи мало похожи на землетрясения локального типа. Предварительно всю совокупность событий можно разделить на три группы.

Первая группа – это явления импульсного типа, протяженностью до 5 сек, с упрощенным спектральным составом 4-17 гц и преобладанием узкого резонансного диапазона частот. Распространенность и частота возникновения подобных событий в определенные промежутки времени очень велика – до 100 и более в сутки. Их появление не связано с человеческой активностью, поскольку в равной мере возникают как днем, так и ночью. Поляризационный анализ записей указывает на практическое отсутствие в их составе объемных волн. Как правило, импульсы представляют собой поверхностные волны Релея или Лява. Направление прихода волн, предположительно, с юго-запада. Можно показать, что усиление интенсивности и частоты возникновения указанных событий связаны с метеоусловиями, а именно с прохождением циклонов и, следовательно, с усилением волнения на озере. Можно предположить две модели возникновения этой группы событий, причем обе связаны с геометрией и геологией юго-западного берега о. Валаам. Согласно первой, зарегистрированные явления представляют собой инфразвуковые колебания, описанные, например, в работе (Milton A. Garcés and Claus H. Hetzer, 2002). Вторая гипотеза предполагает генерацию описываемых сейсмических импульсов как резонансного отклика массива горных пород, на котором стоит станция, на внешнее воздействие в виде озерных волн.

Вторая группа событий имеет явно «ледовое» происхождение, поскольку события этой группы зарегистрированы только в феврале – марте 2007 года, когда озеро было покрыто трещиноватым льдом. События

имеют вид поверхностных землетрясений с кажущимися скоростями распространения сейсмических волн, свойственными горным породам. Частота возникновения огромна, например, только за два дня февраля 2007 года было записано более 500 событий. Механизм возникновения связан, вероятно, с разрушением льда, генерацией объемных волн, их распространением подо льдом в воде в виде волны P, падением на границу водадно и далее распространением в земле в виде P и PS волн.

Третья группа событий представляет собой небольшую группу ощутимых мелкофокусных землетрясений, возникающих, вероятно, вследствие поверхностных деформаций расчлененного дна северной Ладоги. Детальное изучение этих явлений будет проведено летом 2008 года посредством регистрации несколькими станциями.

Самый удивительный вывод состоит в том, что обнаруженная 100 лет тому назад Валаамская сейсмическая активность действительно существует, но как и прежде, пока невозможно сделать вывод о ее природе!

ФЛЮИДОПРОНИЦАЕМЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Астафьев Б.Ю.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, ab5229@mail.ru

В ходе составления Госгеолкарт масштаба 1:1 000 000 - 1:2 500 000 были получены новые результаты, указывающие на многочисленные проявления рудоносных гидротермально-метасоматических процессов в восточной части Балтийского щита. Геологическая позиция регионально распространённых метасоматитов определяется заключительными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов значительные объемы глубинных флюидов вовлекались в миграцию. Минеральные ассоциации и результаты термобарометрии по метасоматитам и связанными с ними рудам показывают, что P-T условия их формирования соответствуют условиям регрессивной стадии регионального метаморфизма. По многочисленным наблюдениям, соотношения магматизма, метаморфизма и метасоматоза бывают различны. В большинстве случаев метасоматиты наложены на магматические или метаморфические породы и не имеют отчетливых петрографических признаков более поздних тектонических преобразований.

В истории геологического развития докембрийских образований Карело-Кольского региона большинством исследователей выделяются позднеархейская (3050-2600 млн лет), раннепротерозойская (2600-1650 млн лет) и позднепротерозой-рифейская (1650-660 млн лет) металлогенические эпохи. Во многих работах рассматриваемая территория подразделяется на пять субпровинций: Мурманскую, Кольскую, Беломорскую, Карельскую и Свекофеннскую. В субпровинциях выделяются металлогенические зоны, в которых обособляются рудные и потенциально рудные узлы (участки зон с разведанными месторождениями и/или рудопроявлениями). Металлогенические зоны соответствуют территориям, в которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. К ним относятся металлогенически специализированные комплексы (метасоматичесике, осадочные, вулканогенные, интрузивные), являющиеся источником рудного вещества, региональные тектонические зоны, служащие подводящими каналами для расплавов или флюидов; рудоносные метасоматиты различного состава, а также полихронный характер процессов рудообразования. Предполагается, что метасоматические, метаморфические и магматические процессы проявлены комплексно, что позволяет их рассматривать как особую единицу строения земной коры, обусловленную высоким отношением флюид/порода.

По своему масштабу выделенные металлогенические зоны в общих чертах соответствуют региональным структурам, определяющим обобщенное геологическое строение региона – архейским зеленокаменным поясам, раннепротерозойским осадочно-вулканогенным прогибам, зонам сочленения различных геоблоков. Рудные и потенциально рудноносные узлы устанавливаются: 1) в интрузивных комплексах основного и кислого состава, 2) в неоархейских зеленокаменных структурах, 3) в палеопротерозойских прогибах, 4) в участках сочленения протерозойских прогибов и архейских зеленокаменных структур, 5) в зонах сочленения стабильных блоков и мобильных поясов. При региональном анализе отчетливо обособляются практически безрудные площади, которые, как правило, соответствуют гранато-гнейсовым ореолам, тогда как рудоносные и потенциально рудоносные площади практически конформны наложенным вулканогенно-осадочным и тектоническим и метасоматическим структурным зонам.

Под флюидопроницаемыми структурно-тектоническими зонами в настоящее время понимается совокупность геологических процессов, протекавших в условиях повышенного содержания флюида в породе. Геологическая позиция регионально распространенных метасоматитов Балтийского щита определяется за-

ключительными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов крупные объемы глубинных флюидов вовлекались в миграцию. При региональном обобщении данных по раннедокембрийским метасоматическим породам Карелии и Кольского полуострова были получены следующие результаты.

Раннедокембрийские метасоматические породы на территории Балтийского щита имеют региональное распространение и трассируют крупные флюидопроницаемые тектонические зоны, по которым происходила миграция флюидных потоков. Объединение закономерно повторяющихся ассоциаций метасоматических фаций в серии, сходные по составу, возрасту и генезису, позволяет проводить региональную корреляцию этих образований в региональном масштабе.

В связи с этим актуальным является проведенное нами локальное U-Pb датирование по субстрату и метасоматитам Карело-Кольского региона. Получены новые результаты, позволяющие диагностировать метасоматические генерации цирконов по их морфологическим особенностям, аномально низкому Th/U отношению и высокому содержанию урана в них. В методическом отношении показана принципиальная возможность корректного датирования метаморфических и метасоматических пород по цирконам локальным методом SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) и ID-TIMS (ИГГД РАН, монацит, гранат), Pb-LS (гранат, апатит), Sm-Nd (гранат), Rb-Sr (биотит). Так, например, нами было установлено, что в Лапландском гранулитовом поясе возраст метасоматитов, обогащенных графитом, имеет постметаморфический возраст. Время формирования графитовых метасоматитов U-Pb методом по циркону определяется как 1910±12 млн.лет, а время заключительных эндогенных процессов – 1792±6 млн. лет. Определены данные по распределению РЗЭ в различных зонах роста цирконов, что позволяет надежно коррелировать их с метаморфическим или метасоматическим процессами. Возраст вмещающих метаморфических плагиогнейсов по нашим данным составляет 1972±12 млн.лет.

U-Pb методом по циркону на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) и U-Pb методом по монациту, титаниту и апатиту (ИГГД РАН) были продатированы четыре регионально коррелирующиеся периода аллохимических метаморфических и метасоматических процессов. Они частично относятся к неоархею (2.66 и 2.55 млрд лет), более поздние – к палеопротерозою (1.90 и 1.77 млрд лет). Метасоматиты регионального распространения в пределах Кольского региона группируются в девять метасоматических серий, которые представляют собой закономерно повторяющиеся ассоциации фаций, характеризующие конкретные гидротермально-метасоматические этапы эндогенной активности раннего докембрия. Они объединяются в 9 серий пород, имеющих метаморфогенно-метасоматическое происхождение.

1. Серия позднеархейских метасоматитов зоны сочленения с Беломорским подвижным поясом (умеренные и повышенные давления);

2. Серия метасоматитов Беломорского пояса;

3. Серия раннепротерозойских метасоматитов зоны сочленения с Беломорским подвижным поясом (умеренные и повышенные давления);

4. Серия метасоматитов раннепротерозойских синклинорных прогибов;

5. Серия метасоматитов Лапландского пояса и его обрамления;

6. Серия метасоматитов раннепротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной зоны и смежных с ней районов;

7. Серия метасоматитов Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой области;

8. Серия метасоматитов Кольской гранит-зеленокаменной области и смежных с ней районов;

9. Серия метасоматитов Кейвского гнейсо-сланцевого пояса и смежных с ним районов.

ВЫВОДЫ

1. Регионально распространенный метасоматоз в раннедокембрийских метаморфических комплексах являются информативным индикатором истории геологического развития наравне с магматическими, метаморфическими, вулканогенными и осадочными процессами. Метасоматиты не только маркируют определенные тектонические зоны, вдоль которых происходила миграция флюидных потоков, но и отражают в своём составе возраст и петрологические условия времени своего образования. Насыщенность или обеднённость метасоматическими породами также может рассматриваться как особая геологическая характеристика крупных структурно-формационных областей или комплексов.

2. Перспективность метасоматических пород на разнообразное оруденение обусловлена интенсивной дифференциацией рудных и петрогенных элементов по их щелочно-кислотным свойствам. В связи с этим геохимическая контрастность метасоматической зональности также является косвенным признаком потенциальной рудоносности.

3. Флюидопроницаемые тектонические зоны в раннем докембрии Балтийского щита могут рассматриваться как особый элемент строения земной коры со специфическим протеканием всех синхронных геологических процессов. Ранее уже было показано, что высокая флюидонасыщенность пород способствует плавлению пород, метаморфическому порфиробластезу, пластичным деформациям.

4. Флюидопроницаемые тектонические зоны являются значимым признаком структурного и петрологического преобразования раннедокембрийских комплексов Карело-Кольского региона и важным фактором их минерагенического значения как в ранедокембрийское время, так и в последующие периоды преобразования данной территории.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ КРИТЕРИИ ГЕТЕРОГЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Балашов Ю.А.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, balashov@geoksc.apatity.ru

Реконструкция развития гетерогенности литосферы в геологическом времени не возможна без знания особенностей начального и конечного этапов ее развития. В предлагаемом сообщении предпринята попытка обрисовать глубинную изотопно-геохимическую зональность современной литосферы, прослеживаемую по перидотитовым ксенолитам, и скоррелировать ее с наблюдаемыми особенностями для наиболее распространенных в позднем фанерозое щелочных континентальных плюмовых мантийных магм. Постановка подобного исследования по существу позволяет обрисовать контуры вертикальной и латеральной неоднородности литосферы, что отвечает первому шагу в решении задачи создания объемной модели гетерогенности литосферы.

Разноглубинные мантийные ксенолиты, выносимые мантийными щелочными магмами, являются одним из важнейших источников для получения прямой информации по составу и строению континентальной и океанической литосферы, которые конкретно определяют изотопно-геохимическую обстановку при генерации мантийных магм. По направленному возрастанию P-T параметров в ксенолитах перидотитов установлена последовательная смена минеральных ассоциаций, которая отражает переход от плагиоклазовых разностей (<0.5 GPa) к более глубинным шпинелевым (0.5-1.8 GPa), шпинель-гранатовым (1.8-2.2 GPa), низко- (2.2-4.6 GPa) и высокотемпературным (4,6-7.8 GPa) гранатовым перидотитам в интервале глубин от 20-30 до 220-250 км и температур от 700°C до 1500°C [1 и др.].

В качестве инструмента регистрации глубинных изменений изотопных и геохимических параметров в литосфере выбраны данные по РЗЭ, поскольку они оптимально представлены в публикациях, касающихся распределения редких и рудных элементов в перидотитовых ксенолитах, а также содержат информацию об окислительно-восстановительных условиях генерации или контаминации ксенолитов и мантийных магм. При этом анализ вариаций величин εNd базируется на сопоставлении их с отношением Sm/Nd и другими редкоземельными параметрами ксенолитов и сравнивается с контрольными средними значениями Sm/Nd, отвечающими примитивной мантии и хондритам (PM, BSE, C1) – 0.3247 [2, 3 и др.], и вариациями среднего состава океанической мантии разной степени деплетированности εNd (0) от 7 до 12 [4, 5]. Систематизация данных о Sm/Nd и εNd (0) параметрах выполнена отдельно для пород (WR) и для клинопироксенов (CPX) – главных носителей РЗЭ в перидотитовых ксенолитах [6-21 и др.], поскольку доступная информация по этим параметрам достаточно сильно различается и только в суммарном виде перекрывает весь вертикальный разрез литосферы (рис.1 и 2). Это позволило сделать два главных вывода:

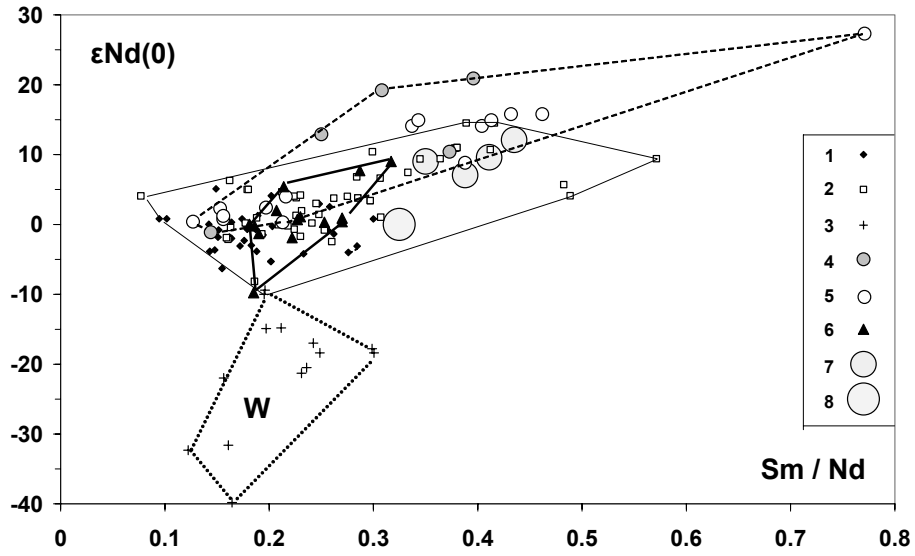


Рис.1

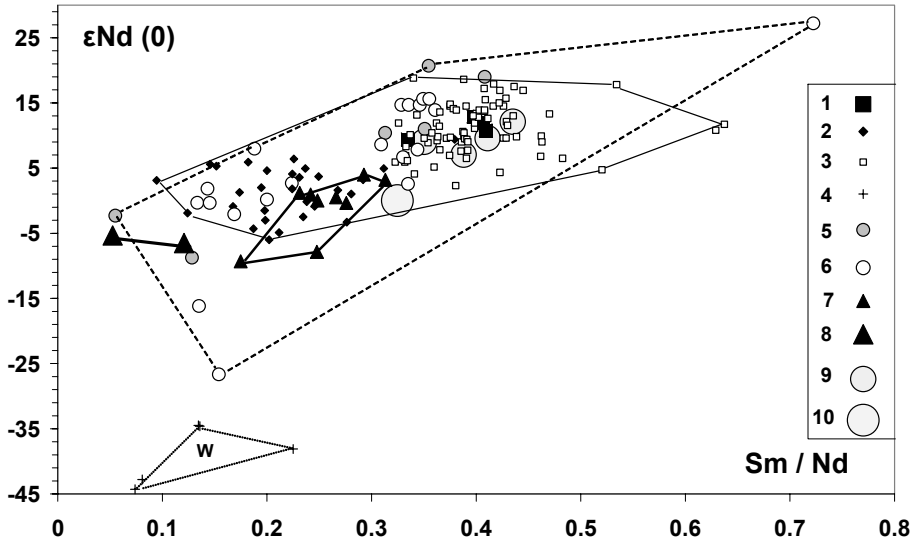


Рис. 2.

1) Очевидна громадная неоднородность литосферы по Sm/Nd и εNd(0) с общей для всех фаций глубинности тенденцией параллельного увеличения от значений, отвечающих переходу от резко «обогащенных» (минимальных по отношению Sm/Nd << 0.3247 и отрицательных по εNd, вплоть до – 40) к резко деплетированным (Sm/Nd >> 0.3247 и εNd до +27) параметрам. Эта тенденция в целом не противоречит различию средних значений Sm/Nd и εNd(0) между оценками для примитивной и океанической мантии, которые располагаются внутри полей шпинелевых и гранатовых фаций.

2) Хотя поля разноглубинных фаций ксенолитов перекрываются в области значений отношения Sm/Nd от 0.12 до 0. 45 и εNd(0) от -10 до +15 , можно отметить, что шпинелевые фации перидотитов в целом смещены в область пониженных значений εNd(0) сравнительно с гранат-содержащими фациями, среди которых шпинель-гранатовые и низкотемпературные гранатовые фации образуют группу с повышенными значениями εNd(0) и оптимально варьирующим отношением Sm/Nd, а наиболее глубинные высокотемпературные гранатовые перидотиты и наименее глубинные плагиоклаз-шпинелевые разности отличаются от всех ксенолитов отчетливой гомогенностью – минимальными вариациями обоих параметров. При этом все высокотемпературные перидотиты характеризуются пониженными значениями Sm/Nd и εNd(0). К ним же примыкает по этим параметрам CPX из сверхглубинных (≈ 300 км) перидотитовых ксенолитов [13]. Напротив, CPX из плагиоклаз-шпинелевых разностей отличается повышенным отношением Sm/Nd и εNd(0), типичным для океанической мантии [19].

Таким образом, по совокупности изотопно-геохимических данных фиксируется гетерогенная природа перидотитовых ксенолитов, среди которых самые верхние и самые нижние по глубине перидотиты литосферы являются относительно гомогенными в сравнении с промежуточными крайне неоднородными фациями перидотитов.

Среди многочисленных факторов, определяющих гетерогенность литосферы, прежде всего подчеркивается существование «первичных» деплетированных и «вторичных» обогащенных редкими элементами перидотитовых ксенолитов, что регистрируется по различию их изотопно-геохимических параметров для Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf, Re-Os и других радиогенных систем и изменению концентрации отдельных элементов. Рассматривая с этих позиций систематику по перидотитовым ксенолитам и их CPX, можно оценить вклад вторичных процессов с учетом изменений петрохимического состава исходных перидотитов в вертикальном разрезе литосферы. Прежде всего отметим, что гарцбургиты и дуниты наиболее распространены в шпинелевой фации перидотитов (≈ 85 % от общей их массы в разрезе континентальной литосферы). При переходе к более глубинным фациям распространенность высоко-Mg перидотитов направленно и резко сокращается до ≈ 12 % для шпинель-гранатовых и низкотемпературных гранатовых и до ≈ 3 % для высокотемпературных гранатовых перидотитов. Для лерцолитов вторичное метасоматическое воздействие охватывает не более 50-60 %, а остальные лерцолитовые ксенолиты характеризуются соотношениями Sm/Nd и εNd(0), отвечающими резко деплетированной мантии.

Почти все высоко-Mg перидотиты представлены измененными разностями, несущими признаки преобразования за счет мантийного метасоматоза, часто в сочетании с контаминацией материалом вмещающих щелочных пород и реже с гетерогенностью субдуцированной смеси мантийного и корового источников. Это регистрируется приуроченностью гарцбургитов и дунитов к полю резко пониженных величин отношения Sm/Nd < 0.3247 (0.05-0.29) и значений εNd (0) от +5 до -40 для ксенолитов (WR) и Sm/Nd < 0.3247 (0.07-0.3) и εNd(0) от +6 до -45 для клинопироксенов. Наиболее контрастные отрицательные значения εNd(0) фиксируются по WR и CPX перидотитовых ксенолитов из глиммеритов штата Вайоминг, США [13], для которых отмечены отрицательные аномалии по

Ce и Eu, свойственные осадочным породам континентов, что однозначно свидетельствует об участии примеси корового материала. Другой вариант интенсивного накопления РЗЭ связан с появлением включений карбонатов, апатита или монацита в перидотитах разного состава [8, 13, 21 и др.], свидетельствующих об интенсивном флюидном воздействии. Подобные примеры не единичны. Оптимальное обогащение наименее подвижным среди редкоземельных элементов – Yb отмечается в ряде субконтинентальных перидотитов Австралии, Тариатской депрессии, в обогащенных клинопироксеном лерцолитах Пиренеев, перидотитах о. Св. Павла, Коморского архипелага, о. Забаргад [8, 13, 21-26 и др.]. В перечисленных районах для перидотитов отмечаются признаки метасоматического мантийного воздействия в сочетании с милонитизацией пород, аномалиями по Ce или Eu и петрографическими признаками появления водосодержащих вторичных минералов. Единый уровень накопления Yb в этом случае практически не зависит от степени магнезиальности ксенолитов и соответствует примерно 2-3-кратному обогащению этим элементом сравнительно со средним его содержанием в примитивной или океанической мантии и на 1-3 порядка превышает наблюдаемые вариации в остальных перидотитах субконтинентальной и океанической зон, для которых прослеживается направленное падение Yb в ряду лерцолиты-гарцбургиты-дуниты. Таким образом, можно констатировать, что наблюдаемое оптимальное накопление Yb отражает максимальную степень привноса элемента, обусловленного интенсивностью воздействия мантийного метасоматоза на перидотитовые ксенолиты разного состава. Если такая версия справедлива, то следует ожидать, что для наиболее подвижного среди РЗЭ – La метасоматический эффект вторичного перераспределения должен быть во много раз превышать результаты, наблюдаемые для Yb, что в действительности и наблюдается (рис. 4). Более того, для La также фиксируется единый максимальный уровень вторичного обогащения, не зависящий от исходного состава перидотита.

Если сопоставлять эти же параметры перидотитов с наблюдаемыми в щелочных мантийных базальтоидах, их дифференциатах и кимберлитах, то отмечается сходство или тождество с параметрами измененных вторичными процессами перидотитов континентального сегмента. Например, для меймечитов и пикритов Сибири вариации Sm/Nd и εNd(0) соответствуют интервалам от 0.177 до 0.204 и от +2 до +3.4 [27], для лампрофиров и карбонатитов Кандалакши (Кольский полуостров) – от 0.137 до 0.149 и от -5.35 до -0.15 [28], а для палеозойских вулкано-плутонических комплексов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Контозеро, Курга) – от 0.161 до 0.271 и -1.2 до +5.3 [29], для Никос кимберлитов о.Сомерсет – от 0.134 до 0.137 и от -0.9 до +0.4 [14,15].

Наиболее спорным является оценка источников метасоматического преобразования изотопных и геохимических характеристик перидотитовых ксенолитов и генерируемых щелочных магм. Обзор доступной информации позволяет утверждать, что имеются четкие признаки привноса материала сверху в ходе субдукционных процессов погружения части континентального и океанического по генезису субстрата на различные глубины литосферы. Реальными признаками этого являются аномалии в распределении Ce и Eu, упомянутые выше, регистрируемые в краевых зонах континентов на границе с океанической мантией и перекрывающими ее океаническими базальтами. В этой связи следует подчеркнуть, что значительная часть щелочных магм на разных возрастных этапах формирования зеленокаменных поясов приурочена к периферии зон субдукции и, как правило, появление щелочных магм опаздывает на 20-40 млн. лет от времени от заложения и развития зеленокаменных поясов [30]. Вторая версия основана на допущении привноса преимущественно мантийного метасоматического флюидного комплекса снизу – из астеносферы, непосредственно подстилающей литосферу. Низкое среднее отношение Sm/Nd (0.181-0.297) и εNd(0) от +0.02 до +7.7 в высокотемпературных перидотитах основания литосферы, а также в клинопироксенах под астеносферой (Sm/Nd = 0.05-0.12 и εNd(0) от -5.3 до -6.5) указывает не только на привнос части РЗЭ в ходе мантийного метасоматоза из астеносферы, но и на существование «обогащенного» мантийного источника за пределами литосферы и астеносферы по крайней мере в нижних горизонтах верхней мантии. Таким образом, альтернативный глубинный источник для привноса редких элементов в астеносферу в первом приближении доказан.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ-4 и РФФИ (грант № 07-05-00572).

ЛИТЕРАТУРА

1. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинникова Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007 . Т. 15. № 1. С. 61-92.

2. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995.V. 120. P. 223-253.

3. Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise of Geochemistry. 2003. V. 2. The mantle and Core (ed. Carlson R.W.). P. 11-38.

4. Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам ? // Петрология. 2004. Т. 12. №5. С. 451-466.

5. Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V.231. P. 53-72.

6. Downes H., Dupuy C. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 82. P. 121-135

7. Downes H. Shear zones in the upper mantle – Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites // Geology. 1990. V. 18. P. 374-377.

8. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolithes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 433-447.

9. Ionov D.A., Griffin W. L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. V.141. P. 153-184.

10. Ionov D.A., Gregoire M., Prikhod'ko V.S. Felspar-Ti-oxide metasomatism in off-cratonic continental and oceanic upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 165. P. 37-44.

11. Ionov D.A., Bodinier J-L., Mukasa S.B., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling // J. Petrology. 2002. V. 43. P. 2219-2259.

12. Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr-Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridorite xenoliths from Vitim, Siberia // Chem. Geol. 2005. V. 217. P. 41- 75.

13. Carlson R.W., Irving A.J. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the Wyoming Craton // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V.126. P. 357-472.

14. Schmidberger S.S., Francis D. Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // J. Petrology. 2001. V. 42. No. 6. P. 1095-1117.

15. Schmidberger S.S., Simonetti A., Francis D. Sr-Nd-Pb isotope systematics of mantle xenoliths from Somerset Island kimberlites: Evidence for lithosphere stratification beneath Arctic Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V.65. No22. P. 4243-4255.

16. Peltonen P., Brügmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): geochemical and Re-Os isotope constraints // Lithos. 2006. V. 89. P. 405-423.

17. Beccaluva L., Bianchini G., Coltorti M., Perkins W.T.,Siena F., Vaccaro C., Wilson M.. Multistage evolution of the European lithospheric mantle: new evidence from Sardinian peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V.142. P. 284-297.

18. Bizzarro M., Stevenson R.K. Major element composition of the lithospheric mantle under the North Atlantic craton: Evidence from peridotite xenoliths of the Sarfartoq area, southwestern Greenland // Contrib. Mineral Petrol. 2003. V. 146. P. 223-240.

19. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1995 (a). V. 122. P. 174-190.

20. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // Chem. Geol. 1995 (б). V. 120. P. 275-294.

21. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Genshaft Y.S., Kopylova M.G. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V.125. P. 375-392.

22. Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzlite and back again: metasometic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // Contrib. Mineral Petrol. 1999. V. 134. P. 232-250.

23. Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 114. P. 463-475.

24. Agrinier P., Mevel C., Bosch D., Javoy M. Metasomatic hydrous fluids in amphibole peridotites from Zabargad Island (Red Sea) // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. P. 187-205.

25. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 599-631.

26. Flower M.F.J. Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from the Comores Archipelago // Contrib. Mineral. Petrol. 1971. V. 31. P. 335-346.

27.Arndt N., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos. 1995. V. 34. P. 41-59.

28. Beard A.D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusion, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula. Russia) // Lithos. 1996. V. 39. P. 93-119.

29. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектономагматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 316-336.

30. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. №3. С. 309-321.

ТЕКТОНИКА БЕЛОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Балуев А.С.[1], Журавлев В.А.[2], Пржиялговский Е.С.[1], Терехов Е.Н.[1]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, baluev@ilran.ru
[2]ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, г. Мурманск, vitalyzh@mage.ru

В последнее время заметно повысился интерес к глубинному строению и тектонике Беломорской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Интерес к этому району вызван, прежде всего, возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Прогибы эти прослеживаются в акватории Белого и южной части Баренцева морей, огибая Кольский полуостров с юго-запада и северо-востока. По дан-

ным геолого-геофизических исследований последних лет можно выделить несколько субпараллельных ветвей палеорифтовой системы: Онежско-Кандалакшскую, Керецко-Пинежскую, Чапомско-Лешуконскую и Понойско-Мезенскую. Эти палеорифтовые структуры нами объединяются в единую рифтовую систему Белого моря (РСБМ) и рассматриваются как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее [1].

Несмотря на то, что Белое море является единственным и полностью внутренним морем России, геологическая изученность его до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в 2003-2004 годы в бассейне Белого моря ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) были выполнены комплексные геофизические исследования, на основе которых в настоящее время осуществляются работы по созданию третьего поколения Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 (Госгеолкарта-1000/3). В то же время в Геологическом институте РАН в последние годы осуществлялась работа по созданию «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000, в которой использовались новые данные по структуре осадочного чехла и фундамента акватории Белого моря [2-6]. Эта карта фактически завершит создание комплекта тектонических карт окраинных и внутренних морей России.

Основная задача, которая решалась при составлении «Тектонической карты…», показать единство структур консолидированной земной коры в пределах бассейнов Белого и южной окраины Баренцева морей и прилегающей к ним суши. Главный принцип составления этой карты – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий охватывает следующие крупные структурные элементы: 1) восточную часть Балтийского щита, включающую Кольский полуостров и Карельский берег; 2) западную часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовую систему Белого моря, включающую в себя выше перечисленные рифтовые зоны; 4) Кольско-Канинскую моноклиналь; 5) северо-западную часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающую к ней часть Тимано-Печорской плиты; 6) южную окраину Свальбардской плиты.

Центральное место на тектонической карте занимает палеорифтовая система Белого моря, отчетливо выраженная в рельефе кристаллического фундамента ВЕП и простирающаяся вдоль ее северо-восточной окраины. Она заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании, пережила активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время. Сам палеорифт, в свою очередь, был заложен вдоль оси древнего Лапландско-Беломорского подвижного пояса.

Результаты исследований последних лет территории Беломорья значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене достигала 3-3,5 км, то данные последних сейсмических исследований МОВ ОГТ в акватории Белого моря определяют эту глубину уже до 8 км [3-5], что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. То же касается и глубины залегания кристаллического фундамента в грабенах РСБМ в пределах Мезенской синеклизы, где эти глубины достигают 8-10 км и более [6]. На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб [3]. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты – это наличие сегментов, каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью, разделенных межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации.

Согласно этим же данным, небольшой по размерам (18-20 км) Чапомский грабен, расположенный на юго-восточном побережье Кольского полуострова, на Тектонической карте показан как реликт северо-западного окончания Лешуконского палеорифта, т.к. в проливе Горло зафиксировано продолжение грабена с глубиной погружения кристаллического фундамента до 2 км [2]. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло, зафиксировал на участке в 20 км к ЮВ от грабена его продолжение, представляющее собой грабенообразное погружение фундамента более, чем на 1,5 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ.

На сейсмическом разрезе в толще, выполняющей Чапомский грабен, выделяется два седиментационных комплекса, также как и в остальных грабенах рифтовой системы Белого моря. Нижний выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний нивелирует рельеф фундамента и соответствует

верхнерифейским отложениям, которые обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова в виде терригенной толщи Чапомской свиты. Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба. Таким образом, согласно новым данным Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь одним из сегментов палеорифтовой системы Белого моря. На Кольском полуострове, который является высоко поднятым блоком фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения. В связи с выше сказанным эту рифтовую структуру было бы логичней называть Чапомско-Лешуконским палеорифтом.

Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами значительно дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов, и иногда даже структуры надвигового характера, которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид.

В то же время, сложившиеся в последние годы представления о геологическом строении некоторых участков земной коры региона приходится пересматривать, как это случилось для северного обрамления Балтийского щита, где в северной части полуострова Средний в 2004-2006 гг. была пробурена скважина П-1 на глубину 4500 м. По данным сейсмического профилирования мощность рифейской осадочной толщи здесь разными авторами интерпретировалась от 6 км [7] до 8-12 км [8], однако по данным бурения кристаллические породы фундамента были встречены на глубине 1,1 км [9], что соответствует верхнему горизонтальному разделу сейсмокомплекса.

На Тектонической карте обозначены проявления внутриплитного позднерифейского магматизма, связанного непосредственно с процессами рифтогенеза, и среднепалеозойского, связанного с реактивацией рифтовой системы. Проявления рифейского магматизма показаны в пределах Онежского грабена, где в разрезе синрифтового комплекса присутствуют покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород. Другой тип рифейского магматизма распространен вдоль баренцевоморского побережья Кольского полуострова в виде даек и силлов долеритов, образующих две цепочки тел полого залегающих на архейских гранитоидах. В районе Ивановской губы силлы залегают не только на гранитоидах, но и внутри толщи верхнерифейских осадков и на их границе с кристаллическим основанием. Предполагается, что проявление этого магматизма генетически связано с процессами континентального рифтинга, который активизировался в позднем рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. В настоящее время сама рифтогенная структура погребена под толщей осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита являлся, по всей видимости, плечом этого рифта.

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур выразилась, в основном, во внутриплитном магматизме, проявления которого представлены роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, в прибрежных частях Белого моря, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния РСБМ.

В северной части карты к ВЕП с севера и северо-востока, в пределах акватории Баренцева моря, по единому конвергентному шву примыкают Свальбардская плита с фундаментом гренвильской (900-950 млн. лет) консолидации и Тимано-Печорская плита с более молодым байкальским (600 млн. лет) складчатым фундаментом, который выступает на поверхность на полуостровах Канин и Рыбачий. Этот фронтальный надвиг свидетельствует о тех коллизионных событиях, которые произошли вдоль северной и северо-восточной окраин Восточно-Европейского кратона в результате причленения к ней в позднем венде-раннем кембрии композитного континента Арктиды, включавшего в себя наряду с Тимано-Печорским террейном Свальбардскую плиту и другие более мелкие террейны. Фундамент перекрыт чехлом, включающим отложения палеозоя и мезозоя, мощности которых и глубины залегания фундамента показаны в изолиниях. Наложенной на Свальбардскую плиту структурой на карте выделено южное замыкание Восточно-Баренцевского рифтогенного трога среднепалеозойского заложения, к юго-западу от которого на Кольском полуострове отмечаются следы пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма (Контозерский и Ивановский массивы). В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных изометричных в плане интрузий основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою.

Неотектоническая активизация территории Беломорья обозначена на карте системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейнов Белого и Баренцева морей, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Нами установлено, что островная гряда архипелага Средние Луды является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет

собой зону аккомодации тектонических напряжений. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14 и НШ-651.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23-38.

2. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Чапомский грабен Кольского полуострова как реликт северо-западного окончания Керецко-Лешуконского палеорифта // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. С. 47-50.

3. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.

4. Журавлев В.А., Павлов С.П., Шипилов Э.В. Структура фундамента и осадочного чехла Беломорского сектора Восточно-Европейской платформы // Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. – Вып. 2. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2007, с. 302-310.

5. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть, 2006, № 2, с. 26-28.

6. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. – СПб.: Наука, 2006. 319 с.

7. Митрофанов Ф.П. и др. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности. // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 1, с. 151-160.

8. Симонов А.П. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Доклады АН, 2002, т. 384, № 6, с. 795-801.

9. Куликов Н.В. и др. Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр, 2007, № 4, с. 22-25.

НОВАЯ ТРЕХСЛОЙНАЯ МОДЕЛЬ КОРЫ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АЗИИ

Баранов А.А., Кабан М.К., Трубицын В.П.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, fssvalex@mail.ru

Континентальная кора наиболее неоднородная часть Земли и ее влияние на глубинные структуры может скрывать эффект неоднородностей в мантии. Это обусловлено как различной толщиной коры под континентами, так и ее разными свойствами в разных континентальных регионах. В отличие от океанической коры, толщина которой в основном однородна, толщина континентальной коры меняется от 30 до 75км.

При расчетах практически невозможно разделить эффект влияния коры и мантии на потенциальные поля Земли без знания детальной структуры земной коры. Кроме того, гравитационное поле и геоид крайне чувствительны к толщине и свойствам земной коры.

Например, крупнейшая отрицательная аномалия гравитационного поля под Индией связана с коллизией плит и сильным утолщением коры до 75км под Тибетом.

Очень сложно минимизировать связь между неоднородностями в коре и верхней мантии в данных сейсмической томографии, которая остается главным инструментом исследований мантии. Таким образом подходящие модели верхней мантии могут быть построены только если эффект коры убран из наблюдаемых геофизических полей заранее. Поэтому при построении таких моделей очень важно убрать эффект коры максимально точно и потом работать только с остаточными мантийными аномалиями.

Авторами построена новая цифровая трехслойная модель коры для Центральной и Южной Азии и окружающих регионов. Было собрано большое число сейсмических данных (см. рис. 1. по регионам): сейсмические профили, станции глубинного зондирования, отраженные, преломленные и поверхностные волны. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1 на 1 градус. Модель состоит из 3 слоев и 4 цифровых карт: глубины до границы Мохо, и толщин верхней средней и нижней коры.

Также построены средние скорости P сейсмических волн для всех трех слоев коры.

Новая модель показывает большие и существенные отличия по сравнению с предыдущими моделями Crust2.0. (Bassin et al., 2000.), и тем более Crust5.1. (Mooney et al.,1998.)

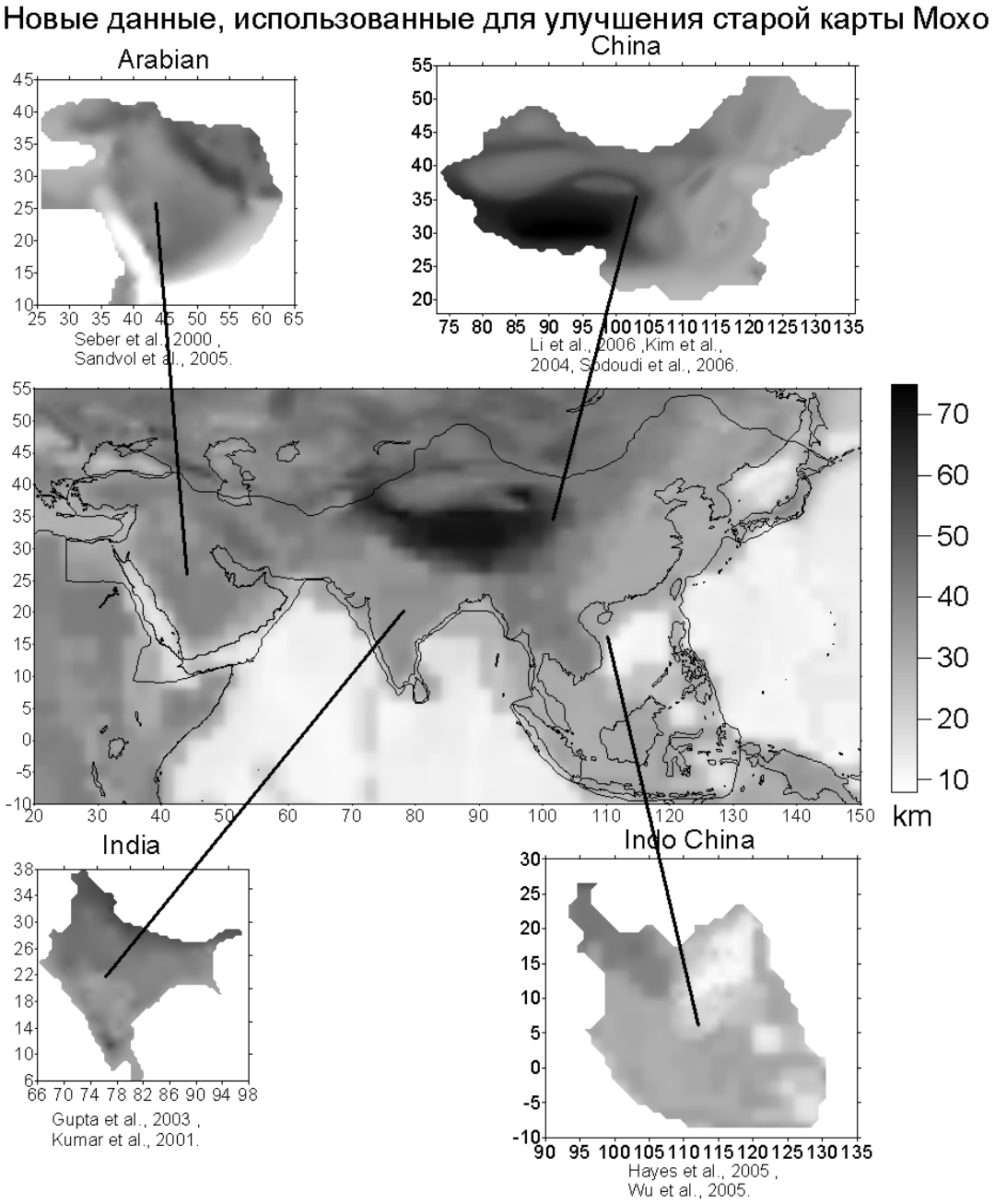


Рис. 1. **Основные регионы для которых были собраны новые данные**

Мы выбрали регион Центральной Азии по причине того, что этот регион является ключевым во многих отношениях, а именно имеет самый большой рельеф и крупнейшую коллизию плит. Этот регион является ключевым в понимании ряда полей Земли.

Новая карта глубин до Мохо показана на рис.2.

Во многих местах разница со старой картой очень существенна см. рис3. и достигает 20км.

Например, для Caidam бассейна в Китае новая карта показывает существенно меньшую глубину Мохо чем раньше. Платформа Ordos и бассейн Sihuan показаны с существенно большей точностью.

Кроме того, структура скоростей в коре существенно более неоднородна, чем в предыдущей модели. Сильные отличия в структуре коры найдены, например, для небольшого региона на юге Индостана между западной и восточной его частью соответственно.

Новая модель представляет собой начальные данные для численного моделирования глубинных структур путем уточнения влияния коры и верхней мантии.

Существенные отличия в структуре и толщине коры для новой модели привели к большим различиям в гравитационном эффекте коры. На рис.4. показан новый гравитационный эффект коры, а на рис.5. разница гравитационных эффектов коры для старой и новой модели.

Налицо существенное отличие в гравитационном эффекте. Это значит, что остаточные мантийные аномалии также существенно отличаются, что очень важно для дальнейшего построения модели верхней мантии для этого региона.

После опубликования данные будут доступны для научного сообщества России в виде карт и таблиц.

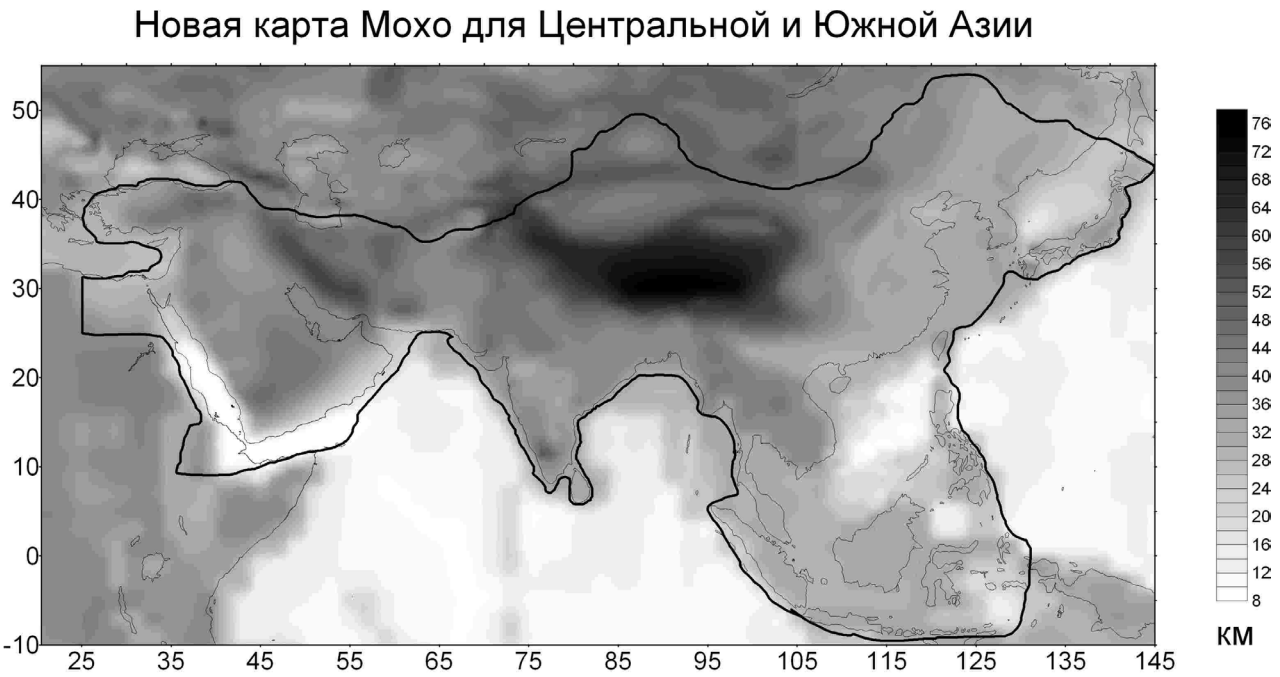


Рис. 2. **Новая карта глубины до Мохо.Черной линией показаны границы региона**

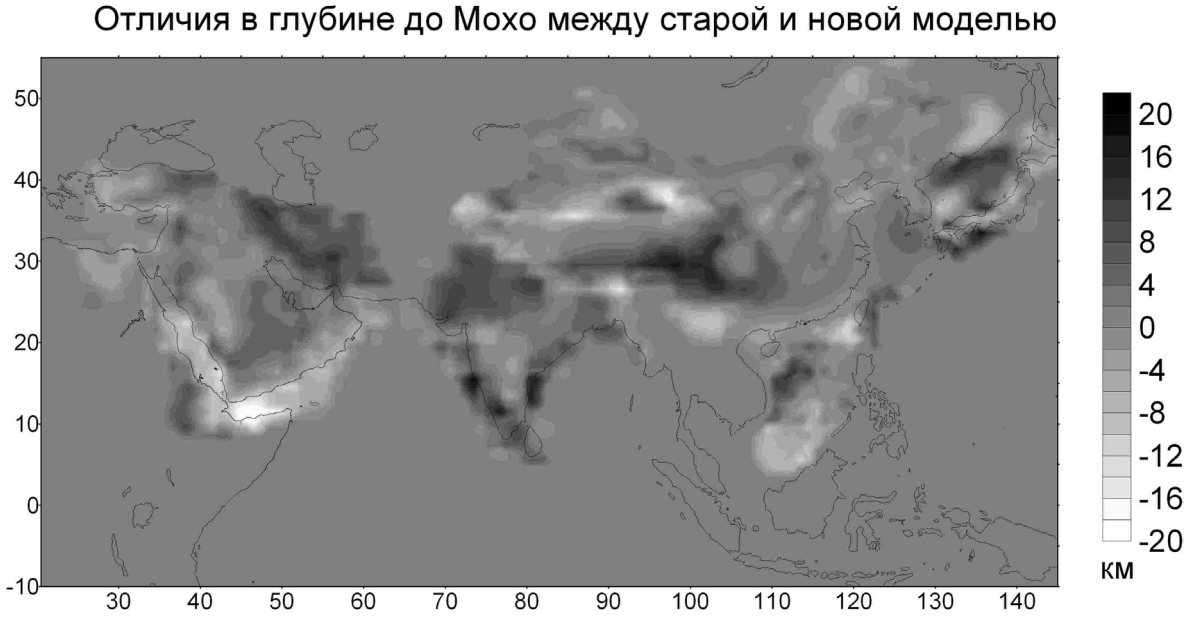


Рис. 3. **Разница в километрах между старой и новой моделью.(по глубине до Мохо)**

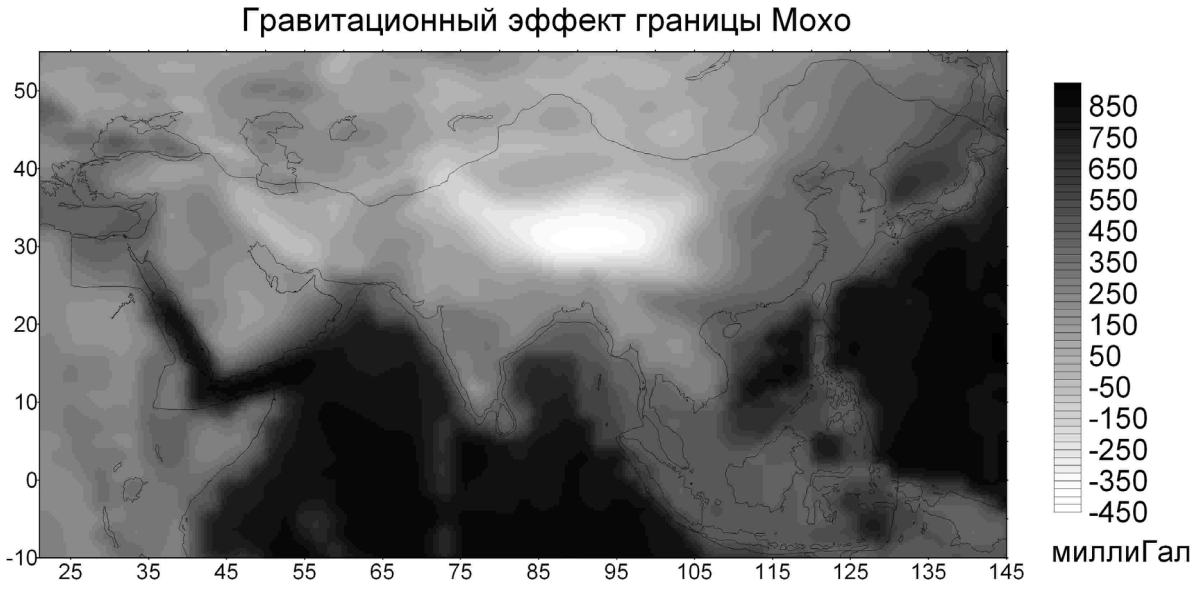


Рис. 4. **Гравитационный эффект для новой модели коры**

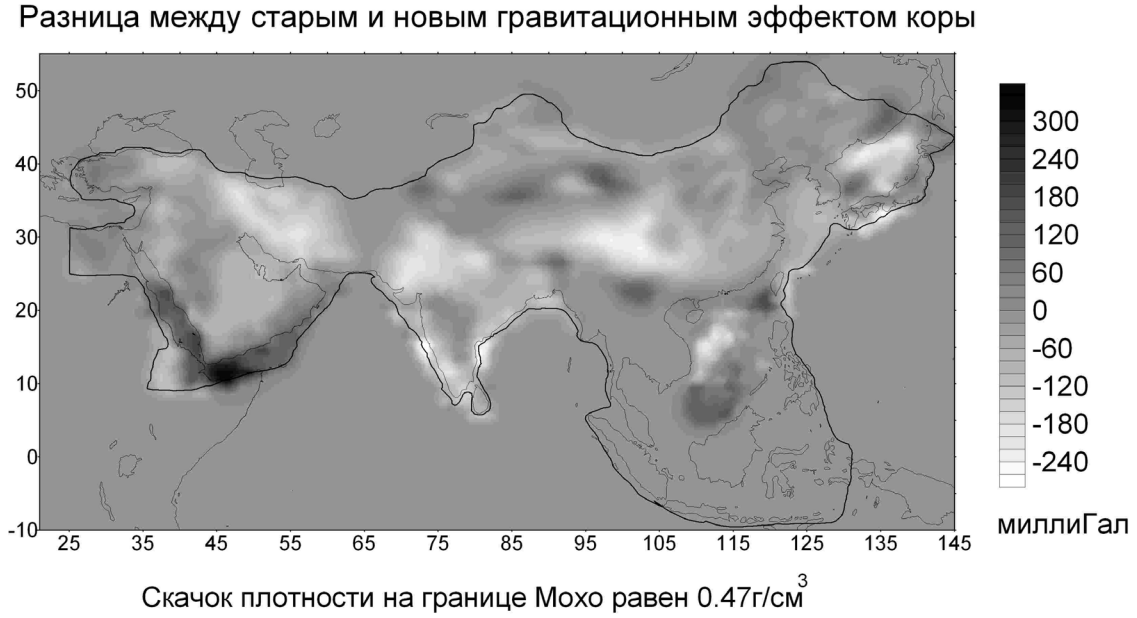


Рис. 5. **Разница гравитационных полей для старой и новой модели коры**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель коры для Азиатского региона существенно улучшена, что позволяет использовать ее в гравитационном моделировании литосферы и верхней мантии.

Эта модель показывает большие отличия от предыдущей модели коры в основном за счет включения новых сейсмических данных за последние годы.

Отличия от предыдущей модели составляют от -18 до 20км в толщине коры, что превышает допустимый уровень ошибок для гравитационного моделирования.

Дальнейшие задачи:

1.Добавить в модель коры улучшенные данные по осадкам.

2.Получить новую карту остаточных мантийных аномалий.

3.Интегрировать новые данные для Азии в глобальную модель коры.

4.Посчитать гравитационный эффект коры для Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Li, S., Mooney, W., D., Fan, J., 2006. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. // Tectonophysics 420, 239 –252.
2. Yoo, H., Herrmann, R., Cho, K., Lee, K., 2007. Imaging the Three-Dimensional Crust of the Korean Peninsula by Joint Inversion of Surface-Wave Dispersion and Teleseismic Receiver Functions. //Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 3, pp. 1002-1010.
3. Gupta, S., et al.,2003. The nature of the crust in southern India: Implications for Precambrian crustal evolution. // GRL vol 30,8,1419-1429.
4. Kumar, R.,Saul, J.,Sarkar, D., Kind, R.,Shukla, A.,2001. Crustal structure of the Indian Shield: New constraints from teleseismic receiver functions. // GRL vol 28,7,1339-1342.
5. Dennis E. Hayes, Susan S. Nissen,2005. The South China sea margins: Implications for rifting contrasts. // Earth and Planetary Science Letters 237, 601-616.
6. Mohsen, A., Kind, R., Sobolev, S., Weber, M., 2006. Thickness of the lithosphere east of the Dead Sea Transform. // Geophys. J. Int., 167, 845-852

ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ: ПРОБЛЕМЫ ГОРООБРАЗОВАНИЯ И НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Баренбаум А.А.

ИПНГ РАН, г.Москва, azary@mail.ru

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Известно, что процессы горообразования в истории Земли носили циклический характер, резко усиливаясь в эпохи так называемых орогенических фаз Штилле [1]. Последняя из них пришлась на период от 5 до 2 млн. лет назад. Именно в это плиоцен-четвертичное время происходило почти синхронное вздымание земной коры на половине площади континентов. Сильный подъем тогда испытали Центральная и Северо-восточная Азия, большая часть Африки, западные части Северной и Южной Америк, Гренландия, Урал, Скандинавские горы, Сибирская платформа, горы Альпийского пояса, Тибет, Гвианский и Бразильский щиты и др. Высота поднятий сильно варьировала. На большей части побережья Тихого океана она составила первые сотни метров, на Сибирской платформе 200-1000 м, в Южной Африке 300-400 м на западе и 900-1200 м на востоке. Интенсивно вздымается Антарктический континент. Наиболее быстрый рост шел в горной местности. Так, Аравийская платформа увеличила высоту на ~2 км, Альпы поднялись на ~3 км, а Гималаи выросли на ~6 км [2]. Под большинством гор отмечается значительный подъем астеносферы, сопровождаемый в ряде мест интенсивным излиянием магмы.

ПРОБЛЕМА НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ

По мнению Е.В. Артюшкова, причиной новейших поднятий является частичное разрушение континентальной литосферы, и ее замещение менее плотной и более горячей астеносферой. По его расчетам толщина замещаемого слоя пород литосферы составляет в среднем ~100 км. Вязкость вещества в замещаемом слое понижается, по крайней мере, на 4 порядка величины, а его температура повышается на сотни градусов. Поднятия коры В.А. Артюшков [3] связывает с плюмами [4], поступающими из слоя D´´ на границе земного ядра и нижней мантии. Предполагается, что в плюмах имеются горячие флюиды, которые за время ~1 млн. лет растекаются в нижней части литосферы в слое толщиной в десятки километров и площадью тысячи км^2. Эти флюиды нагревают и понижают вязкость вещества низов земной коры и вызывают в породах фазовые переходы.

В.Г. Трифонов [5] называет иную причину поднятий. Ею он считает «энергетические автоколебания развития Земли, которые периодически повышали вклад нижней мантии в тектонические процессы и усиливали контрастность вертикальных движений».

Сложной в известных гипотезах является проблема источника энергии, необходимой для обеспечения новейших поднятий. Оценки показывают, что для нагрева на 250 градусов ~100 км слой континентальной литосферы на ~10% площади Земли и затем подъема слоя земной коры на высоту ~1 км требуются энергия ~10^{27} Дж. Эта величина много выше современного энерговыделения Земли. Откуда взялась эта огромная энергия в плиоцен-четвертичное время, гипотезы В.Г. Трифонова и Е.В. Артюшкова ответа не дают. Кроме того, в последней гипотезе спорно предположение о синхронном подъеме плюмов по всему земному шару от внешней границы земного ядра за время ~1 млн. лет.

В работах [6, 7] нами развит новый подход к объяснению причины данного явления.

НОВОЕ РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Согласно развиваемым представлениям, поднятия земной коры в плиоцене, как и сами орогенные фазы Штилле, а также более крупные тектонические циклы Вилсона и Бертрана, вызваны бомбардировками Земли галактическими кометами [7].

Сегодня установлено, что при движении в Галактике Солнце через каждые 20-37 млн. лет пересекает струйные потоки газопылевого вещества, истекающего из галактического ядра. В такие эпохи длительностью ~2÷5 млн. лет планеты Солнечной системы подвергаются бомбардировкам галактическими кометами. На эти эпохи приходятся крупнейшие природные катастрофы Земли (геологические, климатические и биотические), выступающие границами стратонов шкалы фанерозоя [6]. Последняя бомбардировка имела место на неоген-четвертичной границе шкалы в период от 5 до 1 млн. лет назад, который практически совпадает с эпохой новейших поднятий.

Галактические кометы – это ранее неизвестный класс космических тел, выпадающих на планеты исключительно в эпохи пребывания Солнца в струйных потоках. Сегодня эти объекты недоступны астрономическим наблюдениям. Падения их носят характер ливней, когда за одну бомбардировку на Землю (и другие планеты) может выпадать ~10^4-10^7 таких комет. Состоят они в основном из водяного льда и замерзших углеводородных газов с примесью более тяжелых химических элементов. Ядра галактических комет имеют размеры от ~100 до 3500 м, масса их меняется в пределах 10^{12}-10^{17} г, а энергия 10^{20}-10^{25} Дж.

Подсчитано, что за один кометный ливень на Землю поступает как раз ~10^{27}-10^{28} Дж энергии, сколько требуется. Вопрос в том, каким образом эта энергия трансформируется в наблюдаемые поднятия земной коры? Для ответа обратимся к фактам, относящимся не только к Земле, но и к другим планетам Солнечной системы.

ДРУГИЕ ПЛАНЕТЫ

Согласно [6], при падении галактических комет на планеты без атмосферы (Меркурий, Луна) и с атмосферой (Земля, Венера) образуются совершенно разные структуры. В первом случае в месте удара кометы возникает кратер ~10 ÷ 250 км в диаметре. Такие кратеры отличаются от кратеров, созданных астероидами и кометами Солнечной системы, большей численностью, сложным строением, экспоненциальным распределением по диаметрам (рис. 1), асимметричным положением относительно экватора планеты (рис. 2) и временем образования. Во втором случае в атмосфере планеты комета полностью разрушается. И ее огромная кинетическая энергия передается гиперзвуковой ударной волне, которая не способна образовать кратер. Преодолев толщу пород в сотни километров, эта ударная волна отдает энергию породам, вызывая их нагрев и частичное плавление. Это и создает эффект «вспучивания» твердой поверхности планеты.

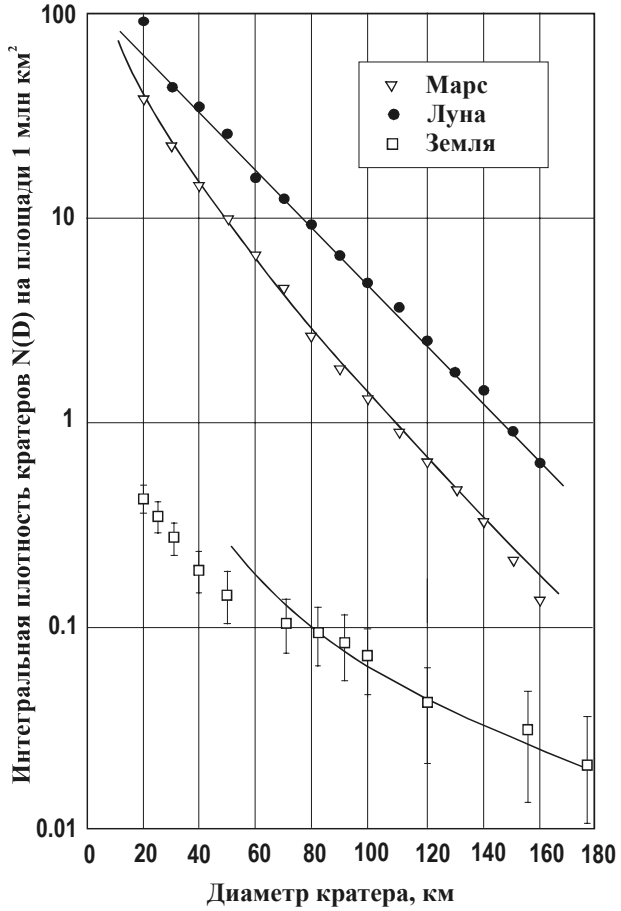


Рис. 1. **Интегральные распределения плотности кратеров Луны, Марса и Земли по диаметрам [13].**

Более низкая плотность кратеров на Марсе по сравнению с Луной вызвана частичной потерей массы галактическими кометами в марсианской атмосфере. Кратеры нашей планеты вызваны падениями астероидов. Кривая линия для них отвечает обратно пропорциональной квадратичной зависимости. Область малых диаметров искажена наблюдательной селекцией.

Проиллюстрируем сказанное на примере Марса. Обладая в ~10^3 раз меньшей массой атмосферы, чем у Земли, Марс проявляет оба эффекта сразу (см. рис. 2). Рельеф поверхности Марса позволяет говорить о наличии на этой планете двух совершенно разных полушарий: «континентального» – густо покрытого кратерами, и «морского» – представленного гладкими равнинами. Поверхность первого приподнята относительно второго на высоту 4-5 км. Оба полушария разделены резкой тектонической границей шириной ~300 км [9].

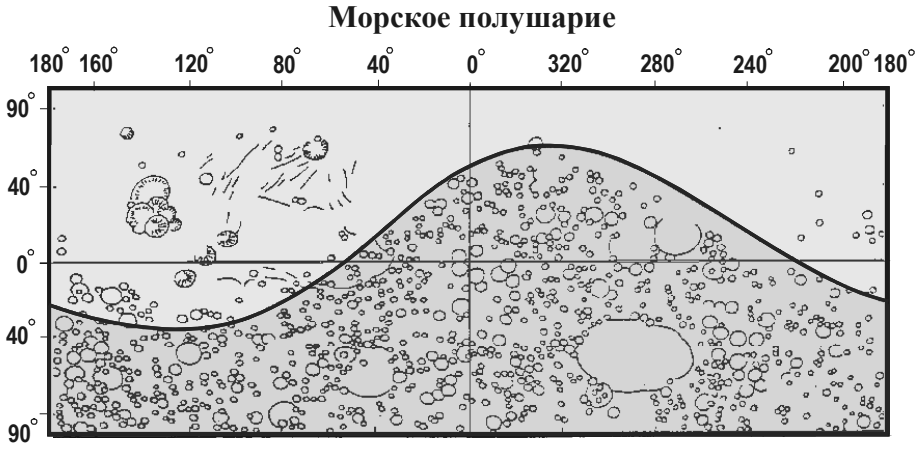


Рис. 2. **Морфология строения поверхности Марса [8].**

Разделительная линия – положение границы континентального (южного) и морского (северного) полушарий планеты. Граница получается как след сечения сферической поверхности Марса плоскостью, наклоненной к оси вращения планеты под углом 45°. Континентальное полушарие сплошь покрыто кратерами. Морское полушарие в целом представляет слабо кратерированные равнины [9].

При современном наклоне оси вращения Марса к галактической плоскости кометам доступна лишь южная часть планеты. Северная ее часть на протяжении последних 50-70 млн. лет не испытывала удары комет. За это время процессы тектонической релаксации успели нивелировать ее поверхность. Число кратеров здесь мало и большинство их создано астероидами. Кратеры континентального полушария, наоборот, образованы галактическими кометами. Причем плотность кратеров достигает насыщения. В подавляющем большинстве они возникли при последней кометной бомбардировке.

Расчеты показывают, что под континентальной полусферой Марса должен находиться слой сильно разогретых пород. Толщина этого слоя астеносферы достигает 100÷250 км. При движении Солнца в Галактике угол наклона оси вращения Марса к галактической плоскости через время ~150 млн. лет меняется на противоположный. В результате, слой астеносферы перемещается из южной в северную полусферу Марса. И, как следствие, морское и континентальное полушария планеты меняются местами.

ЗЕМЛЯ

Сходные явления происходят и на нашей планете, где для их изучения можно привлечь дополнительную геологическую информацию (рис. 3). На Земле почти вся энергия галактических комет идет на нагрев астеносферы. При этом образование суперконтинентов и их распад в эпохи кульминаций тектонических циклов Бертрана и Вилсона оказываются связанными с движением Солнца в Галактике. Вследствие особенностей этого движения южное полушарие получало кометной энергии больше, чем северное. Поэтому именно здесь формировались Пангея и Паннотия. Становление нового суперконтинента происходит, по-видимому, и сегодня, на что указывает быстрое вздымание Антарктиды [2].

При падении комет не на «толстые» материковые плиты, а на «тонкую» океаническую литосферу возникают [6] подводные горы. Это действующие вулканы высотой более 500 м, достаточно равномерно покрывающие все океанское дно. Их общее количество в Мировом океане ~10^6, распределение по размерам носит экспоненциальный характер и, также как кратеры на планетах без атмосферы, они избегают северной полюсной области Земли [12]. Имеются основания полагать [13], что падение кометы в океан приводит к образованию под дном на глубинах ~10-50 км магматической камеры. Объем камер под подводными горами ~$10^4 \div 10^5$ км^3, а степень плавления в них вещества ≤10% [14]. Из-за разности плотностей породы и расплава в камере возникает избыточное давление, которое заставляет магму по каналу ослабленных пород, созданному кометной ударной волной, подниматься наверх. Так как время жизни камер ≥100 млн. лет [14], течение магмы может продолжаться 180 млн. лет существования ложа современных океанов, приводя к наблюдаемому росту подводных гор.

Часть энергии галактических комет идет и на общий нагрев пород астеносферы под океанами, вызывая поднятие дна. Этот эффект сегодня инструментально измерен для южной полусферы нашей планеты. По данным GPS средний радиус южной полусферы Земли растет на 1.5 мм/год, что увеличивает ее объем на 553±2 км^3/год [15]. Северное полушарие не обнаруживает роста. Тем самым у Марса и Земли южное полушарие имеет больший радиус, чем северное. Причем его величина, по крайней мере, у нашей планеты продолжает расти.

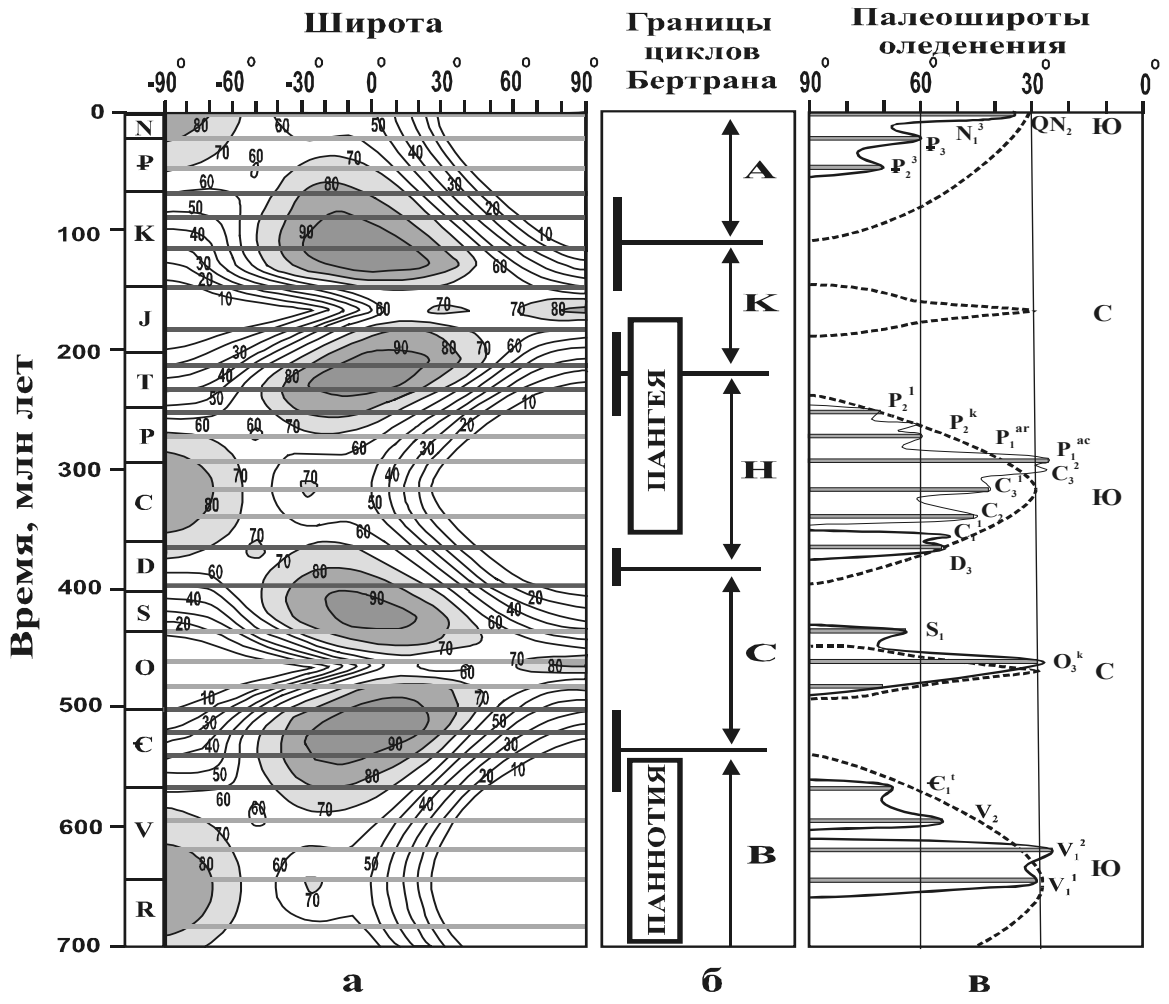


Рис. 3. **Сопоставление плотности падений на Землю галактических комет – (а) с границами циклов Бертрана [1] и временами существования суперконтинентов Пангеи и Паннотии [10] – (б) и палеоширотами распространения ледниковых покровов [11] – (в).**

Цифры у линий изоденс (рис. а) – проценты максимальной интенсивности. Узкими горизонтальными полосами показаны периоды кометных бомбардировок. Линии изоденс вне полос не имеют физического смысла. Более густым цветом выделены эпохи кометных бомбардировок, отвечающие границам циклов Бертрана [1]: В – байкальского, С – каледонского, Н – герцинского, К – киммерийского, А – альпийского. Сплошные линии (рис. в) – фактические данные [11], пунктирные линии – расчетная граница широтного распространения области кометных падений. Буквами С и Ю обозначены оледенения, вызванные кометными бомбардировками северной и южной полярных областей Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно согласиться с доводами Е.В. Артюшкова о значительном нагреве и размягчении слоя пород литосферы под новейшими поднятиями земной коры, а также возможном преобразовании низлежащих пород астеносферы за счет процесса эклогизации. Однако считать причиной этого явления «особый вид мантийной конвекции» [2], связанной с подъемом флюидов от внешней границы земного ядра, представляется мало обоснованным.

Изложенные результаты позволяют предполагать, что новейшие поднятия земной коры, как и разогрев подстилающей кору астеносферы, вызваны падениями галактических комет. Согласно наблюдениям, астеносферный слой не носит повсеместного распространения. Со временем он может перемещаться из одной полусферы планеты в другую, предопределяя ход протекания региональных тектонических процессов [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. №6, С.3-14.

2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456 с.

3. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие резкого размягчения мантийной литосферы и ее замещения астеносферой // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т.1. М. ГЕОС. 2008. С.31-34.

4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // ДАН. 2003. Т.393. №6. С.797-801.

5. Трифонов В.Г. Возраст и механизмы новейшего горообразования // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т.2. М. ГЕОС. 2008. С.349-353.

6. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС. 2002, 393 с.

7. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // Вестник Моск. Ун-та, Сер.4. Геология. 2004. №3. С.3-16.

8. Shaded relief map of Mars. 1:25000000. 1972.

9. Казимиров Д.А. Десимметрия планет земной группы и спутников и основные фазы их развития // Вопросы планетарного тектогенеза. Тематический сборник: Тр. ГИН. М. 1977. Вып.1. С.23-66.

10. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в тектоническом развитии литосферы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы 36-го Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС. 2003, с.56-60.

11. Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001. Т.378, №5, с.656-659.

12. Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М. 1996. 186 с.

13. Баренбаум А.А. Подводные горы как области современного магматизма. Причина и механизм их возникновения // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС. 2006. С.33-37.

14. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН. Фил. ГЕО. 2001. 409 с.

15. Баркин Ю.В. Механизм возрастания среднего уровня океана и решение «attribution problem» // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС. 2007. С.21-23.

МАЛОГЛУБИННАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА В КОМПЛЕКСЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Басакина И.М[1]., Антоновская Г.Н[2]., Басакин Б.Г.[3]

[1]Архангельский научный центр УрО РАН, г. Архангельск, ibasakina@yandex.ru
[2] Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, gala-new@yandex.ru
[3]Филиал ОАО «Хантымансийскгеофизика» многопрофильная геофизическая экспедиция, г. Хантымансийск, bgboris@yandex.ru

Диагностика состояния инженерных сооружений комплексом геофизических методов подразумевает обследование как состояния конструкций здания, так и его фундамента, основания и подстилающих грунтов. Для объектов в Архангельской области был опробован комплекс геофизических методик, включающий как основные: способ сейсмометрических измерений на сооружениях с оценкой их конструктивной целостности, разработанный сотрудниками ИЭПС УрО РАН и ИФЗ РАН [5] и сейсморазведочный метод преломленных волн (МПВ) в невзрывной модификации.

Сейсморазведочные работы проводились 12-канальной сейсмостанцией GEODE фирмы Geometrics. Применялся механический источник возбуждения сигнала (удары кувалдой по металлической пластине). Сейсморазведочный метод преломленных волн опирается на анализ кинематики первых вступлений, представленных преломленными волнами, связанных с границами, характеризующимися различными граничными скоростями. Одним из условий применения данного метода является увеличение скорости продольных волн с глубиной [1, 2]. Обработка проводилась с использованием программы RadExPro. На первом этапе важен анализ структуры регистрируемых годографов, в частности установление числа самостоятельных элементов годографа, т. е. числа выделенных сейсмических волн, координат точек смены волн и определение типа выделенных волн. Задача состоит в том, чтобы, накопив некоторый опыт, определять по изменению характеристик волнового поля изменения геолого-геофизического разреза.

Начиная с 2004 г., комплексом методик при решении инженерно-геологических задач были отработаны участки полигонных исследований на большом Соловецком острове, на территории музея заповедника «Малые Корелы». Применение сейсмометрического метода измерений на сооружениях показало изменения частот колебаний основных форм, характеризующих состояния объектов. Причина этого не всегда понятна. На территории большого Соловецкого острова идет увеличение техногенной вибрационной нагрузки на окружающую среду, связанной с работой аэропорта, дизельной электростанции, водного и наземного транспорта; реконструкцией причала, строительством и реставрацией жилых и исторических комплексов, прокладкой современных инженерных коммуникаций. Все это вызывает различные процессы изменения в геологической среде, инициируемых набором

физико-химических процессов. Практическая сторона вопроса состоит в том, что необходимо исследовать грунты, являющиеся постелью зданий, проследить изменения их свойств.

На примере обследования Белой башни Соловецкого кремля покажем эффективность комплексной оценки инженерных сооружений. Результаты предоставлены по двум профилям на рис. 1 и 2. Выделено две преломляющих границы. Скорость в покрывающей толще до первой преломляющей границы 340 *м/с*. Глубина залегания первой преломляющей границы от рельефа до 4*м*. Граничная скорость от 1460 до 1710 *м/с*. Предположительно, первую преломляющую границу можно привязать к кровле ледниковых отложений, представленных супесью пластичной, серого цвета, с частыми прослоями песка насыщенного водой, с включениями гравия.[1, 4]. Мощность этих отложений от 8 до 12 *м*. Верхний слой: техногенные образования, представленные песчаным слежавшимся грунтом с включениями строительного мусора (битый кирпич, шлак), ледниковые отложения –песок мелкий, средней крупности средней плотности, с гравием и галькой до 20%, далее песок гравелитистый средней плотности серого цвета, с валунами. Оба вида песка влажные и насыщенные водой.

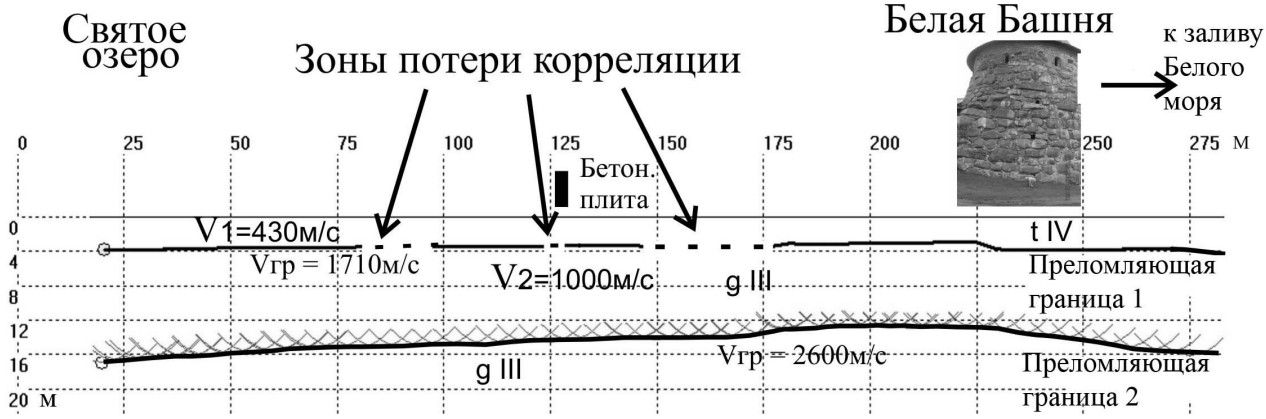


Рис. 1. **Сейсмогеологический разрез по профилю вдоль Белой башни**

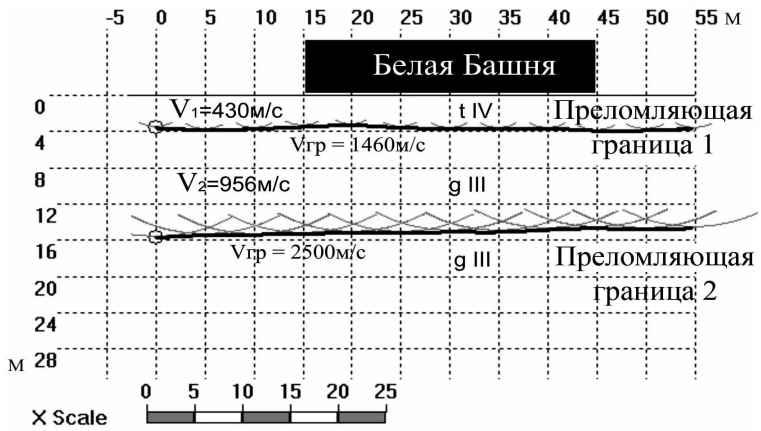


Рис. 2. **Сейсмогеологический разрез по профилю через Белую башню, начинающийся с северо-восточных ворот, через центр башни. Коса выносится на улицу через окно**

Средняя скорость до второй преломляющей границы колеблется в диапазоне от 956 до 1000 *м/с*. На глубине порядка 11-16 *м* находится вторая преломляющая граница. Граничные скорости вдоль второй преломляющей границы от 2500 до 2600 *м/с*. По параметрам и данным скважин это, возможно, суглинки тугопластичные с галькой до 10%, с прослойками песка, насыщенного водой [1, 4].

В волновых полях отмечается нарушение корреляции первого горизонта, возможно вследствие проводившихся ранее работ по проложению теплотрассы (рис. 1). На пк 145-180 предположительно выделяется подземная протока вод из озера в залив, в волновом поле она выражена потерей корреляции, что соответствует разрывам непрерывности преломляющих границ.

Таким образом, выделены наиболее ослабленные участки поверхности мореных отложений, связанные с процессом уплотнения и размывания некоторых инженерно-геологических элементов в результате антропогенного воздействия. Сопоставляя данные по расположению подземных каналов и теплотрассы можно предположить, что они непосредственно являются источником зон обводнения и влекут к нарушению кровли ледниковых отложений, вызывают суффозию [3]. Изменения в основании Белой башни предположительно повлекли изменение конструктивной схемы всего сооружения, что отразилось в изменениях частот собственных колебаний и траекторий движения объекта, отмеченные при сейсмометрических обследованиях.

Обследование Колокольни музея «Малые Корелы», рис. 3. Данный объект является высоким деревянным сооружением. Для выяснения связи сооружения с подстилающими грунтами были проведены сейс-

моразведочные работы по стандартной методике МПВ. Длина каждого профиля 16,5 *м*, 12 пунктов приема расстояние между которыми 1,5 *м*, вынос 0 и 5 *м*. Результаты сейсморазведочных работ, отработанных по 4 профилям по периметру колокольни, показывают следующее. Получена одна преломляющая граница, скорость до нее – от 350 до 380 *м/с*, граничная скорость от 1320 до 1700 *м/с*. Глубина до преломляющей границы от 2.7 до 3.5 м.

Ссылаясь на данные инженерно-геологических исследований масштаба 1:50000 на площади Архангельского промышленного узла (1991-1996 гг.), можно предположить, что это граница между верхнечетвертичными водноледниковыми отложениями песков, пылеватых супесей (lgIIIos) и верхнечетвертичных моренных отложений суглинков валунных(gIIIos). Мощность первых от 2 до 15 *м*, мощность вторых от 2 до 5*м*.

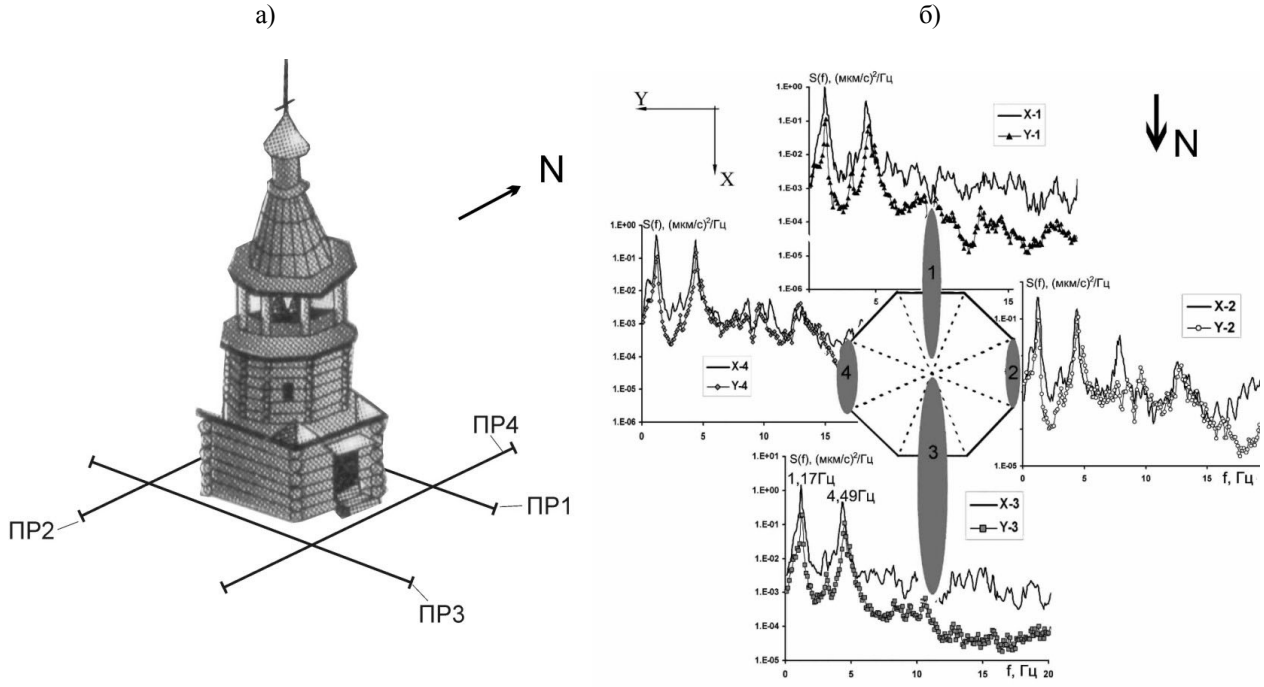


Рис. 3. **Обследование колокольни:**

а) расположение сейсморазведочных профилей вокруг колокольни;
б) спектры мощности и динамическая картина колебаний Колокольни

Динамическая картина показывает, что общее колебание сооружения происходит в направлении север-юг, наибольший размах колебаний происходит в точке 3, расположенной на севере.

Результат комплексного обследования показал, что максимально ослабленное место в колокольне – это участок между точками 2 и 3. Необходимо отметить понижение преломляющего горизонта (в районе этих точек, угол между ПР1 и ПР2) на север на 0.5 м (рис. 4). Мощность рыхлых отложений песка, которые подвержены большей усадке с течением времени от динамических воздействий самой колокольни в этой области несколько больше, сооружение как бы «приплясывает» на этот угол. Таким образом, сильные колебания колокольни связаны, по-видимому, со следующими фактами:

а) неравномерное уплотнение грунтов оснований;

б) воздействие колокольного звона, инфразвуковые колебания (увеличивают амплитуду собственных колебаний сооружения);

в) ветровое воздействие преимущественно северного направления.

Малоглубинная невзрывная сейсморазведка в комплексе поисковых работ

В настоящий момент сложился следующий подход к методике поисков кимберлитовых рудопроявлений на территории Архангельской алмазоносной провинции (ААП) – анализ магнитного поля, выделение перспективных аэромагнитных аномалий и их заверка в комплексе с опробованием на минералы-спутники. Но количество слабоконтрастных аэромагнитных аномалий составляет несколько тысяч и заверка их бурением финансово неоправданна. Необходимо применять новые геофизические методы при разбраковке выделенных аномалий на наличие кимберлитовых тел. Одним из них является невзрывной МПВ, который был опробован на трубке «Белая» (рис. 5).

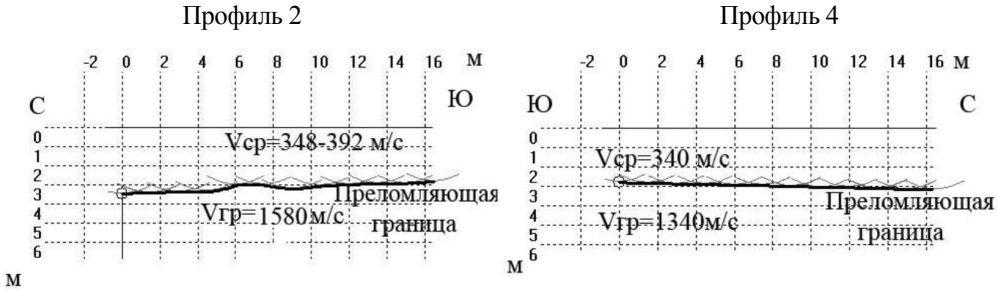


Рис. 4. **Сейсмический разрез по профилю 2 и профилю 4 (параллельным)**



Рис. 5. **Сейсмогеологический разрез по профилю 34 на трубке Белая**

В верхней части вендских отложений присутствуют 2 сейсмических границы, которые выделяем в волновом поле. Так как все кимберлитовые тела прорывают отложения венда, то по потере корреляции горизонтов, отсутствию преломляющей границы в теле объекта, можно предположить присутствие разрывного нарушение. При наличии интрузивного тела, аналогичная ситуация повторяется и по другим профилям, секущим геофизическую аномалию.

Таким образом, показаны разные возможности применения малоглубинной сейсморазведки в комплексе с сейсмометрическими исследованиями для решения задач инженерно-геологического обследования сооружений и поиска аномальных зон в среде.

ЛИТЕРАТУРА

1.Гурвич И. И. Сейсморазведка. // М.: Недра, 1975. 407 с.

2.Метод преломленных волн. // Под ред. Епинатьевой А.М. М.: Недра, 1990. 297 с.

3.Савицкая О.Д. Соловецкая крепость. // Архангельск: Правда Севера, 2005. 160 с.

4.Технический отчет о выполненных инженерных изысканиях на объекте: «Преображенская гостиница по Набережной бухты Благополучия, д. 2» в пос. Соловецкий // ОАО «Архангельск ТИСИз» Инв. № 14150.

5.Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Инженерно-сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. // Екатеринбург:УрО РАН, 2007. 156 с.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ КОРОВЫХ И ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ–ШАНЯ

Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К.

Научная станция РАН, г. Бишкек, bataleva@gdirc.ru

Лабораторные измерения электропроводности пород при изменяющейся температуре показали, что она возрастает с увеличением температуры. Вместе с тем реальная электропроводность меняется в достаточно широких пределах, что обусловлено зависимостью от типа пород, от температуры, наличия флюидов и частичных расплавов.

Основной целью проведенных экспериментальных исследований является привлечение данных по электропроводности пород для интерпретации результатов магнитотеллурических зондирования Тянь-Шанем этого региона и лучшего понимания глубинной структуры Земной коры и верхней мантии Земли для Тянь-Шаньского внутриконтинентального орогена в связи с геодинамическим состоянием Центральноазиатского региона. К настоящему моменту накоплен большой объем полевых данных и построены геоэлектрические и скоростные модели глубинного строения Тянь-Шаня. Для наиболее достоверной и полной интерпретации полученных результатов необходимо иметь данные по электрическим свойствам пород литосферы под Тянь-Шанем, которые могут быть определены при лабораторных измерениях электрических свойств ксенолитов.

Для интерпретации полевых магнитотеллурических данных использовались результаты лабораторного эксперимента по определению физических свойств пород при P-T условиях равновесия минеральных фаз, представленных в рассматриваемых ксенолитах нижней коры верхней мантии. Геодинамические процессы, вызываемые Индо-Азиатской коллизией, отражаются в геоэлектрической структуре земной коры, отображаемой в поведении корового проводящего слоя [1]. Электропроводность минералов и пород зависит от ряда факторов, таких как, PT-условия их происхождения, химический состав, температура, давление, пористость, влажность и др. Данная работа является попыткой использовать свойства ксенолитов для уточнения (наложения ограничений) значений электропроводности в магнитотеллурических разрезах.

Выполнение работ было реализовано в три этапа:

Создание температурной модели вдоль магнитотеллурического профиля по 76º ВД через Тянь-Шань.

Расчет геотерм для реального разреза континентальной литосферы требует решения уравнений теплопроводности с определенными граничными условиями. Для экстраполяции измеренных на дневной поверхности значений температур на большие глубины использовались: распределение теплового потока на поверхности, распределение внутрикоровых радиогенных источников тепла, коэффициент теплопроводности.

Данные по тепловому потоку на поверхности вдоль МТ-профиля 76º ВД через Тянь-Шань были сняты с карты теплового потока Тянь-Шаня и Памира [2]. Вариации значений теплового потока оцениваются от 40 до 80 mW/m^2. Кроме того, использовались новые геотермальные данные, полученные [3] в западном замыкании Иссыккульской впадины, согласно которым, значения теплового потока оцениваются в среднем около 48.3 mW/m^2. Этот тепловой поток ниже оценок предыдущих наблюдений на 15 mW/m^2. Данные по распределению верхнекоровых источников тепла также были сняты с разрезов (Shvarcman, 1986). Для расчета температурной модели использовалась геометрия слоев и блоков земной коры, полученная сейсмическими методами. Изменения коэффициента теплопроводности вдоль профиля оценивались от 1.2 до 2.8 W/m/K и с глубиной от 2.3 до 3.4 W/m/K. Граничными условиями на нижней границе модели являются: для первого варианта модели – температура на глубине 140 км зафиксирована T=1100ºC, для второго – на этой глубине зафиксирован тепловой поток 14 mW/m2. Сопоставление результатов показало, что модели для обоих вариантов очень близки.

Расчеты глубинной температурной модели производились во Франкфуртском университете с помощью программ COMSOL Multiphysics (Femlab). Результаты представлены на рис. 2

Измерение электрических свойств эклогита и пироксенита при PT-условиях, близких к условиям их образования в коре и верхней мантии. Для лабораторных измерений использовались образцы эклогитов собранные на хр. Ат-Баши, Киргизстан. Измерения электропроводности образцов эклогитов с использованием импедансной спектрометрии производились во Франкфуртском университете под руководством Н. Багдасарова на установке «поршень – цилиндр». Измерения проходили при давлении 2 GPa и при 600 < T < 1300 ºC (не достигая точки плавления). Конструкция измерительной ячейки описана в деталях в работе [4].

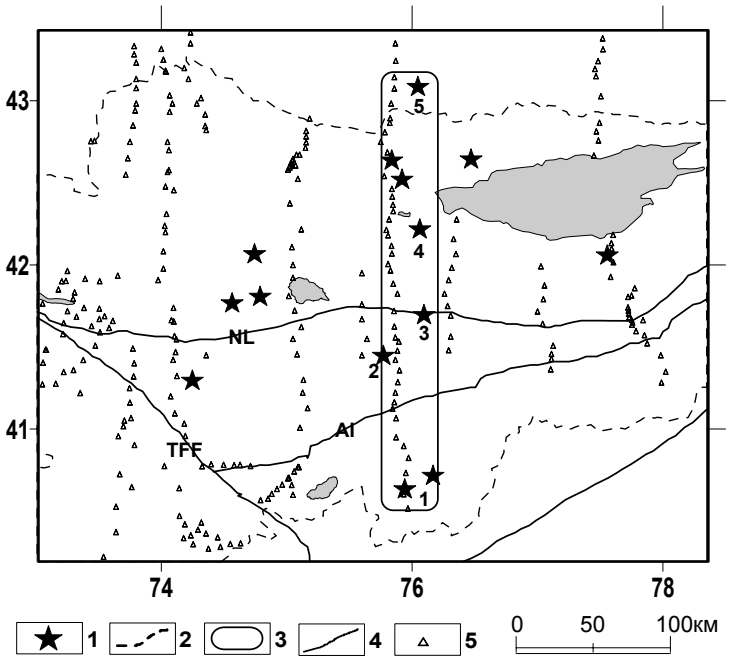


Рис. 1. **Схема выходов базальтов вдоль магнитотеллурического профиля по меридиану 76º через Тянь-Шань.**

1 – выходы базальтов: (1 – Терек, Текелик; 2 – Джанбулак; 3 – Байдулы; 4 – Учкудук; 5 – Кастек), 2 – граница Киргизстана, 3 – рассматриваемый магнитотеллурический профиль, 4 – крупные разломы, 5 – пункты магнитотеллурических зондирований

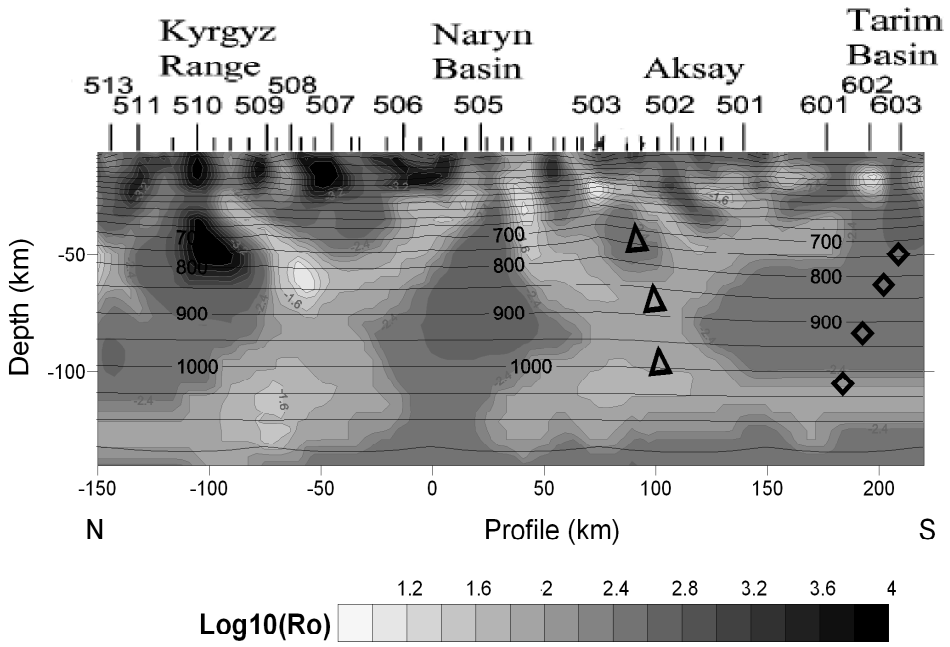


Рис. 2. **Геоэлектрическая модель, построенная [1] для рассматриваемого профиля** (сопротивления показаны цветом)**, с наложенной на неё температурной моделью, показанной изолиниями.**

Значения температур приводятся в °С, на нижней границе зафиксирован тепловой поток 14 mW/m². Вблизи Ат-Башинского хребта (502-503 пункты) на глубинах от 50 до 90 км расположен предположительно эклогитовый массив. Треугольники – точки определения значений температуры и сопротивления, используемые на рис. 3а. Ромбики под пунктами 601-602 – точки определения значений температуры и сопротивления, используемые на рис. 3б.

Эклогитовые образцы, используемые в данной работе, были описаны в статье Симонова В.А. [5]. Тянь-шаньские эклогитовые комплексы маркируют сутуру закрытия палеозойского океанического бассейна. Они были сформированы породами офиолитовой ассоциации в результате их погружения в зоне субдукции. Впоследствии они были выжаты на поверхность в структурах тектонического меланжа. Образцы эклогитов содержат гранат, клинопироксен (омфацит), глаукофан, фенгит, клиноциозит. На основе химического состава сосуществующих минералов были выполнены термобарометрические вычисления. Получены следующие оценки PT- параметров: T=670-700ºC и P=23.3-23.6 Kbar для гранат-пироксенового термометра [6] и для гранат-пироксен-фенгитового барометра [7]. В случае применения клинопироксенового термометра [8] оценки значений температур составили – 690-720ºC при том же давлении. Общее поведение графика Ro-lab(T) представлено на рис 3 а). По сравнению с электропроводностью эклогитов из других регионов, Ат-Башинские эклогиты характеризуются более высокой проводимостью. Используя данные о геоэлектрическом строении зоны Ат-Башинского хребта, где были взяты образцы эклогитов, можно провести ***сопоставление результатов лабораторных измерений с данными магнитотеллурического профилирования***.

Геоэлектрическая модель, созданная для рассматриваемого профиля [1] была скомбинирована с тепловой моделью, описанной выше. Наложение геоэлектрической и тепловой моделей позволило оценить зависимость электросопротивления глубинных массивов пород от температуры Ro-мт(T) (рис. 2.).

Такой подход предполагает, во-первых, сканирование геоэлектрической модели и выделение однородных блоков с плавным распределением проводимости (возрастанием с глубиной), в которых отсутствуют локальные аномалии электропроводности. Во-вторых, вдоль субвертикальной оси через выделенный однородный массив модели снимаются значения электропроводности от температуры, для сопоставления этих данных с результатами лабораторных измерений. Выделяемый блок (массив) геоэлектрической модели должен находиться на глубинах, соответствующих предполагаемой для исследуемого образца (типа пород) фации метаморфизма.

Сопоставление данных лабораторных измерений электропроводности эклогитов Ro-lab(T) с Ат-Башинского хребта с данными, снятыми с геоэлектрических и тепловых разрезов около Ат-Башинского хребта Ro-mt(T) показаны на рис. 3а. Наблюдается хорошая сходимость между электропроводностью измеренной на образцах эклогитов и электропроводностью эклогитового(?) массива оцененной по комбинированному геоэлектрическому – температурному разрезу. Эти результаты позволили подтвердить предположение о присутствии

эклогитового массива под Ат-Башинским хребтом. Образцы пироксенитовых ксенолитов, которые использовались для лабораторных измерений σ(T) с целью наложения ограничений на магнитотеллурические разрезы создаваемые для территории Тянь-Шаня, были собраны в выходах щелочных базальтов в урочище Ак-Сай, р. Орто-Суу. Вероятно, наиболее точно было бы называть породу, представленную в образцах ксенолитов, апопироксенитом, который является продуктом метасоматических изменений перидотитов. Апо-пироксениты возникают в результате взаимодействия водонасыщенных расплавов с перидотитовым материалом при высокой температуре и характеризуются высоким содержанием железа в оливинах Mg#=0.80 (расчеты по мольным долям). Образцы пироксенита содержат оливин в качестве второстепенной фазы, ортопироксен и клинопироксен и в небольшом количестве плагиоклаз. Исследования пироксенитовых образцов, с использованием импедансной спектроскопии на установке «поршень-цилиндр» проводились при давлении 7 Kbar и температурах 500 < T < 1200ºC, не достигая точки плавления. Измерения электропроводности пироксенитовых образцов выполнялось с использованием той же методики, что и для образцов эклогитов. Общий характер поведения графика результатов измерений представлен на рис. 3б.

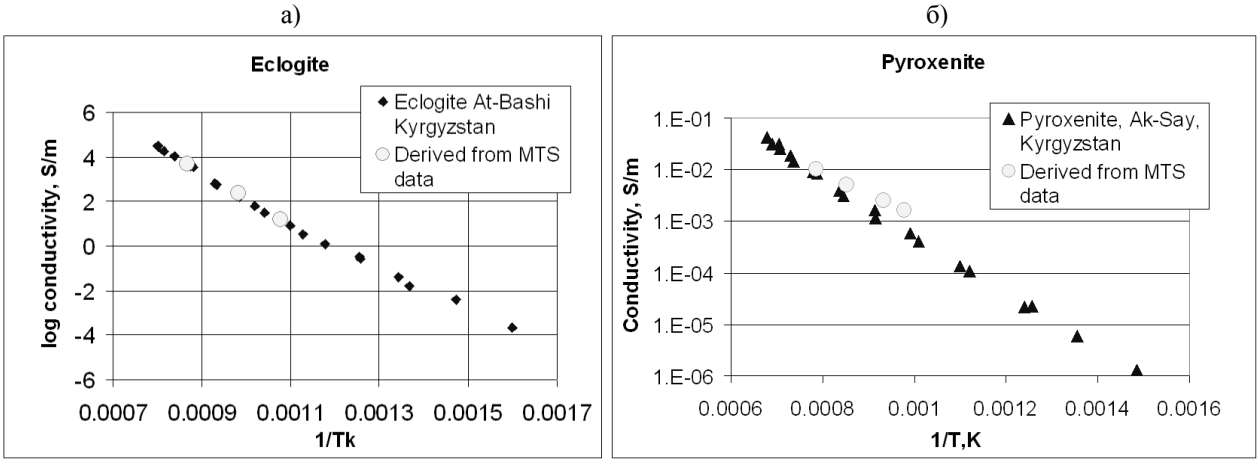


Рис. 3. **Сопоставление результатов, полученных при лабораторных экспериментах**

а) – на образцах эклогитов с Ат-Башинского хребта, Киргизстан, и б) – на образцах пироксенитовых ксенолитов из урочища Ак-Сай, Киргизстан, с данными, снятыми с геоэлектрических моделей МТЗ (рис. 2).

Эти измерения и сопоставление лабораторных и полевых данных – попытка наложения ограничений на значения электропроводности для геоэлектрических моделей Центрально-Азиатского региона и первый опыт проведения петрологической интерпретации этих моделей. Наблюдается хорошая сходимость (особенно в высокотемпературной части сопоставляемых данных) между электропроводностью пироксенитовых ксенолитов, измеренной в лабораторных условиях, и электропроводностью на разрезах, построенных по магнитотеллурическим данным под урочищем Ак-Сай (рис.2). Таким образом, результаты сопоставления свидетельствуют о пироксенитовом составе массива под урочищем Ак-Сай.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bielinski, R.A.; Park, S.K.; Rybin, A, Batalev, V. Jun, S., Sears, C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies// Geophys. Res.Lett.Vol. 30, No. 15, 180610.1029/2003 GL017455 08 August 2003.

2. Shvarcman Yu.G. Litosphere of Tien Shan, M.: Nauka, 1986. P. 129-141.(in Russian).

3. Vermeesch, P., Poort, J., Duchkov, A. D., Klerckx, J., and De Batist, Lake Issyk-Kul (Tien Shan): Unusually low heat-flow in an active intermontane basin: Russian Geology and Geophysics, 2004, v.45, n.5, pp. 616-625.

4. Maumus, J., Bagdassarov, N.S., Schmeling, H., 2005. Electrical conductivity and partial melting of mafic rocks under pressure. Geochim. Cosmochim. Acta 69 (19), 4703-4718.

5. Simonov V.A., Cakiev K.S., Volkova N.I., Stupakov S.I., Travin A.V. Conditions of eclogites generation beneath At-Bashi ridge (South Tien Shan), Russian Geology and Geophysics 2007 (in press)

6. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the gamet-clinopyroxene geothermometer revised // Journal of Metamorphic Geology, 1985, V. 6, P. 173-204.

7. Waters, D.J., Martin, H.N. Geobarometry in phengite-bearing eclogites. // Terra Abstracts, 1993, V. 5, P. 410-411.

8. Ellis D.J., Green D.R. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, V. 71, P. 13-22.

ПОВЫШЕНИЕ РАЗРЕШЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОМОЩИ ВЕЙВЛЕТОВ

Белашев Б.З.[1], Екимова И.А.[2], Нилов М.Ю.[1]

[1]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, belashev@krc.karelia.ru
[2]Петрозаводский государственный университет, г. Петрозаводск.

Традиционным элементом обработки геофизических данных является выделение моментов времени поступления сигналов на детектор. Как правило, эти моменты позволяют локализовать источник сигнала в пространстве и времени. Быстрая и надежная локализация событий приобретает важное значение в технологии сейсмического мониторинга. Перекрывание сейсмических сигналов, нестационарный характер, высокий уровень шума затрудняют обработку данных, а ее низкое быстродействие связывают с ручными действиями интерпретатора сейсмограмм, выделяющего моменты поступления на приемник разных типов сейсмических волн. Автоматизация таких ручных процедур представляется малоэффективной.

В работе представлены алгоритмы, фиксирующие на основе стандартных интегральных характеристик и преобразований особенности сейсмограмм, сопоставляемые моментам времени поступления упругих волн на сейсмоприемник.

Моделированием показано, что вейвлеты «Wavelet Toolbox» системы компьютерной математики «Matlab», фильтруют шум, реагируют на изменение спектрального состава и скачки непрерывности сигнала. Благодаря этим свойствам они способны выявлять зоны наложения компонент сигналов. Чувствительны к особенностям сигналов оказались энтропия, дисперсия, фактор нестационарности, рассматриваемые как характеристики окна, сканирующего данные.

Вейвлет алгоритмы применены для обработки сейсмограмм, регистрируемых сейсмическими станциями Карелии. Их данные сравнены с данными программы WSG, использующей ручную расстановку фаз вступления сейсмических волн. Результаты сравнения свидетельствует о способности вейвлет алгоритмов давать детальную картину сейсмического процесса. Их целесообразно применять для близких сейсмических событий, например, промышленных взрывов, координаты и время которых помогают уточнить локальные скоростные модели земной коры.

Областью, где применение вейвлет алгоритма также может оказаться эффективным, является профилирование при помощи георадара. Как аналог радиолокатора, георадар содержит антенну, излучающую видео импульс вглубь земной поверхности, антенну, принимающую отражения, блок обработки и представления данных. Форма видео импульса, обычно соответствующая 1.5 периода синусойды с длиной волны 0.3-1.0 м, определяет глубину проникновения импульса и пространственное разрешение, связанные противоположным образом. Из-за дисперсии среды и изменения знака сигнала при отражении, форма регистрируемых сигналов часто отличается от исходной и оказывается малоинформативной.

Данные георадарного профилирования необходимо интерпретировать. Обычно отражения сопоставляют локальным максимумам сигналов. Из-за наложения и перекрывания отраженных сигналов такой подход не всегда соответствует реальности. Вейвлет алгоритм точнее выявляет границы компонент сигнала и положения отражающих неоднородностей.

Для апробации алгоритма использованы данные профилирования торфяного болота у п.Лоймола Суоярвского района Карелии, полученные георадаром ОКО-2 по 273 трассам. База георадара составляла 930 мм, центральная частота – 150 МГц, диапазон излучаемых частот – 0-320 Мгц, расстояние между трассами – 200 мм, время регистрации трассы – 400 нс.

Вейвлет алгоритм улучшает пространственным разрешением, выявляет особенности слабых сигналов, позволяет использовать импульсы низких частот для расширения диапазона сканирования по глубине.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 08-01-98804 р_а).

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ЗАГРОССКОЙ И ГИМАЛАЙСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Белоусов Т.П.

Институт физики Земли РАН, г. Москва, belousov@ifz.ru

В пределах центральных частей Загросской и Гималайской складчатых систем геодинамические исследования проводились нами по теме «Изучение трещиноватости горных пород и напряженного состояния земной коры активных регионов Земли». Основной задачей полевых работ являлся сбор данных по внутрислойной трещиноватости осадочных горных пород.

1. На территории Загроса в процессе полевых исследований были собраны данные по трещиноватости осадочных пород в более чем 270 обнажениях. Обследованию подвергались отложения от юрского до голоценового возрастов. В каждой точке набюдения (ТН) устанавливалось около десяти параметров, наиболее важными из которых являлись азимуты и углы падения плоскостей 100 трещин.

В возрастном отношении на мезозойские (Mz) осадочные породы приходится 23 ТН. Они распределились следующим образом: поздняя юра (J_3) – 3 ТН; ранний мел (K_1) – 8 ТН; поздний мел (K_2) – 12 ТН. Трещиноватость кайнозойской (Kz) осадочной толщи изучена более детально. На нее приходится 249 ТН, которые распределились: палеоген (Pg) – 41 ТН: Pg_{1-2}-9 ТН, Pg_3-32 ТН; неоген (N) – 187 ТН: N_1^1 (Гачсаран)-22 ТН, N_1^2 (Мишан)-43 ТН, N_1^3-N_2^1 (Агаджари)-43 ТН, N_2^1 (Лахбари)-26 ТН; N_2^2 (Бахтиари)-53 ТН; четвертичный период (Q) – 21 ТН: Q_{1-3} (Плейстоцен)-9 ТН, Q_4 (Голоцен)-12 ТН. Из литологических разновидностей в составе обследованных осадочных образований преобладают известняки и известняки-ракушечники – (119 ТН), песчаники – (109 ТН). На другие горные породы (от тонкозернистых до грубообломочных) приходится около 40 точек наблюдения.

Реконструкция напряженно-деформированного состояния осадочного слоя земной коры региона проводилась нами на основе анализа рисунка внутрислойной трещиноватости горных пород позднего мезозоя и кайнозоя [1-4]. В пределах рассматриваемой территории осадочные образования этого возраста развиты практически повсеместно. В пределах Внешней зоны Юго-Восточного Загроса наиболее широко и полно обнажены горные породы неогена. В связи с этим трещиноватость пород данного возраста изучена нами наиболее детально (187 ТН). Вдоль юго-западной периферии Внешней зоны неогеновые породы перекрыты четвертичными отложениями, трещиноватость которых изучена нами в 21 ТН.

Обработка данных по стереограммам распределения трещиноватости горных пород и реконструкция палеонапряжений осадочного слоя земной коры центральной части Загроса показали, что на границе юры и мела изучаемая территория находилась под воздействием сжатия, ось которого была ориентирована по линии ВСВ-ЗЮЗ. Это направление оси максимального сжатия устойчиво сохранялось в палеогене и в гачсаранское время раннего миоцена.

В среднем миоцене, в период формирования отложений формации Мишан, произошла кратковременная переориентация оси максимального сжатия. Обработка стереограмм распределения трещиноватости осадочных горных пород показала, что для этого периода нет однозначного решения напряженного состояния. По одному из вариантов ось максимального сжатия отклонилась почти на 90°, приобретя направление по линии ССЗ-ЮЮВ. По другому варианту она отклонилась не более чем на 30° к ССВ-ЮЮЗ и не на всей территории, а лишь в ее южной части. При этом азимуты простираний оси сжатия в разных точках наблюдения варьируют в широких пределах от 5 до 85°. Об этом свидетельствуют стереограммы плотностей полюсов нормалей к трещинам, развитым в породах формации Мишан [5].

Анализ рисунка трещиноватости в породах формации Агаджари позднего миоцена-раннего плиоцена в 43 ТН позволил установить, что на этом отрезке времени ось максимального сжатия в пределах Внешней зоны Юго-Восточного Загроса вновь претерпела переориентировку и приобрела направление по линии СВ-ЮЗ. Азимуты ее расположения варьируют от 30° до 80°, но чаще всего они близки к 45°-50°. Близко к этому простиранию была ориентирована ось максимального сжатия в плиоцене. Анализ рисунка трещиноватости осадочных пород формаций Лахбари и Бахтиари показал, что ось максимального сжатия в период их формирования располагалась по-видимому по линии СВ-ЮЗ.

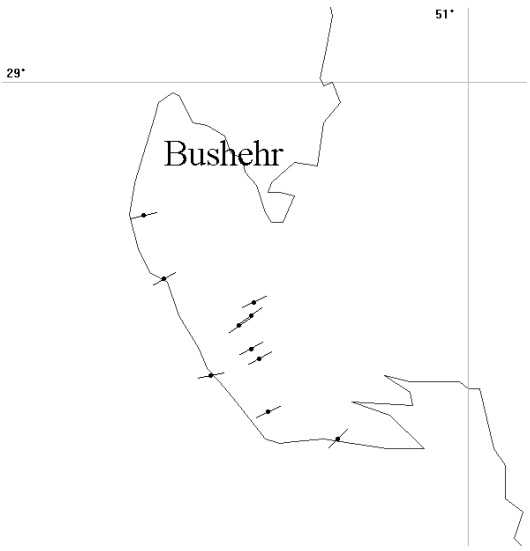


Рис. 1. **Ориентация оси сжатия поля напряжений, реконструированного по внутрислойной трещиноватости четвертичных осадочных пород полуострова Бушер Внешней зоны Юго-Восточного Загроса**

О характере напряженного состояния осадочного слоя земной коры на четвертичном этапе развития, характеризующемся активным проявлением восходящих тектонических движений, позволяют судить результаты тектонофизической реконструкции для 21 ТН. Они свидетельствуют, что ось максимального сжатия во Внешней зоне Юго-Восточного Загроса в плейстоцене, как и в плиоцене была ориентирована по линии СВ-ЮЗ (рис. 1). Однако в голоцене она несколько отклонилась и приобрела простирание по линии ВСВ-ЗЮЗ.

2. На севере Центральных Гималаев и юге Западного Тибет в процессе полевых исследований рисунок трещиноватости горных пород изучен нами рекогносцировочно в 35 ТН. Из них 27 ТН приходятся на осадочные породы мезозойско-кайнозойского (Mz-Kz) возраста, в 6 ТН исследована трещиноватость метаморфических пород архея (Ar) и протерозоя (Pr), по одной точке наблюдения заложены в палеозойских (Pz) песчаниках и ме-



Рис.2. **Веерообразная трещиноватость верхнемеловых песчаников зоны сочленения Гималаев и Тибета**

ловых (K) гранитах. Изученные Mz-Kz отложения в возрастном отношении распределились: юра (J)– 3 ТН, мел (K) – 9 ТН, палеоген (Pg) – 3 ТН, миоцен (N_1) – 3 ТН, плиоцен (N_2) – 3 ТН, плейстоцен (Q) – 6 ТН.

В 27 ТН Mz-Kz осадочных пород региона выявлены три системы трещин. На северо-западе от горы Кайлас в 10 ТН, заложенных в этих породах, выражены системы трещин с простираниями 40-80 , 280-300 и 340-360 . В районе Кайласа изучена трещиноватость меловых осадочных пород (рис. 2). Она также определяется тремя системами, направленными на 75-80 , 280-300 и 325-335 . Одна из систем, как и в протерозойских образованиях, при перемещении с востока на запад меняет свое простирание с СЗ (325-335) на ССЗ (340-360). Примерно такой же рисунок трещиноватости присущ Mz-Kz осадочным породам, окаймляющим озеро Манасаровар. Таким образом, в Mz-Kz породах региона наиболее устойчиво выражена система с трещинами, ориентированными на 280-300 . Направления других систем варьируют в зависимости от местонахождения осадочных пород в пределах зоны сочленения Гималаев с Тибетом. По направлениям эти системы весьма близки к трещинам в архейских и протерозойских породах. Из этого можно сделать заключение, что трещиноватость изученной территории, несмотря на высокую неотектоническую активность региона, является упорядоченной.

На основе анализа первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород проведена реконструкция палеонапряжений и установлены основные закономерности альпийской геодинамики южной части Памиро-Гималайского региона. Они заключаются в следующем:

В юрское время согласно данным наших палеореконструкций ось максимального сжатия на севере Центральных Гималаев и юге Западного Тибета была ориентирована на ССЗ (340-355°). В начале мела ось максимального сжатия претерпела переориентировку на ССВ-ВСВ (20-70°). В палеогене ось сжатия приобрела направление на ВЮВ (100-110°). На Памире в палеогене ось сжатия была направлена по линии ЮВ-СЗ. В миоцене в пределах региона и на сопредельных территориях проявилась геодинамическая перестройка, вследствие чего ось сжатия приобрела ориентацию на ВСВ (55-60°). Дальнейшее развитие региона в плиоцене и плейстоцене сопровождалось устойчивым вращением оси сжатия поля палеонапряжений против часовой стрелки.

Можно предполагать, что альпийская геодинамика севера Центральных Гималаев и юга Западного Тибета определялась перемещением в сторону Евразии Индостана, претерпевающим устойчивое вращение. При этом с юры по палеоген вращение протекало по часовой стрелке (J 340-350°; K 20-70°; Pg 100-110°), а с палеогена по плейстоцен – против (Pg 100-110°; N1 55-60°; N_2 35°’ Q 25-30°).

Примерно такие же, как в плейстоцене, направления векторов горизонтальных смещений геодезических пунктов по данным GPS-измерений на юге Тибета показаны в работах E.Calais et al. [2006] и Wayne Thatcher [2007].

3. Согласно современным тектоническим представлениям [6] в конце средней юры Земля вступила в позднемезозойско-кайнозойский этап развития, приведший к распаду Пангеи, образованию молодых океанов и формированию их современной структуры. В начале этого процесса произошло заложение широтной части Центральной Атлантики и восстановление субширотного океанского пространства, разделявшего ранее Гондвану и Лавразию. Ось максимального сжатия в районе Центральных Гималаев, юге Западного Тибета и на Памире в юрское время была ориентирована на ССЗ. В конце юры-начале мела началось формирование субмеридионального участка Атлантического и северной части Индийского океанов. Это привело к сокращению Тетиса и сближению подвижных Индостанской и Аравийской литосферных плит с относительно стабильной Евразией.

Территория Загроса под воздействием перемещения Аравийской плиты, особенно центральная часть его Внешней зоны в конце мезозоя и на протяжении большей части кайнозоя формировалась под влиянием поля палеонапряжений с осью максимального сжатия близкой по простиранию к СВ-ЮЗ. Лишь в среднем миоцене она претерпела кратковременную перестройку, отклонившись от этого направления. Со второй половины миоцена, в плиоцене и плейстоцене, ось максимального сжатия вновь простирается по линии близкой к СВ-ЮЗ. Однако в голоцене она приобретает простирание по линии ВСВ-ЗЮЗ.

Перемещение Индостанской плиты в северном направлении сопровождалось вращением ее по часовой стрелке. Под ее давлением в начале мела ось максимального сжатия в регионе переориентировалась с ССЗ на ССВ. Вращение Индостанской плиты продолжалось и в палеогене, вследствие чего ось сжатия приобрела направление

на ВЮВ. На Памире в палеогене ось сжатия была направлена по линии ЮВ-СЗ. В миоцене в пределах региона и на сопредельных территориях произошла активизация тектонических движений, что обусловило наступление новейшего этапа геологического развития. Это обусловило проявление геодинамической перестройки, вследствие чего ось сжатия приобрела ориентацию на ВСВ. Дальнейшее перемещение Индостанской литосферной плиты сопровождалось устойчивым вращением ее против часовой стрелки вплоть до плейстоцена.

Таким образом, альпийская геодинамика южных частей Кавказско-Загросского и Памиро-Гималайского регионов определялась перемещением подвижных Аравийской и Индостанской литосферных плит в сторону относительно стабильной Евразии.

Интерпретация фактического материала выполнена при частичной финансовой поддержке ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. К реконструкции палеонапряжений по трещиноватости горных пород // Физика Земли. 1990. №2. С. 16-29.
2. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. Трещиноватость горных пород как индикатор палеогеодинамических процессов // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН. 2004. С. 320-326.
3. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 324 с.
4. Белоусов Т.П. и др. Локализационная неустойчивость осадков (на примере северо-западного погружения Большого Кавказа) // Геофизические исследования. М.: ИФЗ РАН. 2005. Вып. 3. С. 123-126.
5. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Новейшая геодинамика Кавказско-Загросского региона // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: Геос. 2000. С. 43-46.
6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ. 1995. 480 с.

ГЕОМЕТРИЯ СКЛАДЧАТОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Куртасов С.Ф., Грекова Т.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, sh_mukhamediev@inbox.ru

Исследования трещиноватости осадочных пород в складчатых областях проводятся с целью выявления особенностей зарождения трещин и связи характеристик трещиноватости (густоты и ориентационных распределений трещин) как с наблюдаемой геометрией складок, так и с предполагаемой историей их развития. Эти задачи имеют фундаментальное значение, а также представляют прикладной интерес. Действительно, их корректное решение позволит не только реконструировать геодинамическую эволюцию исследуемого региона (в том числе, и эволюцию палеонапряжений), но и правильно судить о проницаемости пород и о режимах подземных флюидодинамических процессов на основании изучения геометрии складок в районах с малым числом обнажений.

В настоящее время отмеченная проблематика находится в стадии развития, о чем свидетельствуют публикации, в которых высказываются порой резко отличающиеся суждения о взаимосвязи складчатости и трещиноватости. Трудности и неоднозначности теоретического анализа связаны с тем, что напряженное состояние в осадочных слоях сильно зависит от типа развития складки, от механизма взаимодействия между слоями при изгибе, от наличия и ориентации первичных (существовавших до складчатости) систем трещин и т.д. Реализуется продольный или поперечный изгиб, существует или отсутствует проскальзывание между слоями – эти и другие факторы, осложненные многовариантностью сценариев кинематического развития складки и наличием различных критериев трещинообразования, приводят к предсказанию многих типов систем трещин и разной очередности их возникновения. Так, опираясь лишь на представления теории изгиба тонких пластин, в зависимости от ориентации главных осей напряжений в слое можно прогнозировать возможность образования 5-ти разных картин разрушения, в которых суммарно участвуют 11 различных систем трещин (как сдвиговых, так и отрывных) [1]. Если вместо прочностных критериев возникновения трещин использовать геометрические критерии, сформулированные в терминах характеристик кривизны изгибаемой поверхности (например, в терминах гауссовой и средней кривизны [2] или направления минимальной кривизны [3]), то результаты прогноза трещинообразования изменятся.

Представляется, что одним из возможных подходов к решению проблемы является детальное изучение трещиноватости для отдельных складок и последующее сопоставление результатов для разных регионов с целью выявления универсальных закономерностей. В рамках намеченной программы мы в течение нескольких

полевых сезонов изучали трещиноватость мезозойско-кайнозойских осадочных горных пород на территории северо-западного замыкания Большого Кавказа. Северо-Западный Кавказ в новейшем структурном плане представляет собой антиклиналь с относительно плоской сводовой частью и крутыми крыльями, обращенными к Черноморской впадине и Индоло-Кубанскому предгорному прогибу. Замыкание Северо-Западного Кавказа осуществляется поперечными ступенями, разделенными флексурно-разрывными зонами [4, 5]. Район тектонофизических исследований располагается в пределах Новороссийской ступени. При обследовании ее южного крыла в районе пос. Кабардинка нами была изучена система обнажений верхнемеловых отложений, представленных известняками, мергелями и глинами (рис. 1). Обнажения простираются в ЮВ направлении более чем на 20 км вдоль автодороги Новороссийск-Геленджик. Пласты осадочных пород под углами в 50-70º падают на юго-запад в сторону автодороги, азимуты простираний пород – 290-305º. Пласты денудированы на разные глубины, поэтому их внешний облик представляет собой как бы раскрытую книгу, у которой сдвинуты страницы.



Рис. 1. **Фрагмент обнажения осадочных пород вдоль автодороги Новороссийск-Геленджик**

Замеры трещин производились в 48 точках наблюдения (ТН), расположенных в пределах 37.8759-37.9261° в.д. Замеры, компьютерная обработка данных и их интерпретация производились согласно разработанной нами методике [6]. В каждой ТН замерялись элементы залегания (азимут и угол падения) плоскостей 100 трещин, строилась стереограмма полюсов нормалей к плоскостям трещин, максимумы полюсной плотности (при выполнении некоторых статистических критериев [7]) интерпретировались как маркирующие систему трещин с соответствующим залеганием.

Изучение трещин показало, что подавляющее их число субортогонально слоистости пород. Этим свойством обладают все системные трещины без исключения. Генерализованная геометрия трещиноватости выявляется при обработке и интерпретации всей совокупности 4800 трещин, замеренных в исследуемом районе. На рис. 2 *а* представлено среднее ориентационное распределение трещин (ОРТ), построенное после приведения слоев к первоначальному горизонтальному положению. На стереограмме отчетливо проявляются максимумы полюсной плотности (кружки), соответствующие трем системам трещин: продольной системе L, простирающейся параллельно крылу складке, и двум системам C' и C'', плоскости которых составляют между собой острый двугранный угол, $\angle C'C'' \approx 45°$. Биссектриса этого угла практически имеет то же направление, что и средняя нормаль к простиранию крыла складки. На рис. 2 *б* обобщенная взаимосвязь геометрии трещин и складки представлена другим способом. Локальные системы трещин (общим числом 120), выделенные по всем 48 ТН, были разбиты на 18 групп по признаку принадлежности их азимутов тому или иному 10-градусному интервалу. Кривая изменения относительного числа систем в каждой группе на рис. 2 *б* сопоставлена с гистограммой локальных азимутов простирания и падения слоев горных пород. Системы L, C', C'' проявляются вновь.

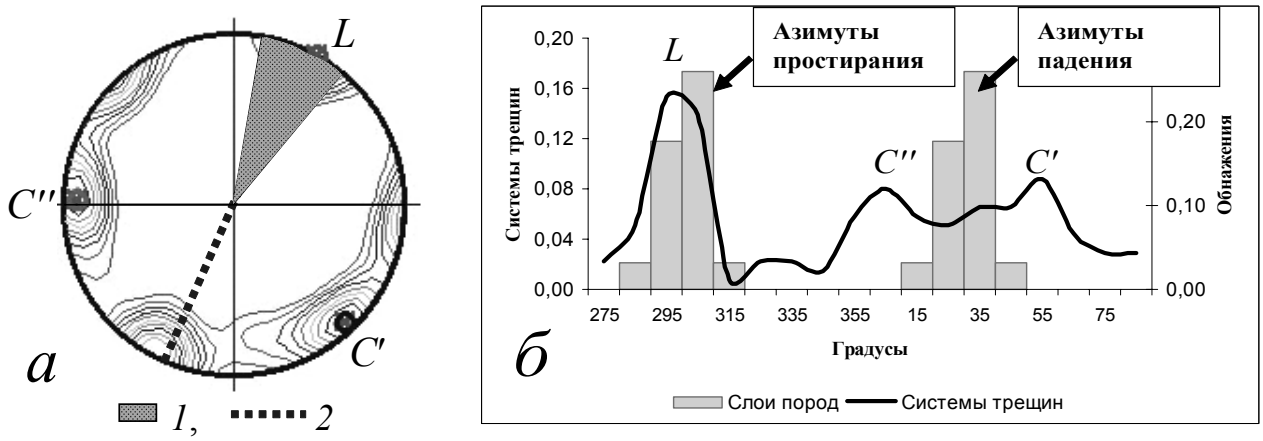


Рис. 2. **Обобщенные характеристики геометрии складки и трещиноватости по всем 48 ТН.**

а – стереограмма полюсной плотности 4800 трещин; *1* – разброс азимутов падения пластов; *2* – простирание биссектрисы угла между максимумами, соответствующими системам трещин *C′* и *C″*; *б* – частота наблюдения азимутов простирания слоев и систем трещин (осреднение по интервалам 10°)

Для выявления более тонких особенностей геометрии складки и систем трещин следует анализировать локальные геометрические характеристики. Зависимость локального простирания осадочных слоев от расстояния вдоль оси складки, представленная на рис. 3, имеет наклонную линию тренда, указывающую на то, что складка на изученном участке является дугообразной в плане, с выпуклостью, ориентированной на юго-запад. Результаты анализа показывают также, что у локальных отклонений азимутов простираний отсутствует корреляция с выявленной дугообразной кривой (R^2=0).

Для анализа взаимосвязи геометрии складки и трещиноватости были выделены 39 ТН, в которых ориентация локальных систем *L* не отличалась более чем на ±10° от локального простирания слоистости. Взаимосвязь соответствующих азимутов отражена на рис. 4. Результаты линейного регрессионного анализа, приведенные на этом рисунке, выявляют достаточно высокую степень корреляции. Сравнение ориентации локальных систем *L* с генерализованным дугообразным простиранием складки показывает, что в этом случае корреляция существенно слабее (R^2=0.36 вместо R^2=0.56 на рис. 4). Тем не менее, если всем локальным системам *L* придать однородную ориентацию, то дугообразная складка «спрямляется». При проведении такой процедуры азимут простирания «спрямленной» складки практически совпадает с азимутом простирания параллельных систем *L*.

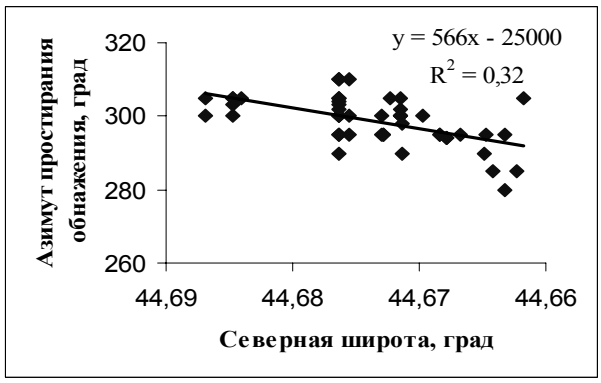


Рис. 3. **Изменение локальных простираний пластов с расстоянием (48 ТН)**

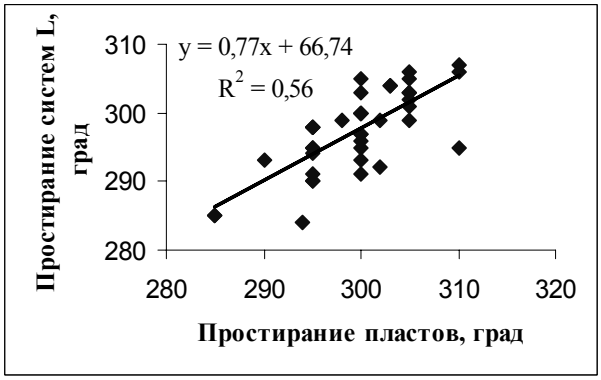


Рис. 4. **Корреляция простирания систем *L* с локальными простираниями слоев (39 ТН)**

Нами проведено и сравнение простирания складки с ориентацией систем *C′* и *C″*. Были выделены 26 ТН, в которых пара систем *C′*, *C″* выявляется надежно и в которых ∠*C′C″* принимает значения от 30° до 45°. В этих ТН модуль отклонения биссектрисы ∠*C′C″* от локальных азимутов падения пластов изменяется от 0° до 14°. Выявлено, что корреляция локальных азимутов биссектрисы и падения пластов несколько слабее (R^2=0.26), чем соответствующая корреляция для азимутов простирания систем *L* и слоев (R^2=0.56, рис. 4). Тем не менее, наличие взаимосвязи не вызывает сомнения.

Упомянутые выше исследования позволяют сделать следующие выводы. Изученный участок Северо-Западного Кавказа, который ограничен с севера и юга широтами 44.6869°N и 44.6617°N, представляет собой юго-западное крыло дугообразной в плане складки верхнемеловых осадочных пород. Складка ориентирована своей выпуклостью на юго-запад, а генерализованное дугообразное простирание ее крыла осложнено высокочастотной составляющей. На обнажениях участка наиболее четко выражены 3 системы трещин, ортогональные слоистости пород: продольная по отношению к оси складки система L, и две системы C' и C'', чаще образующие между собой острый угол $\angle C'C'' \approx 30\text{-}45°$. Как в среднем ОРТ, так и во многих локальных ОРТ, ориентации систем L, C', C'' взаимосвязаны, а именно: система L делит пополам тупой угол между системами C' и C''. Эта конфигурация систем трещин взаимосвязана с простиранием складки: система L параллельна, а биссектриса острого угла $\angle C'C''$ – перпендикулярна простиранию складки. Отмеченная закономерность проявляется как в среднем для изученного участка складки, так и для многих ТН.

На основе выявленных закономерностей можно предположить следующую схему эволюции складки и образования систем трещин. Складка зародилась как прямолинейная, причем перпендикулярно действующему в тот момент максимальному горизонтальному сжимающему напряжению T_{max} (напряжения сжатия считаем положительными). В дальнейшем, при росте складки и, соответственно, при увеличении по абсолютной величине ее кривизны в вертикальном сечении главное сжимающее напряжение T_d, действующее по падению складки и равное в начальный момент величине T_{max}, начало уменьшаться, пока не сравнялось с горизонтальным напряжением T_s, действующим по простиранию складки. Напряжение T_s является сжимающим в силу стеснения деформаций вдоль оси складки. При дальнейшем росте складки разность $T_s - T_d$ увеличивалась, что могло привести к латеральному изгибу складки в юго-западном направлении. Еще позже возникла вторая форма потери устойчивости, выразившаяся в появлении высокочастотной поверхностной моды изгиба на крыле складки. Системы трещин L, C', C'' возникли заведомо до того, как проявились отмеченные формы потери устойчивости, т.к., будучи «вмороженными» в материал, системы следили за кинематикой перемещений, сопровождавших процессы неустойчивости. Система L возникла не ранее систем C' и C''. Вопрос о том, не сформировались ли обсуждаемые системы трещин до начала складкообразования, остается открытым.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ и фундаментальной программы № 6 ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bergbauer S., Pollard D.D. A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming // GSA Bulletin. 2004. V. 116. P. 294-307.

2. Lisle R.J. Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis // AAPG Bulletin. 1994. V. 78. P. 1811-1819.

3. Fischer M.P., Wilkerson M.S. Predicting the orientation of joints from fold shape: results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis // Geology. 2000. V. 28. P. 15-18.

4. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.

5. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.

6. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН. 1997. 320 с.

7. Belousov T.P., Mukhamediev Sh.A., Kurtasov S.F. Joint orientations from Paleozoic sedimentary rocks in the Kyzyl Kum region, Uzbekistan, Central Asia // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. № 5. P. 333-351. Available at: http://rjes.wdcb.ru/.

СЕЗОННЫЕ И ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ДЛИТЕЛЬНОСТИ СУТОК И ВАРИАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Благовещенская Е.Э.

[1] СПбФ ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург, jlyskova@mail.ru

Появление в середине прошлого века сначала кварцевых, а затем еще более точных атомных часов позволило астрономам уверенно прослеживать неравномерности вращения Земли не только в вековом масштабе времени, но и в пределах года. Многолетние уже спутниковые данные о фактическом гравитационном поле Земли показывают, что коэффициент J2, описывающий экваториальное вздутие (или, что, по сути, тоже самое, осевое полярное сжатие), имеет устойчивые сезонные вариации. Эти вариации чаще всего предположительно объясняют сезонным перераспределением воздушных масс. Однако, учитывая, что экваториальное вздутие в геологическом масштабе времени определяется скоростью вращения Земли W и упруго-пластическими деформациями ее твердых оболо-

чек, можно ожидать, что в ряду явлений, связанных с вариациями J2 и W, землетрясения окажутся не на последнем месте, и могут играть роль, если не инициатора, то участника и летописца.

В данной работе на базе многолетних каталогов автор показывает, что сама по себе очень небольшая вероятность возникновения землетрясения в определенном месте и в определенные моменты времени, на большом массиве событий обнаруживает значимую корреляционную взаимосвязь как с вековыми, так и с сезонными изменениями W или J2. При этом знак коэффициента корреляции бывает как положительным, так и отрицательным, т.е. вариации dW или dJ2 могут, как спровоцировать землетрясение, так и временно притормозить (отсрочить) его, в зависимости от типа тектонических условий (напряжений литосферы) в данном регионе.

При выделении зон со сходными тектоническими условиями использовалась карта современных напряжений в литосфере [1], созданная на базе оценок тензора напряжений в шахтах и скважинах, а также тензора сейсмического момента землетрясений. На этой карте выделяются несколько зон, находящихся в режиме преобладающего растяжения на следующих территориях: (1) Штаты Невада и Аризона, и Мексика в Северной Америке; (2) Турция к западу от 35-го меридиана, Греция и Апеннины; (3) ЮВ часть Африки; (4) районы около Байкальского рифта; (5) к СВ от Гималайского хребта; (6) небольшая зона в высоких Андах. Режим преобладающего сжатия можно отметить на следующих территориях: (7) система надвиговых хребтов Загрос в Иране; (8) Алеуты и Аляска между 50 и 65 градусами северной широты. Независимо от упомянутой карты была рассмотрена зона надвига вдоль западной границы полуострова Индокитай и южной границы Индонезии, а также продолжение этого тектонического пояса через Новую Зеландию до островов Фиджи, где он, по-видимому, полностью теряет надвиговые черты.

Вековые вариации сейсмической активности определялись в данной работе как изменение в регионе числа событий, из указанных с 1700 г. по 1994 г. в каталоге сильных землетрясений NOAA USGS, за определенный промежуток времени iD (iD =7,13,19 или 37 лет). Сезонные вариации сейсмичности определялись по гистограммам распределения землетрясений по месяцам в соответствующем регионе. С таким же месячным шагом были вычислены сезонные вариации dJ2 на основе 9-летнего (1983-1991 гг.) ряда J2 из работы [2] и сезонные вариации dW на основе 9-летнего ряда (1972-1980 гг.) изменения длительности суток по данным обсерватории в Харькове [3]. Вековые вариации скорости вращения Земли W взяты из [4].

Статистическое сравнение рядов (сезонное распределение можно считать вектором из 12 элементов) в разных регионах или в связи с иными явлениями проводилось по величине (точнее – знаку) коэффициента ковариации соответствующих пар временных рядов на моменте нулевого сдвига по времени. При определении уровня достоверности наличия корреляции (либо положительной, либо отрицательной) по критерию Стьюдента учитывалась длина временного ряда и величина параметра сглаживания, связанная с величиной iD.

Сравнение сезонных вариаций dJ2, полученных путем осреднения спутниковых данных, с сезонными вариациями угловой скорости вращения Земли по астрономическим данным dW, вычислявшихся как производная по времени от среднего сезонного изменения длины суток, показало, что они имеют коэффициент корреляции 0.74. Наибольшее расхождение между ними существует в зимние месяцы за счет того, что dJ2 имеет там локальный (второй) максимум. Однако необходимо заметить, что dJ2 и dW, определены были по разным годам, поэтому не исключено, имеет место наложение какого-нибудь долгопериодного фактора.

Сравнение сезонных функций dJ2 и dW с сезонным распределением землетрясений dEQ в упомянутых выше тектонических зонах показало, что коэффициенты корреляции между dEQ и dJ2 по абсолютной величине, как правило, больше, чем между dEQ и dW. То есть, сезонные вариации сейсмичности лучше согласуются непосредственно с изменением формы Земли, чем с изменением скорости вращения Земли. В подавляющем большинстве случаев величина коэффициента корреляции позволяет с достаточно высоким доверительным уровнем (более 85%) подтверждать, что в зонах преимущественного растяжения, по крайней мере, в низких и средних широтах, наблюдается положительный коэффициент корреляции (например, для укрупненной зоны растяжения, объединяющей выделенные выше зоны (2) и (3), он равен 0,86). В зонах надвигового типа, как правило, наблюдается отрицательный коэффициент. Особенно убедительным оказывается надвиговая зона (8), для которой коэффициент корреляции оказался около -0.65, что с вероятностью 98% позволяет утверждать, что этом районе с увеличением dJ2 снижается вероятность землетрясения, а с уменьшением dJ2, напротив, возрастает. Но на вопрос «насколько», приводимые здесь параметры не отвечают. Следует также сказать, что на Мировой карте, с помощью которой выбирались упомянутые зоны, западное обрамление Тихого Океана имело очень мало данных, а геодинамика там сложнейшая, поэтому при работе с этим районом придется довольствоваться более низким доверительным уровнем.

Коэффициент корреляции долговременных рядов изменения сейсмичности попарно сравниваемых регионов бывал как положительным, так и отрицательным, а величина его во многих случаях была достаточной для того, чтобы можно было говорить о наличии значимой положительной или отрицательной взаимосвязи (корреляции), правда, на значительно более низком уровне значимости по сравнению с сезонными вариациями. В частности, долговременные ряды, вычисленные с интервалом сглаживания от 7 до 19 лет для участков СЗ части Тихоокеанского сейсмического пояса, имеют значимую положительную корреляцию, а ряды, полученные с интервалом сглаживания 37 лет или более, обнаруживают связь с вековыми вариациями скорости изменения длины суток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Zoback M.L., Burke K. Lithospheric stress patterns: a global view // EOS, Trans. AGU. 1993. V. 74. No 52. P. 609.
2. Nerem R.S. Progress made in studying variations of Earth's Gravity // EOS, Trans. AGU. 1994. V. 75. No 7. P. 76.
3. В.И.Туренко. Возможности изучения вращения Земли по материалам наблюдений всемирного времени классическими методами и некоторая геофизическая интерпретация неравномерности этого вращения. Сб. Вращение Земли и геодинамика, Изд-во «Ташкент»: Фан, 1983. С. 33-42.
4. Сидоренков Н.С. Неравномерность вращения Земли и движение полюсов // Природа. 1982. № 4. С. 82-91.

СВЯЗЬ АНОМАЛИЙ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ КАРЕЛИИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЗОНАМИ

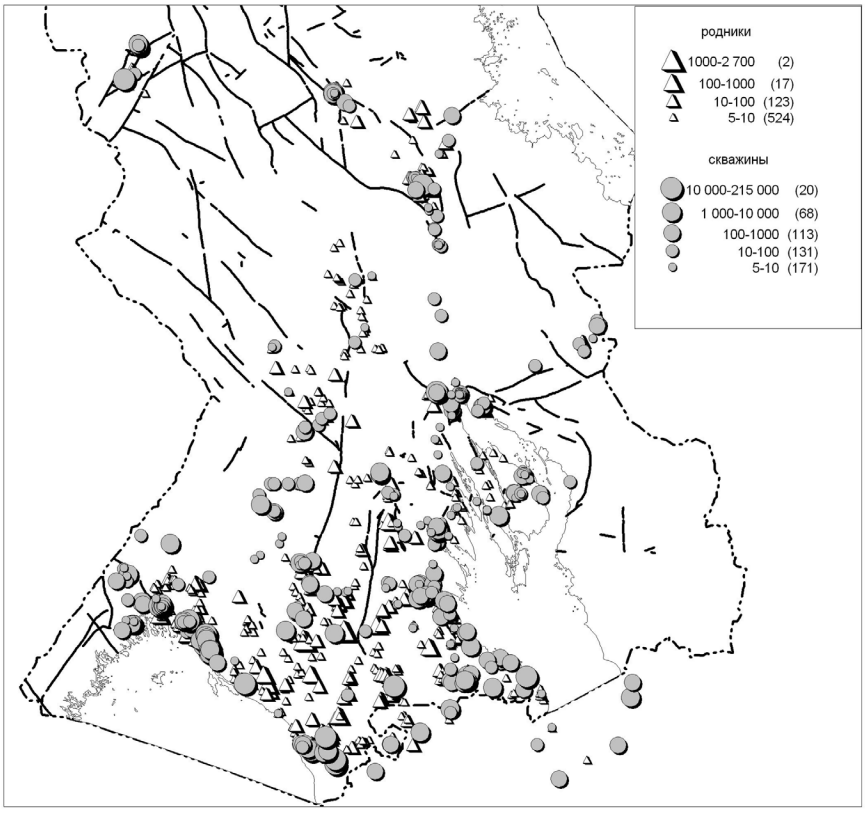
Богачев М.А., Бородулина Г.С.

Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, borodulina@nwpi.krc.karelia.ru

В большом интервале температур и давлений гелий остается инертным газом, активно растворяющимся во всех фазах вмещающей геологической среды. Во всех случаях гелий растворен истинно, т.е. собственного объема не занимает. Основной причиной, обуславливающей формирование гелиевых аномалий в верхних слоях земной коры служит конвективная миграция гелия с глубины, обычно не в свободной форме, а вместе с флюидами-носителями, преимущественно с подземными водами [4]. Природа гелиевых аномалий во всех случаях – это активная разгрузка вод глубокой циркуляции по зонам повышенной проницаемости тектонической природы [3, 4, 6, 7].

Среди растворенных в подземной воде газов гелий наиболее хорошо изучен, благодаря высокопроизводительным и экспрессным возможностям газового анализатора ИНГЕМ-1 [1, 3, 5]. Всего выполнено 1360 определений гелия в подземных водах региона, опробовано 660 родников, 510 скважин.

В подземных водах Карелии гелий имеет самый большой среди растворенных газов диапазон содержаний: от равновесных с атмосферой $5 \cdot 10^{-5}$ мл/л до 2,15 мл/л (рис.). Формирование в приповерхностной зоне дифференцированного гелиевого поля обусловлены гидрогеодинамическими и геотектоническими факторами. Первый обеспечивает энергетику процесса разгрузки потока, а второй контролирует размещение проницаемых зон, по которым и возможна миграция в различной степени глубинных растворов.



Распределение концентраций гелия ($n \cdot 10^{-5}$ мл/л) в подземных водах Карелии

Фоновое содержание гелия в воде зоны интенсивного водообмена (50-150 м) составляет $5 \cdot 10^{-5}$ мл/л и определяется тем количеством гелия, которое вносится в недра путем инфильтрации метеорных вод вместе с растворенным воздухом. Опробование источников, дренирующих верхнюю часть зоны интенсивного водообмена на уровне первых метров, показало, что только 20% родников характеризуются содержанием гелия, отличным от равновесного с атмосферой. Из них в 17 источниках зафиксированы концентрации гелия в пределах 0,001-0,0045 мл/л, и в двух – более 0,01 мл/л. Один из них с концентрацией гелия 0,027 мл/л – известный Крошнозерский родник, дренирующий отложения крупной озовой гряды, которые часто контролируются зонами тектонических нарушений [2]. Второй родник (He 0,015 мл/л) расположен на северном берегу оз. Ведлозеро. Восходящая разгрузка обогащенных гелием (до 0,002 мл/л) вод онегозерского межморенного горизонта зависит от развития гидрогеологических окон литолого-фациального характера.

В отличие от родников, скважинами вскрываются воды, как правило, более глубокой циркуляции, и увеличение содержания гелия с глубиной формирования воды отражает вертикальную гидрогеохимическую зональность. Концентрация гелия в скважинах, вскрывающих воды четвертичных отложений и трещиноватых кристаллических пород, залегающих выше местного базиса эрозии, как правило, не превышают $(5\text{-}10) \cdot 10^{-5}$ мл/л. В подземных водах трещиноватых пород, вскрываемых скважинами ниже базиса эрозии, а также напорных водоносных горизонтов (водоносные горизонты верхнего протерозоя и палеозоя окраин Ленинградского и Московского артезианского бассейна) концентрация гелия возрастает на 2-4 порядка. Так в водах котлинского и гдовского горизонтов на юге Карелии содержание гелия достигает 0,7 мл/л. В водах докембрийского фундамента здесь установлена максимальная его величина 2,15 мл/л. Обращает на себя внимание высококонтрастное гелиевое поле Северного Приладожья, где максимальная концентрация достигает 0,55 мл/л (район г. Питкяранта). Таким образом, самые контрастные аномалии гелия в подземных водах совпадают с тектоническими разломами глубинного заложения (Ладожским, Западно- и Восточно- Карельским).

Контрастные аномалии гелия приурочены, как правило, к озерным понижениям, речным долинам и другим отрицательным формам рельефа, где создаются условия для разгрузки напорных гелиеносных вод замедленного водообмена по тектонически ослабленным зонам. Практически все высококонтрастные гелиевые аномалии перетекания имеют специфический ионно-солевой состав и характеризуются бескислородными, иногда сульфидными условиями. Воды отличаются высокой минерализацией (до 10 г/л и более), хлоридно-натриевым составом. Для них характерна прямая положительная связь He, Cl, Na, иногда Br. Но нередко аномальные содержания гелия (до 0,01-0,3 мл/л) фиксируются в водах невысокой минерализации (менее 0,5 г/л) обычного для вод зоны выщелачивания гидрокарбонатно-кальциевого состава. Такие воды вскрыты скважинами на многих рудных месторождениях (Кителя, Лобаш, Парандово, Кочкома, Хаутаваара), и аномалии гелия обусловлены тектоническими причинами.

Таким образом, в результате исследования распределения концентраций гелия в зоне интенсивного водообмена можно решать вопрос о характере вертикального массопереноса, наличии и размещении проницаемых нарушений. Материалы гелиевой съемки несут информацию о проницаемости земной коры и ее геодинамической активности, и позволяют выявлять современные мобильные разломы при различной мощности осадочного чехла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев М.А. Растворенные газы в подземных водах Карелии //Методика исследований и гидрогеологическая зональность подземных вод Карелии. Петрозаводск, 1993. С.36-50.
2. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л: Наука, 1976. 109 с.
3. Методические рекомендации по применению гелиометрических исследований при решении геологических задач. ВИМС. Мингео СССР, 1987. 75с.
4. Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. М.: Наука, 1990. 168 с.
5. Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1987. 151 с.
6. Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л., Наука, 1986. 200 с.
7. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ПОВЕРХНОСТНЫМИ И ГЛУБИННЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Богданов Ю.Б., Петров Б.В., Мильштейн Е.Д., Эринчек Ю.М.

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им А.П.Карпинского», г. Санкт-Петербург, vsegei@vsegei. ru

До последнего времени не существовало методов, позволяющих прослеживать поверхностные геологические структуры на значительную глубину в областях развития кристаллических пород. Решение этой проблемы

возможно с использованием данных глубинной геофизики и, прежде всего, сейсмических профилей МОВ-ОГТ, характеризующих структурные особенности коры.

Некоторые исследователи [1] на основе этих материалов пытаются проследить геологические объекты с уровня эрозионного среза на значительную глубину. Сами авторы подчеркивают, что для повышения надежности разрабатываемых моделей, необходимо применение и других геофизических методов.

Для решения этой проблемы мы использовали в качестве исходных материалов Госгеолкарты-1000, мигрированные сейсмические разрезы по профилям 1-ЕВ, 4-В, распределение градиентов локальных плотностных неоднородностей. В результате чего была создана согласованная структурная модель. Её сопоставление с плотностным разрезом позволило разработана согласованная структурно-плотностная модель. Для получения структурно-плотностной модели по площадям за пределами опорных сейсмических профилей дополнительно использовались расчетные профили.

Самостоятельной задачей является сопоставление полученных результатов по профилям с данными по площади. С этой целью использовались карты локальных плотностных неоднородностей на глубинах 5, 20, 36 км и карты плотностных неоднородностей на этих же глубинах. Первые карты позволили выделить оси основных структур и провести структурное районирование территории. Согласование карты структурного районирования с картами плотностных неоднородностей позволило создать согласованные структурно-плотностные модели для срезов 5, 20, 36 км.

Для перевода плотностных характеристики разрезов в породные ассоциации была разработана легенда. Для наиболее распространенных типов пород были выбраны пределы колебаний их плотности, взятые из литературы [2]. Для карт-срезов легенда составлена для глубин 5, 20, 36 км с соответствующими поправками на давление.

На основе структурных и плотностных данных и разработанной легенды была создана согласованная модель породных ассоциаций по опорным сейсмическим и расчетным профилям. Эти модели наиболее детально отражают строение консолидированной земной коры. Эти модели показывают, что земная кора в пределах Карело-Кольского региона является континентальной со средней её мощностью около 42 км. Анализ разрезов показывает, что поверхностные структуры не прослеживаются глубже 5 км, хрупкие разломы – глубже 10-15 км.

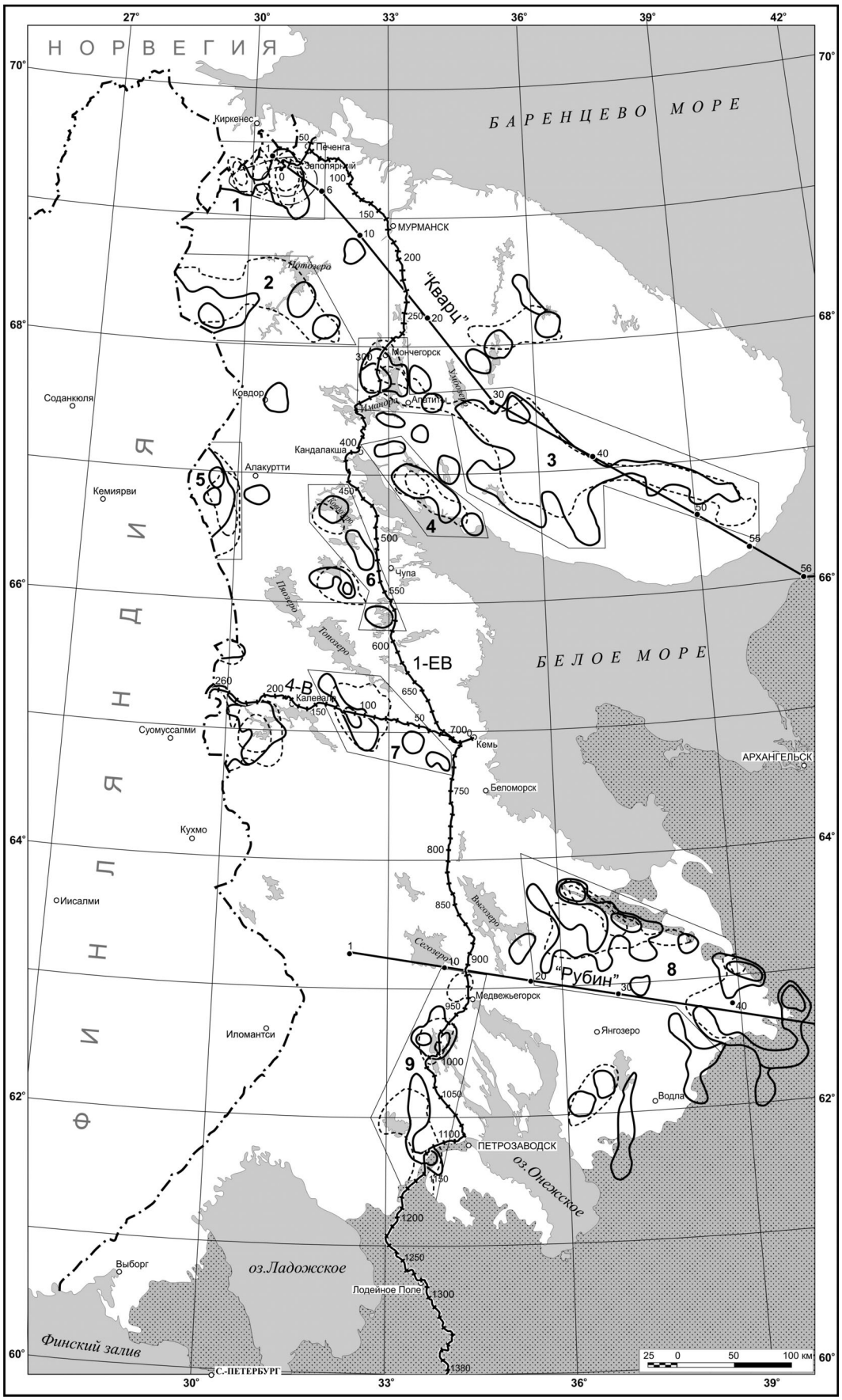
Сочетание карт структурного районирования и плотностных неоднородностей на нескольких срезах позволило создать 3-Д модель коры Карело-Кольского региона. На рис. 1, отражено положение границ основных структур и интрузивных массивов на разных срезах. Срез земной коры на глубине 5 км является наиболее детальным и на его основе можно создать геологическую карту для этой глубины. На нем хорошо выделяются почти все палеозойские интрузии центрального типа, представляющие собой изометричные аномалии повышенной плотности. Можно полагать, что в Куолаярвинской структуре располагается не вскрытый массив того же типа. Ловозерский и Хибинский массивы представляют собой отрицательные аномалии плотности, и имеют меньшие размеры, чем эти же массивы на поверхности. К изометричным интенсивным отрицательным аномалиям плотности относятся массивы Юовоайв (поздний карелий) и Канозерский щелочных гранитов (поздний лопий). На этом срезе отчетливо обособляются крупные структуры (рис. 1). Среди протерозойских структур наиболее хорошо выделяются крупные, содержащие комплексы основных интрузивных пород, большинство из которых распадается на ряд локальных положительных аномалий, вероятно представляющих собой подводящие магматические каналы. Исключение представляет собой Куолаярвинская структура, представляющая собой в целом отрицательную аномалию. Печенгская и Имандра-Варзугская структуры принципиально отличаются друг от друга. Печенгская структура распадается на две изолированных положительных аномалии. Достаточно хорошо выделяется западная часть Лапландских гранулитов и Кандалакшско-Колвицкие гранулиты. Архейские зеленокаменные пояса представлены цепочками слабо положительных аномалий. Наиболее отчетливо выделяются те из них, которые ультраосновные лавы.

На срезе 20 км не отражаются конкретные интрузии палеозоя. Из протерозойских структур выделяются Печенгская, Имандра-Варзугская, Куолаярвинская, Шомбозерская, Ветреного пояса. Контуры их становятся более обобщенными и не всегда совпадают с границами этих структур на поверхности (в частности, Шомбозерская структура). Печенгская структура разделяется на три положительных аномалии. Более четко обособляются Лапландские и Колвицкие высокобарические гранулиты. Из архейских зеленокаменных поясов выделяются только Маньга-Сегозеро и Кенозерский. На срезе 36 км. отчетливо выделяется только Печенгская структура, представляющая собой крупную положительную аномалию.

Результаты анализа профилей и карт-срезов хорошо корреспондируются друг с другом.

Определение породных ассоциаций на каждом из срезов является достаточно условным, так как состав определяется относительно среднего состава для данного среза.

На срезе 5 км большую часть площади слагают породы плагиогранит-гранодиоритовой ассоциации. На этом фоне наиболее кислыми являются породы Юовоайв, щелочные граниты и Хибинский и Ловозерский массивы, что возможно связано с их повышенной щелочностью (гранит-мигматит-гранитовая ассоциация). Наиболее основными породами для данного среза являются диориты и габбро-диориты. Они типичны для Печенгской, Имандра-Варзугской, Ветреного пояса, Шомбозерской структур. Для зеленокаменных поясов архея более характерны диориты.



СВОДНАЯ КАРТА ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР И ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ НА ГЛУБИНАХ 5, 20, 36 км

Границы структур на глубинах:

5 км

20 км

36 км

Условные обозначения к Сводной карте положения границ основных структур и интрузивных массивов на глубинах 5, 20, 36 км.

Основные структуры:

1 - Печенгская,
2 – Лапландская,
3 – Имандра Варзугская,
4 – Кандалакшских и Колвицких тундр,
5 – Куолаярвинская,
6 – Керетьская,
7 – Шомбозерско-Лехтинская,
8 – Ветреного пояса,
9 – Маньгинско-Сегозерская

На глубине 20 км. основной фон образуют диориты. На этом фоне большинство струтур по составу отвечает габбро-диоритам. В Печенгской, Имандра-Варзугской, Шомбозерской, Ветреного пояса выделяются участки лейкогаббро. В р-не оз. Имандра (Имандра-Варзугская структура), в Колвицких тундрах и Ветреном поясе наиболее осноными породами являются габбро.

На срезе 36 км основной фон представлен габброидами. В Печенгской структуре существенную роль играют нерасчлененные габбро-пироксениты.

Характеристика породных ассоциаций, полученная по картам-срезам и по моделям породных ассоциаций по опорным и расчетным профилям соответствуют друг другу.

По приведенным данным Печенгская структура является наиболее глубинной и не находит аналогов в Карело-Кольском регионе. Вполне вероятно, что под ней находятся промежуточные очаги.

Из палеозойских интрузий до глубины 12 км прослеживаются Контозерская, Кургинская, Ловозерская и Хибинская.

Крупные протерозойские структуры достаточно уверенно прослеживаются до глубины 20 км.

Зеленокаменные структуры архея, с повышенным содержанием ультраосновных лав, прослеживаются до глубины 12 км и исключительно редко до 20 км. Основная масса зеленокаменных поясов прослежена до 5 км.

Границы практически всех названных ранее структур на разноглубинных срезах практически располагаются одна над другой. Это, вероятно, можно интерпретировать как отсутствие существенных горизонтальных перемещений.

Выделение породных ассоциаций на разноглубинных картах-срезах и опорных и расчетных профилях позволяет определить нижние кромки отдельных интрузий и глубинность отдельных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Минц М.В., Ступак В.М. Методические подходы к геологической интерпретации
сейсморазведочных материалов, характеризующих глубинное строение кристаллической коры вдоль профиля 4В. // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск:Карельский научный центр РАН, 2001. С. 144-156.

2. Петрофизика. Справочник. Книга 1. Горные породы и полезные ископаемые. М.: Недра, 1992. 391 с.

ДОЛГОЖИВУЩИЕ ШИРОТНЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ В ЛИТОСФЕРЕ ЗАПАДНОЙ САРМАТИИ

Богданова С.В.[1], Старостенко В.И.[2], Пашкевич И.К.[2], Гинтов О.Б.[2], Куприенко П.Я.[2], Кутас Р.И.[2], Макаренко И.Б.[2], Цветкова Т.А.[2]

[1]Лундский Университет, г. Лунд, Швеция, svebog@jandex.ru
[2]Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина, innap@igph.kiev.ua

Крупнейшие долгоживущие сквозные широтные зоны Западной Сарматии входят в систему широтных зон деформации запада Восточно-Европейского кратона и представляют интерес как литосферные линеаменты и рудоконтролирующие структуры (рис.1).

Припятско-Брестская и Днепро-Лабская зоны протяженностью в сотни и более километров и шириной в десятки километров, детально изученные в пределах Украинского щита (УЩ), секут крупные палеопротерозойские структуры западной Сарматии и являются крупнейшими из зон этой системы. По спутниковым снимкам Припятско-Брестская и Днепро-Лабская зоны трассируются на сотни километров западнее границы Восточно-Европейского кратона с фанерозойскими орогенами Центральной Европы.

Для трехмерной характеристики литосферы под этими зонами был выполнен структурный анализ докембрийских образований в обнаженной части УЩ в комплексе с данными ГСЗ вдоль профилей, результатами 3D моделирования потенциальных полей, теплового поля и сейсмической томографии [1,2]**.** В итоге установлено, что в современной литосфере эти зоны хорошо выражены в скоростной, плотностной, магнитной и тепловой ее неоднородностях, а также в изменениях мощностей литосферы и ее отдельных слоев**.**

Зоны представлены многочисленными широтными разломами, которые смещены нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний и в общем характеризуют меридиональное растяжение. Кинематический анализ [3] свидетельствует, что широтные зоны, вероятно, были заложены как правые сдвиги. Однако, их кинематика изменялась от правых и левых сдвигов до нормальных сбросов с вертикальными смещениями, достигающими десятков метров в венде и фанерозое. В позднебайкальском тектоническом цикле левые сдвиго-сбросы служили подводящими каналами для базальтовой магмы и лавовых потоков возрастом около 570 млн.лет. Длительная активность зон проявляется в современных вертикальных движениях и вековых вариациях гравитационного поля. Многократно активизированные широтные зоны контролируют распределение различных полезных ископаемых.

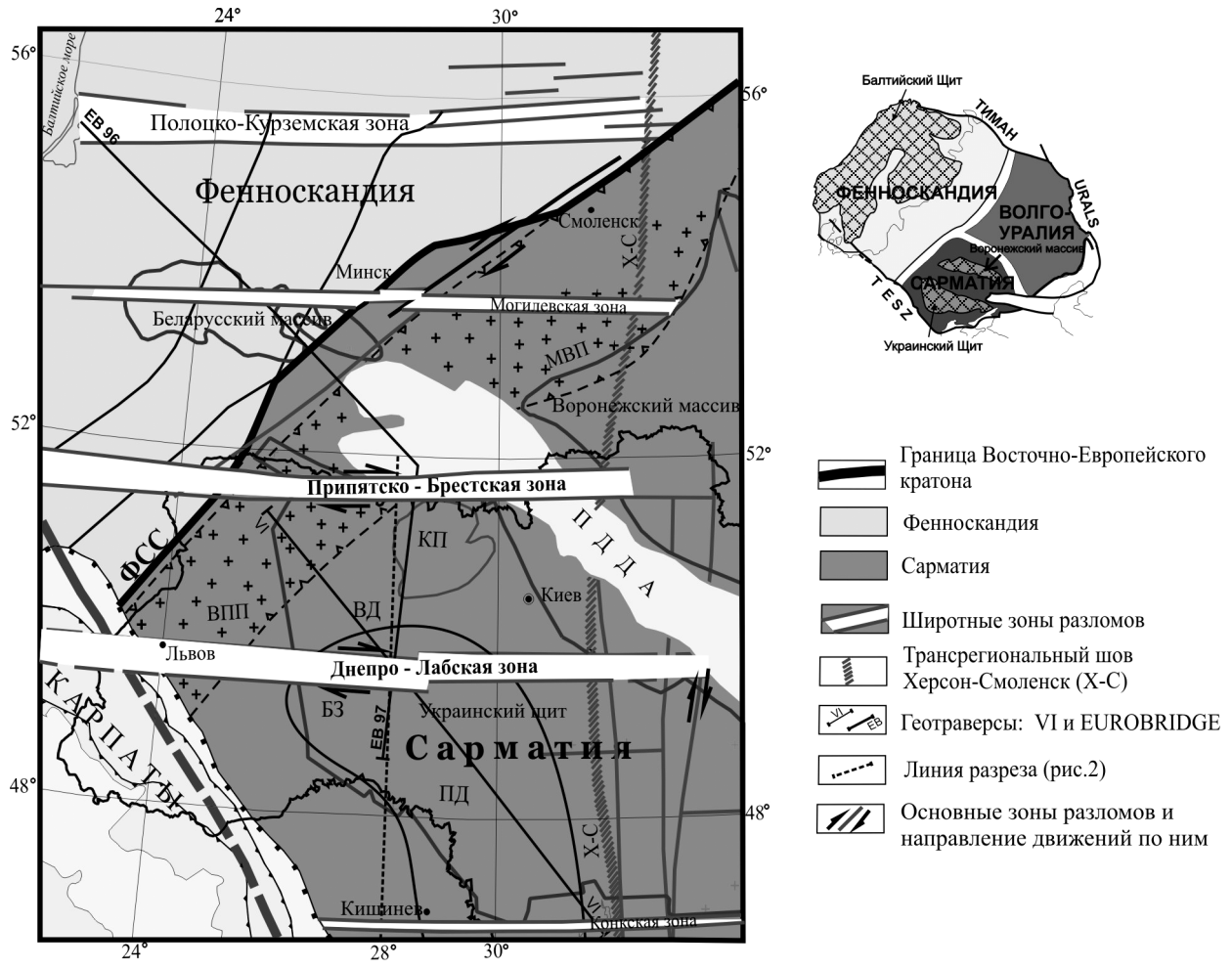


Рис. 1. **Главные литосферные единицы и положение широтных зон разломов в западной части Восточно-Европейского кратона**

Тектонические домены и пояса: БЗ – Бердичевская зона; ФСС – шовная зона Фенноскандия-Сарматия; КП – Коростенский плутон; МВП - Микашевичский вулканический пояс; ПД – Подольский домен; ПДДА – Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген; ВД – Волынский домен; ВПП – Волынско-Подольская плита. Черная пунктирная линия ограничивает Микашевичский вулканический пояс

Припятско-Брестская зона в обнаженной части щита состоит из серии нарушений, которые определяют ее внутреннюю горсто-грабеновую структуру. Частично эти разломы наследуют сдвиговые зоны, которые деформировали породы осницкого, пержанского и коростенского комплексов возрастом 2.0-1.75 млрд. лет. Заложение самой зоны, скорее всего, произошло как правый сдвиг. В течение позднепалеозойского и мезозойского развития Припятско-Днепрово-Донецкого авлакогена она активизировалась как система нормальных сбросо-сдвигов, о чем свидетельствуют высокомагнитные интрузии вдоль широтных нарушений. В целом кора достаточно мощная, иногда до 50 км, и состоит из клинообразных чешуй палеопротерозойских пород. В пределах зоны, особенно в узлах ее пересечения с разломами северо-восточного простирания, известны уникальные проявления алмазов, молибдена, свинца, цинка, золота, серебра, ниобия, тантала.

Днепро-Лабская зона разломов трассируется западнее УЩ за пределы Восточно-Европейского кратона до Чешского массива. На спутниковом снимке она зафиксирована линеаментом шириной 50 км, состоящим из чешуйчатых нарушений [4]. В наблюденном и модельном магнитных полях зона проявляется серией линейных положительных и отрицательных аномалий, осложненных несколькими максимумами, которые фиксируются на фоне регионального магнитного минимума. На УЩ в пределах области развития больших массивов высоко метаморфизованных гранитоидов зона состоит из многочисленных широтных разломов, смещенных северо-западными и северо-восточными нарушениями. С этими нарушениями связаны мафические дайки и малые интрузии.

В мезо- и позднем протерозое кинематика Днепро-Лабской зоны аналогична кинематике Припятско-Брестской зоны. Вдоль зоны зафиксированы современные движения земной коры, вековые вариации гравитационного поля и повышенный тепловой поток. Она представляет интерес с точки зрения металлогении докембрия,

поскольку в ее пределах имеются рудопроявления молибдена, свинца, цинка и меди. В узле пересечения нарушений широтного и северо-западного простираний известны крупные радоновые источники, имеющие больнеологическое значение.

Строение и скоростная характеристика мантийной части литосферы изучены сейсмотомографией. 3D Р-скоростная модель верхней мантии района [5] получена методом Тейлорова приближения задачи сейсмической томографии времен прихода волн, предложенного В.С.Гейко [6]. Преимуществом этого метода и его численной реализации является корректность по Тихонову и независимость от референтной модели. Модель представлена в горизонтальных сечениях распределением скоростей Vp и в вертикальных сечениях в виде невязок скорости Vp (км/с) относительно обобщенной скоростной модели мантии Евразии, соответствующей модели АК-135.

Верхняя мантия неоднородна в скоростном отношении по вертикали и горизонтали. «Сейсмическая» литосфера отождествлена с первым высокоскоростным слоем, глубина залегания подошвы которого максимальна под архейским Подольским доменом (около 300 км), минимальна под палеопротерозойским Волынским доменом (около 100 км) и резко увеличивается к северу от него в сторону Припятской впадины (рис.2). Этим сменам мощности литосферы в земной коре отвечают Припятско-Брестская и Днепро-Лабская зоны. Погружение сейсмической литосферы к югу от Днепро-Лабской зоны характеризует ее как коллизионную структуру, разделяющую архейский Подольский домен и ювенильный палеопротерозойский Волынский террейн. Увеличение мощности литосферы к северу от Припятско-Брестской зоны может быть результатом коллизии сегментов коры.

Мощность «тепловой» литосферы менее дифференцирована по сравнению с «сейсмической» и под УЩ составляет около 200 км. Она оценена с большой степенью условности, т.к. полученная геотерма лишь приближается к кривой температуры плавления ультраосновных пород, что свидетельствует об отсутствии астеносферы под щитом. Более тесная корреляция глубин залегания этих двух поверхностей раздела в мантии с петрологическим прогнозом наблюдается в центральной части щита под наиболее стабильной и непереработанной земной корой.

Обе описываемые зоны в подкоровой части мантии на глубине 50 км фиксируются высокими градиентами изменения Р-скоростей сейсмических волн. Они разделяют литосферные блоки с разной скоростной характеристикой: более высокие скорости зафиксированы под архейским Подольским доменом, тогда как под палеопротерозойским Волынским доменом скорости ниже. Припятско-Брестская зона расположена в области повышенных скоростей к северу от Волынского домена.

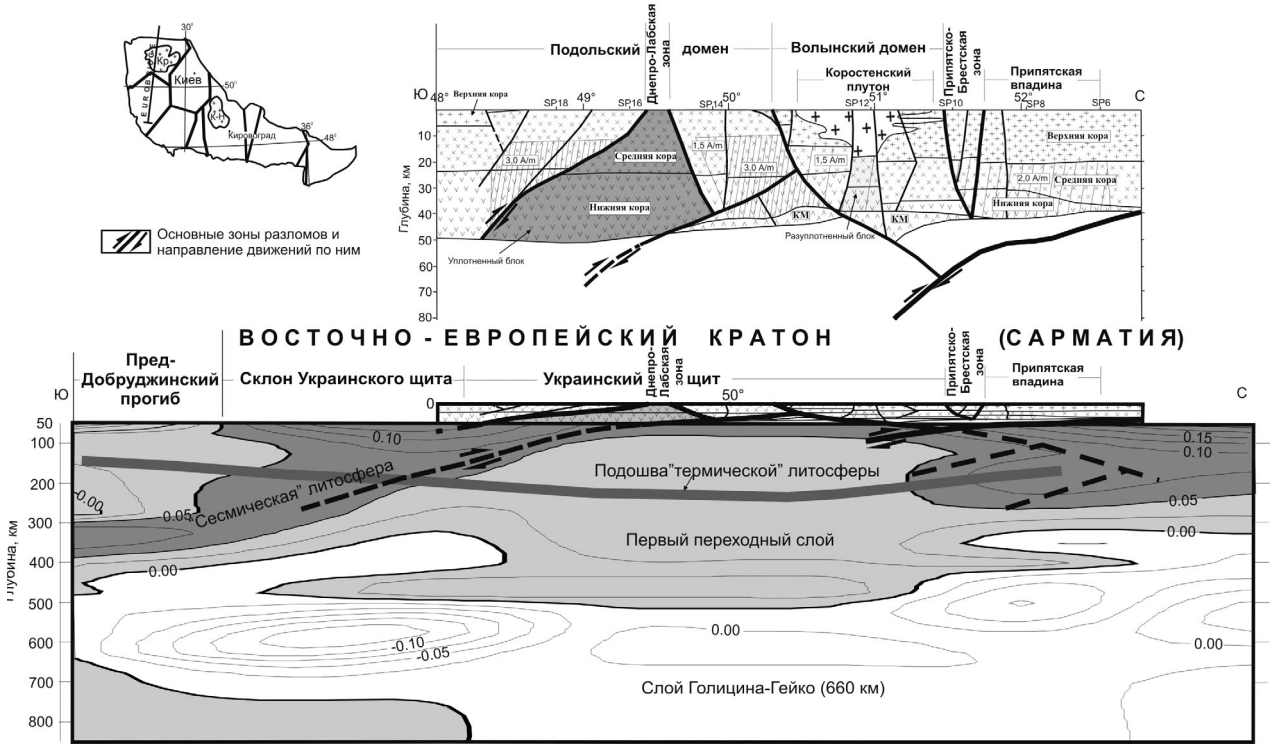


Рис. 2. **Структура литосферы вдоль 28º (геотраверс EUROBRIDGE)**

В сейсмической модели верхней мантии ниже «сейсмической» литосферы выделен относительно однородный в скоростном отношении слой, переходный к разделу 660 км (слой Голицына – Гейко). Его мощность под западной частью УЩ составляет 400 км, под Припятской впадиной и южным склоном щита мощность уменьшается до 50 км и 160 км, соответственно, а структура слоя становится расслоенной. Расслоенную структуру приобретает под этими структурами также и слой Голицына-Гейко (рис.2). Это обстоятельство предполагает, что подлитосферный слой более чувствителен к фанерозойской переработке докембрийской системы кора – мантия и эта переработка, вероятно, влияла даже на современную геоморфологию УЩ.

Результаты 3D сейсмического, гравитационного и магнитного моделирования с учетом данных ГСЗ по геотраверсу EUROBRIDGE [7] позволили изучить данные о связи строения земной коры и мантийной части литосферы. Основной особенностью строения земной коры (рис.2) является наличие полого падающих на юг крупных зон разломов типа надвиг-поддвиг, уходящих в подкоровую мантию. Самый северный из них установлен как отражающая поверхность методом ГСЗ вдоль геотраверса EUROBRIDGE. Одним из таких разломов является разлом южного ограничения Днепро-Лабской зоны. Разлом северного ее ограничения и Припятско-Брестская зона имеют северное падение и, вероятно, являются сопряженными с пологими разломами южного падения. Последние имеют четкое продолжение в структуре литосферы за пределами УЩ, тесно связаны с погружением подошвы литосферы и возникновением ее расслоенности.

Таким образом, сквозные широтные зоны Западной Сарматии как мантийные долгоживущие структуры играли важную роль в формировании современного строения Украинского щита и его окружения и создавали благоприятные условия для формирования месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофиз. журн. 2007. Т.29. № 5. С.3-27.

2. Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Куприенко П.Я., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., Орлюк М.И., Цветкова Т.А. Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы // Геофиз. журн. 2007. Т.29. № 6. С. 3-31.

3. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.

4. Быстревская С.С., Пашкевич И.К. О глубинной трансрегиональной зоне длительной активизации в пределах Восточно-Европейской платформы // Геол.журн. 1979. № 6. С. 106-112.

5. Гейко В.С. Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн. // Геофиз. журн. 2006. Т. 28. № 1. С.3-16.

6. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography. // Геофиз. журн. 2004. Т. 26. № 2. С.3-32.S.

7. Bogdanova, R.Gorbatschev, M.Grad, T.Janik, A.Guterch, T.Kozlovskaya, G.Motuza, G.Skridlaite, V.Starostenko, L.Taran, &EUROBRIDGE and POLONAISE Working groups // Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds). Geological Society. 2006. London, Memoirs. 32. P. 599-625.

НЕКОТОРЫЕ ЭМПИРИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ О КОНТРОЛЕ ВНУТРИПЛИТНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ ЭЛЕМЕНТАМИ ИХ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Божко Н.А.,[1] Прусакова Н.А.[2]

[1] Московский государственный университет, г. Москва, bozhko@yandex.ru,
[2]ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, na_prusakova@mail.ru

Изучение древних платформ, преимущественно на доплитном и плитном этапах их развития позволяет отметить следующие разноплановые эмпирические выводы:

1. Гранулито-гнейсовые пояса, представляющие собой важный элемент фундамента древних платформ, в значительной степени определяют локализацию неопротерозойских авлакогенов. Деструкция раннедокембрийской континентальной коры фундамента на авлокогенной стадии развития древних платформ контролируется этими подвижными коллизионными зонами, сохраняющими мобильность в течение всей своей эволюции. [1]. Это соответствует общей закономерности о локализации континентального рифтогенеза на субстрате гранулитовых поясов. При этом, рифты «избегают», как правило, архейские кратоны (например, блок Додома, огибающийся рифтами Малави и Танганьика) [3]. Аналогичная картина наблюдается в распространении рифейских палеорифтов (авлакогенов) Восточно-Европейской, Сибирской и других платформ. Авлакогены, таким образом, косвенно указывают на присутствие гранулитового субстрата. Это обстоятельство может быть использовано при построении карт фундамента скрытого под чехлом.

Сказанное, по-видимому, относится и к распространению карбонатитовых щелочных комплексов. Так Кольская девонская карбонатитовая провинция распространена в пределах гранулитового субстрата Беломорид и Кольской провинции и практически не распространяется в пределы Карельского кратона.

2. **Гранит-зеленокаменным областям, составляющим архейские кратоны, свойственны свои типы наложенных структур**. К древнейшим из них, образованиие которых может быть включено в этап кратонизации, по-видимому, относятся ареальные структуры, сложенные неоархейскими гранулитами: блоки Вокнаволокский, Тулоский, Шальский, Варпасъярви, Пудасъярви, Тонозеро Карельского кратона, блок Ашуанипи кратона Сьюпириор и др. В отличие от коллизионных гранулито-гнейсовых поясов, рассматриваемый гранулитовый метаморфизм является, как правило, низкобарическим, наложенным, вторичным и связанным с плюмом [5].

Архейским кратонам свойственно формирование обширных трапповых полей на протоплитном (Ятулий) и плитном (Тунгусская синеклиза) этапах развития.

3. Локализация гранитов типа рапакиви, развивающихся в эпоху кратонизации древних платформ определяется полями развития образований аккреционного Свекофенского пояса и не распространяется на архейские структуры фундамента Балтийского щита. Приуроченность гранитов – рапакиви к структурам окраинных аккреционных поясов , наращивающих архейские «ядра» древних платформ фиксируется и на других щитах, в частности Амазонском кратоне Южной Америки и др.

4. В глубинном строении литосферы древних платформ по геофизическим данным выделяется ряд разноглубинных, разномасштабных и разноплановых физико-геологических неоднородностей, в разной степени соотносящих с тектоническим планом кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Так, например, по данным геотермического моделирования [8] в пределах Восточно-Европейской платформы выделен ряд региональных областей с различной (от 50 до 200 км и более) толщиной литосферы. Одна из этих крупных областей мощной (150-200 км) литосферы отмечается в пределах российской части Восточно-Европейской платформы. Она протягивается широкой (250-500 км) полосой преимущественно северо-западного простирания с Кольского полуострова и Карелии в Волго-Уральский регион. Большая часть этой области имеет плановое совмещение с обширной аномалией повышенных значений регионального поля силы тяжести и Восточно-Русским эпиархейским кратоном, выделенным [2] по результатам реконструкции геодинамических обстановок раннего докембрия Восточно-Европейской платформы. Подобные региональные физико-геологические неоднородности литосферы отмечаются в глубинном строении и других (например, Восточно-Сибирской) древних платформ. Важно отметить, что порядок глубин 150-200 км, как принято считать, соответствует области стабильности алмаза. Именно в пределах рассмотренных региональных неоднородностей литосферы расположены вскрытые на сегодняшний день месторождения алмазов Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской платформ.

В структуре древних платформ обращают на себя внимание линейные трансрегиональные зоны различных простираний. По данным глубинных сейсмических исследований они носят транскоровый характер. В потенциальных геофизических полях проявлены аномалиями соответствующих простираний. Одна из таких зон шириной 125 км северо-западного простирания прослеживается на севере Восточно-Европейской платформы с Кольского полуострова на Зимний Берег Белого моря, до р. Полты и далее до р. Вычегды. Ее наиболее контрастно проявленными признаками являются: линейная малоамплитудная (с амплитудой порядка 2-5 км при глубине залегания подошвы 37,5-42,-5 км) депрессия в кровле верхней мантии северо-западного простирания, заполненная образованиями гранулит-базитового слоя земной коры с несколько повышенными скоростными характеристиками (Vp=7,10-7,20 км/с на фоне 7,0 и менее км/с, Vp/Vs=1,78-1,82 на фоне 1,7 и менее), и полосовая зонально построенная (в крест ее простирания) среднечастотная аномалия поля силы тяжести того же – северо-западного, простирания. В пределах Балтийского щита данная глубинная структура прослеживается вдоль раннепротерозойской коллизионной зоны Лапландско-Беломорского подвижного пояса, выделяемой по Лапландско-Колвицкому поясу гранулитов, примыкая к ней с северо-востока, что еще раз подтверждает первое положение наших тезисов. С этой глубинной зоной ассоциируют в плане также Керецкий и Падунский грабены Керецко-Лешуконской ветви Беломорского авлакогена. Следует отметить, что при таком пространственном совмещении рифтогенная природа (обычно выраженная встречным смещением кровли верхней мантии и поверхности кристаллического фундамента) этих рифейских грабенов не обнаруживается или сильно затушевана последующими тектоническими преобразованиями. Интересно отметить, что к рассмотренной глубинной зоне приурочены проявления кимберлитов (в том числе и промышленно алмазоносных месторождений им. Ломоносова и им. Гриба) и родственных им пород Зимнего и Терского Берегов Белого моря. Подобные глубинные линейные структуры выделяются в глубинном строении литосферы и других древних платформ. В зарубежной литературе они получили название «кимберлитовых коридоров». При этом рядом исследователей [4, 6, 7] именно подобным структурам отводится ведущая роль в контроле промышленно алмазоносных кимберлитовых полей.

Указанные эмпирические наблюдения свидетельствуют о контроле ряда внутриплитных процессов на древних платформах глубинными структурами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Божко Н.А*. Высокобарические гранулито – гнейсовые пояса, аккордеонная тектоника и упорядоченный структурный план Земли. С.52-54. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, 2-4 октября 2007г. Санкт-Петербург, ИП Каталкина, 2007.
2. *Божко Н.А., Постников А.В., Щипанский А.А.* Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы. // ДАН, 2002, том 386, №5, С. 651-655.
3. *Божко Н.А.*,.Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза. В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978.
4. *Голубев Ю.К., Ваганов В.И., Прусакова Н.А.* Принципы прогнозирования алмазоперспективных площадей на Восточно-Европейской платформе. // Руды и металлы. 2005. №1. С 55-70.
5. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П.* Неоархейские гранулиты Карелии – геологическое положение и геодинамическая интерпретация. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, 2-4 октября 2007г. Санкт – Петербург, ИП Каталкина, 2007.. С. 201-205.
6. *Манаков А.В.* Технология выделения литосферного корня на основе интегрированного анализа геолого-геофизических данных / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения Воронеж. 2001. С. 270-277.
7. *Прусакова Н.А.* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля. Автореферат канд. дисс. М., 2004.
8. *Чермак В.* Тепловой поток и глубинное строение Европы // М-лы 27-ого Международного геологического конгресса (геофизика), секция С.08, т. 8. Москва. 1984. С 94-111.

ОТРАЖЕНИЕ СЕТКИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПО КРОВЛЕ ГРАНИТНОГО СЛОЯ В ИЗМЕНЧИВОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ У ПОВЕРХНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

Бойков А.М.

Институт проблем геотермии Дагестанского НЦ РАН, г. Махачкала, buamama@yandex.ru

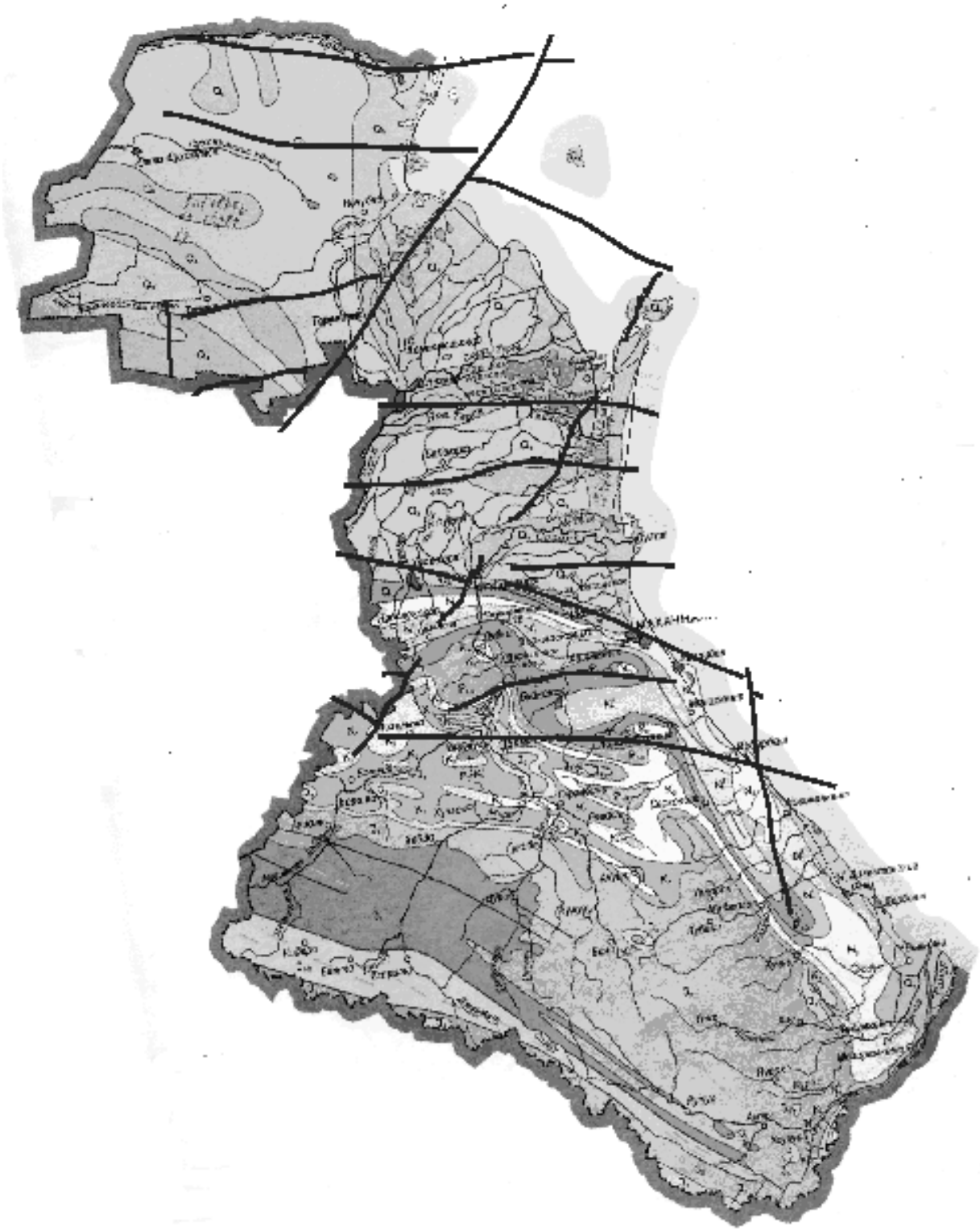
В пределах дагестанского региона глубинные разломы и узлы их пересечений ранее трассировались преимущественно по приповерхностным проявлениям. До настоящего времени связи геолого-географических показателей с простиранием и ориентацией разломов на больших глубинах не рассматривались, тем более, не анализировались связи этих показателей с сеткой глубинных разломов (продольных и поперечных) в кристаллическом фундаменте. Однако схема простирания таких разломов по кровле «гранитного слоя» в регионе опубликована в работе [1] ещё в 1985 г., и такой анализ позволил бы выявить и уяснить с позиций физической географии природу и особенности вероятных связей характерных приповерхностных признаков с глубинной разломной тектоникой. Настоящая работа призвана устранить это упущение.

На основе сопоставления сетки глубинных разломов в кристаллическом фундаменте [1] и 4-х видов географической зональности, наблюдающихся в Республике Дагестан и охарактеризованных на картах регионального атласа [2], установлены следующие корреляции с различными типами отложений (для удобства группировки и изложения нами принята поочерёдная нумерация идентичных видов корреляций с показателями географической зональности):

1). Наиболее представительной, хотя и фрагментарной, является корреляция разломной сетки [1] с показателями геологической карты дагестанского региона. Она выражается в том, что *продольные* и *поперечные* разломы по кровле «гранитного слоя», который в пределах рассматриваемой площади региона залегает в интервале глубин 8÷14 км, коррелируют с простиранием осадочных отложений характерной литологии и возраста. К ним относятся современные (Q_4), верхние (Q_3), средние (Q_2) и нижние (Q_1) слои осадочных отложений, а также верхние (N^3_1) и средние (N^2_1) слои миоценовых пород.

В частности, как следует из рис., в северной части территории республики простирание *поперечного* глубинного разлома коррелирует с современными осадками. Под углом от него уже *продольный* разлом соотносится с субширотным залеганием современных осадков в направлении Аграханского полуострова. Южнее такой же субширотный ареал современных осадков коррелирует с другим *продольным* разломом. Ещё южнее изогнутый к северу в виде дуги «язык» современных осадков как бы упирается своими южными краями в третий *продольный* разлом. Затем, уже в Предгорном Дагестане, следующий в южном направлении *продольный* разлом почти повторяет простирание узкой полосы средних и нижних слоёв осадочных, а также миоценовых отложений. От этого разлома и снова к югу очередной *продольный* разлом располагается в пределах очертаний «языка» миоценовых пород N_1^2,

который тянется из Центрального Дагестана к западу в сторону Каспийского моря. Далее, на южном участке уже территории Северного Дагестана два коротких *продольных* разлома, ограниченных с востока и запада двумя *поперечными*, секут под одинаковым углом (около $90^{0)}$ два весьма протяжённых «языка» современных осадков. А вдоль северной административной границы республики простирание *продольного* разлома окаймляется с севера ареалом современных осадков.



Геологическая карта Республики Дагестан [2] с сеткой глубинных разломов по кровле «гранитного слоя» [1]

В целом необходимо отметить, что геологическая карта, отображающая простирание современных осадков и миоценовых отложений, в условиях дагестанского региона в наибольшей степени коррелирует с сеткой глубинных разломов по поверхности фундамента.

Кроме типов отложений корреляции наблюдаются также и с типами ландшафтов:

2). Корреляция сетки разломов на ландшафтной карте наблюдается только с одним *продольным* разломом. Этот разлом простирается вдоль границы лугово-степного и предгорного степного ландшафтов, но коррелирует только с ареалами простирания сухостепным ландшафтом морских террас.

Далее масштаб зональности коррелят географических карт с глубинными разломами заметно возрастает. В частности:

3). Корреляция разломной сетки с геоморфологической картой ограничивается только зоной Предгорной террасированной равнины четвертичного возраста. Эта зона коррелирует с *продольным* разломом на всём своём протяжении. Южнее также наблюдается корреляция восточной части другого *продольного* разлома с вытянутым к востоку «языком» высокогорного эрозионно-тектонического рельефа.

4). На карте физико-географического районирования корреляция также ограничивается только с одним, но масштабным элементом карты. *Продольный* разлом здесь коррелирует с линией границы двух областей – Предгорного Дагестана и Терско-Кумской равнинной провинции и, тем самым, служит тектоническим разграничителем этих областей.

В заключение, обобщая, можно утверждать, что сетка *продольных* и *поперечных* глубинных разломов по кровле «гранитного слоя» в кристаллическом фундаменте дагестанского региона коррелирует с простиранием определённых генетических типов и возрастом отложений, некоторыми типами ландшафта, отдельными генетическими типами и возрастом рельефа, а также с линией границы между Предгорным и Равнинным Дагестаном.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бражник В.М., Смирнова М.Н. К вопросу строения верхней мантии и нижних горизонтов земной коры северо-восточного Предкавказья // Труды ИГ Даг. ФАН СССР. 1985. Вып.33. Махачкала. С.69-86.

2. Атлас Республики Дагестан. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1999. С.63.

НЕЛИНЕЙНАЯ ЭНЕРГЕТИКА И ГЕОХИМИЯ ЗЕМЛИ

Бордон В.Е.[1], Мясников О.В.[2]

[1] Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, г. Минск
[2] Институт природоплдьзования НАН Беларуси, г. Минск.obm@igig.org.by

Нелинейные явления, процессы, эффекты в металлогении, геофизике и геохимии проявляются возмущениями соответствующих нормальных полей под воздействием глубинной энергии Земли. ЭНЕРГЕТИКА развития литосферы запечатлевается в физических, химических, литологических, структурно- механических и других вещественно-полевых индикаторах тектонических режимов. Диастрофические режимы максимально полно отражают механико-вещественные индикаторы. Детали развития процесса на «тихих» стадиях наилучшим образом отражаются в вещественно-полевых индикаторах.

При изучении развития геохимического поля запада Восточно-Европейской платформы в ходе геологического времени выявлены относительно узкие пространственно-временные отрезки с резкими изменениями основных параметров – зоны геохимической деклинации от латинского deklinatio – отклонение. Они выражены сменой геохимического и фациального профилей элементов, значительной концентрацией одних и разубоживанием других ассоциаций элементов, резкой сменой значений ряда геохимических коэффициентов и др.. Во всех случаях зоны геохимической деклинации совпадают с энергетикой процессов земной коры или верхней мантии: тектонической активностью и другими экстремальными явлениями. Выявленные зоны нелинейных эффектов в геохимии являются, по существу, индикаторами тектоно-энергетических режимов и поисковыми признаками связанных с ними проявлений полезных ископаемых в осадочной оболочке и в кристаллическом фундаменте региона.

Нелинейные эффекты в геохимии, дестабилизация нормального геохимического поля, которую мы называем деклинацией, базируются на следующих основных положениях.

1. При исследовании геохимического поля определенных объектов за точку отсчета при определении геохимической деклинации следует брать выявленные или известные ранее общие геохимическое закономерности более высокого по рангу геологического тела. Так, геохимическая деклинация в пределах различных площадей, блоков, возрастных или литологических подразделений (фаций, формаций и т.д.), тектонических структур осадочного чехла Беларуси может быть выявлена на фоне характеристики геохимического поля осадочной оболочки в целом.

2. За норму в геохимических закономерностях следует принимать те из них, которые характерны для процессов геологических периодов относительно спокойного развития земной коры при стабильном энергетическом балансе.

3. Геохимическая деклинация определяется энергетикой процессов в глубинных частях земной коры и явно проявляется геологическими факторами, главным образом изменением тектонического режима и как следствие – фациальных условий осадконакопления, наличием глубинных разломов и эксгаляций по ним, вулканической деятельностью и др.

4. Геохимическая деклинация проявляется в изменении физических и геохимических параметров поля, в частности, форм существования химических элементов, их геохимических профилей, распределения по гранулометрическим спектрам, в изменении объемной и внутренней структуры геохимического поля, уровня накопления элементов, их ассоциаций, связи фаций с концентрацией элементов, изменением величины Fe-Mn-Ti-го модуля, статистик распределения элементов.

Принцип геохимической деклинации позволяет решать ряд геологических и геохимических проблем на новом принципе, учитывая изменения ряда закономерностей на кларковом уровне. Это имеет особое значения в условиях полностью закрытых регионов.

Анализ изменения литолого-геохимических закономерностей по разрезу платформенного чехла в нормальные периоды геологической истории и сопоставление этих данных с аналогичными по каждому из стратиграфических подразделений позволяет выявить конкретные зоны геохимической деклинации. В Беларуси по совокупности данных в вертикальном разрезе выделено шесть таких зон.

1. Вендская зона. Выделяется в вертикальном разрезе резким увеличением содержаний микроэлементов: Ni, Co, Ti, Zr, Cr, Y в песчано-алевритовых породах; V, Ti, Cr, Cu, Y в глинах и сланцах. Зона характеризуется повышенным и даже аномальным уровнем накопления в отдельных полях Cu, Co, V, Pb. Для Cu и V характерны аномальные геохимические профили с максимумом их концентраций в алевритовых породах. На отдельных участках резко меняется структура поля – из равномерной она становится линейной. По латерали выделяется площадь геохимической деклинации северо-западнее Минска. Аномалии образуют, в основном, элементы V, Ni, Co, в меньшей мере Mn, Pb, Ti, Cu, Sr, Zr. Часть из них отражает геохимическую специализацию подстилающих более древних отложений, часть – в зоне геохимической деклинации – активизацию энергетических процессов.

2. Верхнедевонская зона выделяется увеличением значения Fe-Mn-Ti модуля, повышенными содержаниями Y (карбонаты), Cu, Cr, Ti, V (все литологические разности), Ni (песчаники и карбонаты), Mn (песчаники), сглаженной модификацией геохимического профиля у V, Cr, Mn. В отдельных частях поля наблюдается высокий уровень концентрации Pb, Cu, Be, Zr, Yb. По латерали в верхнедевонской зоне выделяется Припятский прогиб как специализированная провинция. А за ее пределами – 3 перспективные площади. Они выделяются серией унаследованных геохимических аномалий (от среднего девона до неогена включительно) на ряд ведущих химических элементов, что говорит о достаточно постоянном притоке энергии из глубинных частей коры. Наибольший интерес здесь представляет участок геохимической деклинации в районе Браслав – Глубокое. Для него характерна кольцевая структура поля, наличие группы аномалий на V, Ni, Cu, Cr в девонских отложениях, причем последние совпадают с аномалиями в вышележащих четвертичных отложениях на те же элементы, а также на Ti, Al, Mn. Зона интерпретируется нами как показатель притока энергии и наличия магматических процессов.

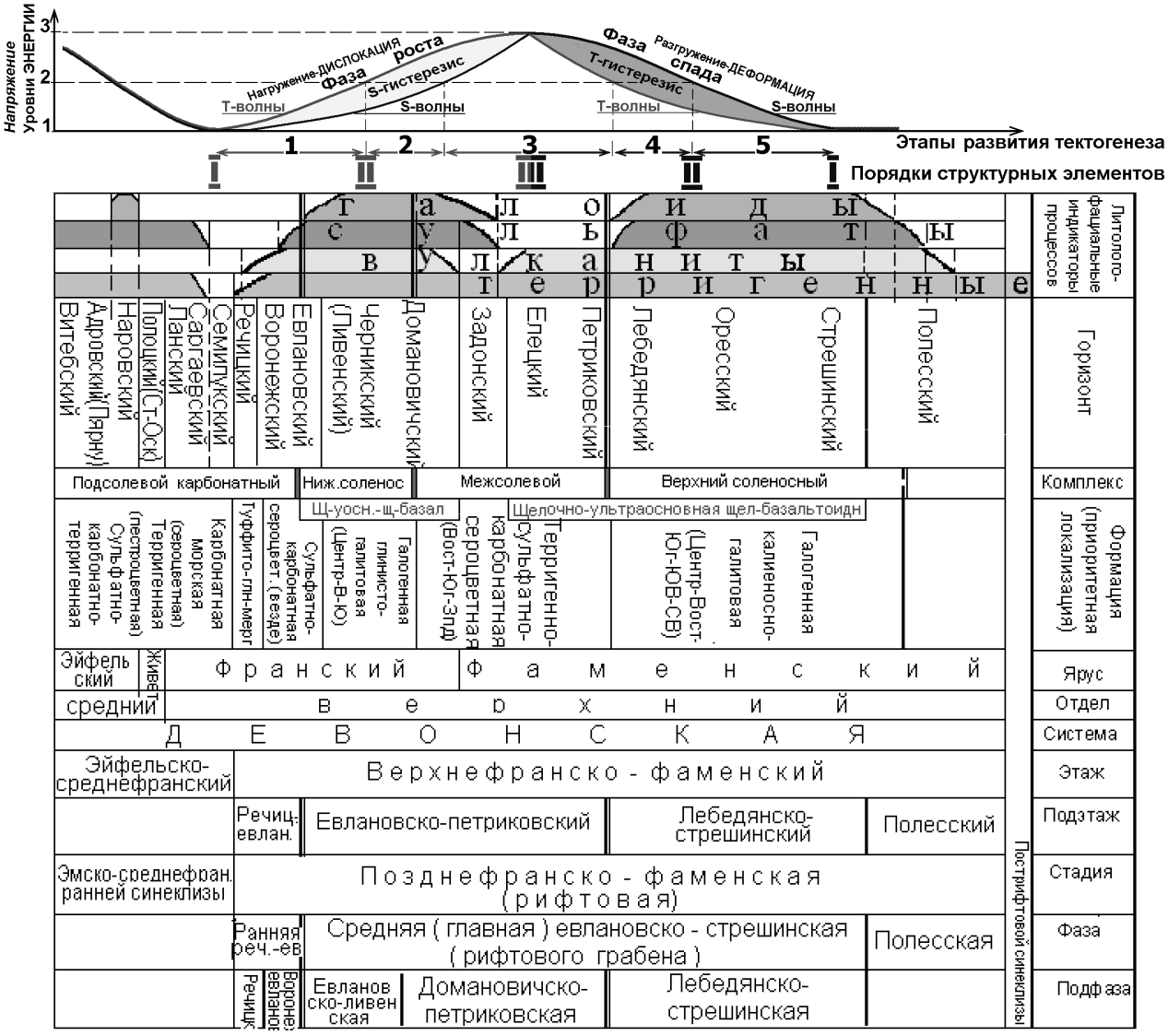
3. Каменноугольная зона выделяется объемом геохимических профилей и высоким уровнем накопления Ni и V во всех породах, Mn в карбонатных, Mn, Ba, Cu в песчано-алевритовых и карбонатных отложениях, Ti – в песчаниках, Cr – в глинах и сланцах, Ye, Y – в песках и глинах.

4. Триасовая зона выделяется максимумами содержаний Cu в карбонатных породах и сероцветных глинах, Ni, Mn глинах, Zr – в песках, песчаниках, алевролитах. Характерны аномальные геохимические площади у Cu – Pb. По латерали выявлены две зоны возмущения нормального геохимического поля (в районе Петриков – Ельск и г.Гомеля). Они выделяются серией унаследованных геохимических аномалий на медь, изменением геохимического профиля ряда элементов (Cu, V, Zr, Ti и др.) – максимум содержаний сдвигается в сторону песчано-алевритовых пород.

5. Сеноманская зона верхнего мела. Характеризуется высоким уровнем накопления Y, Ba, Cu в песках и алевролитах, Cr – в карбонатах, Ya – в глинах. Выявлены геохимические аномалии Yb, Ti, Zr, Pb, P. По латерали выявлены две площади дестабилизации нормального геохимического поля. Аномальная зона Мстиславль – Могилев – Белыничи выделяется повышенным уровнем песчаников Co, Ni, Ba, B, Ti, Sr, Mn, радиоактивных элементов. В сочетании с развитием минералогической ассоциации глауконит – кварц – кальцит – глинистые минералы в сеноманских отложениях зона представляет практический интерес в отношении промышленных скоплений фосфатов. Площади в районе Гродно и Рогачева перспективны на полиминеральные палеороссыпи (аномалии Ti и Zr и другие показатели).

6. Палеогеоновая зона выделяется максимумами содержаний в сводном разрезе Zr, Ti – во всех типах пород. V – в песках и карбонатах, Cu – в песках, Y – в глинах. Аномальные геохимические профили в отдельных полях у Pb, Ti, Zr, Yb. Южная, Житковичская и Брестская зоны деклинации выделяются серией унаследованных геохимических аномалий на Ti, Zr, Pb и другие элементы и могут рассматриваться как перспективные на палеороссыпи.

Энергия палеорифтообразования специализированной тектоно-динамической провинции Припятский прогиб определяет физико-химические условия осадкообразования, отражаемые вещественно-структурными комплексами Оптимальным условиям процесса рифтообразования соответствуют ассоциации литолого-фациальных индикаторов. Смены тектонических режимов проявляются явнми изменениями физико-химических условий осадочного бассейна и связанными с ними ассоциациями литолого-фациальных индикаторов. Транзитные литолого-фациальные индикаторы, показатели более высокого порядка, чем объект изучения, относятся к общим характеристикам платформенного процесса. Характерные индикаторы относятся к типовым, характеристикам бассейна, отражающим особенности процесса развития изучаемого тектонического бассейна. ИНДИКАТОРЫ экзотические подчеркивают локальные особенности бассейна, индивидуальные, аномальные моменты проявления процесса.



Вещественно-энергетическая литолого-фациальная индикация этапности развития Припятской палеорифтовой области (бассейна) в зависимости от энергии и фазовых соотношений тектонических (λT) и пространственных (λS) волн

Зарождение бесструктурной припятской активизации выражается локализацией акватории Припятского палеорифтового бассейна со специфическими физико-химическими условиями образования в наровских отложениях каменной соли. Смена, переход приоритета от волыно-оршанской системы к припятской, «момент бифуркации» выражается отсутствием в семилукское время всех видов пород индикаторов. Начало припятского рифтогенеза в речицкое, воронежское и раннеевлановское время индицируется появлением вулканогенных образований (прослоев туфов, туффитов и наличием вулканогенного материала в осадках) и возобновлением накопления терригенных и сульфатных пород. Стабильно-линейное развитие рифтовой стадии в позднеевлановское, черникское (ливенское) и домановичское время характеризуется физико-химическими условиями образования галогенных и продолжением накопление сульфатных, характерных вулканогенных и терригенных транзитных литологических индикаторов.

Нижняя вулканогенная толща щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации образована пирокластическими, эффузивными и субвулканическими породами, производными средних и частично основных магматитов субщелочного и щелочного ряда базальтоидного облика. Переходные процессы (третий этап) динамической стабилизации, гармонического пересечения пространственной и тектонической волн – момент квазистабильного динамического равновесия, смена направления процессов от детализации, дробления к генерализации. отражены на территории Припятского палеорифта экзотическим перерывом в задонское время вулканической деятельности. Физико-химические условия бассейна осадконакопления и энерго-тектоно-динамические условия в апогей процесса рифтинга характеризуются экзотическим перерывом процессов гало- и сульфатогенеза с выпадением соответствующих характерных литолого-фациальных индикаторов. Восстановились, в измененном виде, условия образования и накопления характерных вулканогенных литофаций. Возобновившаяся вулканическая деятельность, образуемая верхняя вулканогенная толща щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации представлена эффузивами, субвулканическими, жерловыми фациями, туфами, туффитами, рассеянным пирокластическим материалом ультраосновного, основного и среднего состава субщелочного и щелочного ряда.

В фазу спада (четвертый и пятый этапы), убывания энергии волн, восстановления гравитационно-ротационного равновесия, на стабильно-линейном отрезке энерготектоно-динамической регрессии рифтовой стадии физико-химические условия образования пород-индикаторов аналогичны второму этапу фазы роста. Воссоздались условия образования и накопления галогенных и характерных сульфатных литологических индикаторов. Сохранилось и продолжилось накопление вулканогенных и терригенных транзитных литофаций. Верхняя вулканогенная толща щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации, образованная на спаде вулканической деятельности, представлена покровами нефелинитов, туфами лимбургитов и щелочных трахитов, туфогенными породами.

Переход к платформенному режиму развития выразился постепенным и последовательным выпадением из разреза полесского горизонта характерных галогенных, сульфатных и вулканогенных пород, продолжением накопления транзитных терригенных литофаций – индикаторов тектонического режима близкого к платформенному. Прекращение вулканической деятельности зафиксировалось в разрезе полесского горизонта прослоями туффитов и рассеянным туфогенным материалом.

После релаксации стрессовой энергии процесс континентального рифтогенеза завершился. Восстанавливается уровень фоновой энергонасыщенности платформы, прерванный ундационный колебательный ритм, стабильный платформенный тектонический режим развития. Выявленные последовательность и упорядоченность процессов развития территории за выбранный интервал времени, закономерности и особенности развития континентальной коры вообще и континентальной грабеновой структуры в частности определяются энергией возбуждения. Создаются типичные физико-химические обстановки образования литолого-фациальных индикаторов и тектоно-динамические условия фракционирования слоистой толщи. Соответствия и соотношения конкретных структурно-тектонических и физико-химических индикаторов особенные для каждого бассейна.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТОМОГРАФИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Бугаенко И.В

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

Представлена трехмерная Р-скоростная модель мантии Средиземноморья до глубины 850 км, полученная методом Тейлорова приближения решения задачи сейсмической томографии, предложенного В.С.Гейко [1]. В качестве исходных данный использованы данные о первых вступлении Р-волн на станции International Seismological Centre (ISC) за период с 1964 по 2002 год. Результаты представлены в ви-

де горизонтальных сечений в пределах глубины 50–850 км с шагом 25 км в истинных скоростях и в виде долготных и широтных сечений до глубины 850 км с шагом 1° в невязках относительно 1-d референтной модели, которая является следствием решения задачи сейсмической томографии для мантии Евразии.

Результаты представлены в виде горизонтальных сечений начиная с 50 км до глубины 850 км с шагом 25 км в истинных скоростях и в виде долготных и широтных сечений до глубины 850 км с шагом 1° в невязках относительно 1-d референтной модели, которая является следствием решения задачи сейсмической томографии для мантии Евразии. Высоким скоростям соответствует невязка $\delta=V_{ист.}-V_{реф.}\geq 0$, а низким ─ $\delta=V_{ист.}-V_{реф.}\leq 0$.

Для мантии под Средиземноморьем большой интерес представляет взаимодействие скоростных структур мантии под Западным и Восточным Средиземноморьем со скоростными структурами мантии под Африканской, Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформами. Скоростные структуры верхней мантии как под Западным, так и Восточным Средиземноморьем в общем случае характеризуется низкими скоростями до глубины примерно 250-300 км и высокими скоростями до глубины 600-700 км. По скоростным данным на глубине 100-150 км выделяется высокоскоростная область северо-западного простирания, находящаяся под Синайской субплитой, Средиземным морем (захватывая на севере район о-ва Крит и на юге Ливийский желоб и Южно-Левантийскую впадину), южной частью Адриатической плиты, юго-восточными частями Динарид и Элленид, разделяющая Средиземноморье на Западное и Восточное (рис.1), и выходящая под герцениды Саксотюрингской зоны. Вкрест простирания этой области под зоной Триполица Элленид выделяется низкоскоростной перешеек, соединяющий низкоскоростные на этих глубинах структуры мантии под Западным и Восточным Средиземноморьем.

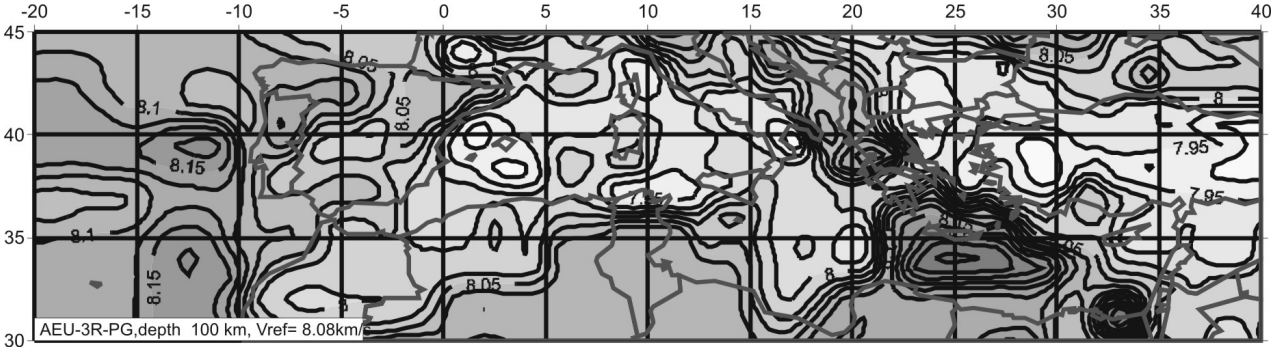


Рис.1. **Горизонтальное сечение 3-d P-скоростной модели Средиземноморья на глубине 100 км**

Следует отметить влияние скоростных структур мантии под южной частью Адриатической плиты на скоростные мантийные структуры под Западным и Восточным Средиземноморьем. Более высокоскоростной, на общем низкоскоростном фоне, слой мантии юго-восточной части Адриатической плиты распространяется в юго-восточном направлении под более низкоскоростные структуры мантии под Динаридами и Элленидами до мантийных структур под Сербо-Македонским массивом на глубину до 150 км и юго-западной части Адриатической плиты в юго-западном направлении под Аппенины.

По скоростным характеристикам мантия под северной частью Африканской платформы делится в районе под грабеном Хона на северо-западную и северо-восточную части мантии под Африканской платформой. Северо-восточная часть Африканской платформы характеризуется наличием двух ярко выраженных слоев – высокоскоростного на глубинах 50-350 км с максимальными невязками на глубинах 50-100 км и низкоскоростного на глубинах 350–650 км с двумя минимумами на 400 и 600 км. Северо-западная часть Африканской платформы характеризуется присутствием высокоскоростного слоя до глубины 100 км, низкоскоростного до 200 км, высокоскоростного до 500 км, и низкоскоростного до глубины 700 км.

В мантии между северо-восточной частью Африканской платформы и северо-западной частью Аравийской плиты выделяется Синайская субплита, характеризующаяся резким чередованием высоко- и низкоскоростных структур с глубиной. Верхняя мантия под Синайской субплитой примерно с глубины 85 км определяется как высокоскоростная. С этой же глубины наблюдается коллизионное противопоставление до глубины 300 км между высокоскоростной мантийной частью Синайской субплиты и низкоскоростной мантийной частью, которая располагается севернее о-ва Крит. На границе между этими мантийными разноскоростными областями в районе о-ва Крит наблюдается на глубине 200 км землетрясение с магнитудой более 4.5 (долготное сечение 32°в.д. (рис.2)).

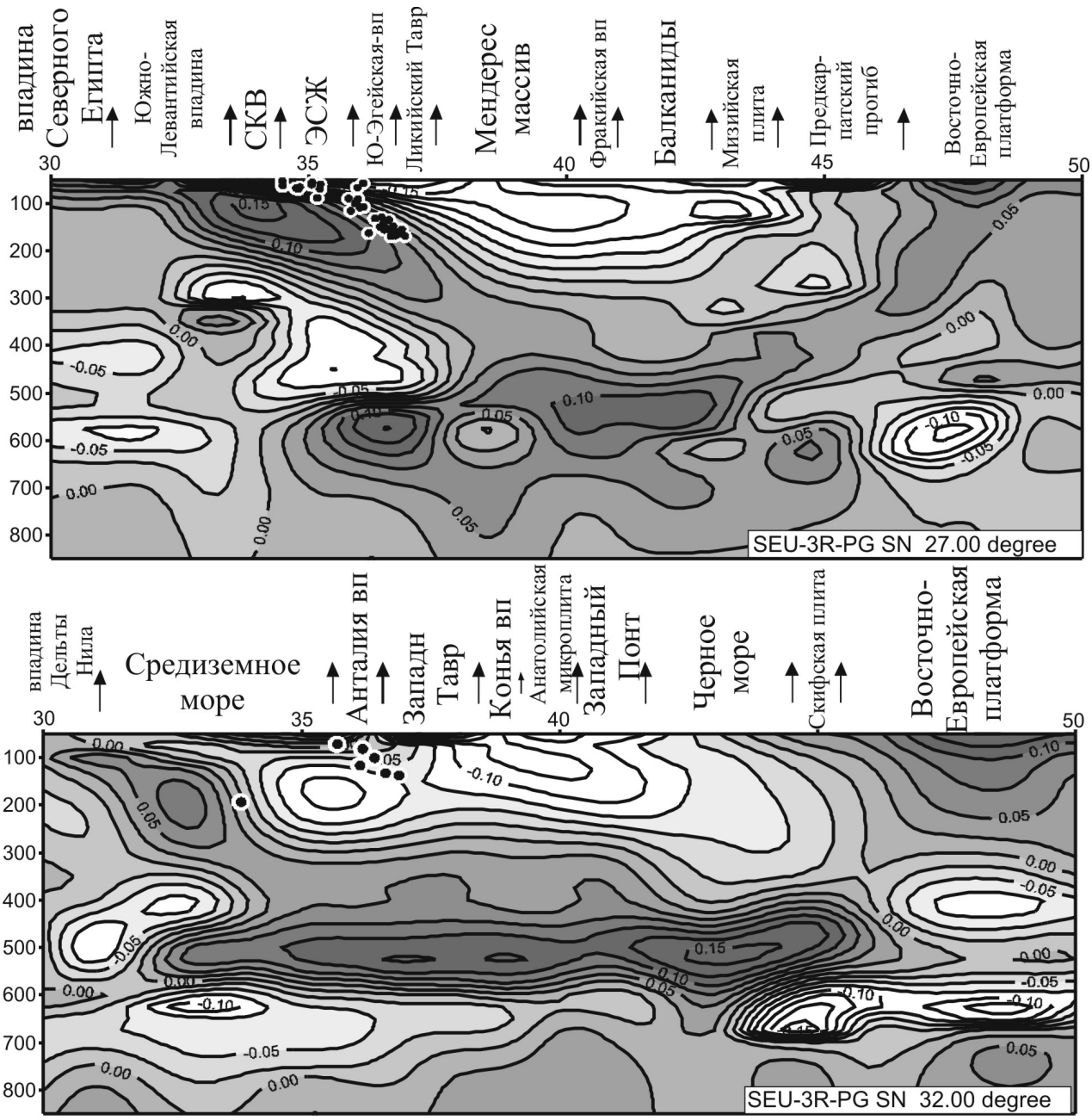


Рис.2. **Долготные сечения 3-d P-скоростной модели Восточного Средиземноморья**

В Средиземноморье наблюдается три задуговых бассейна: Лигуро-Прованский, Эгейский и Тирренский. При этом считают [2], что Тирренская островная дуга в настоящее время уже не развивается (прекратился откат зоны субдукции). На вертикальных сечениях (рис.3, 4) под Тирренским бассейном показано, что глубокофокусные землетрясения (450-550 км) с магнитудой более чем 4.5 приурочены к границе между высоко- и низко-скоростной аномалиями на этой глубине.

Высокоскоростной слой мантии северо-восточной части Африканской плиты погружается под низкоскоростные структуры мантии Эгейской микроплиты (Эгейская дуга) в северо-северо-западном направлении до глубины 350 км, достигая Северо-Эгейского прогиба (рис.2). На долготном сечении 27°в.д. (рис.2) кроме погружения северо-восточной части Африканской плиты под мантию Эгейской микроплиты наблюдается встречное распространение наклонных слоев со Восточно-Европейской платформы, характеризующейся высокими скоростями до глубины 350-400 км и низкими до глубины 700 км [3], под Восточные Карпаты и Мизийскую микроплиту.

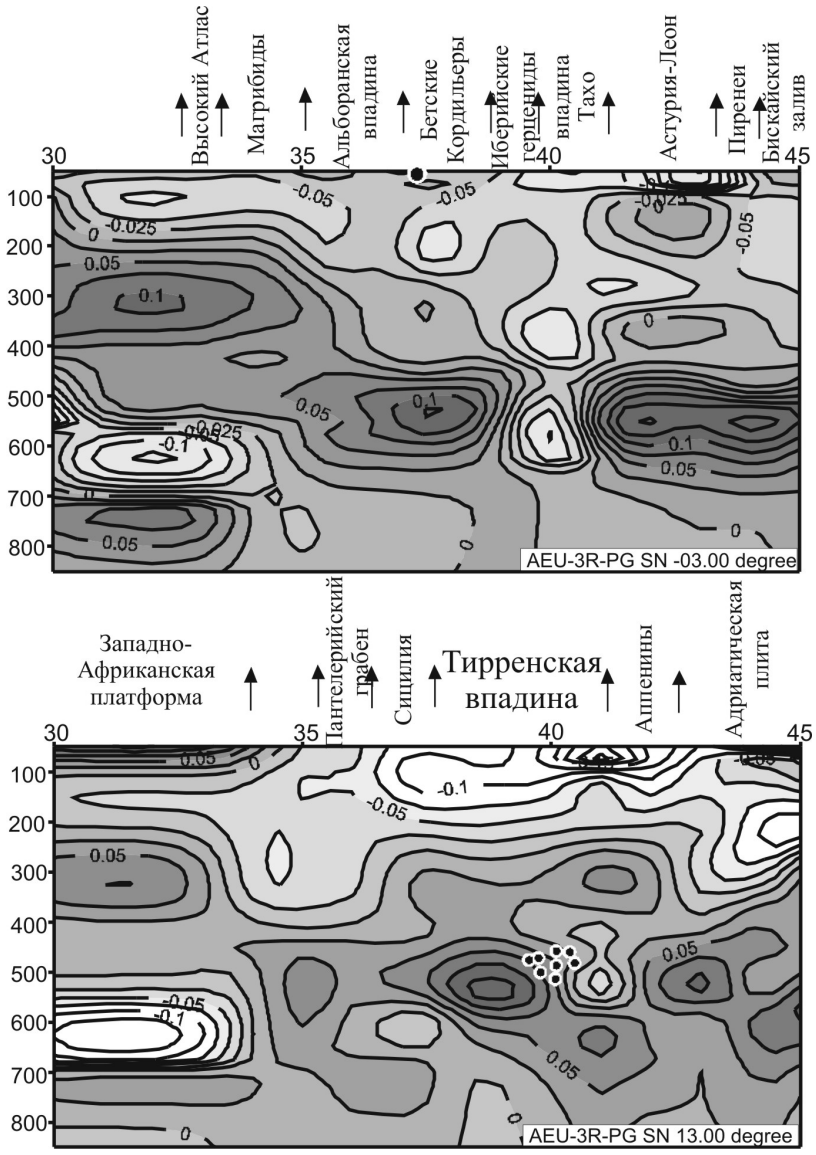


Рис.3. **Долготные сечения 3-d P-скоростной модели Западного Средиземноморья**

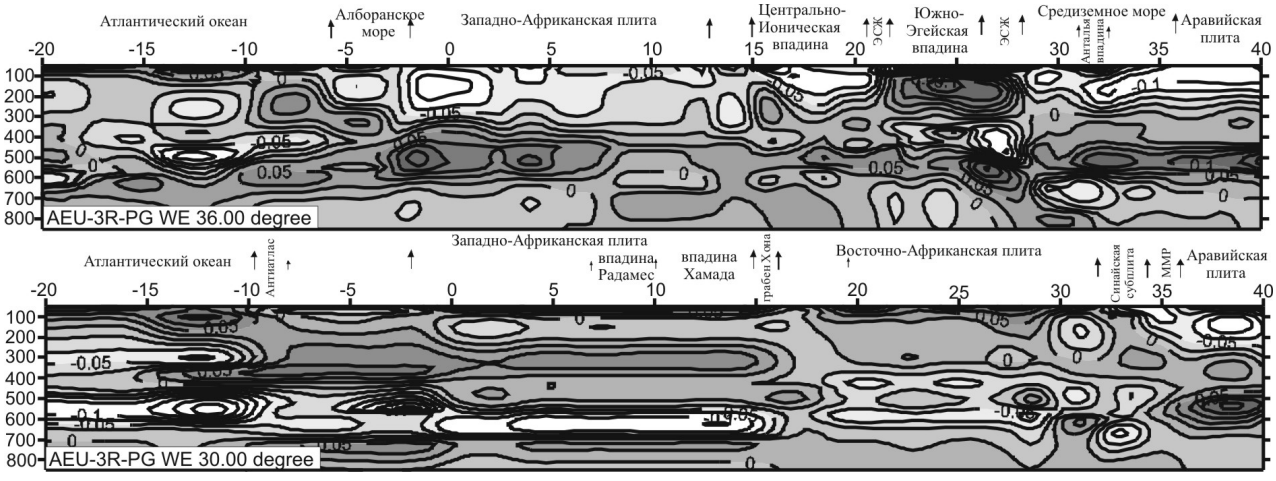


Рис.4. **Широтные сечения 3-d P-скоростной модели Средиземноморья**

Высокоскоростной слой мантии, на широтном сечении 36°с.ш. (рис.4) распространяющийся со стороны Азорских островов (на глубине 50-100 км) в восточном направлении под Лигуро-Прованский задуговый бассейн (Гибралтарскую дугу), под Алборанским морем погружается на глубину 250-350 км, а восточнее уходит на глубину 300-650 км.

На долготном сечении 3°з.д. (рис.3) наблюдается плавное погружение со стороны Высокого Атласа высокоскоростного слоя (на глубине 180-380 км) в северном направлении под Алборанское море. Но под Бетскими Кордильерами этот высокоскоростной слой резко, скачкообразно (в виде «слэба») опускается на глубины 450-600 км. Наличие этого высокоскоростного «слэба» увязывается со существованием глубокофокусных землетрясений (на глубине 600 км) в восточной части Испании неподалеку города Гранада.

Мантийные скоростные структуры Средиземноморья характеризуются низкоскоростной верхней мантией и высокоскоростной переходной зоной верхней мантии, в отличие от мантийных структур под более древними регионами, у которых наоборот высокоскоростная верхняя мантия и низкоскоростная переходная зона верхней мантии. Большое влияние на скоростное строение мантии под Средиземноморьем, а также на сейсмичность региона оказывают более древние структуры Африканской платформы, Восточно-Европейской платформы и Адриатической плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гейко В.С.,. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т19, №3. С.48-68.

2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.:КДУ,2005, 560 с.

3. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз.журн. 2005. Т27, №6 С.927-939.

ТРЕХМЕРНАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Бурахович Т.К., Кулик С.Н.

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина, kulik@ndc.org.ua

С геолого-тектонической точки зрения западная часть Украины является уникальной областью, где встречаются самые разнообразные региональные тектонические структуры. Это и часть Украинского щита (УЩ) с Голованевской шовной зоной, и Волыно-Подольская плита (ВПП), и Рава-Русская складчатая зона, и Карпаты, и Предкарпатский прогиб.

Еще в 80-х годах 20 века в работе [1] авторы используют данные глубинного МТЗ, зарегистрированные на территории ВПП, для построения нормальной кривой для УЩ, в связи с тем, что предполагалось отсутствие существенных глубинных горизонтальных неоднородностей электропроводности. А уже в начале 21 века, когда был накоплен большой объем экспериментальных данных [2,3] и появились новые методы решения прямых и обратных задач [4] для сложных сред, и они были применены для построения глубинной квазитрехмерной пленочной [5] и трехмерной [6] моделей. Стало очевидно, что земная кора и верхняя мантия запада Украины являются сложными трехмерными геоэлектрическими структурами.

На западе щита, юге ВПП и северо-западе Молдавской плиты выявлена Черновицко-Коростенская аномалия электропроводности, которая характеризуется большой площадью и сложным строением (рис. 1-4).

Первые признаки аномальности данного региона проявляются практически с поверхности (глубина верхней кромки 50 метров) до 1.5 км в виде двух локальных участков с ρ=10 Ом·м и различной ориентацией в пространстве: первый – юго-запад – северо-восток, его максимальные размеры ~ 60 × 60 км^2 на севере Бузского мегаблока, второй – северо-запад – юго-восток, с размерами ~ 30 × 75 км^2 на севере зоны сочленения Бузского мегаблока и Голованевской шовной зоны (рис. 1).

Эти объекты были выделены по результатам качественной интерпретации кривых МТЗ. По данным трехмерного моделирования эти объекты гальванически связаны со следующим объектом аномалии. Это субмеридионально вытянутая вдоль 30^0 в.д. зона шириной 30 км от 48^0 до 50^0 с.ш. с двумя разносторонними субгоризонтальными ответвлениями: первое – на запад – в центральной части Бузского мегаблока, второе – на восток – в зоне сочленения Росинского, Бугского мегаблоков и Голованевской шовной зоны. Геоэлектрические параметры объекта: глубина верхней кромки – 3 км, мощность – 12 км, ρ=10 Ом·м (рис. 2).

На глубинах с 15 до 30 км наблюдается смещение всей этой структуры на юг на 15 км, а северной границы ~ на 50 км. Южная часть этого объекта совпадает с аномальной частью Тальновского глубинного разлома (рис. 4).

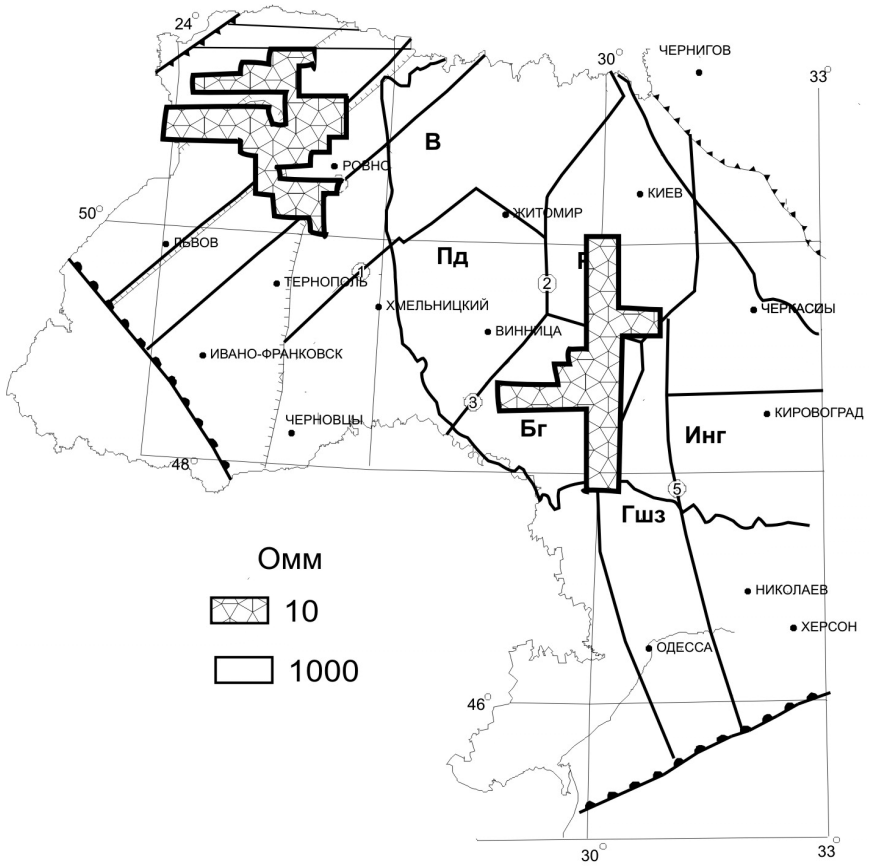


Рис. 1. **Электрическое сопротивление в интервале глубин 50 м – 1,5 км**

Мегаблоки: В – Волынский, Пд – Подольский, Р – Росинский, Бг – Бугский, Инг – Ингульский. Шовные зоны: Гшз – Голованевская. Разломы (цифры в кружках): 1 – Тетеревский, 2 – Брусиловский, 3 – Немировский, 4 – Тальновский, 5 – Первомайский, 6 – Луцкий, 7 – Сущано-Пержанский

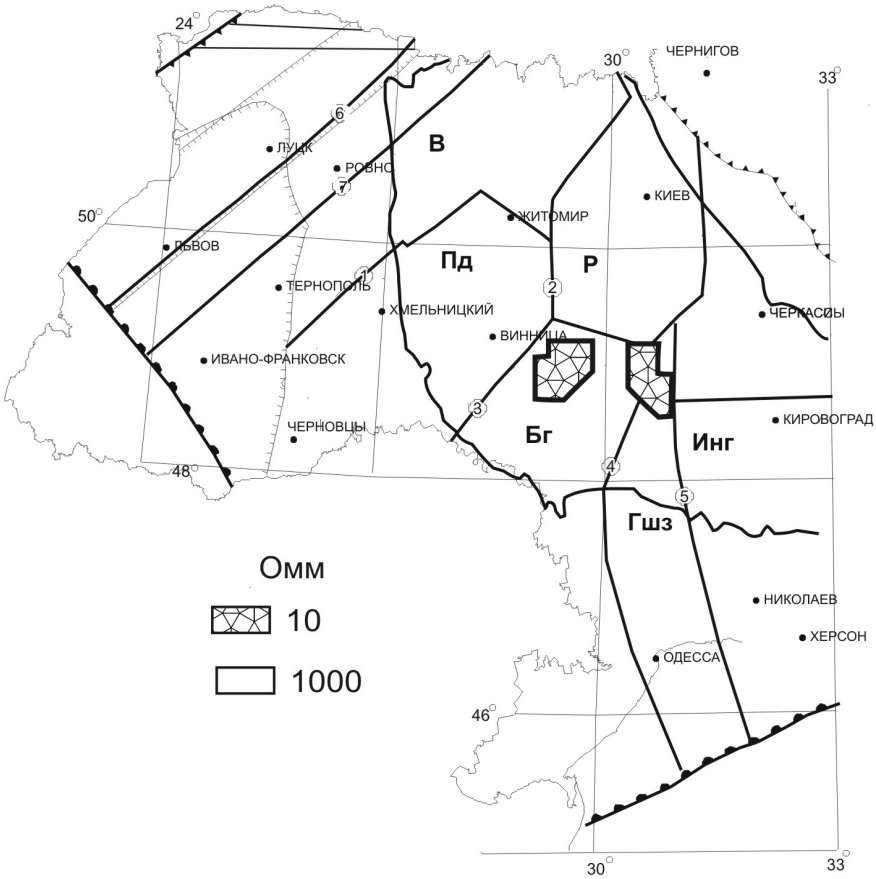


Рис. 2. **Электрическое сопротивление в интервале глубин 3 – 6 км**

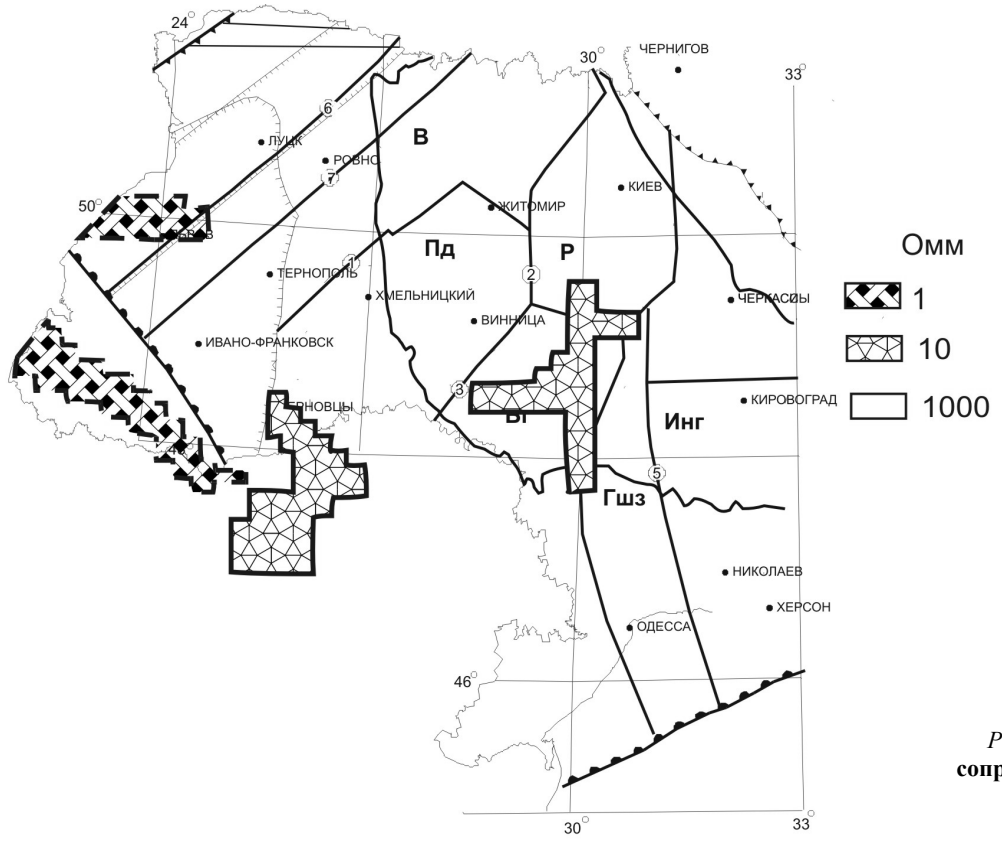


Рис. 3. **Электрическое сопротивление в интервале глубин 6 – 15 км**

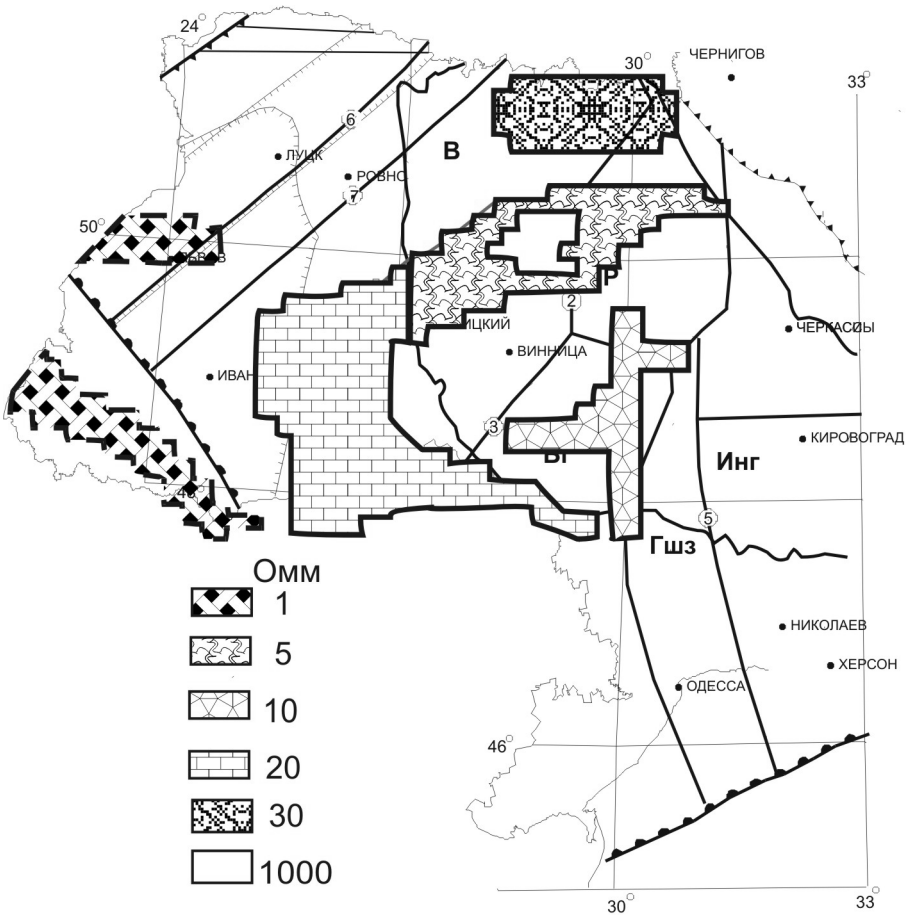


Рис. 4. **Электрическое сопротивление в интервале глубин 15 – 30 км**

Первые проявления Черновицко-Коростенской аномалии электропроводности вне УЩ получены на юге ВПП в районе Черновицкой аномалии электропроводности. Эта область на глубинах от 6 до 15 км шириной более 100 км характеризуется ρ=10 Ом·м, внедряется с юга и погружается на территории ВПП до глубин 15 км (рис. 3).

Именно на глубинах от 15 до 30 км размещено основное тело Черновицко-Коростенской аномалии электропроводности (рис. 4). Часть аномалии с ρ=5 Ом·м размещена в границах Росинского и Подольского мегаблоков и содержит объект высокого сопротивления около 1000 Ом·м. Западная часть этой структуры, имеющая среднее ρ=20 Ом·м, выходит за границы УЩ и простирается в двух направлениях – на юг и на юго-восток, вдоль Подольской зоны разломов до Голованевской шовной зоны.

На западном склоне УЩ в земной коре в интервале глубин 3-6 км размещается Волынская аномалия электропроводности (рис. 2), которая обладает сложными пространственными контурами и характеризуется значениями ρ порядка 10 Ом·м.

На северо-западе щита на границе Волынского и Росинского блоков в земной коре на глубинах между 15 и 30 км расположена Коростенская аномалия электропроводности (рис. 4). Среднее значение ρ=30 Ом·м.

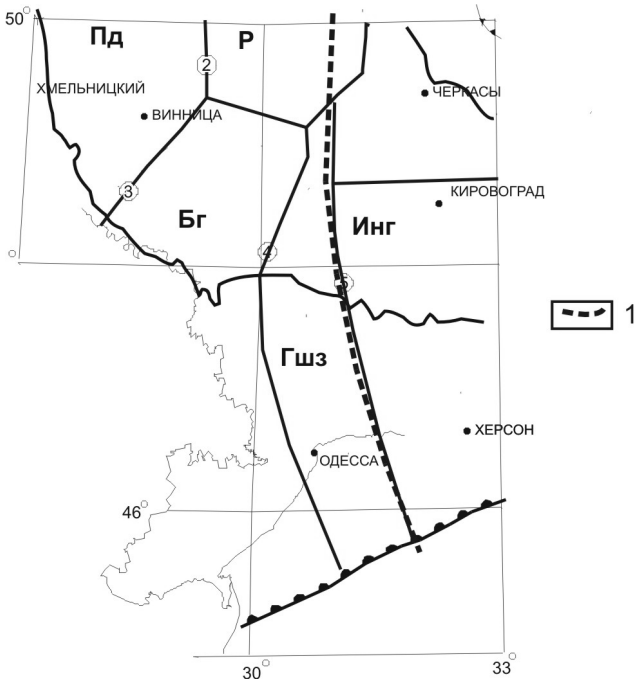


Рис. 5. **Модель проводника в верхней мантии с кровлей на глубине 70 км.**

1 – восточная граница проводника (ρ=25 Ом·м) в верхней мантии в юго-западной части УЩ

В мантии УЩ также наблюдается существенно неоднородное распределение геоэлектрических параметров (рис. 5). В юго-западной части УЩ обнаружен проводник с верхней кромкой на глубине 50-70 км с ρ=25-30 Ом·м. Его границы проходят: северная по 50^0 с.ш., восточная – между 31^0 и 32^0 в.д., южная – неустановленная, южнее 48^0 с.ш. и западная – по 26^0 в.д. На западе проводник погружается до глубины 90-100 км и гальванически связан с аномалией в верхней мантии Карпатского региона.

Вопрос об аномально высокой электропроводности в недрах земной коры и верхней мантии и ее связь с эволюцией литосферы – один из важнейших и неоднозначных в геоэлектрике. Существует много версий о происхождении коровых аномалий электропроводности в границах древних щитов. Их природа также может быть разной. Высокая электропроводность может быть связана, как с ионной, так и с электронной проводимостью (в основном, сульфидов и графитов) при условии их связности, или с тем и другим одновременно.

По данным [7,8] западная часть Украины характеризуется низкими значениями скоростей продольных сейсмических волн на глубинах ниже 50 км по сравнению с Ингульским и Средне-Приднепровским мегаблоками УЩ. Изучение мантийных ксенолитов показало, что породы верхней мантии характеризуются своеобразным составом, существенно отличающимся от состава мантийных пород на тех же глубинах в соседних районах УЩ и ВВП. На площади Подольского мегаблока кимберлиты не обнаружены, но часто встречаются их индикаторные минералы [9,10]. Среди пиропов превалируют разновидности лерцолитового и вебстеритового парагенезисов. Широко распространены альмандин-пиропы эклогитового типа. Изучение состава пиропов показало, что они образовались в широком диапазоне давлений, который соответствует интервалу глубин 50-160 км. Считается, что в районе мантийной аномалии повышенной электропроводности непосредственно под земной корой мантия слабо деплетирована, метасоматически изменена и сложена эклогитами и эклогитоподобными породами, температура плавления которых ниже, чем в окружающих мантийных породах [9,10].

Выше уровня устойчивости «алмаз-графит» на глубине около 125 км углерод может быть в форме высоко проводящего графита.

Геохимические исследования позволяют предположить, что в верхней мантии имеются области с низкими значениями летучести кислорода и это обозначает, что на этих глубинах может существовать свободный углерод. Вполне возможно, что его значительная часть связана с преобразованием метанового компонента.

Древняя литосфера верхней мантии характеризовалась низкими значениями летучести кислорода. Этому окислительно-восстановительному состоянию глубинного вещества (Р около 50 кбар и Т=1100-1200^0 С) соответствуют углерод-насыщенные флюиды с высокой концентрацией углеводородов [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев: Наук. думка, 1985. 203 с.

2. Ingerov A.I., Rokityansky I.I., Tregubenko V.I. Forty years of MTS studies in the Ukraine // Earth Planets Space. – 1999. – 51. – P. 1127-1133.

3. Baysorovich M.M., Tregubenko V.Iv., Nasad A.G. Geoelectric heterogeneities of Ukraine`s lithosphere // Геол. журн.1998. Т. 2. №1. С. 23-35.

5. Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В. Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. К.: Знання. 2001. 227 с.

6. Mackie R.L., Smith J.T. and Madden T.R. Three dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science.1994. 29. P. 923-935.

7. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Трехмерное Р-скоростное строение верхней мантии Украины // Геофиз. журн. 2006. Т. 28. №1. С. 3-16.

8. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. 2005. Т. 27. №6. С.3-32.

9. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита / Відп. Ред.. Щербак М.П. Київ. 2002. С. 215-218.

10. Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С. Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита // Мінералогічний журнал. 2003. Т. 25. № 5/6.

11. Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного состояния планетарного вещества на формирование углеродонасіщенніх флюидов в верхней мантии Земли // Вестник ОГГГГН РАН. №4 (10). 1999.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ИМПУЛЬСНОГО АКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕЗОНАТОРАХ

Бурдакова Е.В., Глинская Н.В., Морозов В.Н.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана», г. Санкт-Петербург, labmgm@yandex.ru, palvas@mail.ru

Полученные экспериментальные данные при исследовании акустической эмиссии, возникающей при трех землетрясениях, указывают на импульсный характер эмиссии, а так же, на то, что это излучение прежде чем попасть в приемник проходит и усиливается при прохождении волноводов-резонаторов. Как известно полоса частот при импульсном излучении определяется из соотношения: $\Delta f \cong \frac{1}{T}$, где Т-время, определяющее прямоугольный импульс [1]. При Т=0,003 с, получим $\Delta f = 333$гц при Т=0,03 $\Delta f = 33{,}3$гц. При землетрясении возникающее акустическое излучение импульсное характера проходя через грунтовые блоки различных размеров будет усиливаться за счет резонансных эффектов. Так для волновода с характерной толщиной *a*, основная частота соответствующая первой гармоники определяется соотношением: $f_1 = \frac{c_3}{a \cdot 2}$, где c_3 – скорость акустических колебаний. При значениях *a*=1 м, 10 м, 25 м, 100 м, 200 м, 500 м и c_3=3000 м, получим f_1=1500 гц, 150 гц, 60 гц, 15 гц, 7,5 гц, 3 гц.

Волноводный характер распространения импульса акустической эмиссии определяется на основе уравнения:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} - \frac{1}{c_3^2}\frac{\partial^2 p}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} = 0 \qquad (1)$$

где *p* – возмущение давления, *x, z* – вертикальная и горизонтальная декартовы координат.

Аналогичное уравнение можно записать и для случая упругих сред, где возмущение давления *p* заменяется на вектора $\vec{u}_e$ и $\vec{u}_t$ – продольных и поперечных деформаций; а c_3 заменяется на скорость распространения продольных и поперечных колебаний c_e, c_t [2].

Для волновода с жесткими горизонтальными стенками решение уравнения (1) ищется в виде:

$$p(x,z,t) = p_n(z,t)\sin\frac{\pi n x}{a}, n = 1,2... \qquad (2)$$

Подставляя (2) в уравнение (1) получим уравнение для определения функции $p_n(z, t)$

$$\frac{\partial^2 p_n}{\partial z^2} - \frac{1}{c_3^2}\frac{\partial^2 p_n}{\partial t^2} - \left(\frac{\pi n}{a}\right)^2 p_n = 0 \qquad (3)$$

Пусть при $z=0$ $p_n(t, z=0)$ представляется прямоугольным импульсом:

$$p_n(t, z=0) = \begin{cases} p_0, & t \in [O, T] \\ O & t \notin [O, T] \end{cases} \tag{4}$$

Для решения уравнения (3) при граничном условии (4) применим преобразование Фурье:

$$p_n(t, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} p_n(z, w) e^{-iwt} \alpha w \tag{5}$$

$$p_n(z, w) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} p_n(t, z) e^{iwt} \alpha t$$

Используя (5), получим (3) уравнение для спектра $p_n(z, w)$

$$\frac{\alpha^2 p_n(z, w)}{\alpha z^2} + \left[\frac{w^2}{c_3^2} - \left(\frac{\pi n}{a} \right)^2 \right] p_n(z, w) = 0 \tag{6}$$

а импульс (4) преобразуется к виду:

$$p_n(t, z=0) = p_0 T \frac{\sin w T/2}{w T/2} e^{-iw\frac{T}{2}} \tag{7}$$

Решение уравнения (6) при граничном условии (7) представляется в виде

$$p_n(z, w) = I_0 \frac{\sin w T/2}{w T/2} e^{-iw\frac{T}{2}} e^{+i\sqrt{\frac{w^2}{c_3^2} - \left(\frac{\pi n}{a} \right)^2} z} \tag{8}$$

где: $I_0 = p_0 T$

Вводя вместо круговой частоты w циклическую частоту f: $w = 2\pi f$, получим вместо (8).

$$p_n(z, w) = I_0 \frac{\sin \pi f T}{\pi f T} e^{-i\pi f T} \cdot e^{iz\sqrt{\frac{4\pi^2 f^2}{c_3^2} - \left(\frac{\pi n}{a} \right)^2}} \tag{9}$$

Как следует из (9) при $f < f_* = \frac{c_3}{2a} n$ излучение, распространяющееся в волноводе, поглощается. При c_3=3000 м/с, n=1 и a=1 м, 10 м, 25 м, 100 м, 200 м, 500 м, f_*=1500 гц, 150 гц, 60 гц, 15 гц, 7.5 гц, 3 гц. Иначе говоря, длинноволновое излучение не замечает волноводов с меньшими размерами. Отметим, что коротковолновое акустическое излучение может возбуждать длинноволновое. Это можно показать, следуя Лайтхиллу [3], если в первую часть уравнения добавить в неполную силу $f(x, z) e^{-iw_0 t}$ где w_0 – частота внешнего воздействия.

Разлагая $f(x, z)$ по собственным функциям волновода

$$f(x, z) = \sum_{n=0}^{\infty} f_n(z) \sin \frac{\pi n x}{a} \tag{10}$$

а затем

$$f_n(z) = \int_{-\infty}^{+\infty} F_n(k) e^{-ikx} a k \tag{11}$$

получим для возмущения давления p выражение

$$p = -\pi i \sum_{n=0}^{\infty} \sin \frac{\pi n}{a} x \frac{F\left[\frac{\left(w_0^2 - w_n^2 \right)^{1/2}}{c_3} \right]}{c_3^{-1} \left(w_0^2 - w_n^2 \right)} \exp\left\{ -i \left[wt - \frac{\left(w_0^2 - w_n^2 \right)^{1/2}}{c_3} x \right] \right\} \tag{12}$$

Из полученного результата следует, что для генерации волн со собственными частотами волновода-резонатора w_n на него необходимо воздействовать источником с частотой $w_0 > w_n$. Для частот с $w_0 < w_n$, генерация излучения будет сосредоточена около источника, т.е. колебания с такими частотами в волноводе распространяться не будут.

Характерной особенностью распространения импульса акустической эмиссии в волноводе является его расплывание. Действительно как следует из выражения (9) групповая скорость для каждой частоты определяется выражением:

$$V_{гг} = c_3\sqrt{1-\frac{f_*^2}{f^2}},\quad f_* = \frac{c_3}{a}n \tag{13}$$

Для частот $f>f_*$ $V_{гр}\approx c_3$, для частот $f>f_*$ $V_{гр}<c_3$.

Если в волноводе распространяется широкополосное излучение, то волновод произведет спектральный анализ волны: вперед уйдут частотные соответствующие большей групповой скорости, затем побегут составляющие с меньшей групповой скоростью и т.д. в плоть до минимальной групповой скорости, с которой данная волна может распространяться в волноводе. В результате получится затягивание сигнала по l пространству и по времени [2] и в случае приема сигнала в точке, от стоящей на большом расстоянии от места землетрясения, вместо короткого импульса будет наблюдаться длинный осциллирующий сигнал.

Расчет эволюции короткого импульса при распространении в волноводе можно производить на основе следующего выражения:

$$p_n(z,t) = 2I_0\int_{f_*}^{\infty}\cos\left[2\pi f\left(t-\frac{T}{2}\right)-\frac{2\pi f}{c_3}\sqrt{1-\frac{f_*^2}{f}}z\right]\frac{\mathrm{syn}\pi fT}{\pi fT}\alpha T \tag{14}$$

Выражение (14) получено с использованием спектра (9) и первого из выражений (5). Предварительные расчеты по формуле (14) при z=3 км и 30 км и T=0,003 с, подтверждают высказывание выше качественные соображения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е.Скучик. Основы акустики, Т.1, М. «Мир». 1976.
2. Исакевич М.А. Общая акустика, М, Наука, 1973, 495 с.
3. Лайтхилл Д. Волны в жидкостях. М. «Мир», 1981, 598 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ МОДУЛЕЙ В ЗЕМНОМ ЯДРЕ

Бурмин В.Ю.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, г. Москва, burmin@ifz.ru

Вязкость земного ядра и, в частности внешнего ядра, является наименее изученной его характеристикой. В настоящее время имеет место существенное различие между результатами теоретических исследований, данными лабораторных экспериментов и геофизическими данными относительно величины вязкости внешнего ядра Земли. Большинство теоретических и экспериментальных исследований дают низкую вязкость расплавов соединений железа при P-T условиях, соответствующих условиям внешнего ядра Земли, порядка 10^{-2} Па×с. В то же время, практически все геофизические данные дают гораздо более высокие значения вязкости для земного ядра, в пределах от 10^3 до 10^{12} Па×с. В одной из работ автора [1], на основании результатов интерпретации волн «предвестников» распространяющихся в низах внешнего ядра Земли [2], делается вывод о том, что модуль сдвига во внешнем ядре для колебаний порядка 1 Гц должен быть отличен от нуля и достигает значений 2×10^{12} Па.

В стандартной модели Земли PREM внешнее ядро считается жидким, а модуль сдвига в нем принимается равным нулю [3]. Это означает, что вязкость внешнего также равна нуль. Исходя из этого, вычисляется значение адиабатического модуля всестороннего сжатия k_S. На самом деле модуль сдвига во внешнем ядре хотя и мал, но все же отличен от нуля. И, следовательно, модуль k_S во внешнем ядре имеет распределение отличное от распределения для стандартной модели Земли. Этот вывод основывается на том факте, что градиент скорости продольных волн в низах внешнего ядра возрастает и предположении, что модуль всестороннего сжатия в Земле и, в частности, в ядре является монотонной функцией глубины. Оценим значение модуля k_S во внешнем и внутреннем ядре. Для этого примем три условия, а именно, в земном ядре модуль сдвига μ неотрицательная функция, адиабатический модуль всестороннего сжатия k_S является монотонной и, кроме этого, непрерывной функцией давления или, в нашем случае, глубины.

Воспользуемся известным соотношением, связывающим сжимаемость с давлением [4]:

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V-V_0}{V_0} = -ap + bp^2, \tag{1}$$

где $V = \frac{1}{\rho}$ – удельный объем; ρ – плотность; a и b – константы.

Из (1) имеем $\frac{dV}{V_0} = -(a - 2bp)dp$ и, учитывая, что $k_S = \rho\frac{dp}{d\rho} = -V\frac{dp}{dV}$, получим:

$$k_S = -V\frac{dp}{dV} = \frac{\rho_0}{\rho}\frac{1}{a - 2bp} \tag{2}$$

В выражении (2) a и b являются неизвестными параметрами. Для того чтобы определить константы a и b, необходимо задать значения плотности, давления и модуля сжатия в двух точках. Преобразуем выражение (2) к виду:

$$a - 2bp = \frac{\rho_0}{\rho}\frac{1}{k_S}. \tag{3}$$

Тогда, подставляя в (3) соответствующие значения ρ, p и k_S в двух точках среды, получим два линейных уравнения относительно двух неизвестных a и b. Определим зависимость (2) отдельно для внешнего и внутреннего ядра. Для внешнего ядра, в качестве первой точки возьмём верхнюю границу внешнего ядра. Тогда будем иметь z_1= 2893 км, $\rho_1 = \rho(z_1)$ = 9.9 г/см^3, $p_1 = p(z_1) = 0.1372\times10^{12}$ Па, $k_1 = k_S(z_1) = 0.6473\times10^{12}$ Па; В качестве второй точки возьмём центр ядра, предполагая, что все ядро однородно. Тогда z_2= 6371 км, $\rho_2 = \rho(z_2)$ = 13.36 г/см^3, $p_2 = p(z_2) = 0.3621\times10^{12}$ Па. Значение модуля сжатия во второй точке найдем из соотношения:

$$k_2 = \rho_2 v_{P2}^2 \frac{1+\sigma}{3(1-\sigma)}, \tag{4}$$

где σ – коэффициент Пуассона; v_{P2} – скорость продольных волн в центре Земли, равная 11.2 км/с.

Для внешнего ядра значение коэффициента Пуассона возьмем равное: σ = 0.40. В результате будем иметь $k_2 = 1.2541\times10^{12}$ Па. Значения a и b будут соответственно равны 0.1699×10^{-11} Па$^{-1}$ и 0.1722×10^{-23} Па$^{-2}$, что достаточно близко к значениям, которые получены Бриджменом [4].

Для внутреннего ядра, в качестве первой точки возьмём верхнюю границу внутреннего ядра. В этом случае будет z_1= 5197 км, $\rho_1 = \rho(z_1)$ = 13.12 г/см^3, $p_1 = p(z_1) = 3.315\times10^{11}$ Па, $k_1 = k_S(z_1) = 1.14\times10^{12}$ Па. В качестве второй точки также возьмём центр земного ядра, но для определения модуля сжатия из выражения (4) примем другое значение коэффициента Пуассона. Во внутреннем ядре примем σ = 0.37. Это значение близко к значению для стандартной модели Земли, и, вообще говоря, значительно больше, чем должно быть для твердого кристаллического железного ядра. В этом случае значения k_2, a и b будут соответственно равны 1.215×10^{12} Па, 0.9717×10^{-12} Па$^{-1}$ и 0.6722×10^{-24} Па$^{-2}$.

Затем, по заданным функциям плотности $\rho(z)$ и давления $p(z)$ [1] построим кривую $k_S(z)$. Значения коэффициента Пуассона σ = 0.40 и σ = 0.37 выбираем из тех соображений, чтобы кривая $k_S(z)$ отвечала перечисленным выше требованиям.

Оценим значения μ в ядре. Модуль сдвига μ найдем из соотношений для сейсмического параметра Φ и скорости поперечных волн v_S:

$$\Phi(z) = v_P^2 - \frac{4}{3}v_S^2 = \frac{k_S}{\rho}, \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad \text{и} \qquad \mu = \frac{3}{4}(\rho \times v_P^2 - k_S) \geq 0. \tag{5}$$

Полученные кривые $k_S(z)$ и $\mu(z)$ представлены на рис. 1.

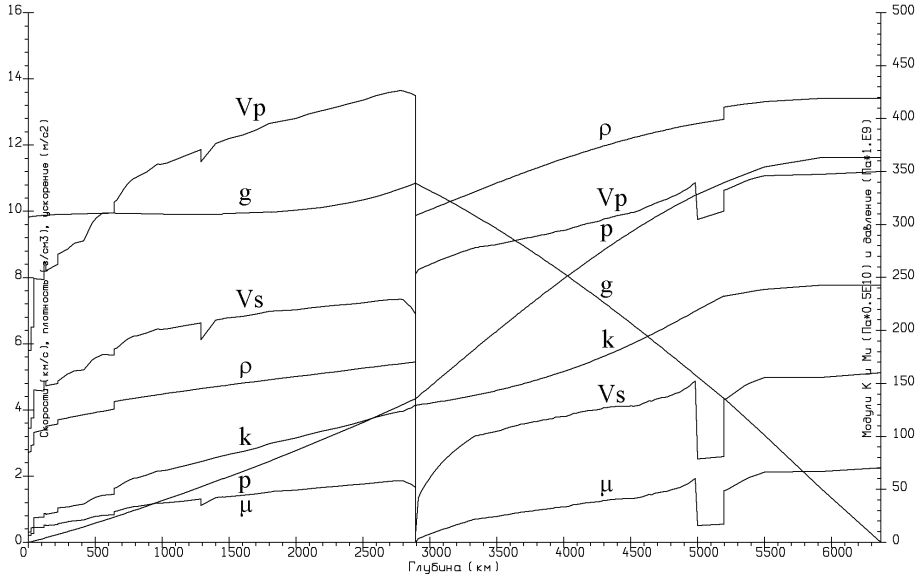


Рис. 1. **Распределение значений *k* и μ в земном ядре**

Из формулы (5) следует, что при заданном распределении $\rho(z)$ и $k_S(z)$ значение $\mu(z)$ зависит от распределения функции $v_P(z)$, которая для верхней части внешнего ядра, вообще говоря, неизвестна. В тоже время, оценка значения μ в верхах внешнего ядра, равная 6.6×10^8 Па неоправданно мала, в то время как в низах внешнего ядра оценка μ равна 3.0×10^{11} Па. Если считать, что модуль сдвига во внешнем ядре мало меняется с глубиной, то следует пересмотреть распределение скорости продольных волн во внешнем ядре.

Во внутреннем ядре, согласно нашим оценкам, модуль сдвига меняется от 1.336 Па до 1.505 Па.

Оценка вязкости земного ядра является актуальной, но при этом достаточно проблематичной задачей, для решения которой необходимо знать, как связаны между собой величины μ и η в вязкой жидкости. Будем рассматривать внешнее ядро Земли как вязкую жидкость. Предположим, что за счет падения на границу ядра сейсмических поперечных волн в ядре возникают касательные напряжения σ, периодически меняющиеся с частотой f.

Для движения частиц вязкой жидкости под действием вынуждающей силы из уравнения Навье-Стокса можем записать [5]:

$$\frac{\partial^2 \dot{u}}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\eta}\frac{\partial \dot{u}}{\partial t}, \tag{6}$$

где u – смещение частиц среды; η – динамическая вязкость.

Положим $w = \dot{u}$. Тогда уравнение (6) запишется в виде:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\eta}\frac{\partial w}{\partial t}. \tag{7}$$

Периодическое по z и t решение уравнения (7) дается формулой [5]:

$$w = w_0 e^{-z/\delta} e^{i(z/\delta - \omega t)}, \tag{8}$$

где $\delta = \sqrt{\frac{2\eta}{\rho\omega}}$; $\omega = 2\pi f$; ω – круговая частота.

Из формулы (8) следует, что, на глубине δ амплитуда колебаний будет убывать в e раз.

Запишем в формуле (8) гармоническую часть в стандартном виде:

$$w = w_0 e^{-z/\delta} e^{i(\frac{2\pi}{\lambda} z - \omega t)}. \tag{9}$$

Сравнивая (8) и (9), получим:

$$\delta = \frac{\lambda}{2\pi} = v\frac{T}{2\pi} = v\frac{1}{2\pi f} = \frac{v}{\omega},$$

где v – скорость распространения возмущения вдоль ось z; T – период колебаний.

Из последнего выражения имеем $v = \sqrt{\frac{2\omega\eta}{\rho}}$. Поскольку, вязкая жидкость при периодических воздействиях ведет себя одновременно и как упругая среда, то, учитывая, что $v = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, получим, что $\mu = 2\omega\eta$, т.е. модуль сдвига для вязкой жидкости пропорционален вязкости жидкости и частоте колебаний.

Можно показать, что, в общем случае, модуль сдвига вязкой жидкости пропорционален коэффициенту её вязкости, умноженному на скорость изменения натурального логарифма от смещения частиц среды.

$$\mu \approx \eta\frac{\partial \ln u(t)}{\partial t}.$$

Оценим теперь вязкость в земном ядре. Для внешнего ядра примем $\eta = \frac{\mu}{2\omega}$. Положим $\omega = 2\pi$ рад/с, что соответствует частоте колебаний сейсмических волн 1 Гц. Относительно внутреннего ядра будем считать, что его состояние близко к стеклообразному, что позволяет его рассматривать как очень вязкую жидкость. В этом случае вязкость внутреннего ядра определится так же, как вязкость внешнего ядра. В результате получим распределения значений вязкости $\eta = \frac{\mu}{4\pi}$, представленное на рис. 2.

Некоторые современные представления о строении земного ядра противоречат как экспериментальным фактам, так и физической сущности наблюдаемых явлений. В частности, очевидно, что любая реальная жидкость обладает вязкостью. В тоже время, современные модели Земли предполагают, что внешнее ядро имеет нулевую вязкость. Другой пример, это состояние внутреннего ядра. С одной стороны, обнаружена анизотро-

пия скоростей внутреннего ядра, что характерно для кристаллического состояний вещества, с другой, отношение скоростей продольных и поперечных волн ~3.0 в центре ядра характерно для аморфных тел, но никак не для кристаллических.

Оценка вязкости ядра, особенного внешнего, имеет принципиальное значение для установления вещественного состава земного ядра и понимания процессов происходящих в нем. Особенно это важно для теории земного магнетизма и роли зоны D'' в геодинамических процессах происходящих в недрах Земли.

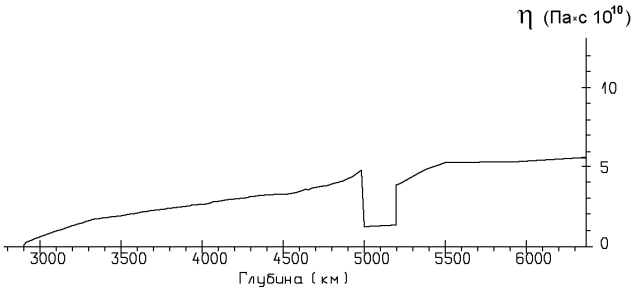


Рис. 2. **Распределение значений динамической вязкости η в земном ядре**

Заметим, что, как для продольных, так и для поперечных волн в верхней части внешнего ядра существует зона тени, связанная со значительным уменьшением скорости во внешнем ядре по сравнению со скоростью в нижней мантии, причем для поперечных волн она может быть значительно больше, чем для продольных сейсмических волн. Поэтому, вероятность обнаружить поперечные волны на сейсмограммах весьма мала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин В.Ю. Распределение плотности и упругих параметров в Земле // Физика Земли // Физика Земли 2006, № 7. С. 76-88.

2. Бурмин В.Ю. Скорость распространения сейсмических волн в Земном ядре // Физика Земли, 2004, № 6. С. 24-41.

3. Dziewonsky A. M., Anderson D. Preliminary reference Earth model // Physics of the Earth and Planetary Interior. 1981. V. 25. P. 297-356.

4. Свенсон К. Физика высоких давлений. М.: Изд. ИЛ, 1963. С. 46-78.

5. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Гидродинамика – М.: Наука. 1988. 736 с.

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЫ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ МЕТОДОМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (МОВЗ)

Бяков А.Ю. [1], Фоменко В.А [2] , Гуленко В.И.[3]

[1] ЮНЦ РАН, г. Ростов на Дону, alex@gelendzhik.ws
[2] ГНЦ ФГУГП Южморгеология г. Геленджик, fomenco@ymg.ru
[3] КубГу г. Краснодар, gulenko@fpm.kubsu.ru

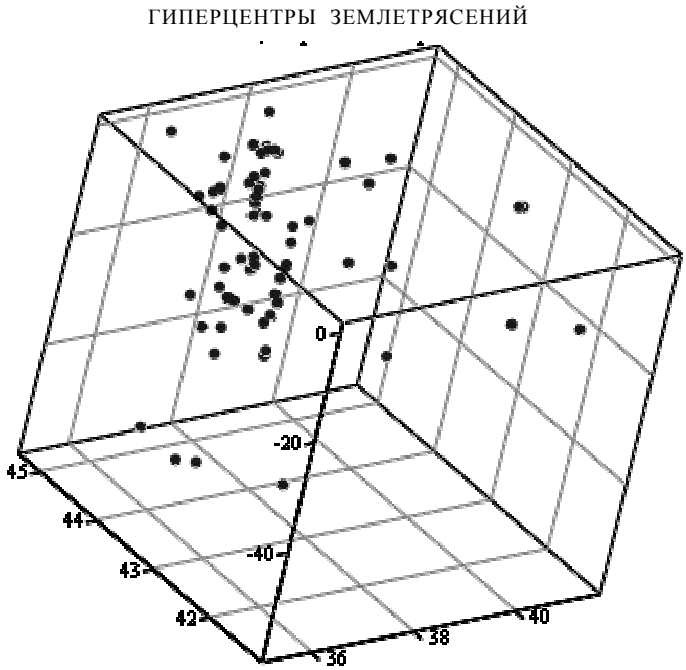
Землетрясения являются наименее предсказуемыми и по этому наиболее катастрофическими по своим последствиям явлениями природы. Серьезный ущерб при землетрясениях наносится в результате снижения сейсмической опасности региона и вызванное этим применение заниженных требований к строительству, примером чего может служить последствия разрушительные землетрясения в Иране, Турции, Афганистане, Китае.

Даже незначительные сейсмические толчки приводят к тектоническим подвижкам в земной коре и перераспределению грунтовых масс, что в свою очередь может служить «спусковым крючком» к возникновению оползней, разрушению дамб, магистральных трубопроводов и иных технических сооружений, что может привести к серьезным экологическим последствиям.

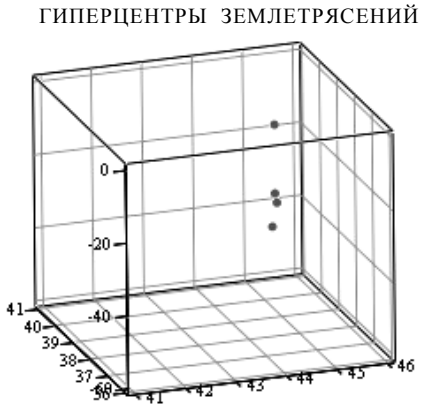
По результатам экспертной оценки уровня сейсмической опасности проведенной ИФЗ РАН и МЧС России Краснодарский край отнесен к чрезвычайно опасным зонам с индексом опасности 9[1] наряду с Камчаткой, Сахалинской областями (индекс – 8) [1]. Тем не менее, современный уровень развития науки и техники позволяет с высокой долей вероятности прогнозировать и предсказать готовящееся сейсмическое событие и его мощность по изменению геолого-геофизических и геохимических параметров. Время предсказания зависит от количества собранной и обработанной информации и колеблется от часов до нескольких суток [2].

Анализ сейсмической обстановки в пределах Черноморского региона и Северного Кавказа свидетельствует о повышенной активности этого региона с локализацией ее в пределах зон с различной сейсмической активностью [3]. Осадочный чехол, перекрывающий очаги землетрясений, складчатая и разрывная тектоника, физические свойства пород и гидрогеологические условия значительно определяют степень усиления или ослабления сейсмических ударов, вызванных разрешением энергий, накопленных в гипоцентрах землетрясений [4].

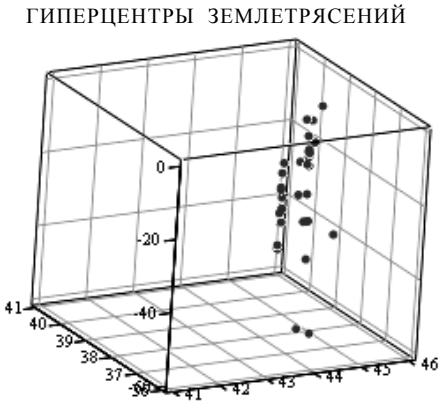
[1] Индекс сейсмического риска характеризует необходимый объем антисейсмических усилий, учитывает сейсмическую опасность, сейсмический риск и численность населения наиболее крупных населенных пунктов



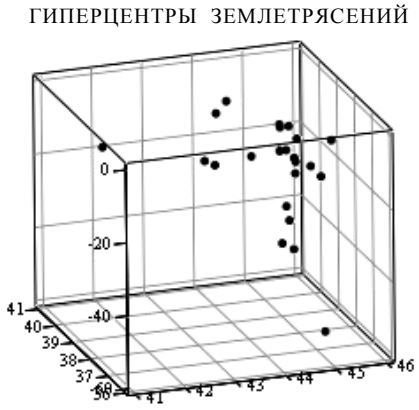
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИПОЦЕНТРОВ ПО МАГНИТУДАМ



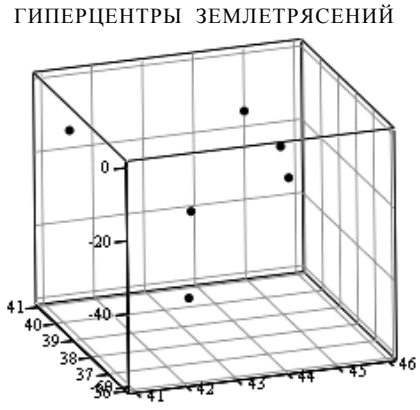
М ОКОЛО 1



М ОКОЛО 2



М ОКОЛО 3



М ОКОЛО 4

Рис. 1. **3-х мерная модель пространственного распределения гипоцентров землетрясений, зафиксированных сетью станций «Дельта Геон» в 2005-2007 гг.**

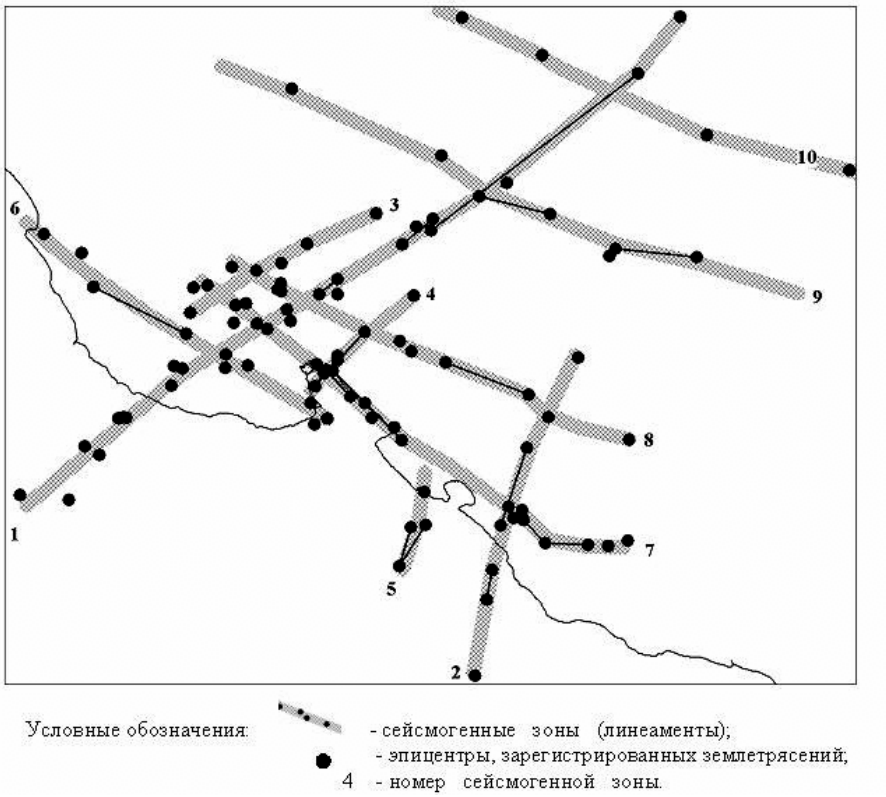


Рис. 2. **Линиаментные зоны, выделенные на основании распределения гипоцентров землетрясений зафиксированных сетью станций «Дельта Геон» в 2001-2004 гг.**

В связи с вышесказанным первоочередным является изучение строения кристаллического фундамента и выделение структурных неоднородностей, и изучение литосферных блоков. Тем не менее, объемы финансирования работ по тематике прогноза сейсмической активности юга России не позволяют выполнить масштабных работ по микро сейсмическому районированию [5] ,поэтому решение этой задачи осуществляется путем построения разрезов методом МОВЗ на основании данных телеметрической сети станций РСС «Дельта Геон».

Выполнение работ с применением сети РСС «Дельта-Геон 01» позволило:

- локализовать зоны сейсмической опасности;
- выделить основные структурные блоки земной коры в зоне охвата сети РСС;
- выявить зоны, наиболее подверженные землетрясениям.

Авторами использована программа QPS разработки Центра «Геон» (г. Москва), которая базируется на основе метода ОВЗ [6], предназначенную для обработки сейсмических данных профильных или площадных наблюдений по обменным PS-волнам далеких сейсмических событий, как правило, землетрясений.

Принцип метода ОВЗ состоит в том, что при прохождении Р-волны, образовавшейся в очаге далекого землетрясения, через геологическую среду в области наблюдения на границах разрыва непрерывности в сейсмической скорости образуются обменные PS-волны, которые приходят к пункту регистрации с временным запаздыванием относительно Р-волны. По значениям времен запаздывания PS-волн (выраженных на горизонтальной компоненте) относительно Р-волн (выраженных на вертикальной компоненте), располагая скоростной моделью (или набором скоростных моделей) для региона исследований, вычисляются глубины границ обмена, то есть границ, на которых образовались обменные PS-волны.

Использование программы QPS позволяет геофизику сосредоточиться главным образом на вопросе выбора или определения реальных скоростных моделей среды для более точной, тщательной и корректной трансформации временного разреза в глубинный.

В результате обработки трехкомпонентных записей далеких землетрясений основными итогом является глубинный разрез.

Непосредственно в нашем случае, сеть РСС на Северном Кавказе ФГУГП ГНЦ «Южморгеология» расположена в направлении северо-запад – юго-восток вдоль Черноморского побережья, с захватом Кубанской равнины. Конечные пункты г. Темрюк на северо-западе и г. Сочи на юго-востоке. Станции в городах Туапсе, Лазаревское и Сочи установлены недавно и поэтому материал с этих пунктов не включен в настоящий доклад.

На основании полученных материалов нами построена 3-х мерная модель расположение гипоцентров зафиксированных землетрясений приведенных выше в плане приведена на рис. 1 и выполнена с помощью оригинальных программа разработки профессора кафедры геофизики Кубанского Государственного Университета Гуленко В.И. позволяет более наглядно представить распределение гипоцентров зафиксированных сейсмических событий в пространстве.

Линиаментные зоны в соответствии с ранее проведенными мониторинговыми работами [4] приведены на рис. 2. Сближенные во времени землетрясения (черными линиями соединены пары сближенных во времени землетрясений). Как видно из выполненных построений линеаменты имеют самое разнообразное простирание, обусловленное тектоникой региона и пересекают друг друга, что вследствие суммирования сейсмического эффекта от близко расположенных линеаментов «автоматически» повышает сейсмическую опасность их дислокационных узлов.

В нашем случае основной закономерностью морфологии западной части Северного Кавказа является наличие двух направлений в ориентировке линеаментов: северо-восточное и северо-западное.

Анализируя пространственное расположение гипоцентров в период 2005-2007 годы и их концентрацию в литеральной зоне южнее п. Витязево – г. Новороссийск с результатами ранее проведенных работ в рамках программы выполненных в период 2001-2004 гг. нами сделано заключение о миграции гипоцентральных зон землетрясений на юг-запад [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Федеральная Целевая программа «Сейсмобезопасность территории России 2002-2010 г.» от 25.09.2001 № 690.
2. Система для прогнозирования землетрясений, Патент 35445 от 29.10.2003 г. Авторы: Бяков Ю.А., Бяков А.Ю., Котяшкин С.И., Круглякова Р.П.,, Шестопалов В.Л.
3. Разработка физико-геологической концепции и технология комплексного мониторинга сейсмической активности Азово-Черноморской зоны / отчет окончательный авторы Бяков А. Ю. Круглякова Р. П. Шестопалов В. Л. и др./ Отчет о НИР /ФГУДП «НИПИокеангеофизика» ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»; Геленджик, 2000г. Фонды ФГУДП «НИПИокеангеофизика».
4. Басенцян Ш.А. Изучение структурных неоднородностей литосферных блоков и прогноза сейсмической опасности Российского сектора Черноморского региона и прилегающей акватории (Прогноз сейсмической опасности Черноморско-Азовского бассейна и Северного Кавказа): Отчет о НИР /ФГУДП «НИПИокеангеофизика» ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»; Геленджик, 2000г. Фонды ФГУДП «НИПИокеангеофизика».
5. Постановление Совета Министров Правительства Российской Федерации (от 11 мая 1993 года N 444, утвержденного Министром МЧС России С.К.Шойгу «О федеральной системе сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений» приказ N 46 от 17.06.93 г. Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр.
6. «Методических рекомендаций по созданию и эксплуатации локальных наблюдательных сетей сейсмических станций в составе службы мониторинга геологической среды Федеральной Системы Сейсмических наблюдений и прогноза землетрясений. Центр ГЕОН, Москва, 1998 г.
7. Мониторинг геофизических полей на Геленджикском и Дагестанском полигонах и газгидрогеохимических полей в Северо-Кавказском регионе Отчет по государственному контракту от 04.05.2005 № 10 в трех книгах УДК [550.83.015(470.62+470.67)+ (553.981.2+550.845)470.62/67](262.5) Гос. регистрационный № 1-05-73/4 ФГУНПП «Росгеолфонд» Геленджик 2007 г. Отв. Исполнитель Фоменко В.А.

ВЕРХНЕКОРОВЫЕ АНАЛОГИ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ РАЗРЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ветрин В.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru

При изучении глубинного строения литосферы восточной части Балтийского щита в последние 50 лет широко применяются геофизические методы, и в первую очередь – метод глубинного сейсмического зондирования. В результате проведенных работ [1-3] обосновано представление о градиентно-слоистом строении земной коры региона и индивидуальности глубинных структур различных участков коры. Существенно изменилась интерпретация природы горизонтальных сейсмических границ, чему в значительной степени способствовала проходка Кольской сверхглубокой скважины [3, 4]. Наиболее четко проявленной границей раздела литосферы является поверхность М, определяющая среднюю мощность земной коры восточной части Балтийского щита в ~40 км при минимуме 30 км в юго-восточной части Карельского кратона, и максимуме в 62 км на границе Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофеннского орогена. В центральной части Кольского полуострова мощность коры составляет 40-44 км с ее уменьшением до 36-38 км по направлению к побережью Баренцева моря и к востоку – к горлу Белого моря. Нижняя часть коры (базальтовый или гранулито-базитовый слой) имеет мощность в 10-12 км, достигая мощности >20 км под Беломорской провинцией. Толщина нижнего слоя увеличивается по мере утолщения

коры, что наряду с уменьшением в ее составе доли верхней и средней коры позволяет предполагать увеличение мощности нижней коры за счет всплывания мантийных астенолитов и образования «базальтовой» подушки на границе кора-мантия. Мощность средней коры колеблется от 5 до 20 км, с обратной корреляцией между толщиной нижней и средней коры, а также мощностью средней коры и земной коры в целом. Предполагается близость химического состава среднего и верхнего этажей коры, вследствие чего в ряде случаев верхний и средний отделы объединяются в единый верхний этаж. Верхняя кора (гранитный или гранито-метаморфический слой) имеет сильно варьирующую мощность (3-15 км), и подразделяется на верхний комплекс, состоящий из метаморфизованных первично осадочно-вулканогенных образований (гнейсы, мигматиты, интрузивные породы кислого, среднего и основного составов), и комплекс основания, представленный главным образом тоналитовыми гнейсами, амфиболитами и глиноземистыми гнейсами.

Наиболее полный разрез верхней коры вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной, достигшей глубины 12262 м. Кроме первого ствола, достигшего глубины 11662 м, пробурено еще 3 ствола в интервалах 9360-12066 м, 7000-12262 м и 9653-11882 м, что позволяет построить объемную модель геопространства скважины [3, 4]. До глубины 6842 м вскрыты породы нижнепротерозойского эффузивно-осадочного комплекса, залегающие с угловым несогласием на архейских гнейсах, амфиболитах и гранитах, образующих антиклинальную структуру, усложненную складками более высоких порядков. Породы архейского комплекса скважины подразделены на 5 ритмов, каждый из которых состоит из 2 толщ, представленных главным образом биотит-плагиоклазовыми гнейсами тоналит-трондьемитового состава (~45%) и гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (~20%), относящимся, соответственно, к первично вулканогенным и первично осадочным образованиям. Около 30% разреза составляют амфиболиты с телами железистых кварцитов, и ~5% – жильные гранитоиды. Породы разреза относятся к ритмично переслаивающимся толщам терригенных песчано-глинистых и лептито-амфиболитовых железисто-кремнистых формаций, позволяющих отнести их к образованиям верхней части зеленокаменного пояса известково-щелочного типа, претерпевшего интенсивную переработку метаморфическими процессами, мигматизацией и гранитизацией. Метаморфизм пород архейского комплекса КСГС происходил как в условиях амфиболитовой (допеченгской) фации, так и при термодинамических параметрах поздней (печенгской) низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа. Возраст протолитов гнейсов оценивается в 2950-2850 млн. лет, образование пегматитов происходило около 2740 млн. лет на заключительных этапах метаморфизма, формирование K-Si метасоматитов в нижней части разреза КСГС установлено в 2225 млн. лет, и внедрение жил порфировидных гранитов определено в 1766 млн. лет [4, 5].

Согласно геолого-геофизическим и изотопно-геохимическим данным наибольшее сходство с породами архейского комплекса КСГС имеют гнейсово-амфиболитовые комплексы Сванвик- Нейденского сегмента Кольско-Норвежского блока, которые включают амфиболиты, железистые кварциты, гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, и образуют с гнейсами тоналит-трондьемитового (дацит-плагиориодацитового) состава структурно-вещественную ассоциацию пород, свойственную для докембрийских гранит-зеленокаменных областей. Главным типом пород Сванвик-Нейденского сегмента являются дацит-плагиориодацитовые и тоналит-трондьемитовые комплексы, первые из которых имеют преимущественно эффузивный генезис (комплекс гарсио), и вторые – интрузивное происхождение (комплексы варангер, сванвик; киркенес и др.,). Для комплексов сванвик и киркенес установлена дифференциация от биотитовых трондьемитов первой (главной) фазы до лейкотрондьемитов и лейкогранитов. В современном эрозионном срезе «серые гнейсы» образуют линеаризированные части куполовидных структур, в межкупольных пространствах которых располагаются реликты зеленокаменных структур, сложенных слюдяными гнейсами, сланцами, амфиболитами и железистыми кварцитами. Крупнейшей из них является зеленокаменная структура Бьернватн, имеющая тектонические контакты с окружающими тоналит-трондьемитовыми комплексами варангер и киркенес, и содержащая промышленные месторождения железистых кварцитов. U–Pb возраст цирконов из «серых гнейсов» определен в 2.8-2.84 млрд. лет, и время метаморфизма – в 2.7 млрд. лет. Гнейсы пересекаются плутонами порфировидных гранитов и гранодиоритов (~2.5 млрд. лет), дайками гранитов и пегматитов с возрастом 2.7-2.5 млрд. лет. Метаморфизм пород не превышал средних ступеней амфиболитовой фации. Аналогичными породными ассоциациями сложена восточная часть блока Инари, и в позднем архее блок Инари и Сванвик-Нейденский сегмент Кольско-Норвежского блока входили, вероятно, в состав единой гранит-зеленокаменной области, разобщенной в раннем протерозое при формировании структуры Полмак – Пасвик – Печенга – Имандра-Варзуга. По геологическим данным и результатам глубинного сейсмического зондирования породы северо-западного обрамления Печенги, входящие в состав Сванвик-Нейденского сегмента, прослеживаются далее к юго-востоку, где образуют преобладающую часть фундамента Печенгского палеорифта, и на глубинах 6842-12262м пересечены Кольской сверхглубокой скважиной.

К породам средней коры региона отнесены тонкополосчатые породы эндербит-чарнокитового состава с линзами плагиопироксенитов, метагаббро, метагабброноритов, образующие изолированные массивы с тектоническими контактами среди глиноземистых гнейсов верхней коры. Породы эндербит-чарнокитового состава характеризуются ортопироксен-биотитовым или ортопироксен-клинопироксен-биотитовым парагенезисами темноцвет-

ных минералов, гиперстены имеют низкие концентрации глинозема, и биотиты – повышенное содержание TiO_2, что характерно для пород гранулитовой фации. По составу породы эндербит-чарнокитового состава близки тоналитовым гнейсам верхней коры, и их появление в разрезе Кольской сверхглубокой скважины можно было ожидать на глубинах более 15 км. В отличие от верхней коры рассматриваемые породы не содержат заметных количеств глиноземистых гнейсов, имеющих первично осадочный генезис. Возраст пород средней коры, находящихся среди гранитоидов Мурманского блока колеблется в пределах 2770-2790 млн. лет, и составляет 2830-2840 млн. лет для эндербитовых ассоциаций Кольско-Норвежского блока. Породы средней коры имеют весьма низкое содержание углеводородных газов – метана и его гомологов, а также высокое F/Cl отношение. Для них характерны повышенные концентрации гелия и постоянство отношения $^3He/^4He$, свидетельствующее о хорошей сохранности захваченного гелия. Вклад мантийного ^3He оценивается почти в 100%, ^4He – составляет около 0,5%, и вклад других летучих компонентов мантии был, вероятно, не более 1%.

Породы нижней коры представлены преобладающими гранатовыми гранулитами (Grt+Cpx+Pl±Opx±Qtz±Kfs±Phl±Hbl, T~750°C, P=12-15 кбар), двупироксеновыми и гранатовыми пироксенитами (Cpx+Pl±Grt±Opx±Hbl±Qtz), и образуют ксенолиты в ультраосновных лампрофирах и кимберлитах трубок взрыва и даек с возрастом 380-360 млн. лет. В истории формирования нижней коры выявлены 2 главных возрастных этапа: неоархейский и ранний палеопротерозойский. В позднем архее (2,95-2,7 млрд. лет) образование мафической нижней коры было связано с внедрением в основание ранней коры расплавов основного состава, аналогами которых в верхней части литосферы являются вулканиты зеленокаменных поясов. Около 2,8 млрд. лет назад породы нижней коры испытали процессы парциального плавления с формированием расплавов тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, и ~2,75 млрд. лет – региональный метаморфизм, в процессе которого возникли незональные кристаллы циркона с повышенными концентрациями U и Th. В раннем палеопротерозое (2,5-2,4 млрд. лет) изменение состава нижней коры происходило при внедрении в нее расплавов, образующих в породах верхней коры расслоенные интрузии и комагматичные с ними вулканиты, интрузии друзитов и габбро-анортозитов. Изучение Sm-Nd системы показало, что концентрации палеопротерозойского вещества в нижнекоровых ксенолитах варьируют от 8% до 99%. Среди неоархейских цирконов наиболее раннее время образования установлено для цирконов с конкордантным значением 2844±11 млн. лет, близким возрасту инициальных вулканитов Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов. Более молодой конкордантный возраст (2788±35 млн. лет) определен для незональных слабо окрашенных призматических кристаллов, которые по морфологии, содержанию U (65-93 ppm) и отношению Th/U (0,33-0,43) коррелируются с цирконами неоархейских тоналитовых гнейсов. Появление "тоналитовых" цирконов в породах базальтового состава было обусловлено, вероятно, парциальным плавлением последних с формированием тоналит-трондьемитовых расплавов, образующих существенную часть верхней коры. Подтверждением процессов парциального плавления гранатовых гранулитов является наличие в них обособлений и прослоев гранитоидного состава, чередование которых с гранатовыми гранулитами местами придает породе полосчатую текстуру. Для цирконов, расположенных на дискордии с верхним пересечением в 2737±26 млн. лет, характерно незональное или неотчетливо зональное строение и повышенные относительно «тоналитовых» цирконов концентрации U (112-332 ppm) и Th (84-399 ppm). Указанные особенности строения и состава кристаллов позволяют предположить, что их формирование происходило в процессе преобразования первично магматических «тоналитовых» цирконов. В отличие от стандартных цирконов из гранитоидов, для части рассматриваемых цирконов характерно обогащение легкими РЗЭ и наличие положительной Eu- аномалии, что было вызвано воздействием процессов метаморфизма и метасоматоза, обусловивших также сильно дискордантное положение изученных цирконов на диаграмме с конкордией. Имеющиеся данные показывают, что раннепалеопротерозойский этап формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса происходил в условиях высокой разогретости вещества вследствие внедрения в неоархейскую мафитовую кору большого количества мантийных расплавов, сопровождавшихся явлениями пластического течения материала и его гомогенизацией в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Результаты петрографического изучения гранатовых гранулитов свидетельствуют об их переработке в позднем палеопротерозое процессами гранитизации и анатексиса. В гранитизированных породах минералы пироксен-гранат-плагиоклазовой матрицы замещены ортоклазом, плагиоклазом, кварцем и скаполитом, сопровождавшихся разрушением зерен темноцветных минералов – граната, клинопироксена и ортопироксена – и образованием округлых сложноограненных кристаллов циркона размером до 0,2-0,4 мм. Возрастные значения рассматриваемых цирконов образуют на диаграмме с конкордией область от 1831±23 до 1392±21 млн. лет. Вся совокупность возрастных данных характеризуется одномодальным распределением с максимальным количеством значений в интервале 1650-1800 млн. лет, и аппроксимируется изохронной зависимостью со СКВО=3.1. Верхнее пересечение отвечает возрасту 1750±30 млн. лет, и может рассматриваться, вероятно, в качестве усредненной оценки возраста гранитизации нижней коры, близкого к времени формирования интрузий калиевых посторогенных гранитов с возрастами 1,85-1,76 млрд. лет в верхней коре северной части Балтийского щита. Спектры распределения РЗЭ для рассматриваемых цирконов имеют отчетливо проявленные положительную цериевую и отрицательную европиевую аномалии (соответственно, Ce/Ce*=9-57 и Eu/Eu*=0,3-0,8), но существенно различаются по концентрациям тяжелых лантаноидов. Для преобладающей части цирконов отношение $(Lu/Gd)_n$ со-

ставляет 0,2-9, что свойственно для цирконов, кристаллизовавшихся в субсолидусных условиях гранулитовой фации в ассоциации с гранатом. Для некоторых образцов установлены более высокие значения этого отношения (35-40), характерные для цирконов, образованных в равновесии с анатектическими расплавами. Наименьшие конкордантные значения возраста – 326±13 млн. лет и 261±3 млн. лет – определены для обломков призматических кристаллов с хорошо выраженной осцилляционной магматической зональностью.

Верхняя мантия региона по данным исследования глубинных ксенолитов сложена шпинелевыми перидотитами, в различной степени подверженных процессам метасоматоза и парциального плавления. Содержание модального оливина в ксенолитах и его состав показывают, что литосфера под докембрийской корой Кольского полуострова имеет сходство с фанерозойской литосферной мантией, и точки состава ксенолитов расположены в пределах «океанического тренда». Степень плавления пород верхней мантии, оцененная по составу клинопироксена, колеблется от 7-8% до 15-20%, что соответствует объему расплава, необходимому для формирования расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритового состава и связанных с ними вулканитов с возрастом 2,4-2,5 млрд. лет. Более поздние процессы модального метасоматоза (образование амфибола, клинопироксена, апатита, ильменита) приводили к обогащению литосферы рядом редких элементов и были обусловлены взаимодействием девонского плюма с породами верхней мантии. Процессы метасоматоза происходили непосредственно перед образованием расплавов, исходных для девонских щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами и ультраосновных лампрофиров, для которых начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ варьируют, соответственно, от 0.70445 до 0.711126 и от 0.51216 до 0.51226. В породах и минералах щелочно-ультраосновных интрузий выявлено высокое содержание ^{3}He в захваченном флюиде с низким первичным отношением $^{4}He/^{3}He$ ($3\cdot10^{4}$). Эти данные указывают на присутствие во флюидной фазе компоненты мантийного плюма, обогащенной ^{3}He. Вклад нижней мантии, верхней мантии и атмосферы при образовании рассматриваемых пород оценивается как 2%, 97,95% и 0,05% соответственно [6].

Грант РФФИ 07-05-00100, программа №4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Кольский научный центр. 1993. 145 с.

2. Строение литосферы российской части Баренц-региона.. Петрозаводск: изд. Кар.НЦ РАН, 2005. 318 с.

3. Березовский Н.С., Галдин Н.Е., Кузнецов Ю.И. Геофизические исследования сверхглубоких скважин (Кольской и Новоелховской) как основа интерпретации геологического строения кристаллического фундамента. Тверь: АИС. 2006.395с.

4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: Изд-во МПР. 1998. 260 с.

5. Бибикова Е. В., Ветрин В. Р., Кирнозова Т. И., и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины. // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 3. С. 360-363.

6. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. N. 5. P. 881-901.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

Винокуров И.Ю.[1], Каленич А.П.[1], Егоров А.С.[2]

[1]Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам «Севморгео», г. Санкт-Петербург

[2] Санкт-Петербургский Государственный Горный институт имени Г.В.Плеханова (Технический Университет), г. Санкт-Петербург

Западная арктическая окраина Евразии относится сегодня к типу обычных пассивных континентальных окраин. Однако в строении Баренцево-Карского шельфа имеются весьма специфические отличия от атлантического тектонотипа.

К ним относятся:

– огромная площадь шельфовой зоны;

– наличие на шельфе переуглубленных областей [7];

– развитие многочисленных зон тектоно-магматической (метасоматической) активизации;

– проявление современного вулканизма в пределах коллизионных структур [3];

– развитие коллизионных дислокаций (как в периферических – Западный Шпицберген, Северная Земля, Таймыр, так и во внутренних областях шельфа – Новая Земля, Вайгач).

Сложившиеся на сегодняшний день представления о геологической структуре Баренцево-Карского региона достаточно разнородны и несколько противоречивы. Среди многих представлений доминируют две

альтернативные концепции. На картах перспектив нефтегазоносности СССР, созданных в 1986-1987 годах, воплощены идеи развиваемые школой И.С. Грамберга [1]. На тектонических картах арктического шельфа России, изданных в последнее десятилетие, отражена концепция Н.А. Богданова и В.Е. Хаина.

В представлениях последователей идей И.С. Грамберга Баренцево-Карский регион рассматривается как часть единого Арктического нефтегазоносного супербассейна.

Согласно второй концепции Баренцево-Карская часть арктического шельфа принадлежит: на западе – окраине Свальбардской плиты, а на востоке – Карской, которая с юга ограничена Западно-Сибирским бассейном. Свальдбарская и Карская плиты характеризуются гренвильским возрастом стабилизации фундамента [6]. Фундамент Западно-Сибирского бассейна имеет гетерогенное строение.

Обе концепции имеют свои допущения, но это не умаляет их многих конструктивных качеств. В указанных построениях общим местом, вытекающим из анализа глубинного строения Баренцево-Карского шельфа, является констатация факта блокового структурирования его фундамента.

В соответствии с концепцией Общероссийской программы создания сети опорных профилей и глубоких опорных скважин, на Баренцево-Карском шельфе ФГУНПП «Севморгео» проведены следующие работы:

– на профиле 1-АР – от Кольского п-ова до Земли Франца Иосифа;

– на профиле 2-АР – от Ямала через Новую Землю до поднятия Персея;

– на профиле 3-АР – от района Соловецких островов в Белом море через Мезенскую впадину, Печорский шельф, морское продолжение Пай-Хоя, Южно-Карскую впадину и Северо-Сибирский порог до о.Пионер архипелага Северная

Земля на северо-востоке Карского моря;

– на профиле 4-АР – от п-ова Таймыр через акватории северных частей Карского и Баренцева морей южнее Земли Франца Иосифа до о.Виктория.

Параллельно этим исследованиям ФГУНПП «Севморгео» были выполнены геофизические обобщения площадных исследований гравитационного и магнитного полей практически на всю территорию Баренцево-Карского региона.

Основным результатом выполненных работ явилось:

- ✓ освещение глубинной структуры шельфа на всю мощность земной коры,
- ✓ увязка результатов профильных и площадных исследований на морском шельфе и континентальным отрезкам региональных геотраверзов,
- ✓ структурно-тектоническое районирование Баренцево-Карского региона.

Достигнутый уровень изученности позволил построить глубинную геологическую модель шельфовой плиты, зон ее сочленения с сопредельными тектоническими блоками континентов, и, на этой основе, изучить особенности тектоники и истории формирования структур земной коры и верхней мантии, расположенных в рассматриваемой переходной континентально-океанической зоне.

1. Современный тектонический рисунок докембрийского кристаллического фундамента Баренцево-Карского региона определяется конфигурацией взаимодействия крупных блоков: Свальбардской (Баренцевской) плиты, Тимано-Печорской плиты, отделенных узким поясом Пайхойско-Новоземельской складчатой системы от Карской плиты. В южной части Карского палеобассейна палеозойский осадочный чехол подстилается базитовым слоем, интерпретируемым как реликт древнего остаточного океанического бассейна.

Общая структура блоков фундамента, особенности зон их взаимодействия достаточно отчетливо диагностируются при районировании гравитационных и магнитных полей, а также по профилям опорной сети (2-АР, 3-АР и 4-АР).

Перечисленные выше блоки фундамента, их границы фиксируются по геологическим данным. Определение тектонического возраста комплексов фундамента базируется на прямых геологических наблюдениях, осуществляемых в пределах территорий арктических островов и суши, данных изотопных датировок и изучении возраста низов рифейско-палеозойского осадочного чехла на основании палеонтологических данных.

2. Среди прочих островных сооружений Баренцево-Карского региона Вайгач и Новая Земля занимают особое положение. Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля расположены вдоль внешнего обрамления шельфа. В отличие от них складчатые сооружения Вайгача и Новой Земли являют собой внутриплитное образование, разделяющее современный шельф на западный и восточный секторы. Поэтому островные территории Новой Земли и Вайгача являются ключевым элементом для реконструкции истории развития различных блоков Баренцево-Карского региона.

Анализ истории становления докембрийского фундамента Вайгачско-Новоземельской гряды, исследование эволюционной направленности и геологических различий структурно-вещественных комплексов протерозоя и фанерозоя, развитых в пределах этих островных территорий, позволяет осуществить реконструкции геодинамических режимов структурирования различных блоков от современности до самых ранних этапов формирования фундамента в Приновоземельском регионе.

Исследование глубинного строения Вайгач-Новоземельского орогена по результатам геологических наблюдений раскрывает его как область с блоковой структурой. Синтез материалов прямых геологических исследований позволяет свидетельствовать, что фундамент орогена представлен комбинацией трех разнородных тектонических блоков (Северный, Центральный и Южный), каждый из которых характеризуется различной степенью «зрелости» коры, имел автономную историю развития в докембрии и различный возраст взаимного причленения, что оказало влияние в дальнейшем на состав и эволюцию развития осадочных и эндогенных фанерозойских комплексов [3].

Фундамент Свальбардской (Баренцевской) плиты, на большей ее части, представлен добайкальскими комплексами. В пределах Центрального блока Новой Земли эти комплексы выведены на дневную поверхность. Здесь установлено, что добайкальские комплексы протоконтинентальной коры переработаны гренвильскими (готскими?) дислокациями [4].

Фундамент Северного блока Новоземельского орогена является принадлежностью Карской плиты. На севере Новой Земли, как и везде в пределах Карской плиты, комплексы фундамента доступны только для геофизического изучения. Однако, в пределах Северного блока фиксируется непрерывный разрез осадков, регистрирующих собой возрастной интервал от среднего рифея по пермь включительно и представляющих собой не нарушаемую ничем единую стратиграфическую последовательность. Таким образом, возраст кристаллического фундамента здесь может быть определен как дорифейский, т.е.– позднекарельский.

Возраст консолидации Тимано-Печорской плиты, северо-восточной периферией которой является Южный блок Новой Земли с островом Вайгач, по всем геолого-геофизическим данным, позднепротерозойско-кембрийский, т.е. байкальский.

Анализ эволюции разновозрастных магматических формаций в различных тектонических блоках островных территорий Новой Земли и Вайгача указывает на выдержанную наследственность процессов магматизма в их пределах [4].

Для Северного блока, где не обнаружены признаки метаморфической и магматической трансформации корово-мантийного материала в возрастном интервале позднего протерозоя – венда, отсутствуют проявления палеозойского магматизма, а магматизм периода мезозойского тектогенеза выражен предельно локально. Следы проявления кайнозойского магматизма также отсутствуют [3].

В Центральном блоке докембрийский магматизм проявлен в полной мере и соответствует всем последовательным стадиям трансформации корово-мантийного вещества в процессах становления протоконтинетальной коры (в комплексе с метаморфическим преобразованиями). Для данного блока характерно наиболее объемное, массовое проявление палеозойской вулкано-плутонической ассоциации. Полное развитие докембрийских магматических серий в Центральном блоке обусловили то обстоятельство, что магматизм стадии мезозойского тектогенеза также проявлен здесь полной серией, включающей как гранитные, так и субщелочно-базитовые производные. Только в пределах Центрального блока фиксируются и проявления кайнозойского магматизма.

В Южном блоке и на Вайгаче магматиты периода формирования протоконтинентальной коры не известны. Тектогенез, определяющий первичные коллизионные преобразования фундамента характеризуется отсутствием гранитоидов, но становлением габбродолеритовой магматической серии (с проявлением щелочных производных на заключительной стадии). Образования палеозойской вулкано-плутонической ассоциации полно выражены лишь в северной части блока, на юге – она представлены ущербно, только дайковым комплексом. Мезозойский магматизм не имеет гранитной составляющей и проявлен развитием субщелочно-базитовой – сиенито-монцонитовой ассоциации. Проявления кайнозойского магматизма не известны.

Таким образом, устанавливается достаточно очевидная закономерность, заключающаяся в том, что развитие разновозрастных магматических серий в каждом из указанных тектонических блоков прямо зависит от степени переработки фундамента в начальные фазы его трансформации, т.е. – от «зрелости» фундамента в конкретном блоке.

Как показывает анализ палеофациальных особенностей, структурно-тектонических характеристик осадочных бассейнов фанерозойского цикла седиментации тектонические блоки Новой Земли относятся к различным мегаструктурам. Фанерозойские отложения Центрального блока, имеющего гренвильский возраст консолидации фундамента, относятся к палеобассейнам, развитым в пределах Свальдбарской плиты. Рифейско-фанерозойские осадки Северного блока, входящего в состав Карской плиты с карельским возрастом консолидации, уверенно коррелируются с одновозрастными разрезами Северной Земли и Таймыра (в северной его части). Ордовикско-триасовые осадочные комплексы, развитые на юге Новой Земли и Вайгаче, имеют черты, свидетельствующие об осадконакоплении в переходной зоне – на северо-восточной периферии новообразованной части Восточно-Европейского кратона и Южно-Карской впадины, являющейся северным (аквальным) продолжением эпигерцинской Западно-Сибирской плиты [5].

Палинспастические исследования указывают, что эволюция докембрийского фундамента Баренцево-Карского региона определена его геоисторическим положением на стыке трех мегаструктур архейского воз-

раста консолидации: Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского кратонов. Периферийные части этих мегаструктур в различные периоды раннего и позднего протерозоя были существенно наращены (регенерированы) путем формирования коры протоконтинентального типа.

В конце раннего протерозоя, в позднекарельскую эпоху тектогенеза, вдоль северной и северо-западной окраин Сибирского кратона оформились Восточно-Сибирская и Карская плиты, существенно нарастившие общую площадь кристаллического фундамента континентальной платформы. Мощность кристаллического фундамента этого новообразования составляет в среднем 30-40 км.

На юге Карской плиты, за Северо-Сибирским порогом, палеозойские осадки подстилаются базитовым слоем, рассматриваемым нами в качестве фундамента древнего остаточного океанического бассейна. Реликты остаточной океанической коры не превышающие по мощности фундамента 20-25 км отмечаются вдоль северной окраины Западно-Сибирской плиты, с которой имеют размытые границы. Такие бассейны формируются обычно в зонах неполного прилегания плит, имеющих угловатые очертания.

Протоконтинентальный кристаллический фундамент свальдбарской (баренцевской) плиты прошел стадию своего становления в гренвильскую эпоху тектогенеза (ранний – средний рифей). Данное новообразование наращивало кристаллический фундамент Северо-Американскго кратона на его северо-восточной оконечности, в северной части Гренландии. Средняя мощность кристаллических образований протокоры варьирует здесь от 28 до 35 км.

Тимано-Печорская плита была сформирована на северо-восточной окраине Восточно-Европейского кратона, представляющей собой в предбайкальскую эпоху часть его активной континентальной окраины. Новообразование байкальского гранитно-метаморфического слоя в пределах Тимано-Печорской плиты насыщено блоками метаморфитов базитового состава. Вероятно, образование его происходило путем транформации протоокеанической коры в протоконтинентальную в условиях древней островодужной системы.

В заключение следует выделить:

- Баренцево-Карский регион обладает мозаично-блоковой структурой докембрийского фундамента, выполненного разновозрастными кристаллическими образованиями, включающими и блоки с остаточной корой океанического типа.
- Блоки докембрийского фундамента в свое время являлись принадлежностью крупных архейско-протерозойских кратонов: Сибирского – Карская плита, Северо-Американского (Лавренции) – Свальдбардская плита, Восточно-Европейского – Тимано-Печорская плита.
- Анализ особенностей позднепротерозойско-раннепалеозойской, наиболее древней, части разреза осадочного чехла палеобассейнов Баренцево-Карского региона свидетельствует об их формировании в единой структурно-формационной обстановке, что указывает на незначительность взаимного удаления перечисленных кратонов друг от друга в результате воздействия древних ротационных напряжений.
- В заключительные фазы фанерозойского этапа развития в Баренцево-Карском регионе доминируют условия растяжения, что приводит к деструкции ранее сформированного корового мегаслоя (сокращению мощности, частичному разрушению его с включением более глубинного материала).
- Области деструкции коры определили заложение и дальнейшую эволюцию крупных прогибов (в том числе и рифтогенных), в которых происходило накопление разновозрастных нефтегазоматеринских толщ, коллекторов и покрышек различного типа.
- Зоны сочленения разновозрастных блоков фундамента, являют собой перспективные в минерагеническом отношении объекты, заслуживая наиболее пристального изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:100000 (новая серия). Лист Т-40-43 – Мыс Желания. Объяснительная записка. / Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб, ВСЕГЕИ, 2003, 193 с.

2. Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 200 с.

3. Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н., Бондарев В.И., Семенов Ю.П., Мусатов Е.Е. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Под научн. ред. Ю.Е. Погребицкого. СПб, ВНИИОкеангеология, 2004, 174 с.

4. Каленич А.П., Морозов А.Ф., Орго В.В., Загайный А.К., Иванов Г.И. Магматизм и тектоника Вайгачско-Новоземельского орогена. Разведка и охрана недр, №1, 2005, с.20-25.

5. Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Европейского севера России // Автореферат дис. доктора геол.-мин. наук. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 2000, 51 с.

6. Шипилов Э. В., Богданов Н. А., Хаин В. Е. Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря). // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М, ГЕОС, 2000, с. 605-608.

7. Эволюционно-генетические аспекты нефтегазоносности осадочных бассейнов европейского севера России // Малышев Н.А., Аминов Л.З., Пименов Б.А./ Сыктывкар, 1998, с. 112-121.

О РОЛИ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА В ПОЗДНЕМ АРХЕЕ

Володичев О.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, volod@krc.karelia.ru

Современная модель глубинного строения раннедокембрийской земной коры центральной и восточной части Фенноскандинавского щита по данным сейсмических исследований (профили 1-ЕВ и 4В) характеризуется наклонной структурной расслоенностью, в основном представленной покровно-надвиговыми ансамблями. Однако, при изучении поверхностных структур данного региона обращает на себя внимание широкое развитие на этом фоне крутопадающих – субвертикальных зон сдвиговых деформаций (shear-zone) [1, 2, 3], роль которых в истории геологического развития Карельского массива (КМ) представляется значительной, а Беломорского подвижного пояса (БПП), где эти зоны представлены более сложными структурными формами, даже определяющей. При первом знакомстве эти структуры могут ассоциироваться с листрическими разломами, но общий анализ их морфологии, особенностей пространственного распространения и значимости позволяют предполагать их другую генетическую природу.

Устанавливается два главных периода проявления этих структурно-метаморфических процессов – позднеархейский (около 2.7 млрд. лет) и палеопротерозойский (1.8-1.9 млрд. лет). Развитие этих процессов связывается с транспрессионной стадией развития коллизионных орогенов. Центром максимального их развития является БПП, коллизионная обстановка в котором создавалась, по крайней мере, дважды – в ребольскую (около 2.7 млрд. лет) и свекофеннскую (1.8-1.9 млрд. лет) фазы тектонической активности. С.Ю. Колодяжный [3] для всей юго-восточной части Фенноскандинавского щита исключительную роль в развитии этих процессов отводит палеопротерозойскому периоду. Однако, тот фактический материал, который лег в основу составленной автором «Карты метаморфизма и транспрессионной тектоники докембрия Карелии и сопредельный территорий» м-ба 1:1000000 (2001), позволяет заключить, что в основном структуры, связанные с развитием зон сдвиговых деформаций, были сформированы в позднем архее, а свекофеннская орогения в основном унаследовала их структурный план. Архейский возраст shear-зон в КМ устанавливается на основе соотношений с сумийскими и сариолийскими супракрустальными комплексами (Семченская и Койкарская структуры), с интрузивными породами архейского (Костомукшская структура) и ятулийского (Большозеро) возраста, а также на основе определения радиологического возраста shear-зон (р-н оз. Тулос). В БПП главным репером в определении возраста архейских shear-зон являются интрузивные породы комплекса лерцолитов–габброноритов (2.45 млрд. лет) и в отдельных случаях граниты с возрастом 2.7 млрд. лет [4].

Сутура архейского коллизионного цикла в БПП, обозначающая линейную шовную зону глубинного столкновения террейнов или плит, представлена псевдостратифицированным комплексом чупинских глиноземистых гнейсов, по составу и соотношению пород соответствующим тектонической брекчии, состоящей из обломков метаграувакк, метавулканитов кислого, в меньшем объеме, основного состава и матрикса, представленного кианит-гранат-биотитовыми гнейсами, образовавшимися при коллизионном процессе по этим протолитам с участием метасоматоза [1]. Возраст кианитовых гнейсов составляет 2691□15 млн. лет [5], а условия их метаморфизма определяются T=700-710 □C, P=.10-11 кбар, которые соответствуют глубинам около 30 км. Представляется более вероятным фронтальный, а не покровный (альтернативный вариант, [6]) характер взаимодействия плит на такой глубине, о чем может свидетельствовать характерная для этой зоны ранняя система изоклинальных складок аккордеонного типа директивного СЗ направления с вертикальными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами. Последующая стадия коллизии носила трансдукционный характер (ЮЗ-СВ направление конвергенции) с образованием сложного сдвигового (левостороннего) транспрессивного пояса СЗ простирания, в ходе формирования которого складки ранней генерации трансформировались в иерархическую систему центрических структур с элементами вращения в обрамлении зон повышенной пластичности. Пологие залегания изоклинальной складчатости («покровные» структуры) в этом случае отмечаются в апикальных и донных частях центрических структур [1]. Характерный для коллизионного этапа развития высокобарический кианитовый метаморфизм, по нашим данным, связывается с транспрессивной спецификой формирования такого типа структур, а не с утолщением земной коры, как это принято считать [7].

В КМ эти процессы, проявленные практически повсеместно, но менее интенсивно, относительно беломорской коллизии, носят, вероятно, отраженный характер. В Центральной Карелии развита система субмеридиональных – северо-восточных shear-зон, согласных с направлениями конвергенции в беломорской коллизии. В Западной Карелии – Восточной Финляндии система зон сдвиговых деформаций формирует две крупные центрические структуры с элементами вращения «по часовой стрелке», вероятно, винтового ха-

рактера, определяющего механизм сочетания горизонтальных и вертикальных перемещений, результатом которых явились поднятие среднекоровых мезоархейских пород и вторая, позднеархейская (около 2.7 млрд. лет) генерация пород гранулитовой фации метаморфизма (эндербит-чарнокитовый комплекс). Подобная ситуация характерна и для Водлозерского блока, имеющего форму центрической структуры с элементами вращения. Возможно, эти структуры являются надплюмовыми областями, активация которых взаимосвязана с архейской беломорской коллизией.

Наименее глубинным проявлением shear-зон являются структуры «pull-apart», преимущественно развитые в Центральной Карелии. На примере Костомукшской и Большозерской структур можно заключить, по крайней мере, о двух фазах образования shear-зон в позднем архее. Деформации сопровождаются динамометаморфизмом преимущественно в температурных условиях амфиболитовой фации, реже – гранулитовой (р-н оз Тулос) и зеленосланцевой (Койкарская структра) в режиме повышенных давлений. Относительно андалузит-силлиманитового типа, характерного для метаморфизма зеленокаменных поясов доколлизионного периода, наложенный динамометаморфизм соответствует кианит-силлиманитовому типу [8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.:Наука. 1990. 245 с.

2. Володичев О.И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8 международной конференции. Петрозаводск. 2002. С. 49-51.

3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М. ГЕОС. 2006. 332 с.

4. 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.

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

6. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.

7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63-75.

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

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ПОД РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ

Вревский А.Б., Никитина Л.П, Пушкарев Ю.Д.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, lpn@ln10839.spb.edu

В работе сообщаются результаты изучения химического состава и термобарометрии перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, представляющих соответственно континентальную литосферную мантию (КЛМ) под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-кайнозойскими структурами, обсуждается природа химической и термальной неоднородности мантии и ее эволюции. Решение проблемы сводится к ответу на следующие ключевые вопросы: (1) когда произошла химическая термальная дифференциация мантии в геологической истории; (2) существенно ли отличалась архейская мантия от современной; (1) возрастает ли степень химической и термальной неоднородности мантии со временем.

Для КЛМ под архейскими кратонами по сравнению с примитивной мантией (ПМ) свойственна высокая степень истощенности состава магмофильными компонентами CaO, Al_2O_3, FeO, средними и тяжелыми РЗЭ. Она характеризуется более высокими значениями Mg/Si (в основном от 1.15 до 1.5), более низкими значениями Al/Si (от 0.06 до 0.001), Ca/Al (преимущественно ниже 1.0) и Na/K (преимущественно ниже 3.0) по сравнению с мантией под фанерозойскими поясами, в которой значения Mg/Si находятся в пределах от 1.05 до 1.35, Al/Si – от 0.12 до 0.03, Ca/Al – от 0.8 до 2.0 и Na/K – от 1 до 7 (рис. 1).

Степень обогащения кратонической мантии по сравнению с ПМ Ni и обеднения V выше, чем мантии под фанерозойскими структурами. В первой наблюдаются широкие вариации в содержании хрома, нормированного к хондриту (Cr_{ch} от 0.3 до 2.1, т.е. ниже и выше, чем в хондритах), тогда как во второй пределы значений Cr_{ch} от 0.5 до 1.4 (рис. 2).

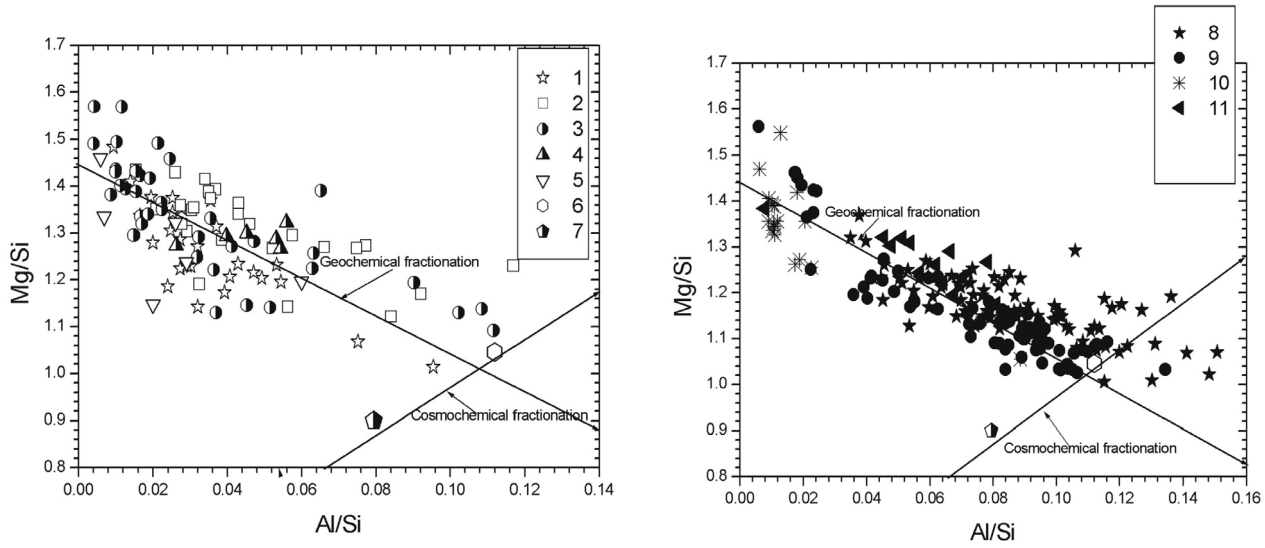


Рис. 1. **Соотношение Mg, Si, Al в перидотитовых ксенолитах ЛКМ, подстилающей (а) кратоны.**

1 – Арктическая платформа, 2-Каапваальский кратон, 3 – Восточно-Сибирская платформа, 4 – кратон Вайоминг, 5 – Карельский кратон) и (б) фанерозойские складчатые пояса (8 –Байкало-Монгольская область, 9 – Юго-восточный Китай, 10 – Канарские о-ва, 11 – Шпицберген

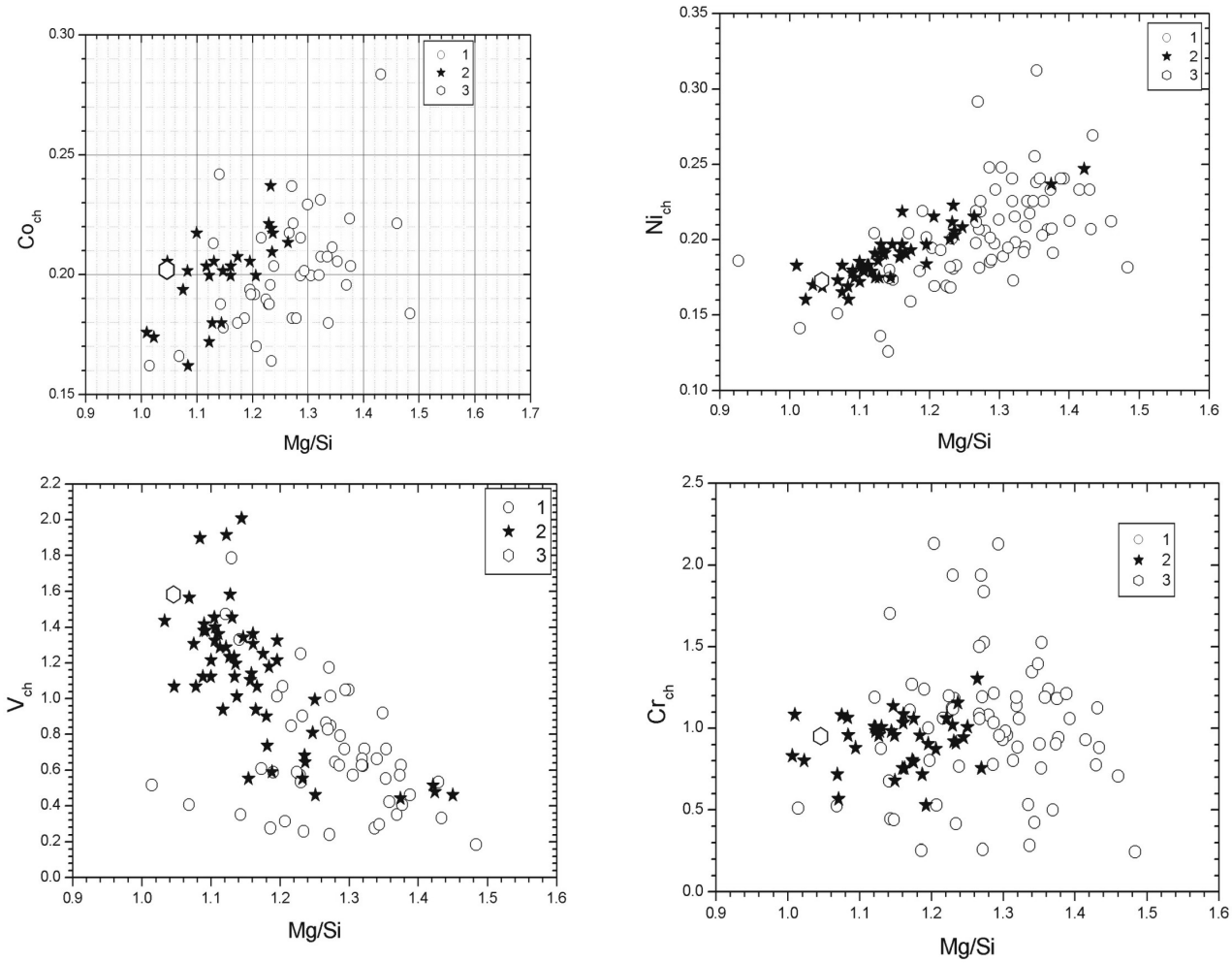


Рис. 2. **Нормированное к хондриту [1]) содержание Ni, Co, V, Cr в мантии, под раннедокембрийскими (1) и фанерозойскими (2) структурами**

Химическая неоднородность мантии, подстилающей разновозрастные структуры земной коры, проявляется и в наличии двух трендов изменения условного удельного веса перидотитовых ксенолитов в зависимости от отношения в них Mg/Si (рис. 3) .

Химическая неоднородность КЛМ, как следует из рис. 4, определяется, в первую очередь, процессами плавления примитивной мантии. Эти процессы протекали в различных термодинамических условиях (*T, P, f_{O2}*) и проявлялись с разной интенсивностью (рис. 3), что и обусловило вариации состава реститовой мантии по содержанию главных (Mg, Al, Si, Ca, Na, K), рассеянных (Ni, Co, V, Cr) редкоземельных элементов в разновозрастных структурах.

В мантии, подстилающей фанерозойские структуры, встречаются участки примитивного, недеплетированного вещества (Центрально-Азиатский подвижный пояс, Западное Забайкалье, Южно-Яньшаньский пояс, Юго-восточный Китай), не затронутые процессами парциального плавления. Модельный Pb-Pb возраст (относительно CHUR) ксенолитов этого вещества равен 4457±12 млн. лет.

КЛМ под раннедокембрийскими структурами характеризуется слабой дифференциацией термальных режимов (близость геотерм на P-T диаграмме, узкие пределы значений геотермических градиентов: ТГ=7.1÷7.4°С/км), что отличает ее от мантии под позднепртерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами, где устанавливаются значительная дифференциация термальных режимов, характеризующихся более высокими значениями ТГ: от 9 до12°С/км (рис. 5).

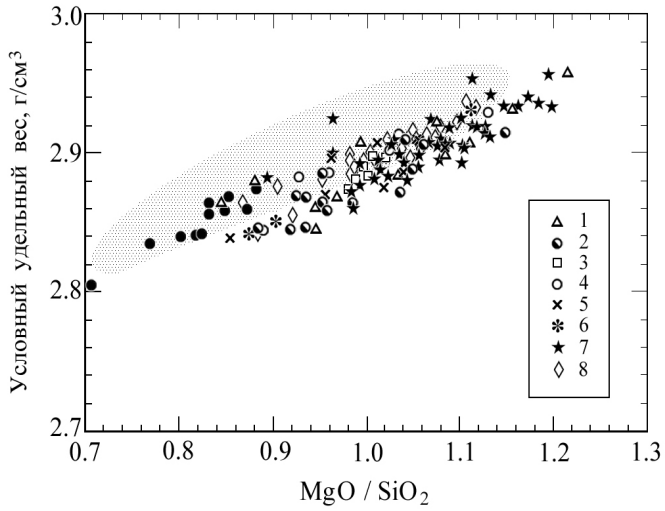


Рис. 3. **Зависимость от отношения Mg/Si «условного удельного веса» перидотитовых ксенолитов из мантии, подстилающей архейские кратоны.**

1 – Восточно-Сибирская платформа, 2 – Каапваальский, 3 – Вайоминг,4 – Карельский, 5 – Слейв, 6 – Дарвар, 7 –Танзаниийский, 8 – Арктическая платформа). Крапом показано поле ксенолитов из мантии под фанерозойскими складчатыми поясами

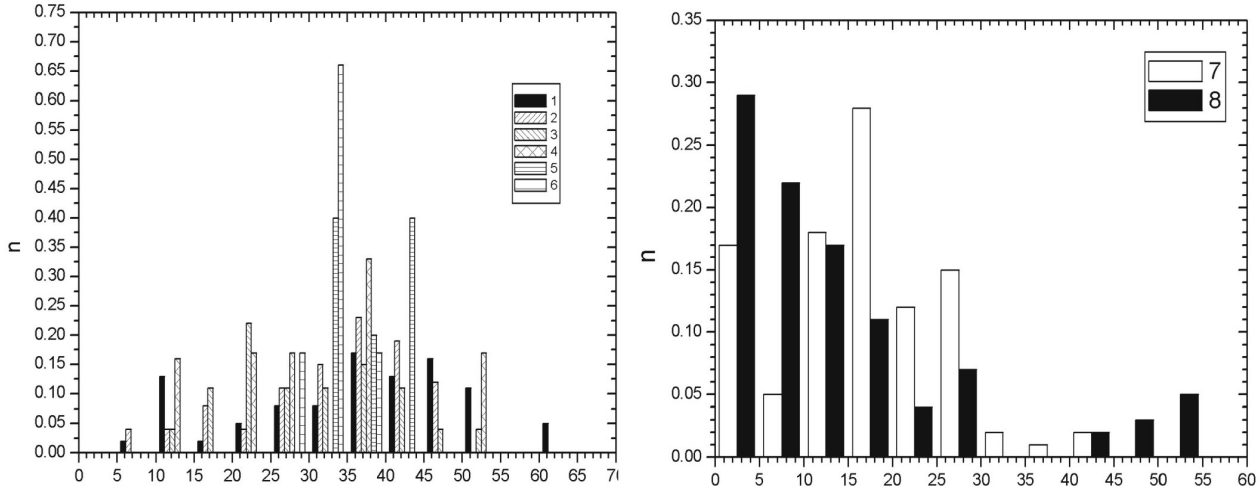


Рис.4. **Степень парциального плавления субстрата КЛМ, подстилающей (а) кратоны.**

1 – Восточно-Сибирская платформа, 2 – Арктическая платформа, 3-6 – кратоны Каапваальский, Карельский, Слейв, Вайоминг) и (б) фанерозойские складчатые пояса (7 –Байкало-Монгольская область, 8 – ЮВ Китай)

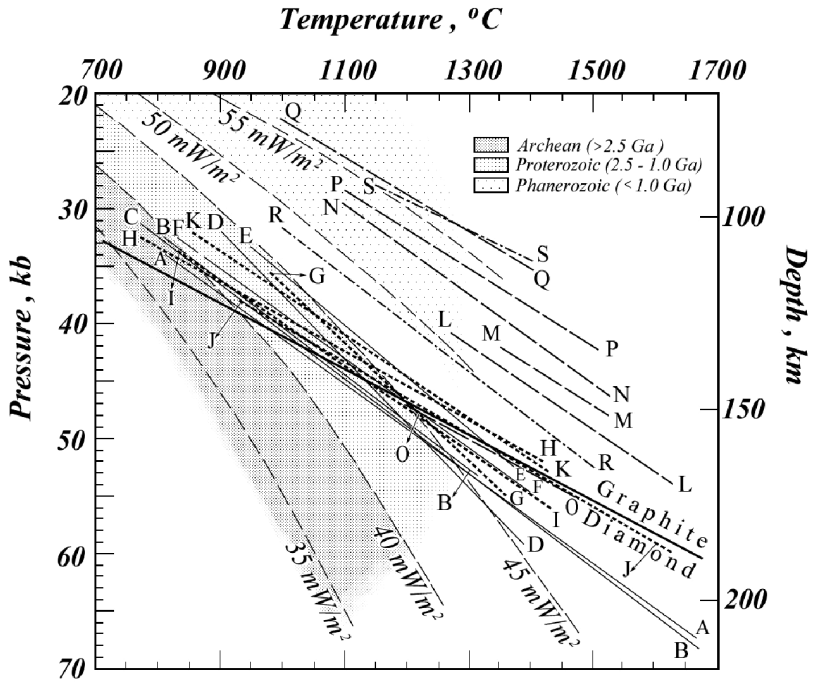


Рис. 5. **Положение геотерм в ЛКМ, подстилающей архейские кратоны (A-A, B-B, C-C,D-D, E-E, F-F), раннепротерозойские (G-G, H-H, K-K) и фанерозойские (L-L, M-M, N-N, P-P, Q-Q) складчатые пояса.**

Крапом показаны P-T- условия для мантии в областях проявления коры архейского, протерозойского и фанерозойского возраста [2]

Минимальная глубина зарождения кимберлитовых и лампроитовых магм в мантии под раннедокембрийскими структурами колеблется в относительно узких пределах (200-250 км), тогда как для позднепротерозойских-фанерозойских складчатых структур минимальная глубина зарождения щелочно-базальтовых магм кайнозойского возраста закономерно изменяется от 180-170 км до 100-90 км при увеличении термального градиента (рис.6).

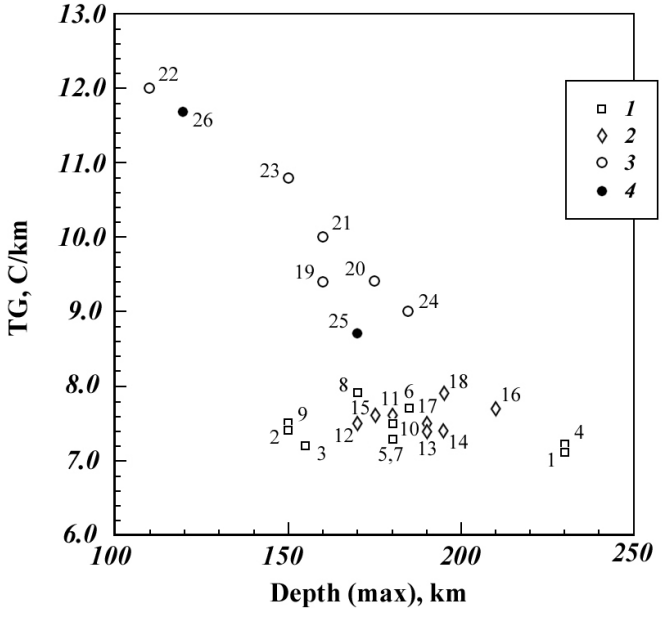


Рис. 6. **Минимальные глубины зарождения кимберлитовых и щелочно-базальтовых магм в КЛМ.**

(1) – архейские структуры (№№ 1-10), (2, 3) – раннедокембрийские (№№ 11-18) и фанерозойские (№№ 20-24) складчатые пояса соответственно; (4) – острова в океане

Полученные данные о неоднородности химического состава и различии термальных режимов в литосферной континентальной мантии, подстилающей раннедокембрийские позднепротерозойские-фанерозойские структуры, о глубинах зарождения щелочно-основных и щелочно-ультраосновных магм в мантии этих структур, появлении в мантии фанерозойских складчатых поясов вещества примитивной мантии являются петрологическим подтверждением гипотезы, разработанной на основе геофизических и геохимических данных [3, 4] об изменении динамики мантии в целом и, прежде всего, стиля конвекции на границе докембрия и фанерозоя. В рамках этой гипотезы находят объяснение и различие термальных режимов в мантии под одно-

типными разновозрастными структурами (каковыми являются раннедокембрийские и фанерозойские складчатые пояса) и приуроченность коматиитов к раннему докембрию.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№: 07-05-00527-а, 08-05-00861-а) и в рамках программ №4 и №5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Palme H., O'Neill H.St. C. Cosmochemical estimates of mantle composition // In: Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd. 2003. V. 2. P. 1-38.

2. Poudjom Djomani Y.,H., O`Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. The density structure of subconintal lithosphere through time. Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 184. P. 605-621.

3. Allegre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V.50. P. 1-6.

4. Трубицин В.П. Основы тектоники плавающих компонентов // Физика Земли. 2000. №9. С. 4-40.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКИХ ЭКЛОГИТОВ

Вшивцев А.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, alsoft@list.ru

В настоящее время особый интерес представляют высокобарические метаморфические комплексы, которые можно использовать в качестве геодинамических индикаторов пограничных областей палеоконтинент–палеоокеан. Среди интереснейших образований в составе метаморфических комплексов являются эклогиты, возраст и генезис которых не всегда ясен. Примером развития разнообразных эклогитов является марункеуский комплекс на Полярном Урале.

Марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс, представляющий собой тектонический блок, расположен в палеоконтинентальном секторе Полярного Урала. Блок расположен к западу от Главного Уральского надвига, фиксируемого с юга на север офиолитами Сыумкеу. Эклогитсодержащие породы находятся в основании харбейского метаморфического комплекса в ранге марункеуской свиты [7].

В строении марункеуского комплекса участвуют эклогиты, симплектит-эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты в ассоциации с метаультрабазитами, а также плагиогнейсы, плагиомигматиты и K-Na мигматиты. В относительно небольшом объеме, но почти повсеместно присутствуют продукты метасоматического изменения метаморфических пород: гранатиты, существенно роговообманковые породы, жилы и обособления, сложенные омфацитом, часто в ассоциации с белой слюдой. Отмечаются также пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. В северо-восточной части марункеуского комплекса, установлены породы с глаукофаном [9].

В ходе микросокпических петрографических исследований эклогитов и апоэклогитовых пород в тонких шлифах было установлено, что почти повсеместно эклогиты подверглись значительной амфиболизации, альбитизации и окварцеванию, в составе них присутствуют слюды (мусковит, биотит). Выделяются амфиболизированные эклогиты, мусковитизированные амфиболизированные эклогиты, альбитизированные эклогиты, апоэклогитовые амфиболиты, а так же выделяются породы с метасоматическими структурами. В целом породы характеризуются полосчатостью, наблюдается циклическая смена минерального состава от меланократовых до более лейкократовых образований [2].

Амфиболизированные эклогиты характеризуются порфирогранобластовыми структурами, массивными текстурами (рис.1-а). Породы сложены призматическими бледно-зелеными или бесцветными зернами пироксена (омфацит), порфиробластами светло-розового граната, амфиболами (сине-зеленые роговые обманки). Гранаты замещаются цоизитом. Рудный – пирит.

В мусковитизированных амфиболизированных эклогитах присутствует мусковит.

Среди лейокократовых образований выделяются амфиболизированные альбитизированные эклогиты и двуслюдяные альбит-кварцевые сланцы с реликтами эклогитов (рис.1-б). В породах содержание вновь образованных кварца и альбита составляет от 10 до 30%. Отмечаются мусковит и биотит. Реликты эклогитов представлены парагенезисами гранат–омфацит, где большая часть пироксенов замещена амфиболами с образованием симплектитов с альбитом вокруг гранатов (рис.1-в, г). В зонах развития симплектитов встречаются диабласты биотита и мусковита. Часто присутствует кальцит.

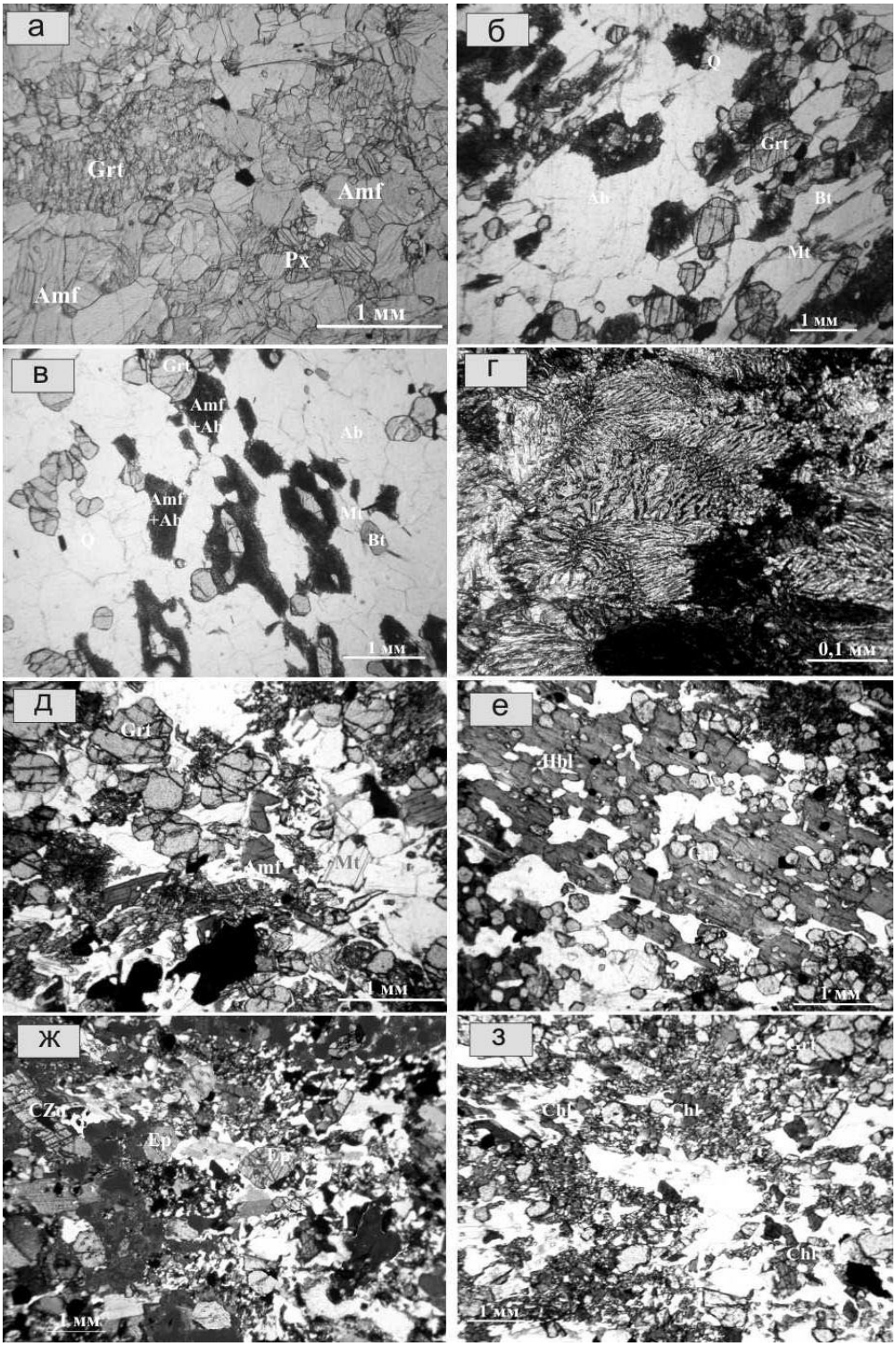


Рис. 1. **Эклогиты и апоэклогитовые породы марункеуского комплекса:**

а – амфиболизированный эклогит с порфиробластами граната (николи ||); б – эклогит амфиболизированный, альбитизированный. Вокруг гранатов развиваются симплектиты амфиболов и пироксенов с альбитом (николи ||); в – двуслюдяной альбит-кварцевый сланец. Вокруг гранатов развиты симплектиты амфиболов с альбитом (николи||); г – амфиболизированный эклогит (николи +); д – гранатовый апоэклогитовый амфиболит (николи||); е – гранатовый апоэклогитовый амфиболит с порфиробластами роговой обманки (николи||); ж – апоэклогитовый эпидотовый амфиболит (николи+); з – гранатовый апоэклогитовый амфиболит с чешуйками хлорита (николи||).

Условные обозначения: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Px – пироксен, Bt – биотит, Mt – мусковит, Ep – эпидот, CZo – клиноцоизит, Hbl – роговая обманка, Amf – амфибол, Grt – гранат, Chl – хлорит, Rut – рутил.

Наиболее часто встречаемые разности апоэклогитовых амфиболитов – гранатовые апоэклогитовые амфиболиты (рис.1-д). Для них характерны порфиробластовые структуры (рис.1-е) с участками диабластовых. Текстуры массивные. Породы сложены амфиболами, которые часто замещается эпидотом. Присутствует кварц. Часто содержится реликтовый пироксен, альбит, слюды. Рудный – рутил. Основная ткань породы сложена амфибол (пироксен?)-плагиоклазовым мелкозернистым агрегатом, часто с участками, похожими на симплектиты.

Апоэклогитовые эпидотовые амфиболиты (рис.1-ж) характеризуются порфирогранобластовыми структурами и массивными текстурами ближе к сланцеватым. Породы сложены амфиболами, содержат значительное количество кальциевых минералов – эпидота и клиноцоизита. В породах присутствует кварц, плагиоклаз (альбит), мусковит, биотит развивается по краям чешуек мусковита в виде каемок, иногда замещает амфиболы. Акцессорные минералы циркон и апатит. Рудный – рутил. Иногда в апоэклогитовых амфиболитах присутствуют чешуйки хлорита (рис.1-з).

Вопрос о возрасте метаморфитов марункеуского комплекса остается спорным. Максимальные значения возраста пород, определенные путем K-Ar и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов, составляют 1.70, 1. 56, 1.54 млрд лет [4]. В последние годы сопоставимые значения возраста эклогитов (1.68 ± 0.07, 1.61 ± 0.07, 1.54 ± 0.15, 1.54 ± 0.14 млрд лет) были получены на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохронных систем по породе в целом и по метаморфогенным минералам, включая амфибол [1]. Эти данные дают основание считать, что, во-первых, условия эклогитовой фации имели место на наиболее ранней стадии метаморфической истории марункеуского комплекса и, во-вторых, ультравысокобарический метаморфизм, который обычно связывается с субдукцией океанической коры, в пределах рассматриваемой территории проявился в раннедокембрийское время, около 1,70 млрд лет назад, или даже ранее, если учитывать наличие в эклогитах наложенного амфибола. Иная интерпретация возраста процессов эклогитообразования дается на основе недавно полученных изотопных значений в интервале от 352 ± 5 до 360 ± 3 (в среднем 355.5 ± 1.5) млн лет по Rb – Sr минеральным изохронам эклогитов и амфиболитов [11]. Именно этот интервал принимается как время проявления ультравысокобарического метаморфизма. Ранее близкое значение (366 ± 8,6 млн лет) было получено по Sm – Nd минеральной изохроне [10].

В двух последних случаях анализировались породы, имеющие в своем составе белую слюду. Поэтому определения возраста в интервале 352-366 млн лет могут указывать на время одного из этапов метаморфического преобразования эклогитов [1], связанного, например, с их эксгумацией [6]. Хотя нельзя полностью исключать и вероятность тектонического совмещения разновозрастных эклогитов [1] и даже полихронность ультравысокобарического метаморфизма [9].

По петрохимической классификации эклогиты и апоэклогитоввые породы относятся к субщелочным габброидам, габброноритам и троктолитам, а из вулканогенной серии аналогами являются толеитовые базальты и долериты, так же известково-щелочные базальты [3].

Эклогиты характеризуются заметными вариациями содержаний SiO_2 (45,8-56,49%). Разброс порядка 10% содержаний SiO_2 в породах может быть объяснен последующими их преобразованиями при метаморфизме, гранитизации и метасоматозе.

Породы принадлежат двум петрохимическим рядам – нормальному и умеренно-щелочному, имеют преимущественно натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Это в основном низко-калиевые образования, небольшая часть составов (субщелочные) относится к нормально-калиевым.

По железистости различаются три группы пород: магнезиально-железистые (f=25–40), железистые (f=40–55) и высокожелезистые (f>55).

По граничному содержанию Al_2O_3 эклогиты относятся к высокоглиноземистому типу, а эклогиты, подвергшиеся наибольшим изменениям в результате метасоматоза и гранитизации, принадлежат к низкоглиноземистому типу. Средне- и низкоглиноземистые породы характеризуются калиево-натриевым и натриевым типом щелочности, а высокоглиноземистые – только калиево-натриевым.

Протолитами эклогитов могли быть ортопороды базитового ряда (габброиды), туффитов с основным и ультраосновным материалом, а также ультрабазиты [4, 5]. Такой широкий спектр исходных пород можно объяснить разным составом протолитов или (и) дальнейшими преобразованиями пород с привносом–выносом петрогенных компонентов.

Взаимоотношение эклогиов и первичных магматических пород (перидотиты и габброиды) установлено в останцах на вершине Слюдяной Горки в южной части марункеуского комплекса. Ассоциация эклогитов с плагиоклазовыми перидотитами и габбро, постепенные переходы пород в эклогиты, особенности минерального состава эклогитов Слюдяной Горки позволяют считать, что эклогиты исследованной территории – вторичные породы, формировавшиеся в условиях земной коры при высоких давлениях [8]. Полученные нами данные о первичной природе метаморфитов согласуется с результатами более ранних геологических исследований, но они, как нам представляется, скорее всего, указывают на более широкий круг протолитов [3].

На классификационной диаграмме Дж. Пирса составы эклогитов и их измененных разностей в основном локализуются в полях низкокалиевых толеитов и известково-щелочных базальтов островных дуг, часть фигуративных точек попадает в поле базальтов океанического дна (рис.2). На диаграмме AF’M точки эклоги-

тов попадают в область щелочных составов, только незначительная часть в область известково-щелочной серии и толеитов [4]. В целом наблюдается толеитовый тренд распределения составов.

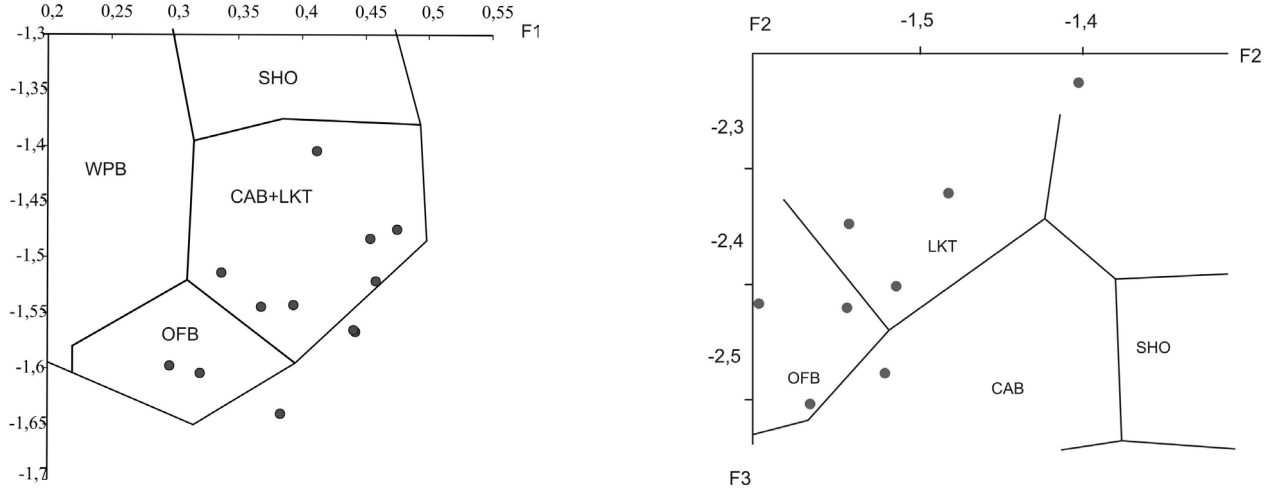


Рис. 2. **Классификационная диаграмма для реконструкции палеогеодинамических условий образования пород [13].**

Поля: OFB — базальтов океанического дна, LKT — низкокалиевых толеитов островных дуг, CAB — известково-щелочных базальтов островных дуг, SHO — шошонитов, WPB — континентальных базальтов и базальтов океанических островов.

Сходные результаты мы получаем, используя диаграмму $MnO*10-P_2O_5*10-TiO_2$ [12].

Как мы видим, протолиты эклогитов могут принадлежать формационным типам, сформировавшимися в островодужных обстановках, но часть из них соответствует породам океанического дна. Такая неоднородность в распределении пород различных геодинамических обстановок, может быть связана с их последующим тектоническим совмещением в ходе коллизионных и постколлизионных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анреичев В. Л., Ронкин Ю. Л., Серов П. А. и др. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // ДАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 503-506.
2. Вшивцев А. Н. Петрографические особенности пород юго-западной части марункеуского комплекса (Полярный Урал, бассейн реки Немур-юган) // Вестник Института геологии. 2005. № 6 (126). С. 2–5.
3. Вшивцев А. Н. Петрохимические особенности и первичный состав эклогитов района Слюдяной Горки (Полярный Урал, хребет Марункеу) // Вестник Института геологии. 2006. № 8 (140). С. 14–16.
4. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
5. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
6. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Высокобарический метаморфизм в истории формирования земной коры Урала // Материалы Международного петрографического совещания. Т. 4. Апатиты: КолНЦ РАН, 2005. С. 194-195.
7. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
8. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 192 с.
9. Удовкина Н. Г. Эклогиты Урала. М.: Наука, 1985. 286 с.
10. Шацкий В. С., Симонов В. А., Ягоутц Э. и др. // ДАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 519-523.
11. Glodny J., Austrheim H., Molina J. F. et al. // Geochim. et cosmochim. acta. 2003. V. 67. P. 4353-4371.
12. Mullen E. MnO-TiO2-P2O5: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62, N1. P. 41–58.
13. Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrol., 1976. Vol. 17, N 1. P. 15–43.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ СКВАЖИННЫХ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НА КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Морозова Ю.В., Федористов О.В., Яковлева Ю.Ю.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский, vgavr@kscnet.ru

Результаты синхронных электромагнитных и геоакустических измерений в реальной геосреде представляют значительный интерес для широкого круга вопросов, связанных с исследованиями физической природы источ-

ников естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) и геоакустической эмиссии (ГАЭ), а также причин аномальных изменений характеристик ЕЭМИ и ГАЭ, предваряющих и сопровождающих сильные землетрясения.

С 2000 г. Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на пункте Г-1, расположенном в районе г. Петропавловска-Камчатского, ведутся непрерывные геоакустические и электромагнитные измерения в диапазоне частот 30-1200 Гц. Для геоакустических измерений применяются геофоны нескольких типов с установкой в скважине на глубинах до 1035 м. Для электромагнитных измерений применена подземная электрическая антенна оригинальной конструкции, основным элементом которой является обсадная труба скважины.

Как показали результаты измерений, установка геофонов в скважине на глубинах около 1000 м привела к снижению уровня шумов техногенного происхождения примерно на два порядка и позволила практически полностью устранить влияние метеоусловий на результаты измерений [1]. Такие условия измерений дали возможность измерять уровень естественного геоакустического фона в диапазоне до 1,2 кГц с амплитудами сигналов в пересчете к смещению грунта порядка $1*10^{-10}$ м и уверено наблюдать эффекты отклика геосреды на изменения ее напряженно-деформированного состояния. Применение подземной электрической антенны позволило более эффективно регистрировать ЕЭМИ литосферного происхождения в сравнении с традиционными измерительными системами, использующими антенны, расположенные над поверхностью земли.

Совместные геоакустические и электромагнитные измерения на пункте Г-1 позволили получить ряд важных результатов, среди которых можно выделить следующие.

1. Эффект модулирующего воздействия ЕЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания [1,2]. Результаты синхронных геоакустических и электромагнитных измерений на пункте Г-1 показали, что в интервалах времени, соответствующих спокойной сейсмической обстановке в регионе, степень коррелированности временных рядов уровня ГАЭ и уровня ЕЭМИ очень высока. Коэффициент корреляции ρ на таких интервалах имеет значения порядка $\rho=0,81\div0,99$.

2. Геоакустический отклик геосреды на воздействие ЕЭМИ меняется перед достаточно сильными близкими сейсмическими событиями, что объясняется существенным изменением физических характеристик геосреды на последних стадиях подготовки землетрясений. Как было установлено по результатам наблюдений на пункте Г-1, за сутки и более перед подавляющим числом землетрясений с магнитудами $M_{LH}\geq5.0$ в зоне радиусом $R\leq300$ км от пункта наблюдений и с магнитудами $M_{LH}\geq5.5$ в зоне $R\leq550$ км, а также в периоды релаксации после землетрясений, стабильно происходило нарушение синхронизации уровней ГАЭ и ЕЭМИ . Характер вариаций уровней ГАЭ и ЕЭМИ на таких интервалах существенно различался, коэффициент корреляции уменьшался до значений $\rho=0,001\div0,80$.

3. Отмечается согласованность изменений фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ перед наиболее сильными землетрясениями, что свидетельствует о наличии для ЕЭМИ и ГАЭ общих источников излучений. При этом изменения фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ достаточно хорошо коррелируют со значениями расчетных деформаций для зоны радиусом 100 км от пункта наблюдений. Исходя из этого можно предположить, что основные источники ЕЭМИ и ГАЭ в данном случае связаны с процессами деформирования геосреды в ближней зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С.52-67.

2. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Доклады Академии Наук. 2007. т.414, № 3. С.389-392.

КЛАЙПЕДСКАЯ СИГМОИДА – СОЧЛЕНЕНИЕ ГОТЛАНДСКОГО И ПОЛОЦКО-КУРЗЕМСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии НАН Беларуси, г. Минск; german@igig.org.by

Ранее нами был выделен новый тектонический элемент Восточно-Европейского кратона – Полоцко-Курземский пояс разломов [1,2], к которому на западе приурочены основные нефтяные месторождения Балтийской синеклизы, в ее пределах расположена крупнейшая Западно-Литовская тепловая аномалия, на базе которой уже построена Клайпедская геотермальная станция, с этим поясом связаны определенные перспективы поисков трубок взрыва, в том числе и возможно алмазоносных, и т.д.

Полоцко-Курземский пояс разломов контролируется субширотными разломами: на юге Неманско-Полоцким, а на севере – Лиепайско-Локновским (рис.1). Первый на западе совпадает с Неманской зоной разломов, которая состоит из серии сбросов, рассекающих каледонский структурный комплекс и имеющих ампли-

туду по поверхности фундамента до 100-150 м [3]. На востоке он контролируется глубинной зоной, которая разделяет блоки земной коры разного глубинного строения с амплитудой по поверхности Мохо 3 км, выделенной на профиле Браслав-Плещеницы по сейсмологическим данным, полученными по методу обменных волн от далеких землетрясений (МОВЗ) [4]. Северный краевой разлом на западе сопрягается с западной оконечностью Лиепайско-Рижской зоны разломов. Он был зафиксирован на профиле глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) Советск-Кохтла-Ярве [5]. К северу от него поверхность Мохо залегает на глубинах около 55 км, а к югу – на 65 км, т.е. его амплитуда достигает 10 км. Лиепайско-Рижская зона разломов хорошо изучена в платформенном чехле. Она состоит из серии кулисообразных и параллельных сбросов, а в средней части местами и взбросов, вытянута на расстояние более 300 км. Максимальные амплитуды разрывов по поверхности фундамента до 600-650 м, обычно – 100-150 м. Восточное продолжение северного краевого разлома, проходящего вблизи г.Локно, установлено по характеру гравитационного и магнитного полей.

Полоцко-Курземский пояс разломов делит Волыно-Среднерусскую трансплатформенную палеорифтовую систему прогибов, протягивающуюся через весь Восточно-Европейский кратон с юго-запада на северо-восток более чем на 2000 км, на две части: юго-западную (Волыно-Оршанский палеорифт) и северо-восточную (Среднерусский авлакоген). Первый имеет относительно простое строение – лишен краевых разломов, второй характерен сложным строением, состоит из нескольких ветвей, которые имеют четкие разломные ограничения, в них выделяются ступени, горсты, троговые грабены.

На востоке Нелидовский выступ разделяет Полоцко-Курземский пояс на две ветви. Северная ветвь продолжается на Тверской грабен, а южная – на Гжатский. Здесь происходит сложное сочленение (узел) рифейских структур: с юго-запада Волыно-Оршанского авлакогена, с северо-востока Крестцовского (Валдайского) грабена, с востока – Пречистенского, Гжатского и Тверского, а еще несколько восточнее – Московского грабена и Пачелмского авлакогена. Этот тектоно-геодинамический узел назван нами Городокско-Слободским [6] или проще – Слободским.

На западе Полоцко-Курземский пояс протягивается под осевой частью Балтийской синеклизы (моноклизы) и, возможно, послужил той структурой растяжения, над которой в каледонский этап сформировалась Балтийская гемисинеклиза. Здесь пояс отчетливо выделяется в виде полосы, насыщенной разломами, которые особенно хорошо проявляются в каледонском, несколько слабее в герцинском комплексах, а некоторые из них проникают в мезозойско-кайнозойские отложения [3].

До побережья Балтийского моря Полоцко-Курземский пояс разломов четко прослеживается и строго идет в субширотном направлении. Здесь он резко обрывается. Однако А.А.Островский [7] по материалам ГСЗ выделил тектонический пояс, идущий с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Швеции через Балтийское море, полностью захватывая о.Готоланд. Этот пояс нами назван Готландским [2]. Готландский пояс втыкается в западное окончание Полоцко-Курзмского пояса разломов. Их сочленение не совсем ясно, но данные геофизических материалов говорят о том, что здесь происходит резкий изгиб соединения обоих поясов. Еще Д.И.Мушкетов [8] коленчатообразный изгиб простирнаний слоев в плане (горизонтальную флексуру) назвал сигмоидой. Поэтому данный изгиб Полоцко-Курземского тектонического пояса и его переход в Готландский пояс может быть назван **Клайпедской тектонической сигмоидой**, он приурочен к Западно-Литовской (Клайпедской) тепловой аномалии.

В намеченных пределах – от Слободского тектоно-геодинаимческого узла до Клайпедской тектонической сигмоиды – Полоцко-Курземский пояс разломов вытянут более 600 км при ширине 120-160 км.

Западная оконечность Полоцко-Курземского пояса разломов, скорее всего, возникла уже в позднем протерозое. В течение фанерозоя она неоднократно активизировалась и даже ощущается в неотектоническую стадию развития. Поэтому изучение ее эволюции и особенно современной активности очень важно с точки зрения влияния на экологическую безопасность, тем более что практически в пределах пояса расположена Игналинская атомная электростанция [9].

Здесь выделяются разломы региональные (протяженностью от многих десятков до нескольких сотен километров и амплитудой по поверхности фундамента до 200-500 м и разграничивающих крупные и средние тектонические элементы – прогибы, грабены, выступы, ступени) и локальные (протяженностью до первых десятков км) [3,9,10], Разломы представляют собой главным образом сбросы, реже – взбросы. Большинство из них проникают в позднебайкальский и каледонский структурные комплексы (примерно 60%), многие отражены в виде флексур или разрывов меньшей амплитуды (до 30%) в герцинском комплексе и более редкие – развиты в киммерийско-альпийском комплексе. Нередко они являются активными и в неотектоническом этапе и проявляются даже в современном рельефе. Наиболее крупные разломы объединены в разрывно-флексурные зоны. К ним относятся Лиепайско-Рижская зона разломов, Сувалкско-Дзукайская, Неманская, Тельшайская, Прегольская и др.

Литовские авторы построили карту потенциальной энергии рельефа земной поверхности, на которой весьма отчетливо прослеживаются тектонические элементы Полоцко-Курземского пояса с субширотным простиранием [11].

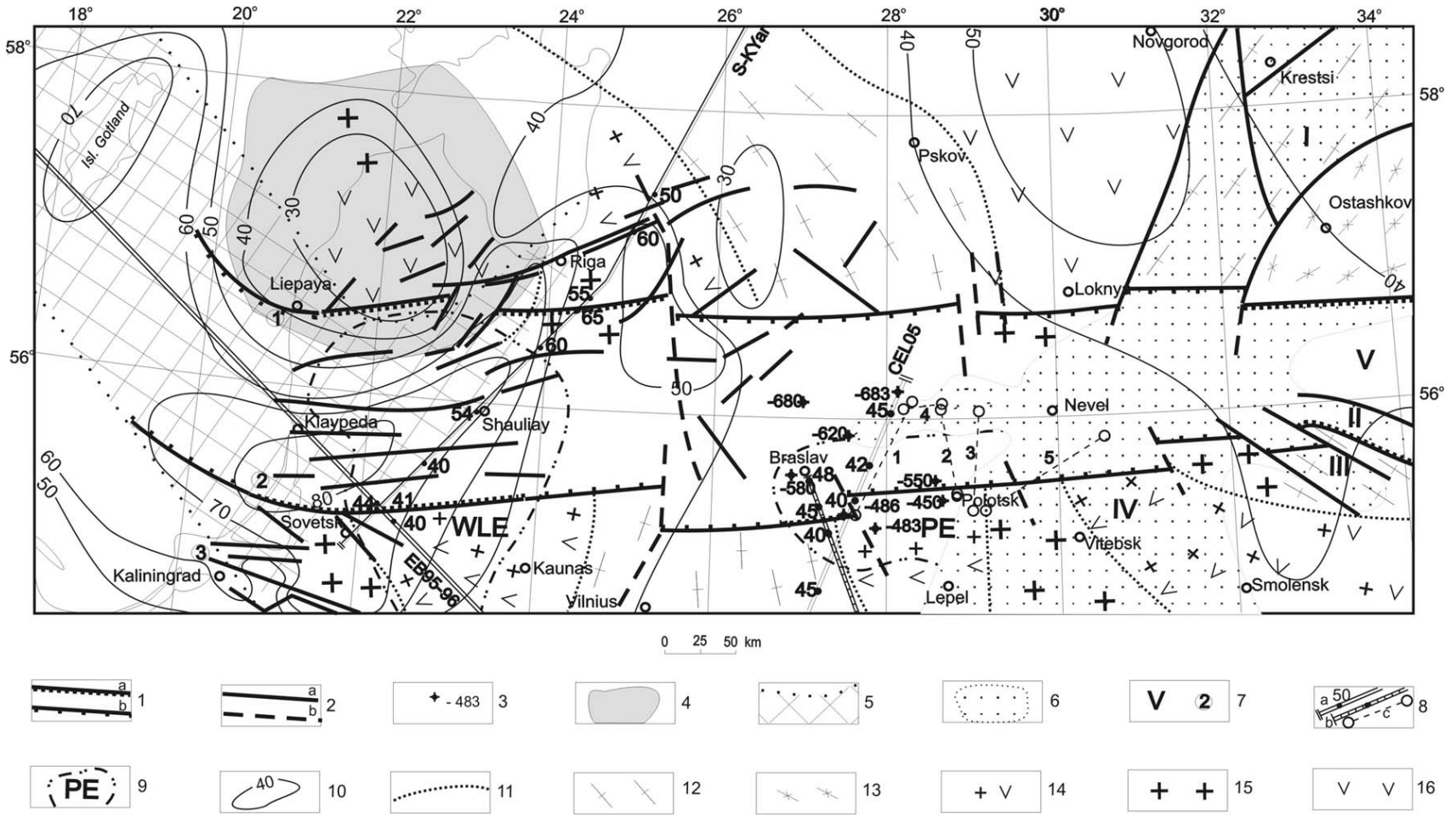


Рис.1. **Тектоническая схема Полоцко–Курземского пояса разломов.**

1 – краевые глубинные разломы: а) по геологическим и сейсмическим, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 2 – разломы: а) по геологическим и сейсмическим данным, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 3 – скважины, вскрывшие фундамент, абсолютные отметки фундамента, в метрах; 4 – Рижский плутон гранитов рапакиви; 5 – Готландский тектонический пояс по (Ostrovsky, 1998); 6 – площади распространения рифейских отложений; 7 – римские цифры на схеме: грабены: I –Крестцовский (Валдайский), II –Гжатский, III – Пречистинский; IV — Оршанский палеопрогиб; V – Нелидовский выступ; цифры в кружках – зоны разломов: 1 – Лиепайско-Рижская, 2 – Неманская, 3 – Прегольская; 8 – геофизические профили: а – профили ГСЗ «Советск-Кохтла-Ярве», EUROBRIDGE и CELEBRATION, б – профиль МОВЗ «Браслав-Плещеницы», точки на профилях ГСЗ и МОВЗ – значения мощности земной коры, в км, в – грави-магнитные профили (1-Шарковщина-Верхнедвинск-Косторово, 2-Полоцк-Юховичи, 3-Оболь-Дретунь-Заборье, 4-Освея-Красный Бор, 5-Николаево-Полово); 9 - контуры геоэлектрических аномалий, обусловленных повышенной проводимостью корового вещества, и их названия: ЗЛЭ – Западно-Литовская, ПЭ – Полоцкая; 10 – изолинии плотности теплового потока, в мВт/м^2; 11 – границы типов аномальных магнитных полей; 12-16 – типы аномальных магнитных полей: 12 – чередование ярко выраженных полос положительных и отрицательных линейно вытянутых аномалий, 13 – положительные и отрицательные линейно вытянутые аномалии сложной конфигурации, 14 – смешанные положительные и отрицательные аномалии различной формы, 15 – крупные, «монолитные» положительные аномалии, 16 – крупные отрицательные поля с локальными положительными аномалиями

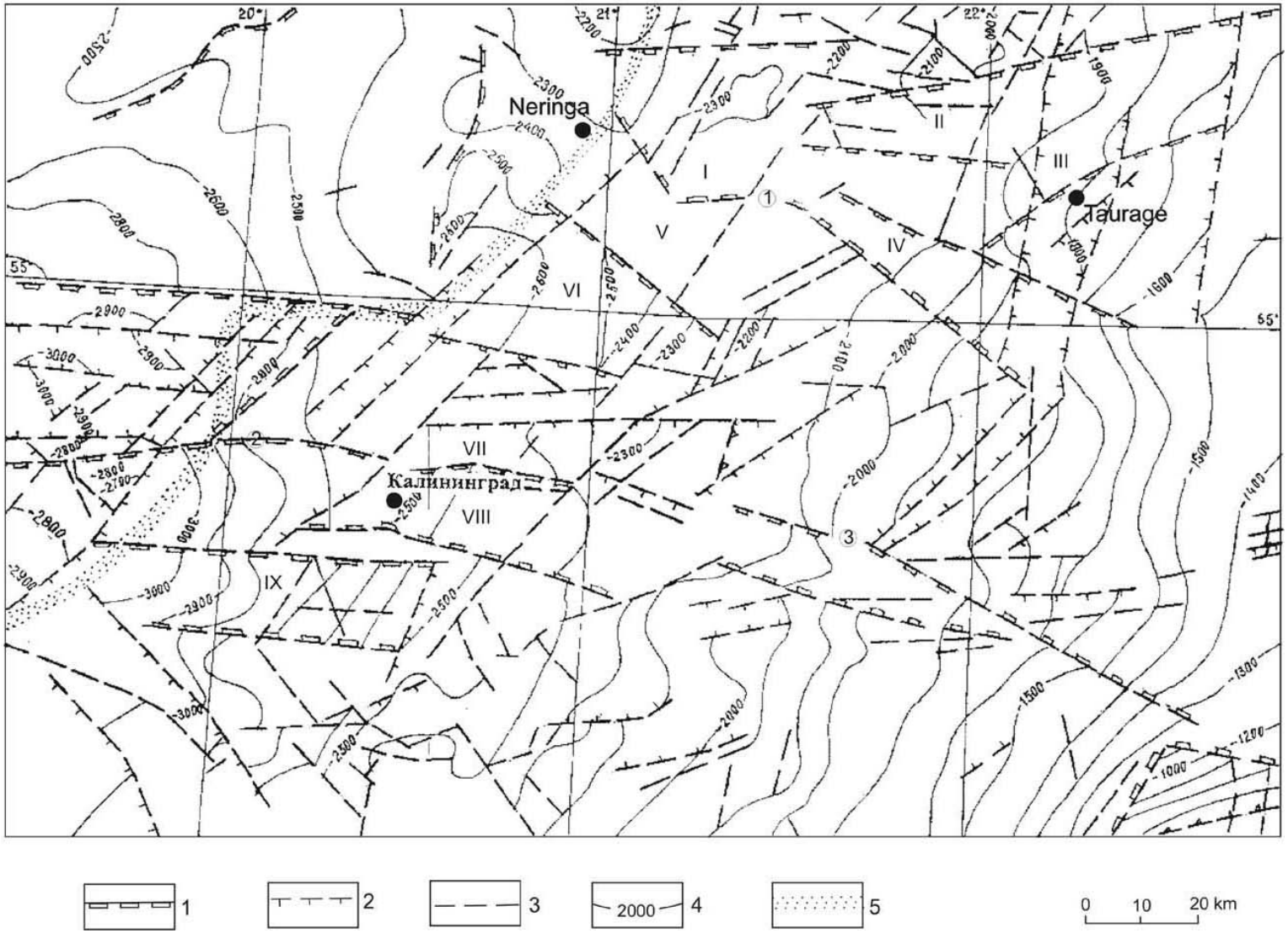


Рис. 2. **Схема строения южной части Клайпедской тектонической сигмоиды (из Тектонической карты Литвы [10]):**

Разломы: 1 – региональные, 2 – субрегиональные, 3 – локальные; 4 – стратоизогипсы поверхности фундамента; 5 –побережье Балтийского моря. Структуры: I – Куршский прогиб, II – Силутеский прогиб, III – Таурагский выступ, IV – Неманский грабен, V – Большаковский выступ, VI – Самбийский прогиб, VII – Калининградский выступ, VIII – Прегольский грабен, IX – Айстмарский грабен. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Неманская, 2 – Прегольская, 3 – Сувалско-Дзукийская

В Балтийском море в 80-х–90-ых годах прошлого века был выполнены ГСЗ по ряду профилей, важнейшими из которых для нашей задачи являются FENNOLORA, BABEL и BALTIC SEA. Интерпретация материалов ГСЗ по этим профилям показала, что в центральной части Балтийского моря выделяется локализованное погружение поверхности Мохо до глубин 45 км, выраженное впадиной шириной 110 км, ограниченной ступенчатыми сбросами до 2-3 км и пространственно простирающейся в северо-западном направлении [12].

В последующем при более детальном анализе сейсмических данных А.А.Островский выделил под этой впадиной вторую, но куполообразную границу Мохо на глубине около 60 км [7,13]. Такая инверсионная картина глубинного строения земной коры и верхней мантии, а также существенно низкие для верхней мантии значения скорости сейсмических волн (7,8 км/с), которые обычно связывают с разуплотнением и подъемом глубинного вещества, сейсмостратиграфические черты, характерные для разломных явлений, совпадение геометрии инверсионной структуры в низах земной коры и верхней мантии с представлениями о формировании зоны рифтообразования континентального типа [14], – все это свидетельствует, по мнению А.А.Островского, о существовании под нынешним центром Балтики древней зоны рифтогенеза. Обращает на себя внимание то, что простирание выделенной А.А.Островским инверсионной зоны совпадает с простиранием таких зон растяжения, как зона Тейссейра-Торнквиста и Ладожско-Ботническая зона.

Таким образом, в центральной части Балтийского моря фактически выделяется тектонический пояс, который протягивается на расстояние около 500 км в направлении с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Южной Швеции через северную часть острова Эланд и полностью включает о.Готланд (поэтому он может быть назван Готландским). На восточном берегу моря он проходит южнее Рижского плутона рапакиви и попадает в область западной части Полоцко-Курземского пояса. К Готландскому поясу приурочены наиболее высокие (до 60-80 мВт/м^2) значения теплового потока. Природа этого пояса окончательно не выяснена. Скорее всего, это – неопротерозойский рифт или реликт древней континентальной окраины.

Анализируя гравитационное и магнитное поля в зоне сочленения Готландского и Полоцко-Курземского поясов (см. рис.1), находим, что наблюдающиеся на западной оконечности Полоцко-Курзмского пояса разломов линейные магнитные аномалии четко меняют свое простирание с субширотного (на материке) на северо-западное в акватории Балтийского моря, устремляясь в сторону о.Готланд. Сложнее картина в гравитационном поле. Здесь видим крупную овальной формы отрицательную аномалию северо-восточного простирания, фон которой секут и намечающиеся северо-западные простирания изаномал.

По-видимому, Готландский пояс является западным продолжением Полоцко-Курземского пояса разломов, испытывая на побережье Балтийского моря (район Клайпедской тепловой аномалии) существенный поворот на северо-запад. Тогда они представляют собой единый крупнейший тектонический элемент кратона, который близ восточного побережья Балтийского моря в районе Западно-Литовской (Клайпедской) тепловой аномалии испытывает резкий изгиб, заслуживающий выделение его в Клайпедскую тектоническую сигмоиду (рис.2). В месте изгиба отмечается сложное сочетание разрывов различных простираний, среди которых выделяются разрывы субширотного и северо-западного направлений. В пределы сигмоиды, видимо, следует включить и участок к югу от границы Полоцко-Курземского пояса, т.к. здесь, в месте каленообразного изгиба наблюдается существенная разбитость территории разнонаправленными разломами. Этот участок вершины сигмоиды захватывает территорию к югу от Калининграда до северных районов Польши.

Наиболее выразительной разломной зоной является Прегольская, которая протягивается параллельно Полоцко-Курземскому поясу разломов и не исключено, что ее следует также еще относить к этому поясу. К Прегольской зоне разломов к югу примыкает Прегольский грабен, а к северу – Калининградское поднятие. Еще южнее субширотные разломы образуют Айстмарский грабен. Наряду с этими субширотными разрывными структурами выделяется ряд разрывов других простираний, среди которых преобладают северо-западного направления. Они особенно четко выделяются еще далее к юго-западу и как бы продолжают собой структуру Готландского тектонического пояса.

Если считать Полоцко-Курземский и Готландский пояса единым тектоническим элементом, то его протяженность превышает 1100 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов // Доклады НАН Беларуси. 2002. Т.46. №6. С. 85-89.

2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Літасфера. 2004. 2(21). С.10-27.

3. Тектоника Прибалтики // Труды Академии наук Литовской ССР (Вильнюс). 1979. Вып. 33. 90 с.

4. Гирин Р.Э. Глубинный сейсмический разрез литосферы по профилю Браслав-Плещеницы // Доклады АН БССР. 1991. Т.35. №7. С. 640-644.

5. Анкундинов С.А., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // Белорусский сейсмологический бюллетень (Минск). 1991. Вып. 1. С.111-117.

6. Гарецкий Р.Г. Основные черты тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Актуальные проблемы геологии нефти и газа: 2005.Москва. ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа. 19-56.
7. Ostrovsky A.A New Tectonic Belt in the Baltic Shield Region // Izvestiya Physics of the Solid Earth. 1998.V. 34.№6. P.429-435.
8. Мушкетов Д.И. Региональная геотектоника. Ленинград-Москва: ОНТИ. 1935. 528 с.
9. Sliaupa S., Kacianauskas R., Markauskas D., Dundulis G., Uspuras E. Design basis earthquake of the Ignalina Power Plant // Geologija. 2006. V.54. P.19-30.
10. Lietovas tektonine sandarac. Red. P.Suveizdis. Vilnius. 2003. 160 p.
11. Korablieva L., Sliaupa S. Relationship of the relief andpotential fields of Lithuania andtheir influence on surface geodynamic processes. // Annual Report of the Lithuanian Geological Survey for 2005. 2006. P.52-54.
12. Ostrovsky A.A., Flueh E.R., Luosto U. Deep seismic structure of the Earth′s crust along the Baltic Sea profile // Tectonophysics. 1994. 233. P.279-292.
13. Островский А.А. Зона древнего рифтообразования под Балтийским морем // Доклады РАН. 1995. Т.142. №5. С. 680-685.
14. Allen Ph.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications // Blackwell Sci. Publ. Oxford. 1990. 450 p.

СЛОБОДСКИЙ ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ УЗЕЛ В ЦЕНТРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии НАН Беларуси, г. Минск; german@igig.org.by

В структуре Восточно-Европейской платформы нами был выделен новый тектонический элемент – Полоцко-Курземский пояс разломов [1,2]. При его описании было отмечено оригинальное сочленение этого пояса в виде веерообразного узла с Среднерусским, Пачелмским и Волыно-Оршанским авлакогенами (рис.1). Этот узел –самостоятельный тектонический элемент и назван Слободским тектоно-геодинамическим узлом [3]. В настоящей статье представлены результаты его геофизического изучения.

Наиболее ярко и выразительно Слободской тектоно-геодинамический узел виден в картине простирания осей линейных и дугообразных аномалий гравитационного и магнитного полей – оси аномалий веерообразно, по форме напоминающей цветок ромашки, сходятся в одном центре (рис. 2).

Схождения линий аномалий хорошо коррелируют с размещением авлакогенов. В магнитном поле все авлакогены, а также Полоцко-Курземский пояс разломов, накладываются на зоны между линиями положительных аномалий (см. рис.2а). В гравитационном поле авлакогенам соответствуют отрицательные аномалии (см. рис.2б).

Для интерпретации тектонической сущности выявленного геофизического узла обратимся к другим геолого-геофизическим данным. Прежде всего отметим, что к зоне Слободского узла приурочена область стыка Фенноскандинавского, Сарматского и Волго-Уральского геосегментов, произошедшая около 1,7 млрд лет назад и соответствующая сочленению Среднерусских, Пачелмского и Волыно-Оршанского авлакогенов [4].

Материалы российских и украинских геофизиков, полученные на основе интерпретации данных глубинных сейсмических зондирований, свидетельствуют, что в зоне Слободского узла вещество верхней мантии обладает аномально высокими скоростями сейсмических волн – до 8,3-8,5 км/с и более [5,6].

По данным комплексной интерпретации сейсмического, гравитационного и магнитного полей Слободской узел представлен сложной структурой земной коры [7]. В его западной части выделяются два блока различной геофизической типизации, характеризующиеся относительно повышенной мощностью «базальтового» слоя и прогибанием поверхности Мохоровичича (Мохо), высокой плотностью и намагниченностью нижних слоев, характерных для Приднепровского и Новоград-Волынского болков Украинского щита.

По данным сейсмогравитационного моделирования Слободскому узлу соответствует свод по подошве литосферы на глубине 140 км и выступ астеносферы, увеличеннной до 90 км мощности [7]. К нему тяготеет аномалия электропроводности в верхней мантии.

С юго-западной стороны Слобдский узел охарактеризован региональным сейсмическим профилем Усвяты-Орша-Чериков**,** выполненным в 2001-2002 гг. РУП «Белгеология» [8]. Данные по этому профилю позволили уточнить представления о строении поверхности фундамента и определить сопряжение Оршанской впадины с Крестцовским и другими грабенами, залегающими в основании Московской синеклизы [9]. Используя эти материалы и другие геологические данные, М.А.Нагорный составил структурную карту поверхности фундамента Слободского тектоно-геодинамического узла, которая дает возможность представить предварительную картину его структуры [10]. Поверхность фундамента наиболее глубоко погружена (до –2,5 км и более) в северо-восточной части узла и соответствует Валдайскому грабену. В Оршанской впадине фундамент залегает на отметках глубин –1,6 и –1,8 км и его поверхность наклонена к центру Слободского узла. В пределах восточного окончания Полоцко-Курземского

пояса разломов поверхность фундамента в целом наклонена к востоку от отметок выше –1,0 км до –1,8 км. Сюда же подходит и Пречистенский грабен, в пределах которого фундамент погружается на северо-восток от –1,0 до –2,0 км. Поднятие поверхности фундамента тяготеет к участку, расположенному несколько восточнее центральной части Слободского узла.

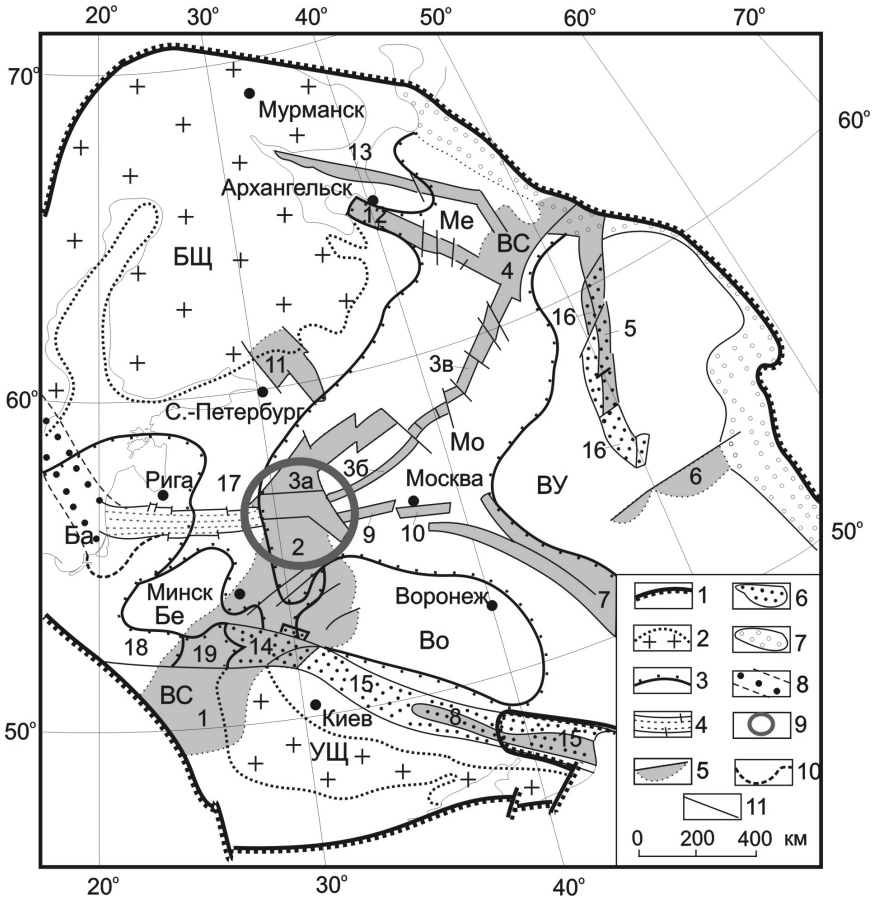


Рис.1. **Тектоническая схема Полоцко–Курземского пояса разломов.**

1 – краевые глубинные разломы: а) по геологическим и сейсмическим, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 2 – разломы: а) по геологическим и сейсмическим данным, б) по данным гравиметрии и магнитометрии; 3 – скважины, вскрывшие фундамент, абсолютные отметки фундамента, в метрах; 4 – Рижский плутон гранитов рапакиви; 5 – Готландский тектонический пояс по (Ostrovsky, 1998); 6 – площади распространения рифейских отложений; 7 – римские цифры на схеме: грабены: I –Крестцовский (Валдайский), II –Гжатский, III – Пречистинский; IV — Оршанский палеопрогиб; V – Нелидовский выступ; цифры в кружках – зоны разломов: 1 – Лиепайско-Рижская, 2 – Неманская, 3 – Прегольская; 8 – геофизические профили: а – профили ГСЗ «Советск-Кохтла-Ярве», EUROBRIDGE и CELEBRATION, б – профиль МОВЗ «Браслав-Плещеницы», точки на профилях ГСЗ и МОВЗ – значения мощности земной коры, в км, в – грави-магнитные профили (1-Шарковщина-Верхнедвинск-Косторово, 2-Полоцк-Юховичи, 3-Оболь-Дретунь-Заборье, 4-Освея-Красный Бор, 5-Николаево-Полово); 9 – контуры геоэлектрических аномалий, обусловленных повышенной проводимостью корового вещества, и их названия: ЗЛЭ – Западно-Литовская, ПЭ – Полоцкая; 10 – изолинии плотности теплового потока, в мВт/м^2; 11 – границы типов аномальных магнитных полей; 12-16 – типы аномальных магнитных полей: 12 – чередование ярко выраженных полос положительных и отрицательных линейно вытянутых аномалий, 13 – положительные и отрицательные линейно вытянутые аномалии сложной конфигурации, 14 – смешанные положительные и отрицательные аномалии различной формы, 15 – крупные, «монолитные» положительные аномалии, 16 – крупные отрицательные поля с локальными положительными аномалиями

Наконец, небезынтересно отметить, что по представлениям украинских геофизиков Слободский узел попадает в зону влияния Верхневолжского мантийного плюма, являющегося элементом Восточно-Европейско-Мозамбикского горячего пояса [11].

Все изложенное свидетельствует об аномальной геолого-геофизической обособленности Слободского узла, об индивидуальности и локализованном характере тектонофизических процессов его формирования. В связи с этим представляется, что образование Слободского узла обусловлено неким локализованным механизмом, так или иначе связанным с тектонофизическими процессами, происходившими в астеносфере на глубинах более 140 км. Процесс сближения Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит в начале раннего протерозоя предопределил возникновение и последующее развитие на границах этих сегментов в зоне тройного их сочленение (в зоне будущего Слободского узла) трех крупных линейных глубинных разломов мантийного заложения, корнями

связанных с астеносферой. Вызванная процессом столкновения плит активизация теплогенерирующих источников в астеносфере, обусловила перемещение изотерм в верхние горизонты литосферы и подъемом кровли астеносферы с эпицентром в зоне тройного сочленения плит, контролируемом особенностями строения литосферы. Формирование такого рода астенолинзы сначала привело к соответствующему «вспучиванию» поверхности Мохо, образованию сводового поднятия кровли кристаллического фундамента и радиальному растрескиванию относительно хрупкой земной коры. Возможно, тектонофизический механизм формирования Слободского узла аналогичен образованию Кировоградского протоастенолита [12].

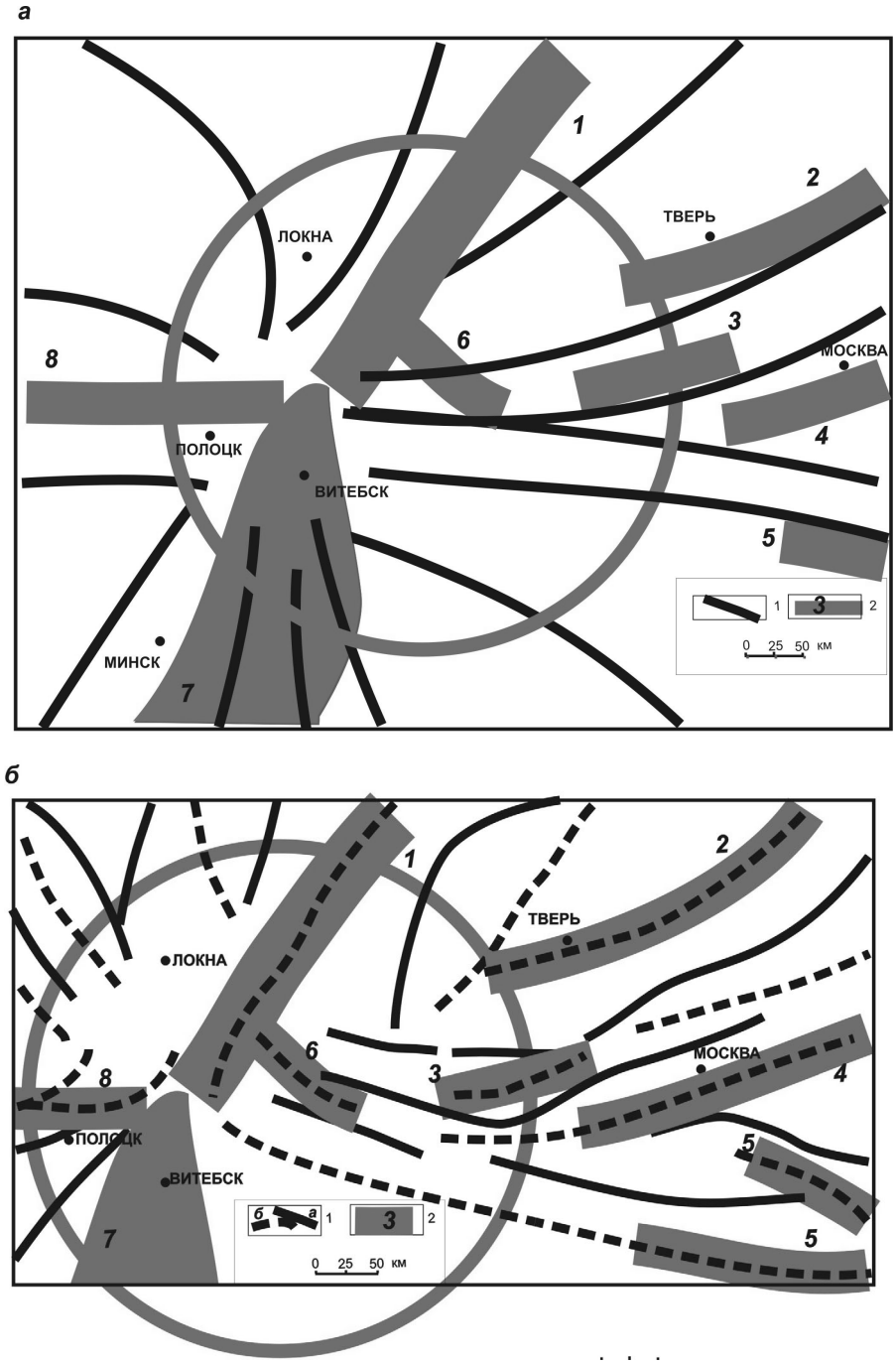


Рис. 2. **Схема строения южной части Клайпедской тектонической сигмоиды (из Тектонической карты Литвы [10]):**

Разломы: 1 – региональные, 2 – субрегиональные, 3 – локальные; 4 – стратоизогипсы поверхности фундамента; 5 –побережье Балтийского моря. Структуры: I – Куршский прогиб, II – Силутеский прогиб, III – Таурагский выступ, IV – Неманский грабен, V – Большаковский выступ, VI – Самбийский прогиб, VII – Калининградский выступ, VIII – Прегольский грабен, IX – Айстмарский грабен. Зоны разломов (цифры в кружках): 1 – Неманская, 2 – Прегольская, 3 – Сувалско-Дзукийская

Мы полагаем, что Слободский тектоно-геодинамический узел, как тектоническая структура в центре Восточно-Европейской платформы, сформировался примерно 1,7 млрд лет назад в результате сочленения Фенноскандинавской, Сарматской и Волго-Уральской плит. Геологическое развитие этого узла оказало влияние на возникновение и развитие сходящихся в нем авлакогенов в виде «ромашки».

ЛИТЕРАТУРА

1. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46, № 6. С. 85-89.

2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Літасфера. 2004. №2(21). С.10-27.

3.Гарецкий Р.Г. Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2007. №2(27). С. 3-13.

4. Bogdanova, S. Segments of the East European Craton // EUROPROBE in Jablonna 1991. Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences – European Science Foundation: Warszawa, 1993. P. 33-38.

5. Булин Н.К., Егоркин А.В.. Колесник Н.Н., Солодилов Л.Н., Эринчек Ю.М. Латеральная скоростная неоднородность верхов мантии Восточно-Европейской платформы // Третьи геофизические чтения им. В.В.Федынского. М., 2001. С.33-37.

6. Гейко В.С., Цветова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофизический журнал. 2005. Т.27, №6. С. 927-939.

7. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геофизические поля и динасмика тектоносферы Беларуси. Мн., Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси. 2002. 166 с.

8. Кудрявец И.Д., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г., Старчик Т.А.. Шкуратов В.И. Региональное сейсмопрофилирование методом общей глубинной точки в Оршанской впадине // Доклады НАН Беларуси. 2003.Т.47. № 6. С. 108-112.

9. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А. О тектонике Оршанской впадины и её соотношении со структурами фундамента // Доклады НАН Беларуси. 2004. Т.48. № 1. С. 88-92.

10. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Нагорный М.А. Слободский тектоно-геодинамический узел // Геология, поиски и освоение месторождений полезных ископаемых Беларуси. БелГЕО: Минск, 2007. С.156-174.

11. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова думка, 1990. 170 с.

12. Чекунов А.В. Эволюция тектоносферы Юго-Восточной Европы // Тектоносфера Украины. Сб. научн. тр. Ин-та геофизики АН УССР: Киев, Наукова думка. 1989. С. 4-17.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ УРАЛА

Глаголев Е.В

ОАО «Экология», г. Екатеринбург, krim@rambler.ru

Крупнейшие древние региональные тектонические разломы (РТР) на Урале, к которым относятся, в частности, Главный Уральский геологический разлом (ГУГР) и Серовско – Маукский (СМРТР), и современные Срединно-Атлантический хребет (САХ), Восточно-Тихоокеанский, Индо – Красноморский имеют очень много сходных черт. К ним относятся гео – динамические, структурно-тектонические, геологические, геохимические, минерагенические и др. особенности, изучение и сравнение которых помогает в определении генезиса древних РТР во времени и пространстве, а также познании условий образования тех или иных месторождений полезных ископаемых (МПИ), в том числе нефти и газа, пространственно и генетически связанных с ними.

Наиболее хорошо из современных исследован САХ. В настоящее время изучены не только его морфология, геологические и генетические особенности, но и закономерности распределения различных рудных и нерудных МПИ. САХ простирается от северного побережья Исландии на севере до трёхмерной точки сочленения Родригес на юге. Непосредственно в САХ и в пределах зон его влияния обнаружены месторождения золото- и серебросодержащих медно-колчеданных руд, железо – марганцевых образований (донных и гайотовых) с TR и ЭПГ минерализацией, а также современные карбонатные строматолитовые постройки и серпентиниты, приуроченные, главным образом, к активным гидротермальным полям (АГП). К основным АГП САХ относятся (с севера на юг): Крафла и Намафьолла (север Исландии), Паркьюпайн (Ирландия), Лаки Страйк (39° с.ш.), Рейнбоу (36° с.ш.) [6], Лост-Сити (30° с.ш.), Брокен Спур (27°30' с.ш.), ТАГ (24°30' с.ш.), Снейк Пит (21° 15' с.ш.), Логачёв (14°45' с.ш.); разломные зоны Архангельского, Вернадского, Долдраме; разлом Богданова 7°10', Сьерра Леоне (5-7° с.ш.), впадина Маркова (5°50' с.ш., 33°10' з.д.), разлом Страхова и др.

Трубообразные (chimneys) постройки и шпилевидные сульфидные образования Брокен Спур представлены преимущественно халькопирит – изокубанит – пирротин – ангидритовой минеральной ассоциацией и относятся к субмаринному вулканогенно (30%)-гидротермальному генетическому типу. Массивные сульфиды этого АГП состоят из пирита и сфалерита. Сульфидные руды и сульфидсодержащие породы, слагающие рудный холм ТАГ, час-

тично образовались в результате преобразования сульфатных минералов (гипса, ангидрита и др.) не без помощи Rimicaris exoculata с тиотрофным типом питания, но, в основном, благодаря глубоководной вулканической деятельности и принадлежат к сложному биогенно(15%)-вулканогенно(30%)-гидротермальному генетическому типу [3]. Сульфидные руды часто имеют колломорфные, оолитовые, кокардовые текстуры, микро- и тонкозернистые структуры.

В АГП Рейнбоу изучен аномальный халькопирит из молодых сульфидных трубок чёрных курильщиков. В отличие от обычного халькопирита минерал в полированных шлифах быстро тускнеет, переходит в окисленную плёнку, состоящую из высокомедистых сульфидов халькозин – дигенитового (Cu_9S_5) ряда. Интервал значений микротвёрдости превышает таковой у обычного халькопирита (до 235 против 181-203 кгс/мм^2). По этим характеристикам минерал сходен с двумя кубическими легкоокисляющимися сульфидами халькопиритовой группы – талнахитом $Cu_9(Fe,Ni)S_8$ и путоранитом $Cu_{16-18}(Fe,Ni)_{18-19}S_{32}$. В химическом составе отмечается превышение содержания меди над железом в пределах выраженных эмпирической формулой $Cu_{1-x}(Fe,Co,Ni)_{1+x}S_2$, где х меняется приблизительно от 0 до 0,09 при сохранении отношения Me/S=1. Если рефлексы, отвечающие маленькой чисто «кубической» ячейке с a=6,25 Å, острые, то многие добавочные «халькопиритовые» отражения широкие, что свидетельствует о нарушениях в правильном распределении атомов Cu и Fe по халькопиритовым кристаллографическим позициям [6]. Кроме того, Рейнбоу является одним из известных в настоящее время АГП, связанным с современными процессами серпентинизации ультрабазитов, при которых формируются океанические серпентиниты и растворы с высокой концентрацией водорода и CH_4 по известным реакциям: оливин $6[(Mg_{1,5}Fe_{0,5})SiO_4]+7H_2O=3[Mg_3Si_2O_5(OH)_4]$серпентин + Fe_3O_4 магнетит+H_2 и $CO_2+4H_2=CH_4+2H_2O$. Часть метана в гидротермальных растворах СОХ вообще и САХ, в частности, образовалась в результате процесса Фишера – Тропша, т.е. в условиях высокотемпературного (≥400°C) синтеза водорода и CO: $nCO+(2n+1)H_2\rightarrow C_nH_{2n+2}+nH_2O$ или $2nCO+(n+1)H_2\rightarrow C_nH_{2n+2}+nCO_2$. Другая часть метана – результат мантийной деятельности АГП.

Анализ расплавленных включений разлома (discontinuty) Сьерра-Леоне показал, что магматические комплексы формировались из высокотемпературных (1210-1255°C) низкокалиевых расплавов типа N-MORB. В результате исследования флюидных включений было выяснено, что r-doler и doler формировались под влиянием активно действовавшей гидротермальной системы с температурой 205-226°C.

СМРТР на Урале является по своей значимости вторым после ГУГР. К последнему приурочен Платиноносный пояс, протягивающийся субмеридионально более чем на 900км и являющийся трещинной серией мантийных плюмов. СМРТР хотя и называется Серовско-Маукским, протягивается как далеко на север от г. Серова (до Харасюртского гипербазитового массива на Приполярном Урале и далее), так и на юг от ст. Маук (г. Сугомак – п. Кацбах на Южном Урале) и имеет длину почти 1400км. Изучение автором СМРТР и зон его влияния (сопровождающих апофизных и сателлитных тектонических разломов: Мурзинского, Верхисетского и др.) связано с исследованием месторождений кварца [1], слюд и различных руд, пространственно и генетически связанных ними [2,3,4].

К кварцевому сырью относятся месторождения молочно-белого кварца Гора Хрустальная, Светлая Речка (Верхисетский) [1]; прозрачного (Сакмарский или Максютовский); гранулированного (Сысертский, Уфалейский, Увильдинско-Аргазинский и Ильменогорский); пьезокварца, горного хрусталя и цветных его разностей (Ляпинский, Мурзинско-Адуйский, Белорецкий и др. гнейсо – мигматитовые комплексы). Это сырьё относится к особо чистому кварцу ОЧКв, который используется для производства стекло – волоконной оптики и связи, магнитных носителей, а в последнее время – солнечных батарей.

Довольно полно изучен Уфалейский гнейсово – мигматитовый блок, к которому приурочена Кыштымская группа месторождений гранулированного кварца (с севера на юг): Уфалейское, Маукское, Кузнечихинское, непосредственно Кыштымское (Теплогорское) с Центральным жильным полем (ЦЖП), Острогорское, Беркутинское, Аргаяшское и др. С запада этот блок ограничен ГУГР, с востока – СМРТР. Параллельно СМРТР, в 5-10км восточнее его, исследована вторая полоса месторождений гранулированного кварца: Иткульское, Аракульское, Вязовское, Увильдинское, Аргазинское, Кундравинское, Еланчикское и др.

В районе ЦЖП восточную часть Уфалейского блока можно разделить на пять зон. I (самая западная) зона сложена, в основном, мусковит(4-5%) – биотитовыми(8-12%) мелко-, среднезернистыми среднепротерозойскими (MP_3) грубо рассланцованными гранито – гнейсами с подчинённым количеством амфиболитов, редких эклогитов и фенитов. Зона содержит в себе жилы мелко- и микрозернистого гранулированного кварца и постепенно переходит во II зону. Возраст пород по биотиту 1100-1215, по циркону – 990-1180 млн. лет. Здесь разрабатываются крупные (1500х10-15м) жилы гетерогранобластового повышенной прозрачности и чистоты ОЧКв (№№ 171-175, 179). II зона представлена анатектическими массивными или с рудиментарной гнейсовидностью мусковитовыми гнейсо – гранитами, образовавшимися за счёт гранито – гнейсов при очередной активизации СМРТР. К этой зоне приурочены многочисленные жилы пегматитов Слюдяногорского мусковитового месторождения с редкоземельной минерализацией (иттрий содержащий эпидот, фергюссонит). В жилах гранулированного кварца и пегматитах обеих зон встречены редкие обособления метасоматических карбонатитов (кальцитовых, кальцит – доломитовых, доломитовых, анкеритовых), распределение РЗЭ в которых характеризуется, по сравнению со «стандартными» карбонатита-

ми, обратным трендом (иттриевая специализация). На жильный кварц накладываются также щелочные метасоматиты (эгирин – салит – микроклиновые, эгирин – салит – аннитовые, альбитовые). Радиологический возраст субщелочных гранитов 540-510 млн. лет – ε_1-ε_2 (К – Ar – метод по породе) и карбонатитов 350-340 млн. лет – C_1 (Pb^{207}/Pb^{206}, Pb^{206}/U^{235} по фергюссониту). III зона расположена восточнее, сложена мусковит(20-25%) – кварцевыми, альмандин(5-8%) – мусковит(12-16%) – кварцевыми сланцами и углерод(1-5%) содержащими тёмно-серыми и серыми кварцитами. Далее на восток, в зоне IV гранат в сланцах исчезает полностью, а на контакте с породами СМРТР появляются жилы гигантозернистого гранулированного кварца с редкими (до 0,1-0,5%) мелкими (0,01-0,03мм в поперечнике) сферолитами графита радиально – лучистого строения. Зона V находится непосредственно в СМРТР и сложена сильно изменёнными океаническими серпентинитами, преобразованными в гигантозернистые хлорит – цоизитовые и – клиноцоизитовые породы; тальк – карбонатными породами и кварц-серицитовыми сланцами, преобразованными в почти мономинеральные мелко- и среднезернистые хлорититы с вкрапленностью крупных, до 10-12мм по L_4, октаэдрических кристаллов магнетита. Восточнее залегают неизменённые породы зеленосланцевой толщи карабашской свиты.

К рудным относятся месторождения: медно-колчеданные золото- и сереброносные (Лёвиха, Кировград, Дегтярск, Гумёшки, Маук, Северная Кузнечиха, Карабаш, Учалы, Сибай, Гай, Яман-Касы и др.), золота (Новоалексеевка, Крылатовский, Берёзовск, Верхотурка и др.), силикатного никеля (Кунгурка, Осиновка, Северск и др. Полевской группы; Рогожинское и др. Уфалейской группы), молибдена (Первомайка), титана (Кузнечиха); редких и рассеянных элементов, связанных с карбонатитами. Все эти месторождения исследовались автором с целью кучного (КВ) или подземного (ПВ) выщелачивания тех или иных полезных ископаемых. Дегтярское медно-колчеданное месторождение субмаринного вулканогенного генезиса, зажатое между гипербазитами Ревдинского массива ГУГР на западе и силурийскими порфиритами на востоке, занимает почти всё пространство СМРТР. Вмещающие его океанические эффузивы превращены в настоящее время в различные зелёные сланцы.

Сульфидные трубы «чёрных курильщиков», аналогичные АГП СОХ и Манус (Тихий океан), и оруденелая фауна обнаружены и изучены на силурийском неметаморфизованном медно – цинко -колчеданном месторождении Яман-Касы. Во флюидных включениях простого состава преобладает NaCl с незначительной примесью $MgCl_2$ и низким содержанием солей (3-8 мас. %). Это указывает, что основой рудообразующих гидротерм в изученных трубах «курильщиков» являлась морская вода. Преобладающие температуры гидротермальных растворов составили 100-200°C. Для образцов, в которых исследовался кварц, характерно небольшое повышение солёности в интервале температур 100-200°C; для образца с баритом, наоборот, отчётливо выражена тенденция повышения солёности с повышением температуры гомогенизации [5].

В районе Кунгурского, Осиновского и Уфалейских месторождений силикатного никеля, изучавшихся автором в 2005-2007гг с целью добычи железа, никеля и кобальта методом подземного выщелачивания и Вязовского карьера строматолитовых известняков, океанические серпентиниты СМРТР залегают совместно с известняками, имеют суммарную мощность 0,6-0,8км и строение вулканогенных конгломератов, где в среднезернистой основной серпентинитовой массе флюидальной текстуры заключены овальные тела размером 0,2-15см с коркой гидроокислов железа. Внутренняя часть «галек» состоит из аморфного вещества, стекла или серпофита, а периферия – из антигоритового серпентинита перекрещенно – игольчатой текстуры. «Цементом» галек служит антигорит радиально-лучистого строения с примесью талька.

На Рогожинском месторождении силикатного никеля обнаружены две разновидности серпентинитов: первичные Уфалейского гипербазитового массива и вторичные океанические, глинистая кора выветривания по которым слагает собственно месторождение. Серпентиниты-1 имеют занозистый излом и мелко-, среднезернистый антигоритовый состав. Серпентиниты-2 с бугорчатой поверхностью излома сложены, в основном, радиально-лучистым антигоритом. В плане рудное тело имеет крабовидную форму, вытянутую с юго-запада на северо-восток, размеры 380х190м и продолжения по простиранию в обе стороны в виде конского хвоста. В разрезе оно представляет собой субвертикальное вулканическое жерло с трещинными подводящими каналами на глубине 200-250м, увеличением мощности тела до 120м и форму излившейся на восток лавы на поверхности. Здесь в настоящее время по проекту автора ведётся добыча Ni и Co методом ПВ.

Таким образом:

1)СОХ и СМРТР имеют большое количество идентичных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых: вулканогенно – гидротермально-биогенные колчеданные руды; океанические серпентиниты, строматолитовые известняки. Эти месторождения распределены неравномерно. Если в СМРТР расстояние между ближайшими месторождениями того или иного полезного ископаемого составляет несколько десятков (на севере – до 100), то в СОХ – несколько сотен километров и более.

2)Разница в количестве и качестве исследованных месторождений различных полезных ископаемых САХ и уральских РТР является следствием степени их изученности. Средний масштаб геологических работ уральских РТР – 1:50 000, СОХ – 1:1 000 000. Необходимо учитывать и возможности техники: на океаническом дне фиксируются только достаточно крупные объекты, расположенные на большом расстоянии друг от друга.

3)ГУГР и СМРТР являются долгоживущими. Приблизительный возраст становления первого – дорифейский PP_2-PP_4 по возрасту гранитизации 2,1-1,7 млрд. лет пород Тараташского комплекса (2,6 млрд. лет). Последнее время его активизации – T_3-J_1, когда образовались кристаллическое золото в глинистой линейной коре выветривания Пашийско-Промысловского разлома и Au-Pt-Pd минерализация в молодых джаспероидах Кокуйского месторождения (Северный Урал). Начальный возраст СМРТР – S_2, когда «всплыли» Салдинский, Мурзинско – Адуйский, Верхисетский, Сысертский, Уфалейский и др. гнейсо – мигматитовые комплексы. В последующий период он являлся основным уральским рифтом с медленным спрединтом, где, как и сейчас в СОХ, изливались эффузивы, частично или полностью превращавшиеся в океанические серпентиниты; при участии белых «курильщиков» и теплолюбивой микробиоты образовывались строматолитовые известняки, а чёрные и коричневые «курильщики» являлись источником колчеданного рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глаголев Е.В. – Месторождение кварца Гора Хрустальная, Минеральное сырьё Урала, №2(5), 2006, с. 40.
2. Глаголев Е.В. – Особенности образования Верхотурского месторождения золота, Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 10, изд. ПГУ, г. Пермь, 2007.
3. Глаголев Н.Е., Глаголев Е.В. – Современное образование сульфидов, Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 9, изд. ПГУ, г. Пермь, 2006, 76-85.
4. Шмачкова В.М., Глаголев Е.В. – Современное образование золота, Проблемы минералогии, петрографии и металлогении, Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, вып. 10, изд. ПГУ, г. Пермь, 2007.
5. Симонова В.А. и др. – Результаты термометрического и криометрического изучения флюидных включений в сульфидных трубах палеозойских колчеданных месторождений Урала в сравнении с данными по современным «чёрным курильщикам», Рудные м-ия: вопросы происхождения и эволюции. Мат. 4 Уральского металлогенического совещания, Миасс, изд. ИМ УрО РАН, 2005, 121-124.
6. Фардуст Ф. и др. – Легкоокисляющийся халькопирит из чёрных курильщиков гидротермального поля Рейнбоу, Новые данные о минералах, 2005, №40, 44-50.

СТРОЕНИЕ ГИГАНТСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Глазнев В.Н., Жирова А.М.

[1]Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, glaznev@geoksc.apatity.ru, anzhelaz@geoksc.apatity.ru

Хибинский и Ловозерский массивы Кольского полуострова – гигантские щелочные массивы, с которыми связаны основные месторождения апатитовых руд региона и редкометальные месторождения. Изучение их глубинного строения является актуальной задачей для региона и представляет интерес для формирования концепций образования и динамики развития этих магматических систем. Выяснение глубинного строения базируется на геофизических данных в виде объемных сейсмоплотностных моделей. Поэтому основной задачей исследования является создание трехмерной комплексной геофизической модели строения Хибинского и Ловозерского плутонов, а также выяснение взаимоотношений этих плутонов с прилегающими геологическими структурами. Построение комплексной модели земной коры основано на согласованной интерпретации наблюденных геофизических полей и максимально возможном учете априорной геологической информации о поверхностных образованиях региона. Область моделирования, исходя из особенностей решения обратных задач, охватывает центральную часть Кольского региона (рис. 1).

В качестве исходных сейсмических данных использованы первые вступления рефрагированных волн по материалам региональных исследований ГСЗ и детальных работ МОВ, выполненных на территории Хибинского массива и его обрамления. Всего использовано свыше 500 лучей ГСЗ и свыше 700 лучей МОВ. Результаты детальных сейсмотомографических расчетов [1], основанные на данных МОВ в количестве свыше 1800 лучей, использованы в качестве фиксируемых граничных условий, неизменных в ходе основного этапа скоростного моделирования. Исходными гравиметрическими данными явились результаты гравиметрических съёмок в крупных масштабах, а также петроплотностные материалы по региону.

Построение объемных геофизических моделей изучаемых объектов требует решения ряда проблем, которые связаны с: а) разнородным и недостаточно качественным, с точки зрения сейсмической томографии, исходным сейсмическим материалом; б) сложной формой сводного годографа первых вступлений сейсмических волн; в) пересеченным рельефом района исследования; г) необходимостью учета влияния термодинамических условий на физические свойства пород, а также с использованием априорных ограничений в задаче сейсмической томографии. Для построения объемных моделей в этих условиях разработана технология интерпретации сейсмических наблюдений (рис. 2).

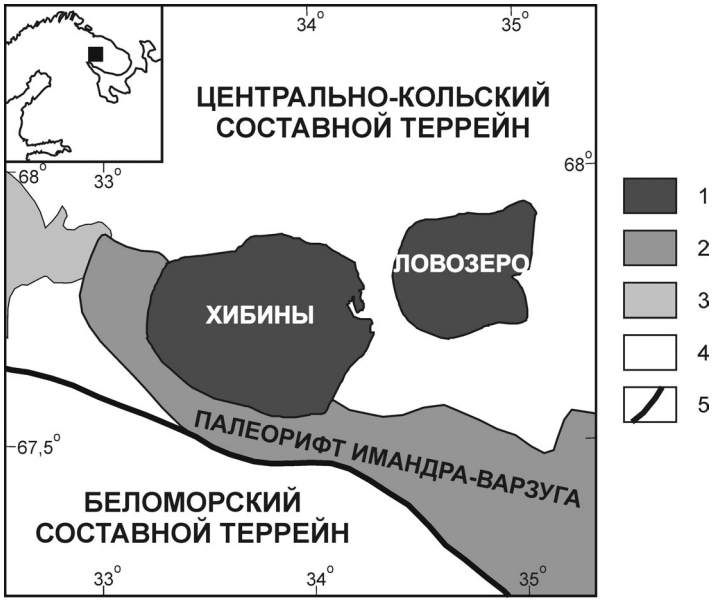


Рис. 1. **Схема района исследований:**

1 – палеозойские щелочные массивы; 2 – раннепротерозойский рифтогенный комплекс; 3 – раннепротерозойские габбро-анортозиты и перидотиты; 4 – архейские гранитогнейсы; 5 – главные разломы (границы террейнов)

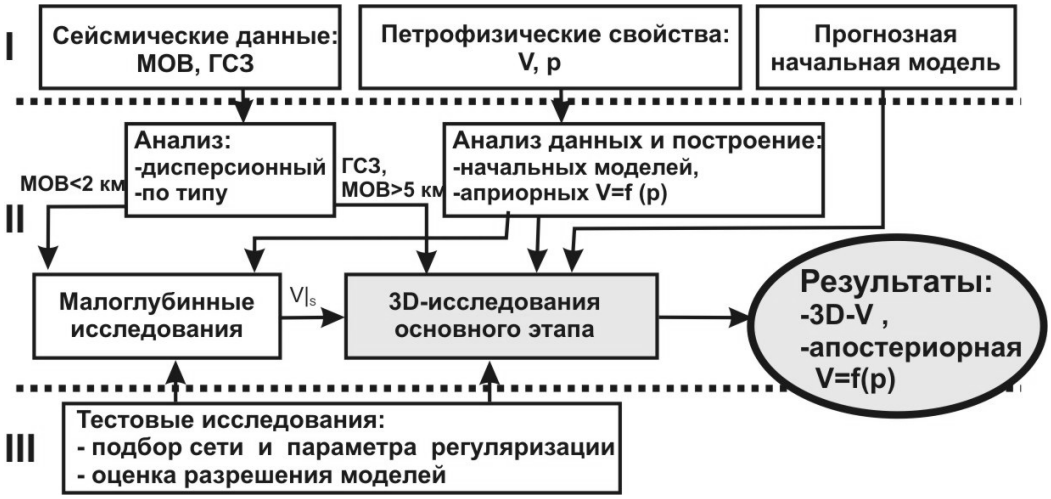


Рис. 2. **Блок-схема технологии интерпретации сейсмических наблюдений**

Собранные геофизические и петрофизические материалы сформированы в базе данных для ГИС ArcView 3.2. Плотность поверхностных пород изменяется в диапазоне от 2.55 до 3.25 г/см^3. На фоне среднего значения плотности в 2.722 г/см^3 плотность пород, слагающих собственно Хибинский массив (2.60-2.67 г/см^3) и Имандра–Варзугскую структуру (2.85-2.95 г/см^3) проявляется как значительные аномальные объекты. Для выполнения моделирования все указанные данные были синтезированы по сетке 1 х 1 км.

Одной из наиболее важных проблем трехмерного моделирования является выработка правил перехода между различными физическими моделями среды. В качестве таковых были использованы выявленные корреляционные взаимосвязи между скоростью и плотностью пород изучаемого региона [2]. Использование такого рода взаимосвязи наиболее адекватно отвечает задачам геофизического моделирования при решении прямых и обратных задач гравиметрии в комплексе с сейсмической информацией о строении реального участка земной коры.

В основу начального приближения геологической модели региона положены современные представления о строении и эволюции Карело-Кольского региона [3]. При построении исходной модели выполнена некоторая её генерализация, обеспечившая выделение достаточно крупных структурно-вещественных комплексов, которые могут быть реально прослежены в глубины коры. Особое внимание было уделено главным геологическим и тектоническим границам, непосредственно установленным методами геологического картирования. Все указанные данные послужили основой при комплексном геофизическом моделировании.

Построение объемных моделей осуществлялось с использованием подходов, разработанных В.Н. Страховым [4] и Г.Я. Голиздрой [5] и развитых в работах В.Н. Глазнева [6]. Процедура комплексной инверсии данных гравиметрии и сейсмометрии представляет итерационную последовательность решений обратной задачи в рамках одного метода и использование полученного решения как начального приближения для другого метода. Вычислительные особенности задачи гравиметрии рассмотрены в работах [7], [8]. Для решения задачи сейсмической томографии использованы классические подходы [9], [10], которые реализованы в коммерческом пакете «Firstomo» [11]. Сеть трехмерных расчетов выбрана из соображений достаточно надежного представления аномальных объектов: для плотностной модели 1x1 км в плане, а для скоростной модели 4x4 км. На первой стадии интерпретации были созданы численные плотностная и скоростная модели среды, соответствующие её начальному геологическому приближению. Далее были вычислены невязки гравитационного и временного полей, которые и использовались при итерационном решении обратных задач в рамках каждого из методов. Согласование моделей выполнялось по принципам последовательного перехода от одной модели среды к другой, т.е. решение гравиметрической задачи проверялось сейсмической задачей и обратно. Остановка итерационного процесса осуществлялась по достижению заданного уровня обобщенной невязки решений.

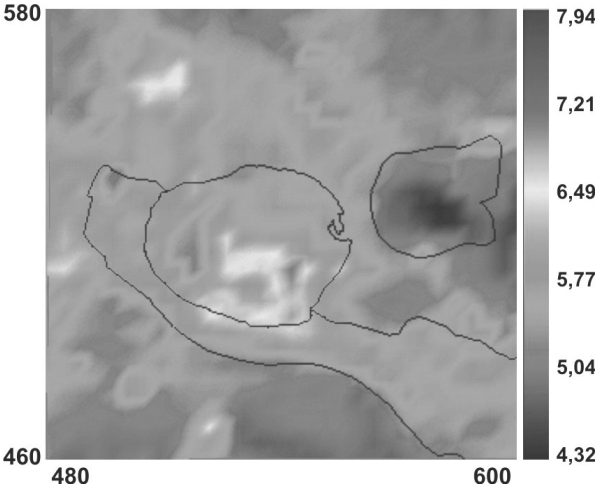


Рис. 3. **Горизонтальный срез на уровне 3 км глубины результативной объемной модели скорости (значения в км/с)**

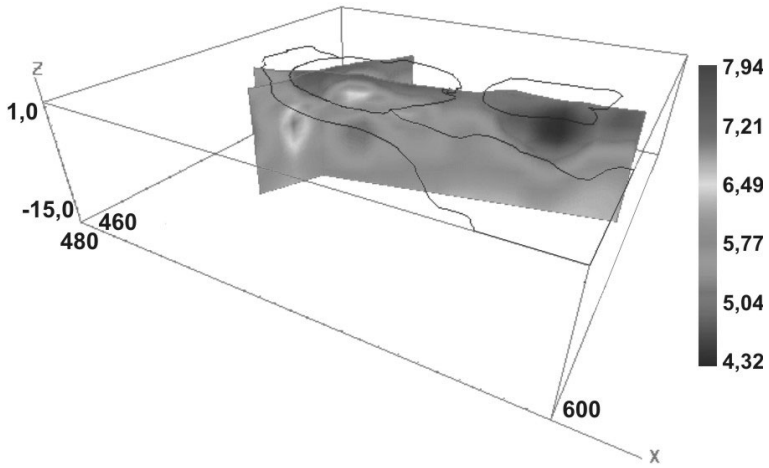


Рис. 4. **Сечения XY скоростной модели Хибинского и Ловозерского массивов (значения в км/с)**

Согласно результатам моделирования, Хибинскому массиву в целом соответствует низкоскоростная аномалия, проявляющаяся на глубинах от поверхности до 11 км. Установлены две высокоскоростные аномалии на глубине 1.5 и 3 км (см. рис. 3 и 4) в центральной части, а также третья высокоскоростная аномалия на уровне 5÷6 км и глубже, локализующаяся в северной части массива. Последняя, возможно, связана с выступом корневой части комплекса эндербитов и тоналитов, что подтверждает результаты более ранних исследований на профиле Заполярный-Умбозеро [6].

Ловозерский массив в поле скорости выделяется низкоскоростной аномалией (рис. 4). Результаты моделирования скоростного строения верхней коры показывают, что существующее представление о лакколитообразной форме Ловозерского массива в целом подтверждается морфологией низкоскоростной аномалии в интервале глубин от поверхности до 7÷9 км. Скоростное строение Хибинского массива, выраженное в чередовании аномалий положительного и отрицательного знака в средней части массива, свидетельствуют о его более сложном строении, чем существующие на сегодняшний день представления, сформулированные в прогнозной геологической модели среды (см. рис. 5).

Так, характер юго-западного контакта массива с окружающими породами, глубина дна плутона и высокоскоростные аномалии в центральной его части демонстрируют отличия полученной модели строения Хибинского плутона от прогнозной модели (рис.5). В частности, установлено, что выполаживание юго-западного контакта массива с протерозойскими эффузивами происходит на глубине до 4 км. На глубинах свыше 4 км наблюдается более крутое падение контакта до уровня 10÷12 км. Установленные в центральной части массива аномалии высокой скорости также не соответствует прогнозной схеме строения массива. Согласно прогнозной модели характер и глубина донной части остаются неясными, по результатам же настоящего моделирования она устанавливается на глубине 11÷12 км.

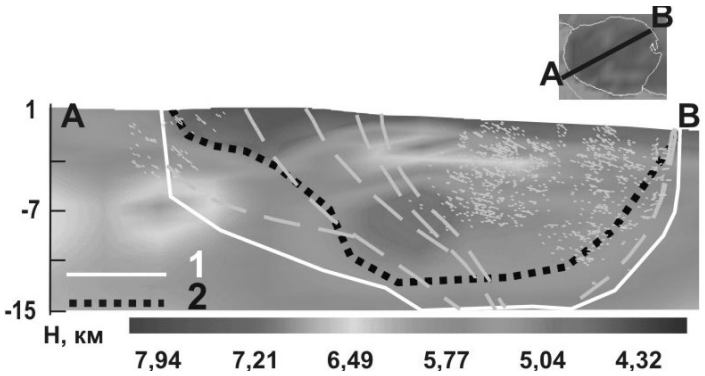


Рис.5. **Сравнение результатов сейсмоплотностного моделирования (2) и прогнозной модели (1)**

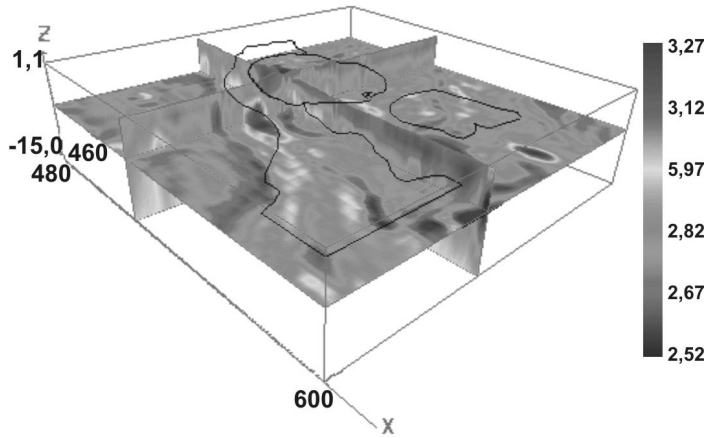


Рис. 6. **Сечения объемной модели плотности (значения в г/см^3)**

В целом результаты плотностного моделирования строения верхней коры подтверждают материалы скоростного моделирования о сложном строении Хибинского массива, что, возможно, является результатом более сложной эволюции этого плутона (рис. 6).

Работа выполнена по грантам РФФИ 07-05-00397 и 07-05-13579- офи_ц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Zhirova. A. Using a priory data in the problems of seismic tomography. / Proceedings of the 5 th International Conference «ProblemsROBLEMS OF GEOCOSMOS». Editors: A. A. Kovtun and other. SPb. SU. 2004. p.240

2. Глазнев В., Жирова А., Тюремнов В. Физические свойства пород Хибинского массива и его обрамления // Материалы одиннадцатой Международной научной конференции «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере». Сыктывкар, 2005. С. 62-64.

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

4. Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР, сер. Физика Земли. 1984. 6. С. 44-63.

5. Голиздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. – М.: Недра, 1988, 212 с

6. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. – Апатиты, 2003. – 252 с.

7. Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В. и др. Трехмерная модель верхней коры района Киттила-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сб. материалов, посвященный 40-летнему юбилею кафедры геофизики ВГУ. – Воронеж: ВГУ, 2002. -С. 11-20.

8. Раевский А.Б. Применение линейных трансформаций при гравитационном моделировании верхней части земной коры на кристаллических щитах // Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М., ИФЗ РАН, 1984. – 17 с.

9. Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике / Г. Нолет, К. Чепмен, А. Ван дер Слиус и др.: Пер. с анг. – М.: Мир, 1990. – 416 с.

10. Яновская Т.Б. Проблемы сейсмической томографии: Сб. статей / Проблемы геотомографии. – М.: Наука, 1997. – С. 86-98.

11. Ditmar P. and Roslov Yu. Non-linear tomographic inversion of seismic data. International Geophysical Conference SEG-93. M., 1993. p.105.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗОНАНСНЫХ ЯВЛЕНИЙ В СЕЙСМОЛОГИИ

Глинская Н.В., Морозов В.Н.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана», г. Санкт-Петербург, labmgm@yandex.ru, palvas@mail.ru

Рассматривается возбуждение резонанса в акустических колебаниях в природных резонаторах, возникающих в земной коре при различных тектонических процессах, приходящих от некоторого источника акустического излучения. Для случая резонатора в виде параллелепипеда, основное уравнение, описывающее резонансные явления имеет вид [1]:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} - c_3^2\left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}\right) = G(x,y,z)e^{i\omega t} \tag{1}$$

где G(x,y,z) – функция, определяющая вынужденное осциллирующее воздействие источника с частотой ω, p – вариации давления в резонаторе, c3 – скорость звука, t – время, x,y,z – декартовые координаты.

Возьмем собственные функции уравнения (1) в следующем виде:

$$P_{n,m,s} = \cos\frac{\pi n x}{b}\cos\frac{\pi m y}{c}\cos\frac{\pi s z}{a} \tag{2}$$

где m,n,s – целые числа, принимающие значения 0, 1, 2…

0<x<b, 0<y<c, 0<z<a

Будем искать решение уравнения (1) в следующем виде:

$$p=A_{n,m,s}\,P_{n,m,s}= A_{n,m,s}(t)\,P_{n,m,s}(x,y,z) \tag{3}$$

предполагая, что

$$G(x,y,z)= G_{n,m,s}\,P_{n,m,s}(x,y,z) \tag{4}$$

Подставляя выражения (3) и (4) в (1) получим уравнение для определения An,m,s(t):

$$\frac{\partial^2 A_{n,m,s}}{\partial t^2} + c_3^2\left[\left(\frac{\pi n}{b}\right)^2 + \left(\frac{\pi m}{c}\right)^2 + \left(\frac{\pi s}{a}\right)^2\right] = G_{n,m,s}e^{i\omega t}$$

Выражение:

$$\omega_{n,m,s}^2 = c_3^2\left[\left(\frac{\pi n}{b}\right)^2 + \left(\frac{\pi m}{c}\right)^2 + \left(\frac{\pi s}{a}\right)^2\right] \tag{6}$$

определяет собственные частоты резонатора.

Приведем численные значения для собственных циклической частоты fn,m,s, которая связана с собственными круговыми частотами – резонатора со соотношением: $f_{n,m,s} = \dfrac{\omega_{n,m,s}}{2\pi}$

Учитывая эту связь из соотношения (6) получим:

$$f_{n,m,s} = \frac{c_3}{2}\left[\left(\frac{n}{b}\right)^2 + \left(\frac{m}{c}\right)^2 + \frac{s^2}{a}\right]^{1/2} \tag{7}$$

В случае: a=b=c (кубический резонатор) из формулы (7) имеем

$$f_{n,m,s} = \frac{c_3}{2a}\left(n^2+m^2+s^2\right)^{1/2} \tag{8}$$

Для последовательности резонаторов с размерами: a=10 м, 100 м, 200 м, 500 м гц (8) получим следующие численные значения для частот fn,m,s при c3=3000 м/с

$$f_{n,m,s}(a=10м) = 150c^{-1}(n^2+m^2+s^2)^{1/2}$$

$$f_{n,m,s}(a=100м) = 15c^{-1}(n^2+m^2+s^2)^{1/2}$$

$$f_{n,m,s}(a = 200м) = 7{,}5c^{-1}(n^2 + m^2 + s^2)^{1/2}$$
$$f_{n,m,s}(a = 500м) = 3c^{-1}(n^2 + m^2 + s^2)^{1/2} \quad (9)$$

Решение уравнения (5) представляется в следующем виде:

$$A_{n,m,s} = C_1 e^{i\omega_{n,m,s}t} + C_2 e^{-i\omega_{n,m,s}t} + \frac{G^2_{n,m,s}}{\omega^2_{n,m,s}\omega^2} e^{i\omega t} \quad (10)$$

Первые два члена в (10) определяют свободные колебания резонатора, а третий член – вынужденные колебания.

При ω близкой к одной из собственных частот ωn,m,s амплитуда вынужденных колебаний растет. При $\omega \to \omega_{n,m,s} A_{n,m,s} \to \infty$

Решение уравнения (5) при ω=ωn,m,s имеет вид:

$$A_{n,m,s} = C_1 e^{i\omega_{n,m,s}t} + C_2 e^{i\omega_{n,m,s}t} + \frac{G_{n,m,s}}{2i\omega_{n,m,s}} t e^{i\omega_{n,m,s}t} \quad (11)$$

Как следует из (11) в этом случае имеет место рост амплитуды вынужденных колебаний линейно со временем, который может быть ограничен диссипацией акустических колебаний или конечным временем действия вынуждающего воздействия.

Оценим энергию вынужденных колебаний в резонаторе при ω=ωn,m,s. Для этого воспользуемся следующей формулой для энергии колебаний в резонаторе [2]:

$$\int_v \left(\rho_0 \frac{V^2_{n,m,s}}{2} + \frac{c_3^2 \rho'^2_{n,m,s}}{2\rho_0} \right) d\nu = \widehat{E}_{n,m,s} \quad (12)$$

$$E_{n,m,s} = \frac{\rho_0 V^2_{n,m,s}}{2} + \frac{c_3^2 \rho'^2_{n,m,s}}{2\rho_0} \quad (13)$$

Для кубического резонатора:

$$\frac{\omega^2_{n,m,s}}{c_3^2} = \frac{\pi^2}{a^2}\left(n^2 + m^2 + s^2\right) \quad (14)$$

Для вычисления воспользуемся формулами:

$$p = A_{n,m,s} P_{n,m,s} = \frac{f_{n,m,s} t}{2i\omega_{n,m,s}} e^{i\omega_{n,m,s}t} p_{n,m,s}$$
$$\vec{V}_{n,m,s} = -\frac{1}{i\omega_{n,m,s}\rho_0} A_{n,m,s} \overset{\partial}{\nabla} P_{n,m,s}$$
$$\rho'_{n,m,s} = \frac{-\rho_0}{i\omega_{n,m,s}} aiVV'_{n,m,s} \quad (15)$$

Вычисляя (9) получим:

$$\widehat{E}^c_{n,m,s} = \left(\frac{1}{64} \cdot \frac{G^2_{n,m,s} t^2}{\omega^2_{n,m,s}\rho_0 c_3^2} + \frac{G^2_{n,m,s} t^2}{128\omega^2_{n,m,s}\rho_0 c_3^2} \right) a^3 \quad (16)$$

Если спектр воздействия широкий, т.е. включает многие собственные частоты резонатора, то наиболее энергосодержащими частотами будут низкие частоты.

Вместе с тем вычисление энергии свободных колебаний в объеме резонатора на частоте $\omega = \omega_{n,m,s}$ дают величину:

$$\widehat{E}^{c}_{n,m,s} = \left(\frac{A^2_{n,m,s}}{8\rho_0 c_3^2} + \frac{A^2_{n,m,s}}{16\rho_0 c_3^2} \right) a^3 \tag{17}$$

В случае свободных колебаний резонатора энергии, приходящаяся на частоту $\omega_{n,m,s}$ не зависит от нее.

Вместе с тем число колебаний, лежащих в интервале от $\omega_{n,m,s} = \omega_{n,m,s} + d\omega_{n,m,s}$ определяется выражением [3]:

$$N\omega_{n,m,s} = \frac{4\pi\omega^2_{n,m,s} d\omega_{n,m,s}}{(2\pi c_3)^3} a^3 \tag{18}$$

Из (16) следует, что поскольку с ростом n,m,s частота $\omega_{n,m,s}$ растет, то число колебаний Nn,m,s также растет, отсюда следует, что растет энергия свободных колебаний в резонаторе с ростом частоты $\omega_{n,m,s}$.

Обратимся к рассмотрению следующей задачи. Пусть задана последовательность кубических резонаторов с размерами а1=10 м, а2=100 м, а3=200 м, а4=500 м, а5=200 м и а6=100 м. Собственные частоты таких резонаторов определяются формулами (9):

$$f^5_{n,m,s} = f^3_{n,m,s} \rangle f^6_{n,m,s} = f^2_{n,m,s} \tag{17}$$

Под влиянием широкополосного по частоте воздействия на эти резонаторы, в случае резонатора с а1=10 м в нем будут возбуждаться резонансные колебания, которые свободно будут распространяться через резонаторы больших размеров. При возбуждении резонансных колебаний в резонаторе с а2=100 м, они также будут проходить через резонаторы больших размеров, но возможно будут усиливаться в резонаторе с а6=100 м. резонансные колебания возбуждаемые в резонаторе с а3=200 м, будут проходить через резонатор с а4=500 м будут усилены в резонаторе с а5=200 м и ослабляться при прохождении резонатора с а6=100 м. наконец резонансные колебания в случае резонатора с а4=500 м могут не проходить через резонаторы с а5=200 м, а6=100 м, не замечая их, но претерпевая некоторое рассеяние, которое тем больше, чем ближе длина акустических волн к размерам резонатора.

Как следует из (14) энергия, возбуждаемых при резонаторе гармоник обратно пропорциональна квадрату их частоты, т.е. низкочастотные гармоники содержат больше энергии.

Рассматривая распространение акустических волн от некоторого источника в земной коре можно сказать следующее. Будем считать излучение широкополосным. Низкочастотное излучение (~1 гц) распространяется в земной коре свободно со скоростью С3 причем эта скорость совпадает с групповой скоростью распространения колебаний. Высокочастотное акустическое излучение (~100 гц) может попадать в ограниченные слоистые образования, являющиеся волноводами-резонаторами с собственными частотами близки к 100 гц (по крайней мере для первой гармоники). Возникает явление резонанса, в результате которого высокочастотное акустическое излучение усиливается. В процессе усиления при частотах f близких к f m,n групповая скорость резонансных волн уменьшается в соответствии с формулой [1]

$$V_{гр} = \frac{d\omega}{dk} = c_3 \frac{\left(f^2 - f^2_{m,n}\right)^{1/2}}{f} < c_3 \tag{19}$$

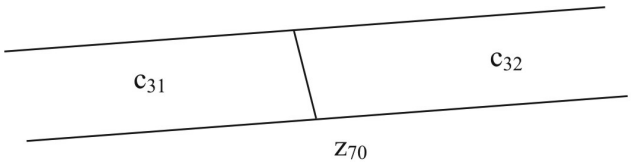
Из выражения (1) следует, что при f→fm,n Vгр стремится к нулю, т.е. в резонансной области волновода-резонатора будет иметь место накопление энергии волн идущих от источника с медленным переносом ее в другие области (части) волновода. Пусть, например, Vгр=13 м/с, а с3=3000 м/с, тогда из (19) получим то, что fm,n/f=0.9999812. Перенос энергии высокочастотного акустического излучения в волноводе-резонаторе происходит с меньшей скоростью, чем перенос низкочастотного акустического излучения. Этот физический результат может служить основой для прогноза сейсмических процессов, в результате которых возникают эти волноводы-резонаторы-ловушки. В рассматриваемом подходе важно, чтобы резонатор сохранял свои волноводные свойства.

Например, если сечение волновода 10×10 м, то его длина должна быть больше 10 м (например, 100 м). Тогда это согласно Лайтхиллу [1] это будет волновод-резонатор с собственными частотами:

$$f_{m,n} = \frac{c_3}{2a}\left(m^2 + n^2\right)^{1/2} \tag{20}$$

где а – длина стороны сечения волновода (предполагается, что сечение является квадратом).

В связи с рассмотрением выше задачей о резонансном усилении акустических колебаний, полухим решение задачи о прохождении этих колебаний через границу двух волноводов с одинаковыми поперечными сечениями, но с различными скоростями звука в этих волноводах (см. рис.).



Пусть слева от границы z=0 (это при рис.) возмущение давления определяется соотношением:

$$p_1 = \cos\frac{\pi n x}{a}\cos\frac{\pi m y}{a}(c_1 e^{-ik_{z1}z} + c_2 e^{ik_{z}z})e^{-i\omega t}$$

$$k_{z1}^2 + \left(\frac{\pi n}{a}\right)^2 + \left(\frac{\pi m}{a}\right)^2 = \frac{\omega^2}{c_{31}^2} \quad (21)$$

где a – длина стороны сечения волновода (предполагается, что сечение волновода квадратное), c1, c2 – постоянные. Справа от волновода при z>0 возмущение давления представляется в виде

$$p_2 = \cos\frac{\pi n x}{a}\cos\frac{\pi m y}{a}c_3 e^{-ik_{z1}z}e^{-i\omega t}$$

$$k_{z2}^2 + \left(\frac{\pi n}{a}\right)^2 + \left(\frac{\pi m}{a^2}\right)^2 = \frac{\omega^2}{c_{32}^2} \quad (22)$$

Постоянна c2 определяет амплитуду над секущей на границу z=0 волны, c1 – амплитуда отраженной волны, а c3 – амплитуда, проходящей в правом волноводе волны.

Пусть c2 задача, тогда постоянные c1 и c2 находятся из условий непрерывности давлении и скорости движения вещества в волне, перпендикулярной границе z=0:

$$p_1\big|_{z=0} = p_2\big|_{z=0}$$

$$\frac{1}{\rho_1}\frac{\partial p_1}{\partial z}\Big|_{z=0} = \frac{1}{\rho_2}\frac{\partial p_2}{\partial z}\Big|_{z=0} \quad (23)$$

Где ρ1 и ρ2 – плотности вещества в левом и правом волноводах. Используя эти условия, получим следующие выражения для c1 и c3.

$$c_1 = \frac{\frac{k_{z1}}{\rho_1} - \frac{k_{z2}}{\rho_2}}{\frac{k_{z1}}{\rho_1} + \frac{k_{z2}}{\rho_{23}}}c_2, c_3 = \frac{2\frac{k_{z1}}{\rho_1}}{\frac{k_{z1}}{\rho_1} + \frac{k_{z2}}{\rho_2}}c_2 \quad (24)$$

Отраженная от границы z=0 энергия акустических колебаний определяется соотношением:

$$\frac{|c_1|^2}{|c_2|^2} = \frac{\frac{k_{z1}}{\rho_1} - \frac{k_{z2}}{\rho_2}}{\frac{k_{z1}}{\rho_1} + \frac{k_{z2}}{\rho_2}} \quad (25)$$

Приходящая в правый волновод доля энергии акустических колебаний представляемая выражением:

$$1 - \frac{|c_1|^2}{|c_2|^2} = \frac{4k_{z1}\cdot\frac{k_{z2}}{\rho_1}\frac{}{\rho_2}}{\left(\frac{k_{z1}}{\rho_1} + \frac{k_{z2}}{\rho_2}\right)^2} \quad (26)$$

$\frac{k_{z1}}{\rho_1} = \frac{k_{z2}}{\rho_2}$

При ρ_1 ρ_2 отраженная энергия равна нулю, а доля проходящей энергии равна единице.

Полученные соотношения справедливы, если длина волны акустических колебаний значительно больше зоны перехода на границе волноводов от скорости звука c31 к скорости c32 во втором волноводе (см. рис.).

ВЫВОДЫ

1.Проведенные расчеты показывают, что при широкополосном по частоте воздействии источника на кубические резонаторы с размерами а=10 м, 100 м, 200 м, 500 м могут возникать резонансные явлении, связанные с возбуждением собственных частот резонаторов. При этом максимальная энергия сосредоточена в собственных резонансных частотах низкочастотного диапазона.

2.Запаздывание прихода высокочастотного акустического излучения по сравнению с низкочастотным и имеющего более высокую интенсивность может указывать на образование вследствие тектонических процессов волноводов-резонаторов-ловушек, являющихся предвестниками землетрясений, хотя это излучение может ослабляться за счет рассеяния на неоднородностях.

3.Для двух волноводах, примыкающих друг к другу но с различными скоростями распространения акустических колебаний получены соотношения, связывающие энергию, отраженного и проходящего потока акустических колебаний с энергией падающих на границу раздела двух волноводов акустических колебаний. В дальнейшем следует рассмотреть случай линейного перехода от волновода со скоростью с31 к волноводу со скоростью с32.

4.Построение теоретических математических моделей резонансных явлений позволят находить их экспериментальные (физические) аналоги в практике интерпретации сейсмических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д.Лайтхилл. Волны в жидкостях. М, «Мир», 1981.
2. Л.Д.Ландау и Е.М.Лифшиц. Гидродинамика, М. «Наука», 1988.
3. В.Г.Левич. курс теоретической функции, Т.1, М «Наука», 1969.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СВЕРХДАЛЬНЕГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ИМПУЛЬСАМ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Глинская Н.В., Тимичева В.М., Прялухина Л.А., Паламарчук В.К., Мищенко О.Н.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана», г.Санкт-Петербург, labmgm@yandex.ru, palvas@mail.ru

В земной коре имеется множество горизонтальных и вертикальных низкоскоростных сейсмических каналов – волноводов. Роль этих каналов в системе ″очаг – оболочка очага – место разрыва″ и прогнозировании землетрясения огромна. Также очевидна их роль в распространении волновой энергии на значимые расстояния. Это относится к волноводам, по которым распространяются упругие колебания, выступающие в роли сейсмоакустических предвестников. Точно также можно рассматривать волноводы для других предвестников. К примеру, импульсному акустическому излучению.

Если в земной коре и верхней мантии имеется низкоскоростной канал, то волны, исходящие из источника под малым углом к этому каналу, будут «пойманы» в этом канале и уже не уйдут из него. Если таких источников будет много, то суммарная энергия таких источников в виде акустической эмиссии за некоторый промежуток времени может быть существенной, особенно если канал имеет протяженные (сотни километров), но ограниченные размеры.

Наличие низкоскоростных каналов – волноводов объясняет тот факт, почему наблюдается сверхдальнее распространение волновых и других предвестников землетрясений, в том числе импульсов акустической эмиссии, по которым в этих случаях выполняются, казалось бы, невероятные прогнозы. Наша задача – обеспечить возможность такого предсказания и увеличить его надежность путем разработки волноводной теории и технологии прогноза землетрясений, включающей, в том числе поиск каналов – волноводов и выбор мест установки станций.

Волновод можно, неформально говоря, определить как явление аномальной концентрации и избирательного распространения волновых полей без заметных энергетических потерь на значительные расстояния. Это эффект характерен именно для неоднородных сред и не наблюдается в однородном случае. Да и неоднородная среда должна иметь соответствующее «благоприятное» строение, чтобы в ней могли возникать и протекать волновые процессы. Простейшая ситуация, которая порождает волновод – действующий источник поля внутри однородного сильно вытянутого бруса вещества, «прозрачного» для волнового поля рассматриваемого вида, и заключенного в «кожух» с абсолютно отражающими это поле боковыми стенками. Существуют различные критерии и способы определения наличия или возможности волноводов для различного вида волн в неоднородных средах достаточно произвольного строения. Заметим, что наличие в среде волновода, т.е. выделенной области с повышенной плотностью волновой энергии и преимущественными условиями распространения волн, автоматически влечет наличие в среде областей с пониженной плотностью энергии, так сказать «теневых» зон для рассматриваемого волнового поля.

Геологическое строение отдельных участков земной коры весьма способствует возникновению волноводов ряда геофизических полей (акустических, сейсмических, электромагнитных) и зачастую каналы переноса акустической, сейсмической, электромагнитной энергии в земной коре пространственно совмещены. Наряду с волноводами и зонами их выхода на дневную поверхность, естественным образом возникают теневые области и зоны для полей указанного вида. Исследование и картирование волноводов, зон их выхода на дневную поверхность, а также теневых областей и зон для основных геофизических полей – важная сейсмо-геологическая задача. Ее решение совершенно необходимо при планировании сетей геофизических обсерваторий, вариационных станций и точек геофизических наблюдений, предназначенных для геофизического мониторинга исследуемых объектов.

Известно, что в волноводе при полном внутреннем отражении плоской монохромной волны ее фаза меняется скачком. Если угол падения изменяется от критического угла полного внутреннего отражения до 90°, то сдвиг фазы меняется от 0° до 80°. Так как изменение фазы не зависит от частоты, а только от угла падения и акустических параметров границы раздела, то форма импульса будет менять свою форму.

Это изменение можно теоретически рассчитать в слое с заданными акустическими параметрами. Однако, флуктуации границ раздела и скоростей внутри волновода не позволяют надеяться на высокую надежность таких расчетов. Да и нужно ли это? Для использования импульсов в качестве сигналов-предвестников достаточно показать их сверхдальнее распространение и принципы этого распространения, так как именно они определяют методику их регистрации, в которую входят: выбор места установки датчиков мониторинговой станции, параметров полезных сигналов, времени регистрации и др. признаков.

Распространение импульса в волноводе будет происходить в виде прямого и многократных отражений от обеих границ сигналов (рис. 1, волновод III).

Если учесть тот факт, что вдоль волновода изменяется скорость и мощность слоя, то импульсы будут распространяться на большие расстояния с изменением формы по законам нелинейной акустики, что приводит к увеличению амплитуды некоторых частот. Поэтому выделение предвестников импульсного характера следует производить не только по форме, но и по амплитуде.

Как показывают исследования, спектры акустических предвестников в интервале частот мониторинга практически не имеют нулевых соседних интервалов. Поэтому наблюдатель всегда имеет дело с наложением двух синусоидальных волн равной амплитуды, но со слегка отличающимися длинами волн. При их сложениях образуются биения, а при больших значениях разности более высокие «несущие» частоты модулируются низкими, в т.ч. импульсами (см. рис. 1, волноводы I и II). Кроме того, высокие частоты в волноводе могут быть модулированы не попавшими в волновод импульсами.

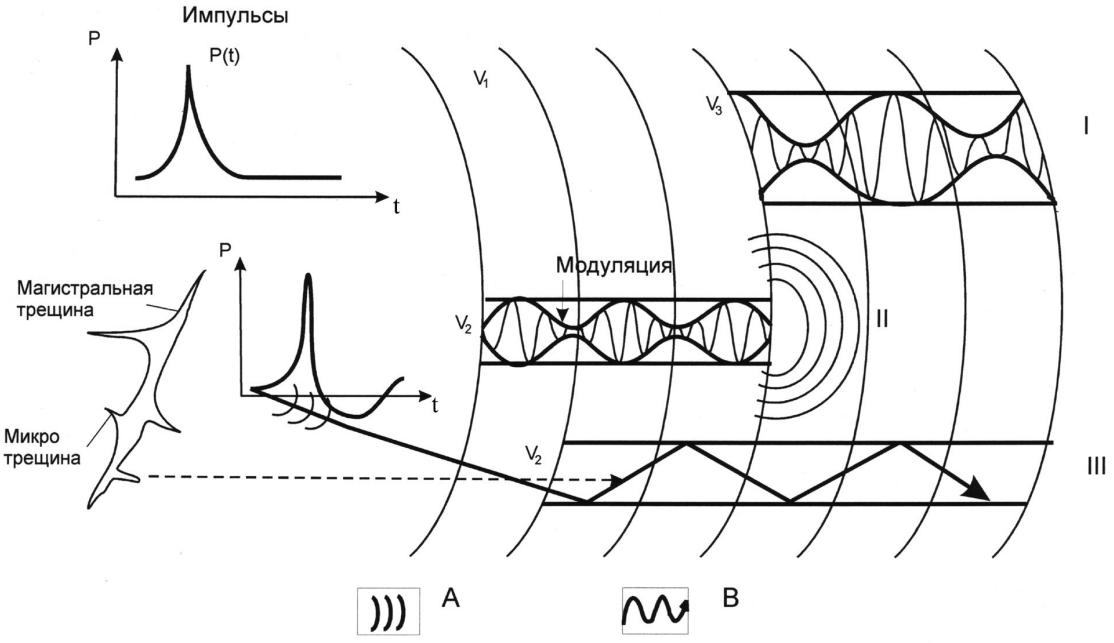


Рис. 1. **Схема распространения акустической эмиссии в среде: $V_1>V_3>V_2$. Волноводы: I, II, III. A – изохронны, B – лучи**

На рис. 2 приведен пример прогнозирования землетрясения по импульсам акустической эмиссии, полученных по превышению импульсов над огибающей сигналов с учетом фонового распределения импульсов.

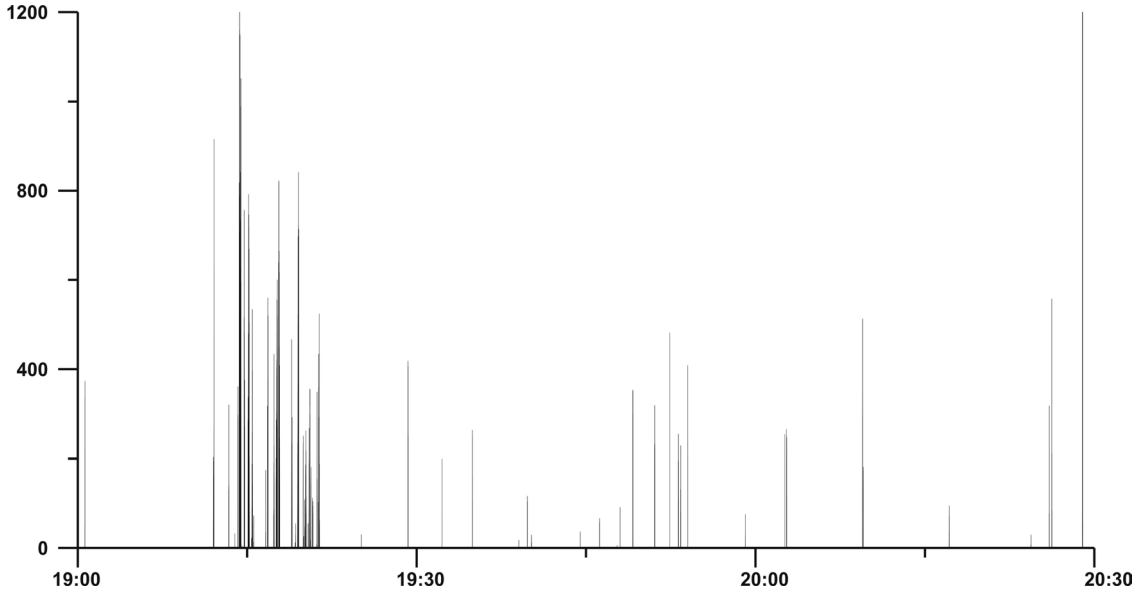


Рис. 2. **Распределение импульсов акустической эмиссии перед землетрясением 2 ноября 2005 года в 20:11:45**

Землетрясения с магнитудой M=2.6 произошло в 20:11:45 на расстоянии R=138.5 км. Как следует из рисунка 2, серия импульсов наблюдалась за 50-60’ в течение около 15 минут. После землетрясения импульсы прекратились. Одиночные импульсы происходили перед землетрясением и после него и были вызваны, по-видимому, микроземлетрясениями, которые происходили начиная с 20:01:00 и были, вероятно, активизированы основным землетрясением.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КРУПНОГО ИМПАКТНОГО СОБЫТИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ (Котуйканская кольцевая структура)

Глуховский М.З.[1], Баженова Г.Н.[2]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, marat@ ilran.ru
[2]Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Цель исследования – идентификация крупной (диаметр 250 км) Котуйканской кольцевой структуры на севере Сибирской платформы как реликта ударного кратера, путем решения задач по выявлению мега-,макро- и микроскопических критериев импактного события [7].

К мегаскопическим критериям относят кольцевые структуры, которые видны на космических снимках низкого и среднего разрешения, а также характеристики их аномальных геофизических полей – магнитного и гравитационного.

Котуйканская кольцевая структура (см. рис.), видна на всех без исключения космических снимках, полученных с разных спутников и в разные времена года. Ее больший западный сегмент охватывает область развития платформенного чехла, а восточный занимает западную часть Анабарского щита. Если первый из них отличается темным фототоном, то второй – светлым, что связано с особенностями ландшафта. Так, в пределах платформенной части развита густая лиственная тайга, которая контрастирует с окружающей лесотундрой. На щите – это ортогональная система гидросети с залесенными долинами на преобладающем светлом фоне каменных развалов на склонах и водоразделах. Эти ландшафтные особенности Котуйканской структуры связаны с раздробленностью фундамента, что способствовало выходу глубинного теплового потока и появлению аномального растительного ареала, а также ориентировке гидросети (см. ниже).

Глубинные неоднородности и морфология Котуйканской структуры подчеркиваются кольцевой зональностью магнитных положительных и отрицательных аномалий, особенно в центре структуры. Общее гравитационное поле структуры (в редукции Буге) характеризуется дефицитной плотностью, тогда как в ее центре выделяется изометричный (до 80 км в диаметре) ареал избыточной плотности.

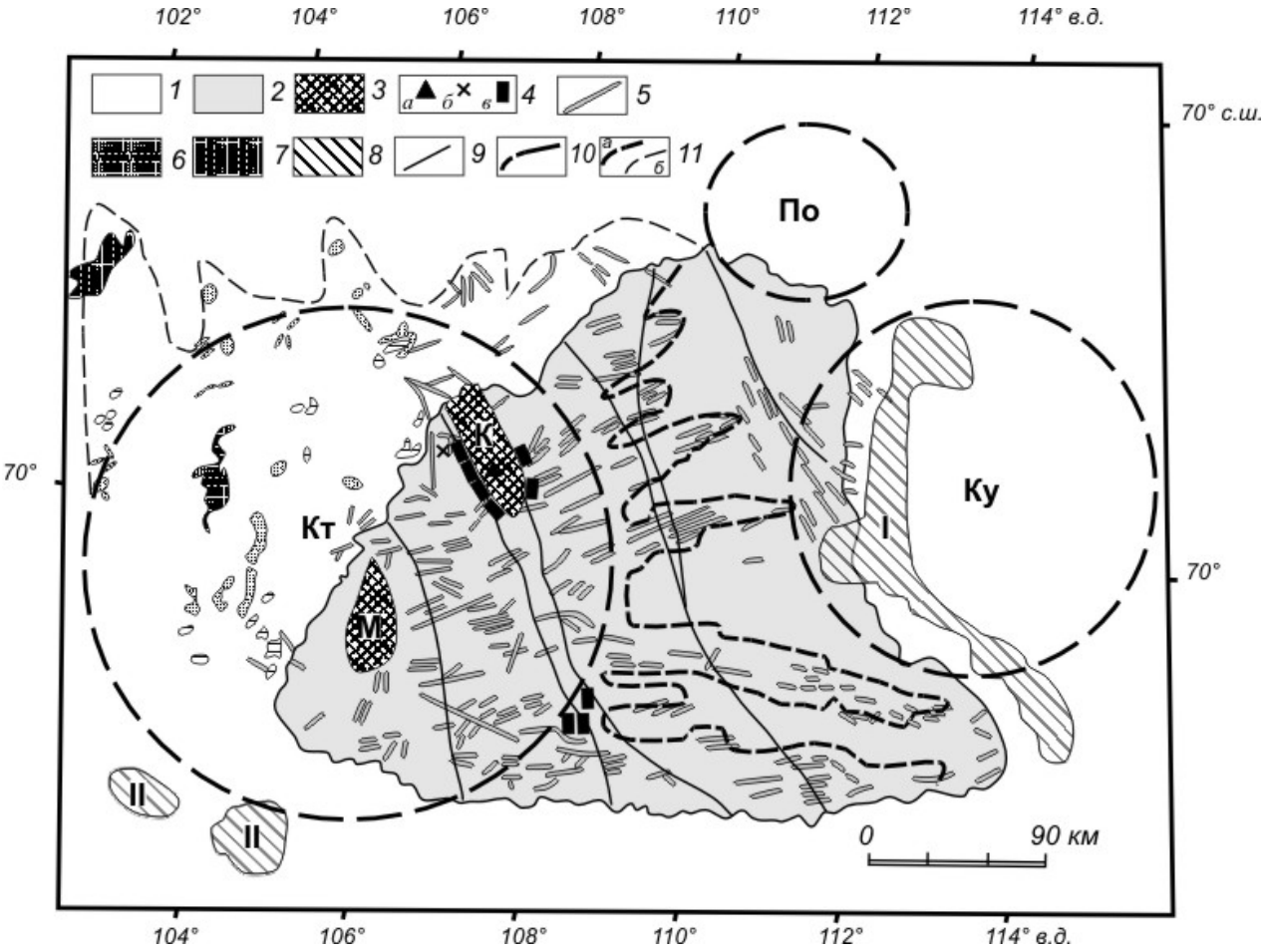


Схема размещения кольцевых структур Анабарского щита и прилегающей территории, мест находок признаков импактного события и проявлений докембрийского и фанерозойского магматизма (составлена по данным дистанционного зондирования, наземных и аэровизуальных наблюдений и литературных источников [1, 3]).

1, 2 – нерасчлененные образования: 1 – платформенного чехла и 2 – Анабарского щита; 3 – купольные структуры анортозитов Котуйканской (К) и Маганской (М) групп; 4 – места находок признаков импактного события: а) – конусов разрушения, б) – брекчий, в) – псевдотохилитов и апопсевдотахилитов; 5 – палео- и мезопротерозойские дайки долеритов; 6 – габбро-диабазы раннего триаса; 7 – ультраосновные щелочные интрузивы триаса; 8 – поля кимберлитов - триасово-юрских (I) и девоно–каменноугольных (II); 9 – древние зоны разломов фундамента; 10 – границы кольцевых структур: Котуйканской (Кт), Куанамской (Ку) и Попигайской астроблемы – 36 млн. лет (По); 11 – границы зон трещиноватости высокой плотности: а) – установленные по данным компьютерной обработки линеаментной сети и б) – предполагаемые

Макроскопические признаки импактной природы Котуйканской структуры были выявлены только в пределах Анабарского щита. Это разнопорядковая тектоническая раздробленность фундамента (от блоков до брекчий), конуса разрушения и псевдотахилиты.

Ортогональная блоковая структура видна на космических снимках среднего и высокого разрешения. Блоки ограничены радиальными и дуговыми разломами, которые контролируют развитие системы гидросети соответствующей конфигурации. Геометрия ортогональных блоков не зависит ни от состава субстрата, ни от линейной (северо-западного простирания) полосчатой структуры архейских метаморфических пород. Видимых горизонтальных перемещений блоков также не отмечено. Размеры блоков имеют иерархическую соподчиненность кратную двум. Наименьший размер 0.5×0.5 км, наибольший обозримый – 30×30 км. Особое внимание привлекает то, что дешифрируемые на космических снимках купола с заключенными в них палеопротерозойскими массивами анортозитов Котуйканской и Маганской групп (см. рис.), не несут следов блоковой делимости вмещающей рамы. Это свидетельство формирования анортозитовых куполов и выдвижения анортозитов в верхние горизонты коры после блокового тектогенеза.

Компьютерная обработка линеаментной сети Анабарского щита и прилегающих районов платформы (по величине отношения длины линеаментов к единице площади) показала, что Анабарский сегмент Котуйканской структуры характеризуется трещиноватостью высокой плотности. Поля высокой плотности трещин выступают и за пределы контура Котуйканской структуры в виде протяженных радиальных апофиз (см. рис.).

Брекчии в виде обломков амфиболитов, сцементированных кварц-полевошпатовым материалом, и деформированные конуса разрушения были встречены в долине р. Котуйкан (см. рис.).

Среди псевдотахилитов выделены две разновидности. Первая из них развита в бассейне р. Бол. Куонамка, вблизи с границей Котуйканской структуры. Здесь они слагают маломощные жилы и прожилки (от 1 см до 10 м) как среди бластомилонитов, так и востоку от них, вдоль радиальной зоны трещиноватости. Они состоят из черного стекла, содержат мелкие обломки пород и минералов и по химическому составу близки боковым породам, за счет плавления которых они и произошли [3]. Вторая разновидность – это, апопсевдотахилитовые микробрекчии (определение Л.В.Сазоновой, МГУ), слагающие мощные от первых – до 200 и более метров жилы и дайкоподобные тела вокруг массивов Котуйканской группы (см. рис.). Они состоят из черной пылевидной микрокристаллической основной массы (раскристаллизованное стекло) с округлыми мелкими включениями, полевого шпата и амфибола.

Микроскопические критерии импактного события – это планарные деформаций в породообразующих минералах (PDFs). Главными их признаками является присутствие стрессовых структур со следами плавления (стекла), которые отражают воздействие шокового давления (до 5 ГПа) и температур (до 1673° К) [7, 8]. Исследование обломков в апопсевдотахилитовых брекчиях (Л.В.Сазонова, МГУ), показало наличие в альбите тонкого механического двойникования и двух систем трещин. В округлых зернах полевых шпатов и амфиболов видны ромбовидная микротрещиноватость, а также структуры шокового разрыва. И, наконец, в кварце из эндербитов В.Е. Сонюшкиным (ИЛ РАН) в 1988 г установлены дислокационные структуры, типичные для PDFs, но без расплавной фазы. Все это свидетельствует о том, что рассмотренные минералы испытали сильное динамическое воздействие. Однако отсутствие расплавной фазы не позволяет говорить о классических планарных деформациях в этих минералах.

Как видно (см. рис.), на Анабарском щите вскрывается периферия Котуйканской структуры с кристаллическими породами регрессивно метаморфизованными в амфиболитовой фации. Центральное ядро структуры и ее западный сегмент перекрыты платформенным чехлом. Результаты числового моделирования импактной структуры Вредефорт [7, 8], соизмеримой с Котуйканской, показали, что начальные величины шоковых давлений и температур распределяются зонально как по латерали, так и на глубину. Чем ближе к центру удара, тем выше положение изотерм с T = 1673-1173°К и изобар с P = 30 и более ГПа. К периферии кратера изолинии этих показателей постепенно погружаются. На глубине современного эрозионного среза (6-10 км) в радиусе 80 и более км температура опускается до 573°К, а давление – до 2 и менее ГПа. В итоге, такие признаки импактного события как высокобарические минералы (до10 ГПа), PDFs (до 5 ГПа) и конуса разрушения (до 2 ГПа) концентрируются соответственно в радиусах до 40, 60 и 80 км. Поэтому не исключено, что изометричные геофизические аномалии фундамента в ядре Котуйканской структуры отражают плотностные и петрологические неоднородности коры в ареале максимального шокового метаморфизма и, возможно, погребенного центрального поднятия кратера. Масштабность импактного события, глубина и диаметр кратера зависят от размеров ударника, скорости его падения и характера строения мишени. Так, по модели [4], Котуйканский кратер диаметром 250 км имел глубину 6-8 км и трещиноватость, проникающую до мантии – (45-50 км), которая распространялась по латерали в виде радиальных лучей на десятки километров. Эти параметры структуры соответствуют удару астероида размером 14-20 км, со скоростью падения до 20 км/сек [2, 7, 8].

Таким образом, положение обнаженной части глубоко эродированного кратера на периферии крупной импактной структуры объясняет природу режима ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, а также редкость находок конусов разрушения и отсутствие минералов с PDFs. Псевдотахилиты имеют более широкое латеральное распространение. Их образование, равно как и блоковое дробление или кусковатость (по М.А.Садовскому) пород мишени, были связаны с землетрясением, вызванным ударом астероида. За пределами шокового центра это сопровождалось малоамплитудным трением стенок трещин и плавлением боковых пород.

Возраст апопсевдотахилитов, определенный по породе Sm-Nd и Rb-Sr изохронными методами (Т.Б. Баянова, П.А. Серов, лаборатория геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН) равен, соответственно, 1856±58 и 1936±30 млн. лет. В среднем возраст Котуйканского импактного события, с учетом ошибок определения, оценивается в 1900 млн. лет, а практически отсутствие временного интервала между зарождением псевдотахилитов (Sm-Nd изохрона) и закрытием Rb-Sr изотопной системы (раскристаллизация стекла) говорит об при исключительно быстром импактном процессе. Впоследствии Котуйканский кратер был уничтожен в ходе интенсивных процессов эрозии и среза глубиной более чем на 6 км, пронизан роем мафических даек палео- и мезопротерозоя 1730-1503 млн. лет [5], трассирующих систему радиальных трещин (см. рис.) и перекрыт платформенными отложениями рифея (ильинская свита), залегающими на мощной (до 30 м) коре выветривания интенсивно раздробленного архейского фундамента.

Можно думать, что многочисленные проявления полихронного мантийного магматизма в районе Котуйканской структуры, скорее всего, связаны с глубокой, доходящей до мантии, тектонической раздробленностью коры, порожденной ударом крупного астероида. Все они концентрируются в ареале геодинамического влияния структуры и контролируются радиальной системой повышенной трещиноватости и магматической проницаемости. Проведенные исследования не касаются Куанамской кольцевой структуры, которая по характеру отражения на космических снимках, адекватна Котуйканской и контролирует размещение даек и кимберлитовых полей (см. рис.).

Таким образом, по большинству геолого-геофизических признаков Котуйканская кольцевая структура представляет собой след крупного палеопротерозойского ударного кратера, впервые выявленного на территории России. Она стоит в ряду с такими палеопротерозойскими импактными структурами как Вредефорт (Каапвааль-ский кратон, 2023 млн. лет, диаметр 300 км) и Садбери (Канадский щит, 1850 млн. лет, диаметр 250 км) [2, 6-8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000. 1999 г. Главный редактор Н.С. .Малич. С-П.: ВСЕГЕИ. 2000.

2. Катастрофические воздействия космических тел. /Под ред. В.В.Адушкина и И.В.Немчинова/. Институт динамики геосфер РАН. М.: ИКЦ «Академкнига». 2005. 310 с.

3. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука. 1990. 260 с.

4. Ронка Л.Б. Метеоритный удар и вулканизм. // Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир. 1968. С. 174-183.

5. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А.Б., Пучков В.Н и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия). // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Матер. XLI Тектонического совещания. Т.1. .М.: ГЕОС. 2008. С .492-495.

6. The Earth Impact Database // http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html

7. Turtle E.P., Pierazzo E. Constraints on the size of the Vredefort impact crater from numerical modeling // Meteorit. Planet. Sci. 1998. V. 33. № 2. P. 483-490.

8. Turtle E.P., Pierazzo E., O'Brien D.P. Numerical modeling of impact heating and cooling of the Vredefort impact structure. // Meteorit. Planet. Sci. 2003. V.38. № 2. P. 293-303.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИИ

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н., Кондрашова Н.И., Лавров О.Б.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru; ivashche@krc.karelia.ru

Руднoформационный анализ является одним из наиболее эффективных методических подходов при металлогенических исследованиях [3, 4, 6, 7. и др.] и играет важную роль в прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых. И хотя он был зарожден на основе геосинклинальной теории (Ю.А. Билибин, М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, В.Н. Козеренко, Р.М. Константинов, А.И. Кривцов, В.А. Кузнецов, В.В. Попов, Д.В. Рундквист, В.И. Смирнов, Г.Н. Щерба, Г.Ф. Яковлев и др.), его научная значимость и востребованность налицо и в рамках, сменивших ее, новых «авангардных» геологических парадигм – рифтогенной, плейттектонической и плюмовой.

Методологической базой руднoформационного анализа является по существу широко применяемый в других отраслях науки системный анализ, предопределяющий в металлогеническом аспекте его главную задачу в выявлении, сравнении и анализе пространственно-временных соотношений и устойчивых связей геологических, метасоматических и рудных формаций в их иерархической соподчиненности (структурированности) с другими разноранговыми компонентами геологических, в том числе, и рудных систем. При руднoформационных исследованиях анализируется последовательный ряд соподчиненных признаков: рудная формация – метасоматическая формация – геологическая формация, в котором для каждой отдельно взятой пары соседних признаков слева, если следовать математической терминологии, располагается функция, а справа – аргумент [7]. Соответственно прогноз рудоносности осуществляется при движении от аргумента к функции. В качестве основного принципа руднoформационного анализа общепризнанным считается 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.

Карельский регион по совокупности признаков большинством исследователей подразделяется на три домена, в категориях металлогении соответствующих металлогеническим субпровинциям: Карельской, Свекофеннской и Беломорской. В их пределах развито разнообразное оруденение, относящееся к различным рудным формациям, отражающим специфику геологического развития этих доменов и металлогеническое своеобразие эпох рудообразования, с которыми связано их формирование. Существенные различия геологических, структурно-тектонических, геодинамических, формационных, геохронологических и др. особенностей названных субпровинций нашли адекватное отражение и в их металлогении. За основу типизации рудных формаций и металлогенических комплексов взяты наиболее информативные в металлогеническом аспекте детерминационные признаки (табл.). Кроме этого, применялся также критерий масштабности, согласно которому определенная рудная формация выделялась только на основе имеющегося месторождения или высокоперспективного рудопроявления при условии наличия реальных предпосылок для перевода его в ранг месторождения при соответствующем доизучении.

Главные рудные формации и металлогенические комплексы Карельского региона

Металлогеническая эпоха (млн лет)	Металлогенический комплекс	Рудная формация	Типовые примеры
Карельская металлогеническая субпровинция			
Вендская (610-570)	Благороднометальный конгломератовый авлакогенов	Золото-платинометальная конгломератовая	Нименьга, Шапочка
Среднерифейская (1350-1000)	Алмазоносный кимберлит-лампроитовый плюмовый	Алмазоносная лампроитовая	Костомукша, Таловейс
Свекофеннская (вепсий: 1650-1800)	Алмазоносный кимберлитовый плюмовый	Алмазоносная кимберлитовая	Кимозеро
Свекофеннская (калевий: 1800-1920)	Титан-редкометальный щело-чногабброидный рифтовый	Железорудно-титановая с МПГ	Елетьозеро, Тикшозеро
Свекофеннская (людиковий: 1920-2100)	Комплексный (V,U,Ti,Au, МПГ,Cu,Mo) пикрит-долерит-черносланцевый палеорифтовый	Уран-благороднометально-ванадиевая зон СРД; МПГ-титаномагнетитовая с ванадием	Падма, Царевское, Космозеро Пудожгора, Койкары-Святнаволокское
Сумийская (2400-2500)	Благороднометально-хромитовый расслоенных плутонов	Малосульфидная МПГ мафит-ультрамафитовая; Хромитовая расслоенных мафит-ультрамафитов	Бураковское, Луккулайсвара; Аганозерское, Шалозерское
Позднелопийская (2500-2800)	Золото-редкометальный плутоногенно-гранитный Золото-железорудный джеспилитовый Золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый	Комплексная молибден-порфировая Железистых кварцитов Золото-полисульфидная в shear-зонах Медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая	Лобаш, Лобаш-1, Пяяваара, Ялонвара Костомукша Соанйоки, Хатуноя Лебяжинское, Вожминское
Среднелопийская (2800-3000)	Медно-золоторудный вулканогенный Медно-никелевый коматиит-базальтовый зеленокаменных поясов	Золото-сульфидно-кварцевая в shear-зонах Медно-никелевая сульфидная в коматиитах	Педролампи, Берендей, Рыбозеро Рыбозерское, Лещевское, Золотопорожское
Свекофеннская металлогеническая субпровинция			
Среднерифейсая (1000-1350)	Урановый зон несогласия авлакогенов	Урановая с полиметаллами в зонах несогласия	Карку
Раннерифейская (1350-1650)	Редкометально-оловорудный зон ТМА	Комплексная редкометально-оловорудная скарновая	Питкяранта, Кителя, Укса, Хопунвара,
Свекофеннская (1650-2100)	Редкометально-вольфрамовый коллизионный Титан-благороднометальный активных континентальных окраин Комплексный (V,Mo,МПГ) черносланцевый островодужный	Вольфрамовая скарновая Титан-железорудная Медно-никелевая благороднометальная Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая	Латвасюрья, Менсунваара Вялимяки Сурисуо, Араминлампи Ковадъярви, Леппясюрья Ройконкоски
Беломорская металлогеническая субпровинция			
Свекофенская (1650-2100)	Редкометальный зон тектоно-магматической активизации	Редкометальных пегматитов	Плотноламбинское, Длинноламбинское
Позднелопийская (2500-2800)	Золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый	МПГ-малосульфидная ультрамафит-мафитовая	Травяная Губа
Среднелопийская (2800-3000)	Медно-никелевый ультра-мафит-мафитовый плюмовый	Сульфидная медно-никель-кобальтовая с Au и Ag	Кивгубское

Рудообразование в пределах **Карельской металлогенической субпровинции** происходило в обширном временном диапазоне (>3000-610 млн лет) в разнообразных геологических обстановках, доминирующими среди которых являются связанные с зарождением и эволюцией неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов. Главными металлогеническими эпохами для данной субпровинции являются средне- и позднелопийская и сумийская, обусловливаемые этапностью ее геологической эволюции, а также свекофеннская, связанная с тектоно-магматической активизацией архейского Карельского кратона. Кроме этого известны проявления оруденения сариолий-ятулийской (2,4-2,1 млрд лет; *формации медистых песчаников, золото-урановоносных конгломератов и др.)*, среднерифейской (1,35-1,0 млрд лет; *формации алмазоносных лампроитов и кимберлитов)* и вендской (610-570 млн лет; *формация золото-платинометальная конгломератовая*) металлогенических эпох, но их перспективы, вследствие недостаточной изученности, представляются весьма неопределенными.

К наиболее важным и перспективным рудным формациям среднелопийской металлогенической эпохи (3,0-2,8 млрд лет) относятся *колчеданно-полиметаллическая* (Северо-Вожминское месторождение: Zn, C_1+P_2 -~200 тыс т), *железистых кварцитов* (м. Корпанга: Fe, C_1+C_2 – 166 млн т), *медно-никелевая сульфидная в коматиитах* (м. Лещевское: Ni, P_3- ~40 тыс т) и золото-*сульфидно-кварцевая в shear-зонах* (м. Рыбозеро: Au, C_2+P_3 – ~20 т) (здесь и далее запасы и ресурсы даны по [5]).

Ведущими рудными формациями позднелопийской эпохи (2,8-2,5 млрд лет) являются *железистых кварцитов (*м. Костомукшское), *медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая* (м. Восточно-Вожминское: Ni, P_3- 20 тыс т, МПГ – 1 т), *комплексная молибден-порфировая* (м. Лобаш и Лобаш-1: Mo, C_1+C_2 – 140 тыс т, Au, C_2+P_2 – 40-60 т) и *золото-полисульфидная в shear-зонах* (Ялонварско-Соанлахтинская площадь: Au, P_2- 60-80 т).

Сумийская металлогеническая эпоха (2,5-2,4 млрд лет) одна из наименее продожительных, но наиболее экономически значимых, характеризуются проявлением оруденения, связанного с расслоенными мафит-ультрамафитовыми плутонами – Бураковским и Олангской группой, представленного целым рядом рудных формаций. Среди них наиболее перспективными считаются *хромитовая в расслоенных мафит-ультрамафитах* (м. Аганозерское: Cr_2O_3, C_1-P_2 ~ 40 млн т), *малосульфидная платинометальная мафит-ультрамафитовая* (Бураковский массив: МПГ, P_1+P_2 ~ 300 т; Олангская группа интрузий: МПГ, P_1+P_2 ~ 30 т) и *никель-магниевая серпентинитовая* (м. Аганозерское: кислоторастворимый никель, P_1+P_2 ~ 8 млн т).

Сариолий-ятулийская эпоха (2400-2100 млн лет), как проявление этапа деструкции консолидированного к этому времени архейского Карельского кратона, характеризуется соответствующими геотектоническими обстановками (интраконтинентальные впадины и рифты) со свойственными им преимущественно осадочными и гидротермально-метасоматическими генетическими типами оруденения, представленными несколькими малоперспективными рудными формациями.

Свекофеннская металлогеничекая эпоха (2100-1650 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 (табл.), наиболее важными в экономическом аспекте среди которых являются *уран-благороднометально-ванадиевая в метасоматитах зон СРД* (месторождения Падминской группы: V_2O_5, P_1+P_2 ~ 1 млн т; U, P_1+P_2 ~ 10-15 тыс т; МПГ, P_1+P_2 ~ 100 т) *и платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием (*Пудожгорское и Койкары-Святнаволокское месторождения: TiO_2, P_1+P_2 ~ 50-70 млн т; V_2O_5, P_1+P_2 ~ 2 млн т; МПГ, P_1+P_2 ~ 590 т; Au, P_1+P_2 ~ 160 т).

Главной рудной формацией калевийского этапа Свекофеннской эпохи в пределах Карельской металлогенической субпровинции является *комплексная железорудно-титановая в щелочных габброидах,* представленная рудными объектами Тикшозерско-Елетьозерского магматического комплекса щелочных габброидов и карбонатитов (м. Елетьозерское: Ti, C_1+C_2 ~ 10 млн т; V_2O_5 ~ 100 тыс т; прогнозируется МПГ ~ 50-100 т).

С вепсийским этапом Свекофеннской эпохи выделяется *алмазоносная кимберлитовая рудная формация* на базе *Кимозерского кимберлитового* проявления.

Рудообразование в **Свекофеннской металлогенической субпровинции**, в отличии от Карельской, происходило в сравнительно узком временном диапазоне (2100-1350 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 [8], а также с раннерифейской тектоно-магматической активизацией и платформенным этапом развития в среднем рифее. Соответственно выделяется три металлогенические эпохи – свекофеннская, раннерифейская и среднерифейская.

С людиковийским этапом Свекофеннской эпохи связано формирование нескольких высокоперспективных проявлений комплексной *молибден-ванадиевой черносланцевой рудной формации* (Леппясюрское, Ковадъярвинское и др.) в зоне сочленения Карельского архейского кратона и Свекофеннского складчатого пояса. Прогнозные ресурсы категорий P_1+P_2 для этой зоны оценены в количестве – 320 тыс т V_2O_5 [1] и ~100 тыс т Mo. Помимо высоких содержаний главных рудных элементов (V – 0,27%, Mo – 0,06%), на рудопроявлениях отмечаются повышенные концентрации Co (до 0,05%), Ni (0,15%), Sc (до 150 г/т), Pd (до 0,3 г/т), Ag (до 10 г/т), Ce, Y, Mo, Cu, Pb, As, Sb, Bi, Se и др.

Для калевийского этапа Свекофеннской эпохи характерны *медно-никелевая благороднометальная* (р. Сурисуо, Араминлампи: Cu – 0,1-1*,0%,* Ni – 0,03-0,1%, МПГ – до 1 г/т, Ag – до 500 г/т, Au – до 0,5 г/т), золото-*теллуридная кварцевожильная в shear-зонах* (р. Райконкоски: Cu, Pb – до 5%*,* Zn, Bi – до 1%, Se – до 0,022%, Te – до 0,017%, Au – до 25 г/т, Ag – до 0,1%), *золото-арсенидная в березитоидах shear-зон* (р. Пякюля, Алатту, Янис: Au, P_2+P_3 ~40 т) *и вольфрамовая* (р. Латвасюрья: W, P_2 ~ 10 тыс т) *и полиметаллическая* (р.Иокиранта: Pb, Zn, P_3- 120 тыс т) *скарновые рудные формации.*

Раннерифейская металлогеническая 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 *оловорудно-скарновая* (м. Питкярантского рудного узла: Sn, P_2 ~40-60 тыс т; Zn ~ 500 тыс т) и *комплексная редкометально-оловорудная скарново-грейзеновая* (м. Питкярантского рудного узла: Sn, P_2 ~ 30 тыс т; Be ~ 20 тыс т, Zn ~ 400 тыс т).

Со среднерифейской металлогенической эпохой (1,35-1,0 млрд. лет) связано формирование оруденения только одной рудной формации – *урановой с медью и полиметаллами в зонах несогласия* (м. Карку: U, P_1+P_2 ~ 7 тыс т; Zn+Pb ~ 10 тыс т) [2, 5].

Для **Беломорской металлогенической субпровинции** характерно крайне ограниченное распространение рудных проявлений металлических полезных ископаемых при доминировании неметаллических – слюда, гранат, кианит, керамическое сырье и др.

Раннелопийская металлогеническая эпоха представлена *сульфидной медно-никелевой мафит-ультрамафитовой рудной формацией* (р. Тристун: Ni – 0,1-0,5%, Cu – 0,1-1,14%) и бедной колчеданной и магнетитовой минерализаией вулканогенно-осадочного генезиса, по критериям масштабности и явной неперспективности, не соответствующая металлогенической категории – «рудная формация».

Для среднелопийской эпохи характерна *сульфидная медь-никель-кобальтовая с Au и Ag рудная формация* (р. Кивгубское: Ni – 0,09-0,6%, Cu – 0,1-1,85%, Co – 0,12-0,56%, Au – до 0,9, Ag – до 10 г/т), связанная с хетоламбинскими перидотит-габбро-анортозитами и их метаморфизованными производными.

К позднелопийской металлогенической эпохе относится *платинометальная малосульфидная ультрамафит-мафитовая рудная формация* (р. Травяная Губа: TiO_2 – 1,8-4,4%, V_2O_5 – 0,17-0,29%, МПГ+Au – 1,58 г/т) в перидотитах и др. ультрамафитах Палоярвинского дифференцированного массива.

Оруденением сумийской эпохи, вероятно, являются мелкие проявления МПГ (г.Панфилова, Чупинский) в куземском комплексе лерцолитов-габброноритов – формационном аналоге расслоенных комплексов в Карельской субпровинции.

Свекофеннская металлогеническая эпоха представлена преимущественно *формацией редкометальных пегматитов (*Плотноламбинское, Длинноламбинское, Слюдяноборское и др.) и комплексными благороднометальными проявлениями в их ореолах и зонах сдвиговых дислокаций – Хизоваара, Картеш, Степанова Ламба и др. (Ручьев А.М., Ахмедов.А.М.), перспективы которых по состоянию изученности в настоящее время остаются неясными.

Главными металлогеническими комплексами *Карельской субпровинции* являются: среднелопийские медно-золоторудный вулканогенный и медно-никелевый коматиит-андезибазальтовый зеленокаменных поясов; позднелопийские золото-редкометальный плутоногенно-гранитный и золото-железорудный джеспилитовый; сумийский благороднометально-хромитовый расслоенных плутонов; свекофеннские комплексный (V,U,Ti,МПГ,Au,Cu,Mo) пикрит-долерит-черносланцевый палеорифтовый и алмазоносный кимберлитовый плюмовый; среднерифейский алмазоносный кимберлит-лампроитовый плюмовый и вендский благороднометальный конгломератовый авлакогенов; *Свекофеннской субпровинции* – среднерифейский урановый зон несогласия авлакогенов; раннерифейский редкометально-оловорудный зон ТМА и свекофеннский комплексный (V,Mo,МПГ) черносланцевый островодужный; *Беломорской субпровинции* – свекофеннский редкометальный зон ТМА и позднелопийский золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонова Н.А., Духовский А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет. ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск. 1989.

2. Величкин В.И. О новом для России типе урановых месторождений в Северо-западном Приладожье. В кн. Крупные исуперкрупные местрождения: закономерности размещения и условия образования. М. ИГЕМ РАН. 2004. с. 110-134.

3. Конкин В.Д., Новиков В.П, Ручкин Г.В., Бражник А.В. Ряды рудных формаций цветных и благородных металлов//Тез. докладов Всероссийского совещания «Методология и методы металлогенического анализа и прогноза рудных объектов – состояние и перспективы применения для воспроизводства фонда недропользования». 2000.Москва. ЦНИГРИ. с. 65-67.

4. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М. Недра. 1989. 288 с.

5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. В.П.Михайлова и В.Н.Аминова. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с.

6. Рудоносность.и геологические формации структур земной коры. Под редакц. Д.В.Рундквиста. Л. Недра. 1982.

7. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. М. Недра. 1988. 144 с.

8. Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. V. 86. P. 21-44.

ЦИРКОНЫ ИЗ УГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЛЮДИКОВИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ КАК ДЕТЕКТОР ГЛУБИННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Гольцин Н.А.[1], Полеховский Ю.С.[2], Прасолов Э.М.[1,2], Пресняков С.Л.[1], Салтыкова А.К.[1], Лохов К.И.[1,2]

[1] Центр Изотопных Исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Kirill_Lokhov@vsegei.ru

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет. г. Санкт-Петербург, yuri1947.mail.ru

При помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II мы проанализировали U-Pb возраст и спектры распределения REE в цирконах, выделенных из шунгитовых пород карьеров Максово и Зажогино по стратиграфическому разрезу относящихся к 4 пачке средней подсвиты заонежской свиты [5] и из выше и ниже лежащих вулканитов.

Для контроля возможной контаминации проб чужеродными цирконами дробление части проб производилось в центральной лаборатории ВСЕГЕИ, и другой части на кафедре ГПМИ геологического факультета СПбГУ. Тяжелый концентрат выделялся в лаборатории ЦИИ ВСЕГЕИ, а ручной отбор зерен циркона производился как в СПбГУ так и в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Данные оптического и катодолюминесцентного изучения показывают, что цирконы как из метаосадочных шунгитовых пород, так и из вулканических пород представляют собой полигенную смесь. Часть из них кристаллизовалась в высокофлюидных условиях, часть формировалась, обрастая низкотемпературные минералы. В одном кристалле обычно не наблюдается различных генераций. В некоторых кристаллах наблюдается ростовая зональность, однако большинство имеет однородное строение.

Результаты по датированию цирконов приведены на Рис.1. Древние детритовые цирконы с возрастом более 2000 млн.лет, как правило, дискордантны. Цирконы с возрастом, отвечающим времени людиковийского вулканизма (1980 – 2050 млн.лет) редки и также часто дискордантны. Для доминирующих более молодых цирконов наблюдаются конкордатные значения U-Pb возраста. Выделяются кластеры конкордатных возрастов 1746±15млн. лет, 1573±43 млн. лет, а также немногочисленные зерна с конкордатными возрастами в интервале от 200 млн. лет до 1200 млн. лет.

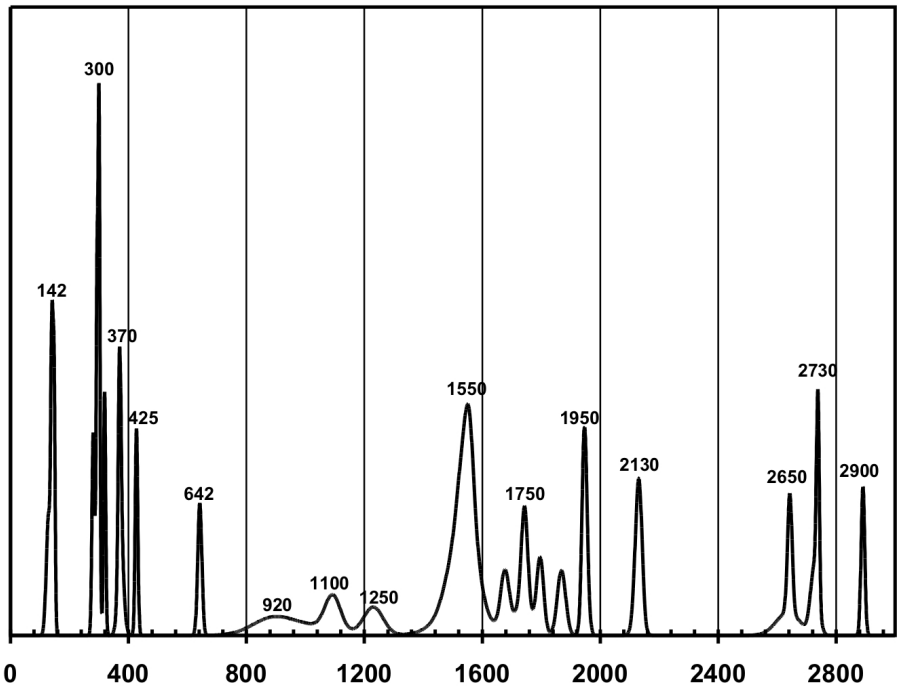


Рис.1. **Частота встречаемости значения U-Pb возраста цирконов**

Отличительной особенностью детритовых цирконов является обломочная структура в сочетании с видимой ростовой зональностью; цирконы с возрастом 1746 млн.лет характеризуются четкой ростовой зональностью и наличием газово-жидких включений; наиболее распространены цирконы с возрастом 1573 млн. лет имеющие весьма характерный облик – это крупные призматические кристаллы с обильными газово-жидкими включениями, иногда обрастают другие минералы; цирконы определяющие спектр возрастов 200-1200 млн.лет мелкие, с выраженной ростовой зональностью. Цирконы всех генераций несут следы растворения.

Геохронологический рубеж 1750 млн. лет широко проявлен на Балтийском щите и отвечает времени регионального свекофеннского метморфического события, рубеж 1570 млн.лет отвечает времени становления гранитов рапакиви, а более молодые события не проявлены в виде магматической активности, метаморфических или метасоматических событий, однако отмечаются в пределах Онежской структуры. Так при датировании урановых минералов из руд комплексных месторождений (Космозеро, Средняя Падма), локализованных в породах людиковия (район Великая губа – Палтега) отмечены геохронологические рубежи в интервале возрастов от 1770 до 160 млн.лет [1]; при датировании по цирконам архейских гранито-гнейсов Балтийского щита, также отмечаются нижние пересечения дискордий, дающие оценку возраста порядка 300-700 млн.лет [4].

Следует отметить, что датировки по урановым минералам отвечают эндогенным событиям в зонах региональных разломов, где эта минерализация проявлена, в то время как нами были получены аналогичные геохроно-

логические рубежи по породам людиковия, специально отобранных вдали от таких зон минерализации. Это может свидетельствовать о том, что в породах вулканогенно-осадочной толщи людиковия функционировала крупномасштабная долгоживущая флюидно – метасоматическая система. В интервале времени более 1200 млн.лет. породы людиковия Онежской структуры, вероятно, испытывали полистадийные метасоматические преобразования, и в существенной степени утратили первичные изотопно-геохимические параметры, характеризующие генезис углеродистого вещества, режимы седиментации и диагенеза.

Для выделенных возрастных групп цирконов отмечаются два типа распределения редкоземельных элементов (REE): 1 – тип характерен для цирконов из магматических и метаморфических пород [8] (Рис.2). 2 – тип выражен в заметном обогащении легкими REE (Рис.3), отсутствием или слабой выраженностью положительной цериевой и отрицательной европиевой аномалий. Такие спектры спектры распределения REE характерны в частности для среднетемпературных углеродистых метасоматитов, некоторых кальцифиров и карбонатитов, и связаны с преимущественной миграцией легких REE в углекислотных или углекислотно-метановых флюидах [3, 8]. В каждой из возрастных группе цирконов, кроме самых молодых, присутствует оба типа распределения REE. Можно предположить, что образование большей части цирконов происходило в не гомогенной и сильно газонасыщенной флюидной среде, что и привело к разным распределениям REE в пределах одной возрастной группы. Наличие второго типа распределения REE свидетельствует о гидротермально-метасоматическом генезисе цирконов соответствующих возрастных групп.

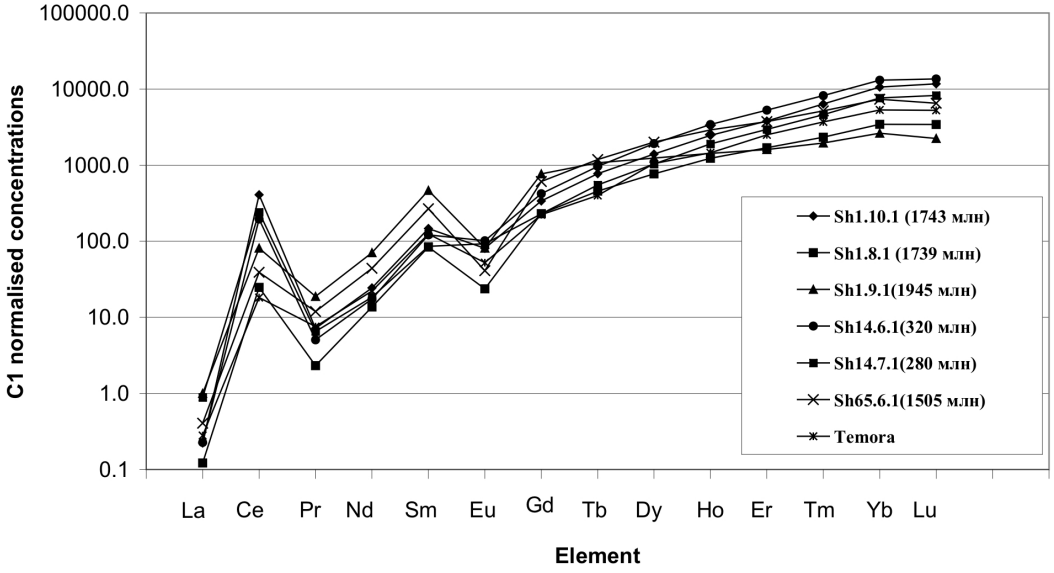


Рис.2. **Спектры распределения REE в цирконах «магматогенно-метаморфического» типа**

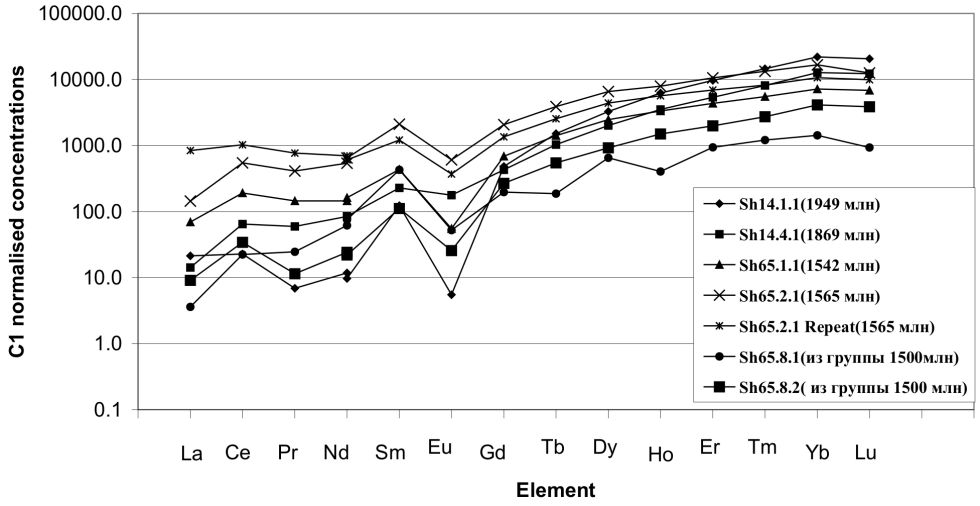


Рис.3. **Спектры распределения REE в цирконах «гидротермально-метасоматического» типа**

Температуры гидротермально – метасоматических процессов, приведших к образованию новых генераций цирконов, можно оценить из следующих данных: как благородные газы, так и азот в шунгитовом веществе изотопно фракционированы с обогащением легкими изотопами [2, 7]. Это возможно в условиях двухфазной системы жидкость – газ, с последующим захватом в углеродистое вещество компонентов из газовой фазы. Следовательно, метасоматический флюид был подкритическим, и его температура не превышала 250-270 ^{o}C. При этих низкотемпературных процессах различные этапы маркировались кристаллизацией соответствующей генерации цирконов, благодаря тому, что цирконий весьма мобилен в обстановке углекислого флюида [5]. Таким образом, флюидонасыщенные углеродистые породы людиковия являются своеобразным детектором, чутко фиксирующим эндогенные процессы, протекающие на значительной глубине, и соответственно имеющие весьма незначительный термальный отклик в приповерхностных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Е.Б,. Заславский В.Г,. Никитин С.А,. и др. Изотопное датирование урановой минерализации в рамках 3-этапной модели с использованием селенидов висмута и свинца в качестве «вторичных» геохронометров. В кн. Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., Наука. 1985, с. 82-91.

2. Верховский А.Б., Прасолов Э.М., Лохов К.И., и др. Изотопные характеристики углеродсодержащих пород базальной части средней подсвиты Заонежской свиты.// Тез. Докл.XVII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва 6-9 декабря 2004г., М., ГЕОХИ, 2004, с.45-46.

3. Лохов К.И., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Матуков Д.И., Антонов А.В., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Богомолов Е.С. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров). // Региональная геология и металлогения, 2006, 28, с. 89-100.

4. Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., и др. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по
U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? Тез. Докл.XVII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва 6-9 декабря 2004г., М., ГЕОХИ, 2004б, с.155-156.

5. Лохов К.И., Прасолов Э.М., Капитонов И.Н., Кузьмин В.К., Родионов Н.В., Богомолов Е.С., Сергеев С.А. Изотопная геология раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива, (С.В. России).// Региональная геология и металлогения, 2008, в печати.

6. Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. Кар.ФАН СССР,1991, с.106-117.

7. Lokhov K.I., L.K.Levsky, F. Begemann Volatile components in Karelian shungites as indicators of composition of Protherozoic atmosphere. // Astrobiology in Russia. Proceedengs of the Workshop. St.Petersburg, Russia, 23-29 March, 2002. Russian astrobiology Center 2002, p.112-115.

8. Zircon. Eds. J.M. Hanchar and W.O. Hoskin. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. The Mineralogical Society of America, 2003, v.53, 500 p.

ОСОБЕННОСТИ СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ И ГЛУБИННЫХ ПОРОД (по результатам исследования керна сверхглубоких скважин)

Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, gorich@geoksc.apatity.ru

Исследования физических свойств приповерхностных и глубинных образцов пород по разрезам Кольской (СГ-3), Уральской (СГ-4), немецкой (КТВ) и финской (ODB) исследовательских скважин позволяют оценить основные факторы, влияющие на тенденции изменения характеристик кристаллических пород коры с глубиной. Изучение сейсмических свойств глубинных пород по образцам керна скважин представляет собой определенные трудности, так как при выбуривании и подъеме керна на земную поверхность, эти характеристики претерпевают существенные изменения. В частности, в образце, при освобождении его от литостатических и тектонических напряжений образуются системы микротрещин, искажающие упругие параметры пород по сравнению с теми, которыми образец обладает в условиях залегания [1]. В качестве примера, на рис. 1 приведены графики величин продольной (V_P) и сдвиговой (V_S) скорости распространения волн, измеренных – V_P(e), V_S(e) – в керне финской скважины Оутокумпу и рассчитанных V_P(p), V_S(p) в тех же образцах по минеральному составу. Как можно заметить, расчетные величины V_P и V_S практически не изменяются с глубиной, но экспериментально измеренные обнаруживают тенденцию снижения с увеличением глубины. Расхождение экспериментальных и расчетных V_P и V_S, отмечаемое в верхней части графика можно объяснить за счет механизма выветривания приповерхностных пород.

Из-за эффекта разуплотнения и изменения температурных условий, величины скорости распространения упругих колебаний в разгруженных от литостатического давления глубинных образцах Кольской сверхглубокой скважины значительно ниже, чем в породах *in situ* [2]. Моделирование PT-условий земных глубин при испытаниях образцов позволяет получить характеристики упругих свойств, адекватные глубинным. На рисунке 2 приведены типичные зависимости скорости распространения продольных волн от давления и температуры для приповерхностных и глубинных образцов [3]. Два образца – метаморфизованный аркозовый песчаник (P5) и биотитовый плагиогнейс (PP363) были отобраны на земной поверхности. Образец № 31115 – кварц-плагиоклазовый амфиболит – изготовлен из керна СГ-3, глубина извлечения 8718 м. Образец биотит-роговообманкового гнейса (36058) был извлечен с глубины 9571 м. В соответствии с методикой определений, образцы кубической формы вначале нагружали всесторонним давлением до 600 МПа. Затем при давлении 600 МПа их нагревали до 600 °С.

Как следует из данных рис. 2, на начальном этапе нагружения приповерхностные и глубинные образцы деформируются нелинейно, что обусловлено закрытием микротрещин под действием давления. Графики зависимостей величин продольной (V_P) и сдвиговой (V_S) скорости имеют нелинейный и линейный участки. В пределах нелинейного участка при нагружении происходит закрытие пор и микротрещин. На линейном участке деформируется кристаллическая основа породы. Из сравнения графиков деформирования приповерхностных и глубинных пород следует, что глубинным образцам свойственны более низкие значения величин V_P и V_S при начальных нагрузках. Это означает, что в образцах, извлеченных со значительных глубин более развита микротрещиноватость. Большое число микротрещин возникает при разгрузке керна при его выбуривании и извлечении на поверхность. Зависимости V_P и V_S при повышении температуры, рис. 2, имеют монотонный характер. С ростом температуры величины скорости продольных и сдвиговых волн снижаются, в общем, одинаково, как для приповерхностных, так и для глубинных пород.

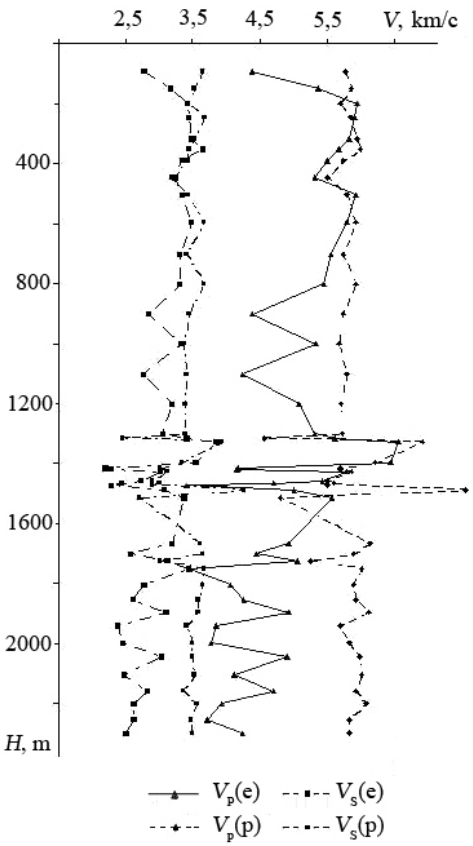


Рис. 1. **Средние величины V_P и V_S в образцах скважины Оутокумпу определенные экспериментально –V_P(e), V_S(e) и расчетом – V_P(p), V_S(p), по минеральному составу пород**

При испытаниях приповерхностных и глубинных образцов установлено что, в пределах нелинейного участка деформирования (до давления 150-200 МПа) величины скорости распространения продольных и поперечных волн в глубинных образцах возрастают в 1.6-1.7 раз [4]. Величины скорости в поверхностных образцах на том же участке вырастают, в среднем, не более чем на 10%. На квазилинейном участке градиент повышения скорости в глубинных образцах при росте давления, в среднем, составляет ~1.7% на 100 МПа (для продольных волн) и ~1.3% (для поперечных). Для поверхностных образцов тот же градиент составляет ~0.04% и ~0.02% соответственно. Нагрев породы как отобранной на поверхности, так и глубинной, снижает на каждые 100°С скорость продольных и поперечных волн на ~0.7-0.8%. Зависимости плотности и скорости распространения упругих волн от давления и температуры выражаются следующими выражениями:

$$\rho(P,t) = [\alpha\cdot\rho_0 + \beta\cdot P - \rho_0(\alpha - 1)\cdot e^{-P/\tau}]\cdot[1 - \gamma(t - 20)], \quad (1)$$

$$V(P,t) = [\alpha\cdot V_0 + \beta\cdot P - V_0\cdot(\alpha - 1)\cdot e^{-P/\tau}]\cdot[1 - \gamma(t\text{-}20)], \quad (2)$$

где P – давление в МПа; t – температура, °С; ρ_0 – плотность, измеренная при лабораторных условиях; α – коэффициент, учитывающий поправку к плотности (скорости) на нелинейном участке деформирования; β – коэффициент, отражающий линейное изменение ρ (V) при возрастании всестороннего давления P; τ – релаксационный параметр, определяющий степень изменения ρ (V) с ростом давления; γ – коэффициент снижения ρ (V) с ростом температуры; V_0 – величина скорости (км/с), измеренная при лабораторных условиях.

Расчеты по формулам (1) и (2) для конкретных условий *in situ* разреза Кольской сверхглубокой скважины показали, что с увеличением глубины происходит слабое падение величин скорости, как V_P так и V_S. Этот, казалось бы, парадоксальный результат объясняется общим снижением объемной плотности пород в разрезе и влиянием роста температуры с глубиной [4].

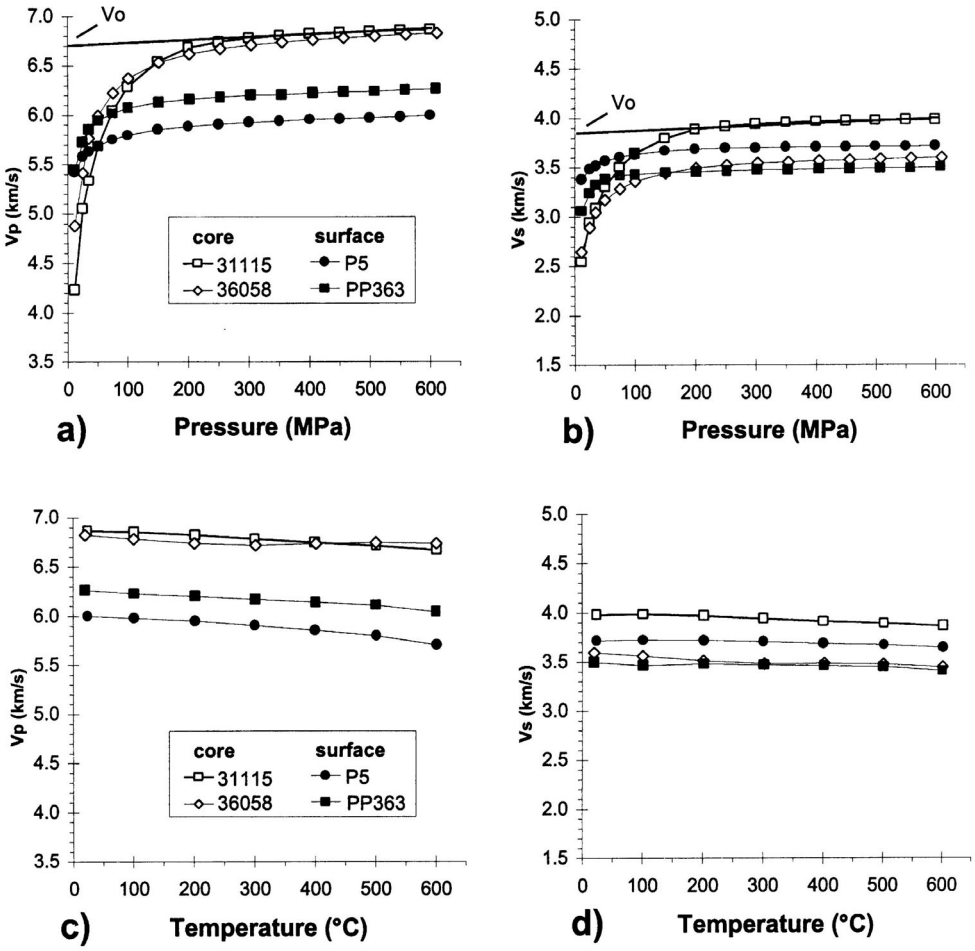


Рис. 2. **Средние величины скорости продольных V_P и сдвиговых V_S волн некоторых приповерхностных и глубинных образцов в зависимости от давления (a), (b) и температуры (c), (d) [3].**

Образцы P5 и PP363 отобраны на земной поверхности. Образцы 31115 и 36058 изготовлены из керна Кольской СГ-3

Анализ данных показал, что механизм передачи упругих возмущений в микротрещиноватой породе одинаков как для продольных, так и для сдвиговых волн. Однако в породе, находящейся под давлением, при котором микротрещиноватость не оказывает существенного влияния на скорость распространения колебаний, прирост скорости продольных волн с увеличением глубины происходит быстрее, чем поперечных.

Особо следует отметить роль упругой анизотропии как одного из параметров, характеризующих свойства глубинных пород. Способ оценки тенденции изменения средних величин скорости распространения продольных и поперечных волн с возрастанием глубины не всегда пригоден для сугубо анизотропных пород. Как показал опыт изучения разреза СГ-3, большая часть образцов метаморфизованных пород, вскрытых этим разрезом, обладает анизотропией упругих свойств [5]. Упругая анизотропия существенным образом влияет на процессы распространения сейсмических колебаний в земной коре. Параметры анизотропии на разгруженных, извлеченных из значительной глубины образцов, не соответствуют тем, которые присущи породам в массиве [3].

Характеристики анизотропии в зависимости от приложенной всесторонней нагрузки в поверхностных и глубинных образцах приведены в работах [3, 4]. Результаты расчета коэффициента анизотропии A_P представлены на рис. 3. Согласно данным рис. 3 наблюдается, в целом, существенное снижение показателя A_P для глубинных пород при возрастании давления. Например, для образцов 43560, 43726 коэффициент A_P изменяется при повышении давления в десятки раз. Для образцов 31115, 36058 он изменяется более чем в 3 раза. Причем, самое большое изменение этого параметра происходит в диапазоне нагрузок 1-100 МПа. Слабую анизотропию, сравнительно мало меняющуюся при возрастании нагрузки (рис. 3), показали поверхностные образцы.

Упругая (скоростная) анизотропия, в отличие от величин скорости распространения упругих колебаний, существенно снижается при росте давления. Вместе с этим, при PT-условиях массива анизотропия пород может достигать 18% по скорости продольных и 38% – по скорости сдвиговых волн [6].

В целом, сравнивая глубинные и приповерхностные породы можно сделать вывод, что на скоростные (сейсмические) свойства первых микротрещиноватость и трещиноватость оказывает влияние до глубин ~3-5 км (в пределах до нагрузок 100-150 МПа). На больших глубинах их свойства определяются (за исключением зон разуплотнения) кристаллической основой породы. В метаморфических породах на распространение сейсмических волн существенное влияние будет оказывать упругая (скоростная) анизотропия.

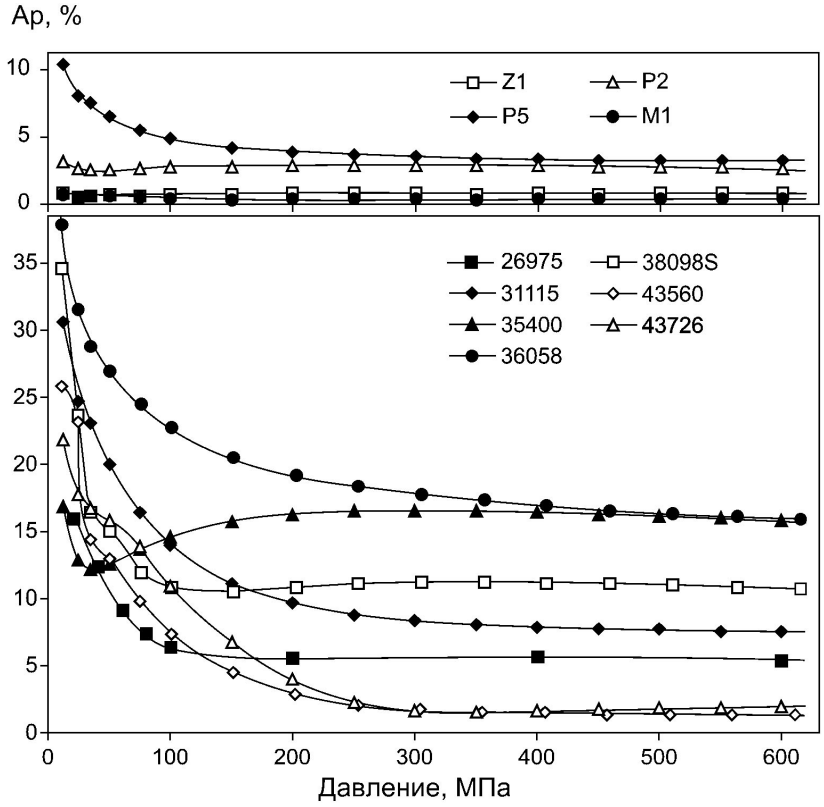


Рис. 3. **Зависимости показателя анизотропии A_P, рассчитанного по скорости распространения продольных волн, от приложенного давления.**

Образцы №№ Z1, P2, P5, M1 отобраны на земной поверхности.
Образцы 26975, 31115, 35400, 36058, 38098S, 43560, 43726 изготовлены из керна Кольской СГ-3

Поскольку приведенные результаты опираются на прямые экспериментальные исследования глубинного вещества, по нашему мнению, их следует учитывать при построении геофизических скоростных разрезов земной коры в кристаллических массивах.

Работа поддержана грантом № 07-05-00100 Российского Фонда фундаментальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбацевич Ф.Ф., Ланев В.С., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явления дезинтеграции), геодинамические следствия. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР. 1992. С. 136-144.

2. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1995. 204 с.

3. Kern H., Popp T., Gorbatsevich F., Zharikov A., Lobanov K.V. and Smirnov Yu.P. Pressure and temperature dependence of Vp and Vs in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy // Tectonophysics. 2001. V. 338. P. 113-134.

4. Головатая О.С., Горбацевич Ф.Ф., Керн. Х, Попп Т. Свойства некоторых пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины при изменении PT-параметров // Физика Земли. № 11. 2006. С. 1-14.

5. Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л., Керн Х., Попп Т., Смитсон С., Ай Е., Христенсен Н. Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ» // Физика Земли. № 7. 2002. С. 46-55.

6. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. 318 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЕ (при забое 2073 м)

Горбачев В.И., Есипко О.А., Неронова И.В., Шахрай А.В.

ОАО НПЦ «Недра», г. Ярославль, log@nedra.ru

Бурение проводится ОАО НПЦ «Недра» (правопреемник ФГУП НПЦ «Недра» с 8 мая 2007 г.), расположенным в г. Ярославле, ул. Свободы 8/38. Проектная глубина скважины – 3500 м. Проектный горизонт – мигматизированные гранито-гнейсы архейского возраста, залегающие ниже вулканогенно-осадочного комплекса метаморфизованных образований нижнего протерозоя.

Геофизические исследования проводятся специалистами КГП ОАО НПЦ «Недра».

КОМПЛЕКС ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения физических свойств, геохимических параметров, литологических особенностей, литолого-стратиграфического расчленения разреза, выделения зон трещиноватости, тектонического дробления, выяснения характера их насыщения флюидом проведен следующий комплекс ГИС: ст.каротаж КС (2 зонда), ПС, БК, ИК, БМК+МКВ, КМВ, КМП, резистивиметрия, ГК, СГК, ГГК-П (плотностной), НГК, ННК-Т, ННК-НТ, АКШ, (ФДК, ВК), кавернометрия-профилеметрия, термометрия, резистивиметрия, инклинометрия.

Для литолого-стратиграфической привязки сейсмических отражающих горизонтов, необходимой для повышения качества интерпретации сейсморазведочных данных МОГТ и уточнения структурных условий, в Онежской параметрической скважине планируется выполнение НВСП.

ФОРМИРОВАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ ГИС

Сформированная база данных ГИС Онежской скважины включает 189 003 п.м. каротажных кривых.

По околоскважинному пространству собран материал ГИС и сформирована база данных по следующим опорным скважинам:

1. Западно-Вашозерская № 1
2. Восточно-Ровкозерская № 4
3. Укшозерская № 5
4. Северо-Пялозерская № 9
5. Северо-Ровкозерская № 2
6. Северо-Сундозерская № 8.

Сформированная БД насчитывает 12 194 п.м. каротажных кривых, а также данные исследований керна и шлама.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГИС

В результате комплексной интерпретации материалов ГИС Онежской параметрической скважины и опорных скважин околоскважинного пространства проведено литологическое расчленение разреза скважины, установлены основные литолого-стратиграфические границы, определена их природа, выделены интервалы с обильной рудной вкрапленностью, породы с повышенным содержанием урана, зоны разуплотнения. Ниже приводится геофизическая характеристика разреза.

Вашозерская свита (9-38 м).

Представлена супесчаными породами с галькой и валунами по данным исследований керна соседних опорных скважин. Открытый ствол характеризуется вывалами пород из стенок скважины и образованием каверн глубиной более 500 мм.

Кондопожская свита (38-259 м).

Верхняя подсвита (интервал 38-126.5 м) представлена переслаиванием полимиктовых песчаников с алевролитами, аргиллитами и конгломератами (по данным исследований керна скважин Северо-Ровкозерская №2, Западно-Вашозерская №1). Породы подсвиты характеризуются высокими значениями естественной радиоактивности до 6 мкР/час, связанными с повышенным содержанием калия, средними значениями тория и урана. Значения удельного электрического сопротивления пород (УЭС) составляет 150-170 Омм. Границей между подсвитами является брекчированные песчаники в интервале 122-126.5 м, которые характеризуются понижением интервальных времен упругих волн до 180 мкс/м на фоне 340 мкс/м по продольной волне и 320 мкс/м на фоне 570 мкс/м по поперечной волне, УЭС в пласте снижается до 30-50 Омм.

Нижняя подсвита в интервале 126.5-259 м сложена граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов. В пределах нижней подсвиты показания естественной радиоактивности понижа-

ются до 4 мкР/час, показания УЭС существенно не меняются. С глубины 218 м до отметки 238 м разрез сложен, возможно, конгломератами, характеризующимися понижением УЭС до 30-100 Омм, высоким содержанием калия (до 3 %) и средними значениями тория и урана 4 и 2 РРМ соответственно.

В интервале 238-259 м – зона брекчированных пород на контакте кондопожской и суйсарской свит. В обломках брекчии, судя по геофизическим характеристикам, породы кондопожской свиты – вулканомиктовые песчаники и алевролиты. УЭС в пределах первого десятка Омм, интервальные времена продольной волны – 300-310 мкс/м, поперечной волны – 650 мкс/м, содержание калия до 1.5-2 %.

Суйсарская свита (259-876 м).

Вскрытый разрез суйсарской свиты представлен лавами базальтов и меланобазальтов, туфами и туффитами, меланобазальтами. УЭС в пределах первого десятка Омм, интервальные времена продольной волны – 300-310 мкс/м, поперечной волны – 650 мкс/м, содержание калия снижено до 0.5 %, что соответствует содержанию калия в базальтах по литературным источникам.

Литологическое расчленение разреза проводилось, в основном, по данным СГК, как одного из профилирующих методов, отражающих вещественный состав пород, а также по АКШ, БК, ГГК-П и данным скважинной магниторазведки.

Базальты и меланобазальты выделяются пониженным содержанием калия (до 0.5 %), тория до 2 РРМ, объемной плотностью по ГГК-П в среднем 2.8-2.86 г/см^3. Лавы базальтов по СГК определяются по содержанию калия до 1 %, тория 2-2.5 РРМ, объемная плотность составляет от 2.8 до 2.92 г/см^3. В туфах и туффитах содержание калия превышает 1 %, содержание тория составляет 2-3 РРМ, объемная плотность по ГГК-П в среднем 2.75-2.8 г/см^3. УЭС базальтовой толщи меняется в широких пределах: от 1до 10 Омм в верхней части разреза и от 1000 до 10000 Омм в нижней части. Интервальное время продольной волны в базальтах составляет в среднем 165 мкс/м, поперечной – 300 мкс/м. По АКШ в интервалах 395-397 м и 475-486 м выделяются зоны разуплотнений. Долериты и диабазы по данным СГК характеризуются низким содержанием калия (менее 0.4 %), объемной плотностью по ГГК-П 2.9-2.95 г/см3, интервальным временем Р-волны – (150-160) мкс/м, S-волны – (280-290) мкс/м. Содержание урана в исследуемом интервале остается стабильным и в среднем не превышает 1 %. По данным КМВ и КМП разрез сложен практически немагнитными породами. Интервалы оруденения отсутствуют.

С глубины 538 м по данным исследований керна, шлама и ГИС разрез сложен в интервале 538-584 м преимущественно диабазами, в интервале 584-652 м преимущественно черными сланцами, интервал 652-870 м представлен, в основном, долеритами и ниже переслаиванием долеритов и черных сланцев с обильной сульфидной вкрапленностью.

Черные сланцы отмечаются высокими содержаниями ЕРЭ (К до 2 %, Th до 4 РРМ, U до 1.5 РРМ). УЭС меняются от 10 до 1000 Омм. Показания ГГК-П в среднем составляют 2.75 г/см^3. Интервальные времена Р- и S-волн 160 и 300 мкс/м соответственно.

Долериты характеризуются низкими содержаниями ЕРЭ: К – 0.4 %, Th – 0.8 РРМ, U – 0.4 РРМ. Показания ГГК-П максимальные – 3.0 г/см^3, интервальные времена Р-волны – 140-150 мкс/м, S-волны – 255-265 мкс/м, УЭС максимальные – больше 10000 Омм.

В интервалах 652-655 м, 720-723 м, 790-798 м, 813-818.5 м, 832-834 м, 876.5-914 м, 945-949 м выделяются зоны сульфидной вкрапленности. По данным АКШ и ГГК-П эти зоны отмечаются как разуплотненные. По СГК содержания ЕРЭ в этих интервалах максимальные: К до 6 %, Th до 8 РРМ, U возрастает до 30 РРМ, что характерно для трещиноватых пород. УЭС минимальные и составляют первые Омм. На кривых составляющих магнитного поля в интервале 876.5-914 м наблюдаются скачки, соответствующие аномалии пересечения, и возрастание магнитной восприимчивости от 10000 до 12000 10^{-5} ед. СИ.

Заонежская свита (876-2070 м)

Вскрытый разрез заонежской свиты в интервале 876-1380 м представлен черными и серыми сланцами, алевросланцами, а также долеритами.

Долериты по данным СГК характеризуются низким содержанием калия (менее 1 %), тория (от 1 до 6 РРМ), урана (1-2 РРМ), интервальным временем Р-волны – (140-150) мкс/м, S-волны – (265-285) мкс/м, высокими и максимальными значениями УЭС по БК.

Сланцы отмечаются повышением естественной радиоактивности по калию в среднем до 3 %, по урану в среднем до 8 РРМ, по торию в среднем до 8 РРМ. В разрезе заонежской свиты аномально высокими значениями содержания урана (30-40 РРМ) выделяются несколько интервалов, приуроченных к сланцам. В интервале 1106-1118 м содержание урана достигает 97 РРМ, что соответствует 0.01 % от общего объема породы. По данным акустического каротажа сланцы отмечаются интервальным временем Р-волны 160-170 и более мкс/м, S-волны 290-320 и более мкс/м, пониженными значениями УЭС (от единиц до первых десятков Омм), что связано с наличием рудной вкрапленности.

С глубины 1380 м до 1496 м разрез представлен преимущественно диабазами, которые отделяет от нижележащей толщи габбро-диабазов зона дробления в интервале 1496-1499 м.

Диабазы и габбро-диабазы отмечаются низкими значениями содержания тория и урана (0.5-3 PPM), средним и низким содержанием калия (до 1 %), высокими УЭС, значениями интервального времени Р-волны 150-160 мкс/м, S-волны 280-290 мкс/м.

В интервалах 1077-1092 м, 1101-1106 м, 1400-1406 м, 1540-1544 м, 1583-1597 м в разрезе выделяются породы, характеризующиеся минимальными значениями естественной радиоактивности (содержание калия – 0.1-0.3 %, тория 0.2-0.3 PPM, урана 0.3-0.4 PPM). По описанию керна это черные глинистые сланцы с жилками, выполненными карбонатом.

По данным КМВ и КМП в разрезе заонежской свиты выделены интервалы с обильной рудной вкрапленностью: 882-914 м, 945-949 м, 1011-1014 м, 1068-1077 м, 1107-1126 м, 1221-1229 м, 1350-1361 м, 1396-1406 м, 1417-1425 м, 1430-1443 м, 1495-1499 м, 1535-1545 м, 1588-1598 м, 1684-1702 м, 1686-1691 м, 1717-1777 м, 1784-1792 м, 1798-1805 м, 1870-1900 м, которые приурочены, в основном, к контактам между сланцами и интрузивными породами и совпадают с интервалами трещиноватости по АКШ и радиоактивных аномалий по СГК.

По данным ГИС кровля нижней подсвиты заонежской свиты предположительно отмечается на глубине 1903 м.

В интервале 1903-2070 м разрез сложен, в основном, зелеными доломитовыми сланцами и алевросланцами. Породы характеризуются высокими и максимальными значениями УЭС, высокими значениями естественной гамма-активности за счет повышенного содержания калия и в меньшей степени тория, значениями интервального времени Р-волны 170 мкс/м, S-волны 320 мкс/м, объемной плотностью 2.8 г/см^3.

В интервале 2018-2070 м разрез представлен черными сланцами, характеризующимися по керну сильной трещиноватостью. По данным АКШ открытая горизонтальная и субгоризонтальная трещиноватость в породе отсутствует.

В интервалах 1792-1795 м, 1866-1871 м, 1900-1903 м, 1915-1918 м в разрезе выделяются кремнистые породы, характеризующиеся минимальными значениями естественной радиоактивности (содержание калия – 0.1-0.3 %, тория 0.2-0.3 PPM, урана 0.3-0.4 PPM).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДРЕВНИХ СТРУКТУР И ЛИНЕАМЕНТНЫХ ФОРМ УЧАСТКА ВЕП (на примере Подмосковья)

Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н.

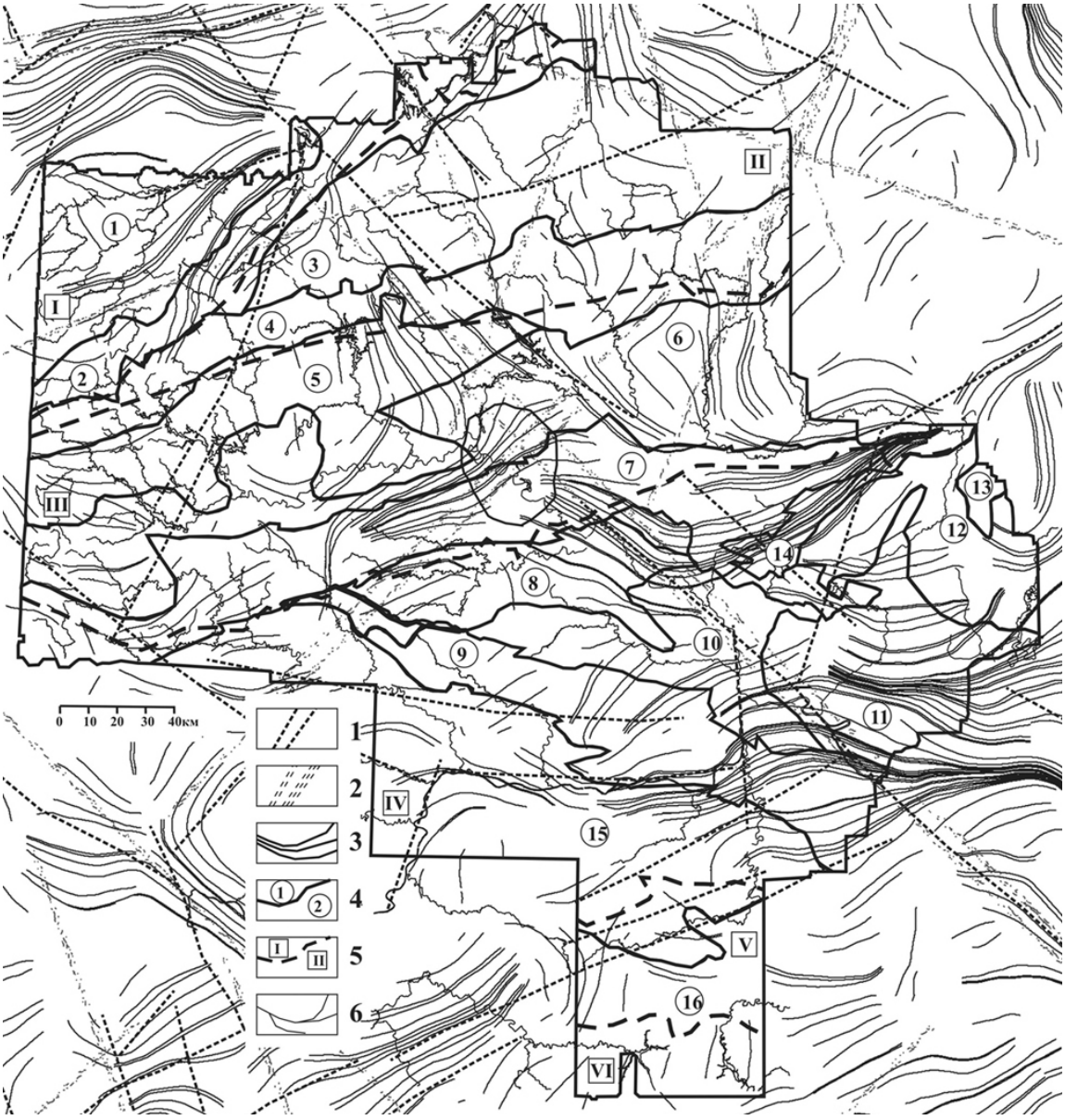
Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, emgorbunova@idg.chph.ras.ru, ivanchenko@idg.chph.ras.ru

Сопоставление древнего и современного структурных планов территории направлено на выделение участков унаследованного геодинамического развития. Выбранный масштаб исследований контролирует ранг структур, прослеживаемых в системе кристаллический фундамент – осадочный чехол – рельеф. На данном этапе проведена апробация усовершенствованной методики автоматизированного дешифрирования (пакет LESSA). Линеаментные формы фиксируются в виде протяженных линеаментных структур, составленных из малых фотолинеаментов близкого простирания. Кроме того, выделяются «линии тока» (достоверно установленные векторы, характеризующие удлинение роз- диаграмм малых фотолинеаментов в скользящем окне) применительно к центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – Подмосковному региону. В качестве геологической основы для интерпретации линеаментного рисунка использованы схемы структур поверхности кристаллического фундамента, карты дочетвертичных и четвертичных отложений Московской области масштаба 1: 500 000 [1, 2].

При обработке космоснимка системы "Landsat" с разрешением около 30 м наряду с автоматизированной методикой привлечены результаты мануального дешифрирования, позволившие заверить положение и основные направления протяженных линеаментных зон. Сочетание методик подтверждает наличие морфометрических неоднородностей в современном рельефе. В то же время, автоматизированное дешифрирование способствует количественному и качественному приросту информации, позволяющему получить более полную характеристику линеаментных форм и провести корректный геодинамический анализ территории.

Впервые линеаментный анализ выполнен с учетом интерпретации отчетливо выраженных «линий тока», соответствующих преимущественной ориентировке направления удлинения роз трещиноватости, подчеркивающих границы, положение и состояние основных морфоструктур. Элементы более высокого порядка при заданном размере расчетной скользящей «ячейки» не выражены самостоятельно, имеют подчиненное значение и входят в ансамбль региональных структур, интерпретируемых в рамках предложенного пакета LESSA. При дешифрировании космоснимка учтена высокая техногенная освоенность территории (наличие крупной Московской агломерации) путем искусственной отбраковки линеаментных зон, связанных с антропогенной деятельностью, и опорой на статистические методы анализа линеаментов, устойчивые к шумам.

Структура фундамента центральной части ВЕП представляет собой гетерогенное образование и отчетливо разделена по петрофизическим, вещественным, стратиграфическим и тектоническим особенностям строения на шесть структурно-вещественно-петрофизических областей (СВПО) [2]. К наиболее древним архей-раннепротерозойским фрагментам в кристаллическом основании отнесены Лотошинская и Сокольническая СВПО. Относительно молодая архей-позднепротерозойская Московская СВПО срезает структуры Дмитровской и Серпуховской (рис.).



Совмещенный план современных линеаментных форм и древних структур центральной части ВЕП (Московская область)

(1 – 3 – линеаментные формы, выделенные: 1 – мануально; 2, 3 – с использованием программного пакета LESSA: 2 – протяженные линеаментные формы, 3 – линии тока; 4 – границы структур поверхности кристаллического фундамента, и их номера; 5 – границы между СВПО и их номера; 6 – современная гидрография)

Главные формы рельефа поверхности кристаллического фундамента:

– положительные (Решетниковский вал – 2, Тучковско-Черноголовкинский выступ – 6, Домодедовский выступ – 8, Северо-Мещерский выступ – 11, Рошальский выступ – 13, Серпуховско-Каширский выступ – 15, Куровский гребень – 14);

– переходные (Микулинская ступень – 1, Запрудненская ступень – 3, Рузско-Софринская ступень и Звенигородская депрессия – 5, Коломенские валы – 10, Новомосковская ступень – 16);

– отрицательные (Гжатско-Сергиев-Посадский авлакоген – 4, Подмосковный авлакоген – 7, Пачелмский авлакоген – 9, Кривандинская депрессия – 12)

Структурно-вещественно-петрофизические области (СВПО): Лотошинская – I, Дмитровская – II, Московская – III, Серпуховская – IV, Веневская – V, Сокольническая – VI.

Ориентировка осевых линий региональных тектонических нарушений, сопряженных с границами СВПО, меняется с северо-восточного направления на субширотное. Тектонические границы областей выражены в сильно дифференцированном рельефе поверхности кристаллического фундамента, зафиксированном по данным бурения глубоких скважин на абсолютных отметках от – 900 м в пределах главных положительных структур до – 4000 м для главных линейных отрицательных структур. Перепады высот достигают 3100 м. Часть внешних границ главных положительных структур поверхности кристаллического фундамента (Решетниковский вал, северо-восточная и южная границы Серпуховско-Каширского выступа, северо-западная граница Северо-Мещерского выступа) и отрицательных структур (южные борта Гжатско-Сергиев-Посадского и Подмосковного авлакогенов, северная и юго-восточная границы Пачелмского авлакогена) приурочены к региональным и локальным тектоническим границам между СВПО (рис.).

Особое место в тектоническом развитии осадочного чехла территории исследований занимает этап заложения Московской синеклизы, интенсивно прогибавшейся к север-северо-востоку. В результате современная поверхность кристаллического фундамента регионально наклонена в северо-восточном направлении. Соответственно, девонско-каменноугольный комплекс, образованный терригенными и терригенно-карбонатными породами, наиболее полно представлен на северо-востоке территории.

Юрско-меловой комплекс, сложенный преимущественно континентальными и морскими глинисто-песчаными образованиями, имеет ограниченное распространение в центре, на северо-востоке и юге [1]. Неогеновые отложения распространены фрагментарно, преимущественно в центре территории, выполняют эрозионные ложбины, врезанные в карбон. Четвертичные отложения, представленные континентальными образованиями, развиты повсеместно.

Рельеф региона представлен равнинами разного типа: пологоволнистой, холмистой и грядово-холмистой. Абсолютные отметки высот варьируют от 280-310 м на северо-западе (Смоленско-Московская возвышенность) и на севере (Клинско-Дмитровская гряда) до 120-160 м на востоке (Мещерская низменность).

Крупные неотектонические структуры отличаются разной степенью согласованности со структурными планами осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента и находят соответствующее выражение в поле линеаментов. В пределах рассматриваемой территории прослежены серии разноориентированных линеаментных зон I-го порядка, сопровождаемые оперяющими областями сгущений линий тока (рис.).

Преобладают зоны северо-восточного направления, согласованные, в целом, с общим структурным планом фундамента. В зоне сопряжения разнонаправленных линеаментных зон прослеживается соответствующее изменение плана линий тока, разворот северо-восточного плана простирания на северо-западный. К северу от выделенной зоны выдерживается согласованность основных направлений линеаментных зон и линий тока, выраженных наиболее значимо в северо-западном направлении.

Через центральную часть Московского региона проходит линеаментная зона северо-западного простирания, состоящая из двух субпараллельных протяженных линеаментов, секущих основные структуры поверхности кристаллического фундамента (Рузско-Софринская ступень, Гжатско-Сергиев-Посадский авлакоген). Выделенная линеаментная зона контролирует границы распространения меловых отложений. Линеаметный рисунок северо-восточной части территории структурирован слабо в связи с увеличением общей мощности осадочного чехла за счет сохранения меловых терригенно-осадочных отложений в отличие от поля линеаментов, расположенного юго-западнее, характеризующегося повышенной плотностью линий тока преимущественно северо-восточной ориентировки. Такое соотношение косвенно указывает на относительно «молодой» возраст выделенной линеаментной зоны северо-западного простирания.

Сгущение линий тока в западной части Тучковско-Черноголовского выступа, Рузско-Софринской ступени, Гжатско-Сергиев-Посадского авлакогена, в пределах Решетниковского вала и Микулинской ступени совпадают с областью распространения отложений карбона, ограниченной линеаментом север-северо-восточного простирания, выделенным мануально (рис.). Разворот линий тока по створу Звенигород-Наро-Фоминск обусловлен западной границей распространения неогеновых отложений.

Расходящиеся «пучки» линий тока в отдельных случаях трассируют положение региональных границ раздела, приуроченных к поверхности кристаллического фундамента (н., положение Серпуховской СВПО). Характер изменения рисунка и ориентировки линий тока оконтуривает положение структур более высокого ранга (н., Решетниковский вал – Запрудненская ступень).

Новомосковская ступень в поле линеаментов отличается малой плотностью линий тока и субмеридиональной ориентировкой. Северная граница ступени маркируется субширотноориентированными линиями тока, сопряженными с серией линеаментов северо-восточного простирания, откартированных мануально.

Серпуховско-Каширский выступ характеризуется невысокой плотностью линий тока, представленных отдельными линиями. Северная граница практически не выражена в поле линеаментов за исключением субширотного участка долины реки Оки, подчеркнутого согласным залеганием линий тока и тяготеющего к границе сочленения положительной и отрицательной структур – Серпуховско-Каширского выступа и Пачелмского авлакогена.

Подобная разреженность линеаментных форм, предположительно, свидетельствует об относительной стабилизации геодинамического режима в южной части Подмосковья, в частности, в пределах сочленения древних фрагментов Сокольнической и Веневской СВПО (рис.).

Над Пачелмским авлакогеном ориентировка линий тока северо-восточная, подчеркивающая блоковое строение линейной отрицательной структуры. Выделенные линии тока сохраняют свою северо-восточную ориентировку на переходной структуре – Коломенских валах, что косвенно указывает на сопоставимость геодинамического режима двух разнородных блоков. На востоке Коломенские валы ограничены линеаментной зоной северо-западного простирания, сопряженной с западной границей Северо-Мещерского выступа, в пределах которого ориентировка линий тока меняется на субширотную. Смена рисунка линий тока, вероятно, обусловлена геодинамической активизацией выделенного блока.

Вдоль простирания Подмосковного авлакогена ориентировка и степень сгущения линий тока изменяется неравномерно. В юго-западной части морфология авлакогена определяет общий план линий тока. В средней части, отделенной субширотной границей сгущения линий тока, плотность линеаментов возрастает в северо-восточном направлении. Восточная часть Подмосковного авлакогена маркируется сгущением и сходимостью линий тока в периклинальной части.

Северо-западная часть территории имеет единый рисунок пликативных деформаций, выраженный в повышенной плотности линий тока, ориентированных в северо-восточном направлении, косвенно свидетельствующий об относительной подвижности наиболее древнего Лотошинского фрагмента и сопряженных глубинных структур – Микулинской ступени и Решетниковского вала.

Сравнительный анализ линеаментных форм, выделенных по программе LESSA, со строением поверхности кристаллического фундамента и положением глубинных структур указывает на геодинамическую активизацию регионального разрывного нарушения между Лотошинской и Дмитровской СВПО, южных границ Гжатско-Сергиев-Посадского, Подмосковного и, частично, северной границы Пачелмского авлакогенов. Сопоставление геолого-тектонического строения и структур фундамента с полем линеаментов позволяет детализировать геодинамическое районирование территории Подмосковья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 07-05-00454-а)

ЛИТЕРАТУРА

1. Отчет о результатах работ по теме «Составление комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500000 и мельче по территории деятельности Центрального ДПР. М.: Центргеология, 2001

2. Отчет по проведению аэрогеофизических работ для обеспечения геофизической основой геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на территории Московского региона в 1993-1998 г.г. М.: Аэрогеофизика, 1999.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Горьковец В.Я., Раевская М.Б.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, gorkovets@krc.karelia.ru

Материалы геологических, геолого-геофизических исследований и космических съемок наглядно показали, что существует четкая взаимосвязь между поверхностными и глубинными структурами земной коры. Эта взаимосвязь вызвана совокупностью определенных геофизических, физико-химических и палеогеографических условий, которые приводят, в том числе, к формированию очень крупных, суперкрупных или комплексных крупных месторождений.

Становлению Фенно-Карельского кратона предшествовало длительное формирование данного участка земной коры – с раннего архея до фанерозоя включительно. Это нашло своё отражение в разнообразии геологических процессов в породных комплексах. Последние дают возможность восстановить геологическую историю развитие региона и оптимально объяснить металлогенические особенности его развития, установить причину формирования комплекса рудных месторождений и рудопроявлений в том числе в Костомукшском рудном районе, включающим Костомукшское железорудное месторождение позднеархейского возраста – крупнейшего по железу на Фенноскандинавском щите, а также формированию в этом районе крупных золоторудных проявлений протерозойского возраста и интенсивного развития рифейских алмазоносных кимберлитов и лампроитов.

Материалы космических съемок и геологические научно-исследовательские работы достоверно показали, что на поверхности земной коры проявлены довольно многочисленные кольцевые образования диамет-

ром десятки и сотни километров. Возникновение кольцевых структур в значительной степени обусловленных геологическими процессами – геодинамическими, тектоническими, вулканическими, магматическими, экзогенными, метаморфическими и их сочетания между собой.

Особенности размещения геологических комплексов архея Фенноскандинавского щита, в том числе и Фенно-Карельского кратона, зональность распространения фациальных и литогенетических типов вулканогенно-осадочных метаморфизованных образований, формационная, металлогеническая зональность, возрастные и геофизические данные обоснованно свидетельствуют, что развитие архейской подвижной области происходило над восходящими мантийными диапирами (мегасводами, купольно-вулканическими поднятиями) [3,8]. Позднеархейские зеленокаменные пояса представляют собой останцы (реликты) палеобассейнов и служат поверхностным выражением – проекцией термальных плюмов, зародившихся на границе ядра и мантии. Формирование рифтогенных и радиальных структур было обусловлено механическим подъемом и термальным воздействием мантийных диапиров.

На основе геологических исследований, подтвержденных материалами космических съемок в пределах Фенно-Карельского кратона, выделяется несколько деформированная кольцевая структура диаметром около 500 км, сложенная по периферии позднеархейскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами – эшелонированными зеленокаменными поясами [6,7], представляющий собой реликты краевой части крупного мантийного диапира (мегасвода). Центральная часть этого крупного диапира представлена гранит-зеленокаменной областью сложенной позднеархейскими зеленокаменными и белокаменными поясами [2,10], содержащими хемогенно-осадочные железисто-кремнистые формации. В пределах Фенноскандинавского щита возможно выделение серии крупных мантийных диапиров (мегасводов) [2].

Не менее характерно выделение в пределах мегасводов (купольно-вулканических поднятий) кольцевых структур второго порядка, древнейших раннеархейских блоков – Вокнаволокского и Водлозерского с реликтами гранулитовых комплексов. Районы раннеархейских блоков имеет зональное строение. В центральной части выделяется древнейшее ядро диаметром 50-90 км с повышенной плотностью микролинеаментов, представленных эндербитами, гранулитами, чарнокитами и тоналитами (плотность 2,79 г/см^3). На Вокнаволокском блоке интенсивная гравиметрическая аномалия отражает наличие здесь подъема верхней кромки «нижней коры» над мантийным диапиром на 15-20 км, что подтверждается на сейсмическом разрезе МОГТ сейсмического профиля 4В [1].

Центральное ядро окружено зоной шириной 40-70 км зеленокаменных поясов с тектоническими дуговыми и радиальными элементами. В южной части этой зоны в районе оз. Кийтехенярви в виде субширотной полосы на расстоянии 15 км прослежены сотни интенсивно переработанных, будинированных долеритовых, габбро-долеритовых, коматиитовых даек, представляющих собой реликты подводящих вулканических трещинных каналов, служащих путями подъема магмы при формировании лопийских базальтовых, коматиитовых лав архейских зеленокаменных поясов (возраст 2,9 млрд.лет). В период протерозойской активизации образовались интрузивные комплексы долеритов, габбро-долеритов (возраст 2,45 млрд.лет) и рифейские лампроиты и кимберлиты (возраст 1,23 млрд.лет). Эту глубинную мантийную долгоживущую (с Arch по настоящее время) структурную зону с широко развитыми дуговыми и радиальными тектоническими элементами, оконтуривающими раннеархейское ядро мы выделили как зона Маанселька.

Основное структурное положение рудных формаций в зоне Маанселька определяется их нахождением в пределах позднеархейской подвижной зоны и протерозойской зоны активизации, располагающихся на границе с раннеархейским ядром. Пояс Маанселька в позднем архее был кратонизирован, но оставался областью развития глубинных разломов, по которым происходили интенсивные подвижки на этапе протерозойской активизации, и, соответственно, явились причиной формирования рудных концентраций. Таким образом, дуговые, полосовидные и радиальные тектонические структуры, возникнув в архее этого района, затем не однократно активизировались в различные геологические эпохи и служили каналами тепломассопереноса, соединяющих мантию, земную кору и поверхность.

Железонакопление в Костомукшском рудном районе в позднем архее представляет собой сложный и длительный процесс, сопоставимый с этапами геологического времени 2,90-2,70 млрд.лет. На этом участке подвижной области формирование хемогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций обусловлено сочетанием эндогенных и экзогенных процессов, проявлению многократных процессов тектоники и метаморфизма. Эта активная тектоническая зона на рифтогенной стадии мегасвода контролировала интенсивное формирование многокилометровых толщ базальтового, коматиитового мантийного вулканизма и, вероятно, корового риодацитового с вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми образованиями [2,5]. На стадии инверсии тектонического режима мегасвода Фенно-Карельского участка земной коры произошло формирование позднеархейского глубоководного бассейна седиментации. На этой стадии экзогенные процессы привели к интенсивному выветриванию уже метаморфизованных подстилающих лопийских вулканогенно-осадочных толщ и пород гнейсо-гранитного фундамента [4]. Экзогенные процессы выветривания в этой активной зоне сформировали протяжен-

ные (n·10 км) и мощностью до 0,45 км толщи железистых кварцитов в ассоциации с терригенными песчано-глинистыми осадками флишевого типа. Это привело к формированию крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения с запасами многие миллиарды тонн. Рейтинг запасов железных руд месторождения относительно подтвержденных (разведанных) запасов железных руд месторождений мира составляет 1,04%, что позволяет отнести это месторождение в разряд весьма крупных [5].

В Костомукшском рудном районе рудопроявление золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного поля и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов, связанных с железисто-кремнистыми формациями [9].

В безрудных и малорудных железистых кварцитах, углеродсодержащих сланцах, а также поздних пластовосекущих телах коматиитов Костомукшского рудного поля и месторождения присутствует рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления пирротина и пирита. Начальный этап концентрации золота в железистых кварцитах и вмещающих толщах связан с региональным метаморфизмом. В результате сформировалось первичнорассеянное тонкораспыленное низкопробное, зачастую медистое, отвечающее составу аурикуприда. Золотоносность сингенетических и ранних эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет 0,005-0,01 г/т.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать гидротермальный генезис Au руд, образовавшихся при регенерации и переотложении рудного вещества вмещающих комплексов, несущих сингенетическое и ранее эпигенетическое оруденение. Формирование Au руд происходило в два этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных толщ гимольской серии и позднелопийских интрузивных комплексов коматиитового и риодацитового составов.

Первый этап формирования Au проявлений ассоциируется с гранитоидами с возрастом 2,72 млрд.лет и контролируется дуговыми тектоническими структурами глубинного заложения зоны Маанселька. Для этого этапа характерны золото-кварцевый и золото-пирит-кварцевый типы орудинения.

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 310^0 простирания. Такие трансструктурные протерозойские разрывные дислокации являются ведущим фактором размещения центров магматических проявлений (малые интрузии) и обуславливает высокую активность метасоматических процессов [8]. Для этого этапа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип орудинения.

Прогнозные ресурсы Au рудопроявления Луупеансуо, открытого в 2005 г., по категории P_1 составляет 70 т, что соответствует крупному по запасам Au рудопроявлению. Размер зерен самородного золота от 2 до 250 мкм (средний 42 мкм). Золото высокопробное (786-950), легкообогатимое, что предполагает оптимистические оценки для использования традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий переработки руд.

Для докембрия Фенноскандинавского щита в последнее время приобрел реальное значение выявленный кимберлитовый и лампроитовый магматизм. Находки алмазов, минералов-спутников, поля трубок кимберлитов и многочисленные дайки лампроитов известны во многих частях щита.

Анализ распределения кимберлитовых и лампроитовых полей Фенно-Карельского кратона, как и всего Фенноскандинавского щита позволяет считать, что необходимым условием его проявления является предшествующий активный разновозрастный базальтовый и коматиитовый вулканоплутонизм, эволюция которого отражает последовательное углубление источников расплава. Наиболее перспективными для поисков алмазов являются краевые наддиапировые зоны, испытавшие многократную тектоническую переработку, для которых кимберлитовый и лампроитовый магматизм является завершающим. Неравномерное распределение даек лампроитов и диатермовых трубок кимберлитов в Костомукшском рудном районе объясняет их приуроченностью к узлам пересечения сопоставимых по рангу дуговых и линейных тектонических структур глубинного заложения. В таких местах возникают наиболее благоприятные условия для формирования высокопроницаемых участков, способных спровоцировать внедрение в земную кору мантийных веществ. Пространственное сочетание раннеархейского Вокнаволокского блока и рифейского ультраосновного – щелочного магматизма зоны Маанселька имеет черты сходства со взаимоотношением архейских ядер и подвижных зон Западной Австралии, Южной и Западной Африки, которые контролируют структурное положение лампроитовых и кимберлитовых интрузий.

В лампроитах и кимберлитах Костомукшского рудного района обнаружены кристаллы алмазов размером 0,2-1,3 мм. Кристаллы тетраэдрической и октаэдрической формы, в основном бесцветные. Возраст лампроитов и диатерм кимберлитов – оранжитов рифейский – 1,230 млрд. лет.

Таким образом, наличие комплекса крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения, золотого и алмазоносного рудопроявлений на данном участке земной коры свидетельствует о длительности, многоэтапности и закономерном сочетании процессов рудообразования, способствовавших созданию условий для формирования крупных рудных концентраций, определяемые глубинными структурами земной коры и верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск. 2004. 353 с.
2. 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.
3. Gorkovets V.Y. Geodinamic aspects of the formation of the Earth crust in the Late Archean of the Fennoscandian shield ||Jnternational symposium «Mantle plums and metallogeny». Petrozavodsk-Moskva. 2002. P. 362-365.
4. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии // ДАН СССР. Т. 272. № 6. С. 1425-1428.
5. 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.
6. Металлогения Карелии. Петрозаводск. 1999. с. 340.
7. Рыбаков С.И. Колчеданные рудообразования в раннем докембрии Балтийского щита. Л. 1987. 266 с.
8. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 357 с.
9. Софронов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В., Суренков С.В., Чучаев А.Г., Злобина Т.М., Чижова И.А. Геодинамические факторы образования крупных и суперкрупных и суперкрупных докембрийских золоторудных размещения и условия образования. ОНЗ РАН. М. С. 15-46.
10. Luukkonen E.J. Late Archatan and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi trerrain, Eastern Finland. Turku. 1992. 113 p.

ЗЕМНАЯ КОРА ЗОН ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЗАПАДНОТИХООКЕАНСКОГО ТИПА: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ

Гранник В.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, grannik@imgg.ru

Главными структурными единицами литосферы Земли считаются континенты и океаны, характеризующиеся различным составом и мощностью земной коры (континентальной и океанской). Между отмеченными структурными элементами располагаются зоны перехода континент-океан (континентальные пассивные, активные и трансформные окраины), обладающие более разнообразным составом, строением и мощностью земной коры, которые обычно включают в состав континентов. Эти зоны характеризуются проявлением активных специфических геологических процессов, в ходе которых океанская кора и земная кора с промежуточными свойствами превращаются в континентальную земную кору складчатых поясов, наращивающих континенты.

Зоны перехода западнотихоокеанского типа в современной структуре Тихоокеанского сегмента Земли соответствуют северо-западной фронтальной части Тихоокеанского подвижного пояса, включающей окраинные моря с тыловыми впадинами, островные вулканические дуги, глубоководные желоба и океанские валы. Исследования горно-складчатых сооружений тыловой части пояса, причлененных с востока к Сибирскому (Северо-Азиатскому), Северо-Китайскому и Южно-Китайскому кратонам Евроазиатского континента, показали, что их земная кора также сформировалась в результате развития аналогичных разновозрастных переходных зон в течение позднерифейского-кайнозойского времени [1, 2].

Строение земной коры – геологические данные. Особенности геологического строения земной коры переходных зон рассматриваются на примере наиболее детально изученного Дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса (ДВ ТПП). В состав сектора включены массивы кристаллических пород (Гонжинский, Мамынский, Туранский, Малохинганский, Цзямусы, Ханкайский, Наним, Кенги, Сабэксан), структурные элементы восточной части Монголо-Охотского пояса, Сихотэ-Алиня, Корейского полуострова, Японских и Курильских островов, Сахалина, Южной Камчатки, дна акваторий Японского и Охотского морей. К ДВ сектору ТПП со стороны Тихого океана прилегает наиболее древняя (мезозойская) Северо-Западная область (абиссальная котловина) Тихоокеанской плиты, характеризующаяся развитием интенсивных внутренних деформаций океанской коры (древних океанских поднятий, краевых валов, трансформных разломов, трогов) и зон внутриплитного вулканизма (линейные зоны, локальные поля) [1, 2 и др.].

Аккреционно-коллизионные складчатые системы, области и тектонические пояса ДВ сектора ТПП сложены осадочными, вулканогенно-осадочными, магматическими (включая широко распространенные известково-щелочные, субщелочные и щелочные гранитоиды), метаморфическими, рудоносными, угленосными и нефтегазоносными комплексами [2 и др.]; имеют складчатое, складчато-блоковое, чешуйчато-надвиговое и покровно-складча-

тое строение; осложнены разнонаправленными сдвигами, надвигами, сбросами, взбросами, зонами меланжей. В их структуре установлены фрагменты (террейны) окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (ОКВПП – от S до Q), вулканических островных дуг (ВОД – от S до Q), окраинных морей (от S до Q), преддуговых прогибов (от T1 до Pg), аккреционных призм (от Cm2 до Pg), субдукционных сутур (палеозон) (от K1 до Pg), офиолитовых ассоциаций различного происхождения (от V до Pg), океанских плато (J3-K1), микроконтинентов (от J3 до Pg). Установленные особенности состава и строения перечисленных выше регионов свидетельствуют о тесной взаимосвязи формирования их геологической структуры и земной коры с развитием разновозрастных переходных зон континент-океан или континентальных окраин [1 и др.].

Строение земной коры – геофизические данные. Строение земной коры и верхней части мантии тыловой зоны ДВ сектора ТПП было изучено методом ГСЗ (кусочно-непрерывным и точечным или дифференциальным зондированием) по системе профилей, пересекающих структурные элементы Сихотэ-Алиня [4]. Было установлено, что земная кора тыловой части пояса имеет слоисто-блоковое строение. Сопряжение блоков происходит по глубинным разломам. В строении земной коры по физическим параметрам слагающих ее образований выделяется три основных слоя: осадочно-вулканогенный, гранитно-метаморфический и базальтовый. Первый отличается относительным непостоянством скоростей распространения в нем упругих колебаний, но в подавляющем большинстве случаев фиксируется снизу границей с Vг = 6,2 +- 0,2 км/с, преломленные волны от которой устойчиво регистрируются в первых вступлениях (кровля консолидированной коры). Второй и третий слои не имеют четкого структурного разграничения. Разделение их проведено по скоростному уровню 6,6 км/с. Граница М (поверхность верхней мантии) устойчивая и повсеместно характеризуется скоростями Vг = 8-8,2 км/с. Мощность земной коры Сихотэ-Алиня на 12-15 км меньше мощности байкальских и каледонских складчатых областей (например, Казахстана [4]) и характеризуется в целом пониженными скоростями распространения сейсмических волн. Для нее характерно резкое преобладание гранитно-метаморфического слоя над базальтовым.

Строение земной коры фронтальной зоны ДВ ТПП (Охотоморского региона) установлено по профилям, пересекающим вдоль и поперек Охотское море. Мощности земной коры и ее базальтового, гранитного и вулканогенно-осадочного слоев здесь испытывают значительные колебания. По данным профиля ГСЗ I-M, пересекающего Охотоморский регион от залива Терпения на Сахалине до острова Итуруп, мощность земной коры под шельфом залива Терпения составляет 20-22 км, в пределах Курильской (Южно-Охотской) котловины – 12,5-15 км, в районе о-ва Итуруп – до 20 км, под Курильскими островами и на приостровном склоне глубоководного желоба – до 25-28 км. Граничные скорости по поверхности мантии составляют 7,9-8 км/с. Граница базальтового слоя залегает на глубине 14-18 км в районе шельфа и 8-9 км во впадине под склоном о-ва Итуруп. Таким образом, максимальная мощность гранитно-метаморфического слоя отмечается в шельфовой зоне Сахалина и при подходе к глубоководной котловине вначале постепенно уменьшается, а затем гранитно-метаморфический слой выклинивается совсем. Аналогичное, но обратное изменение мощности гранитно-метаморфического слоя происходит при подходе к склону о-ва Итуруп. В глубоководной части Курильской впадины осадочные образования мощностью около 5 км залегают непосредственно на поверхности базальтового слоя, а в приостровной части – на поверхности гранитно-метаморфического слоя, но мощность осадочных отложений здесь сокращена до 2,5 км. Остальные геофизические особенности структурных элементов Охотоморского сектора фронтальной зоны ТПП детально охарактеризованы в работах [3, 4].

Консолидированная земная кора Камчатки по данным ГСЗ характеризуется значительной латеральной неоднородностью и блоковым строением, что обусловлено разным составом пород и их физико-химическим состоянием в зонах активного современного вулканизма [6]. Установлены три типа петрофизических комплексов, из которых выходят на поверхность только два. Первый тип представлен породами (гранитоиды, гнейсы, метаморфические породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций), в которых пластовые скорости сейсмических волн составляют Vпл = 5,9-6,4 км/с. Этот слой (гнейсово-гранитный) мощностью примерно 20 км расположен под Срединным и Ганальским хребтами. Второй тип представлен породами (метаморфизованные базальты, граувакки, габброиды, гипербазиты) с Vпл = 6,6-6,7 км/с, которые слагают верхнюю часть консолидированной коры в восточных районах Камчатки. Этот слой (сланцево-базитовый) расположен в основании Восточнокамчатского и частично Центральнокамчатского блоков. Третий самый нижний (гранулито-габбровый) слой земной коры мощностью около 10 км имеет пластовые скорости Vпл = 7,1-7,2 км/с и залегает на глубинах 20-30 км. На поверхность он нигде не выходит. О его составе можно судить по ксенолитам и включениям основных гранулитов, пироксеновых и оливиновых габброидов, встречающихся в пирокластических породах и в лавах островных дуг. Гнейсово-гранитный слой по составу и строению соответствует салическому типу континентальной коры. Сланцево-базитовый аномальный по скоростям сейсмических волн (высокоскоростной) слой по составу приближается к океанской коре значительной мощности (до 30 км), но считается особым типом мафической «незрелой» континентальной коры [6].

Верхняя мантия под Охотоморским сектором фронтальной зоны ТПП, согласно результатам геолого-геофизического моделирования [5], характеризуется горизонтальными и вертикальными неоднородностями. Она не-

сколько разуплотнена (обладает пониженными скоростями сейсмических волн) по сравнению с мантией Тихого океана. Под Курильской глубоководной котловиной в верхней мантии в интервале глубин 30-65 км выделяется слой с повышенной электропроводностью, возможно обусловленной частичным плавлением вещества. Астеносфера, выделенная по геотермическим данным (за ее верхнюю поверхность принята изотерма 1000-1200°), располагается в верхней мантии под Охотским морем на глубине 50-70 км, а под Северо-Западной котловиной Тихого океана – 100 км. От астеносферы отходят диапиры частичного плавления вещества, которые достигают глубины 20-30 км под южной частью Татарского пролива, впадинами Дерюгина, Тинро и Курильской котловиной. Именно с мантийными диапирами связывают формирование рифтовых структур, рифтовых и пострифтовых осадочных нефтегазоносных бассейнов, развитие задуговых магматических и гидротермальных процессов, происходивших в течение кайнозойского времени [3, 5].

Формирования земной коры. Установлено, что земная кора зон перехода континент-океан западнотихоокеанского типа сформирована и продолжает формироваться в геодинамических обстановках, аналогичных существующим в современное время на северо-западе и юго-востоке Тихого океана [2].

Наиболее древняя позднерифейская-раннепалеозойская переходная зона разделяла Палеоазиатский океан и Палеопацифику и представляла собой архипелаги микроконтинентов и вулканических островов, аналогичных тем, которые в современное время разделяют Индийский и Тихий океаны. Образования, слагавшие острова, под влиянием процессов рифтогенеза, субдукции, аккреции и коллизии постепенно превратились в кристаллические массивы. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что позднерифейская-раннепалеозойская переходная зона располагалась примерно на тех же широтах, что и современная переходная зона между Индийским и Тихим океанами [2].

Девон-пермские Монголо-Охотская и Лаоелин-Гродековская переходные зоны отделяли Сибирский кратон от Палеопацифики и включали пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, Агинскую ВОД, морской бассейн (залив), Центрально-Монгольский ОКВПП, Лаоелин-Гродековское окраинное море и ВОД, Ханкайский микроконтинент, Западно-Сихотэ-Алинский ОКВПП и Муравьевскую ВОД.

Среднеюрская-раннемеловая Верхнеамурская переходная зона включала край Сибирского кратона, осложненный системой рифтогенных морских бассейнов, Верхнеамурский ОКВПП, Хинганский морской бассейн, Буреинский микроконтинент, вошедший в состав Амурского супертеррейна.

Позднеюрская-раннемеловая Северокорейско-Хоккайдо-Сихотэ-Алинская переходная зона включала массив Наним, аккреционную призму Туманган, Северокорейский ОКВПП, предположительно субдукционную палеозону, превратвшуюся в сутуру, разрушенную в неогене в процессе раскрытия Японского моря, Японский микроконтинент (Южный Китаками-Абукума и Хида), морской бассейн, отделявший Японский микроконтинент от палеоконтинента.

Раннемеловая Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская переходная зона отделяла Буреинский микроконтинент Амурского супертеррейна от океана и включала юрскую-раннемеловую аккреционную призму (Самаркинскую, Таухинскую, Осима), Сихотэ-Алинское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую ВОД, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикотан субдукционные палеозоны, морской бассейн, отделявший Поронайский микроконтинент от ВОД.

Ранне-позднемеловая Хингано-Охотская переходная зона включала Хингано-Охотский ОКВПП, Амурскую субдукционную палеозону, морской бассейн, отделявший Восточно-Сихотэ-Алинский микроконтинент от Азиатского палеоконтинента. В южном направлении эта окраина сменялась трансформной переходной зоной, характеризовавшейся развитием сдвигов, синсдвиговых бассейнов, интенсивным терригенным осадконакоплением и вулканизмом.

Позднемеловая-палеогеновая Сихотэ-Алинь-Хоккайдо-Сахалинская переходная зона включала Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинскую, Палеокурильскую (Малокурильскую) ВОД, Восточно-Сахалинский, Хидака, Идоннаппу и Немуро преддуговые прогибы, Охотоморскую и Токоро субдукционные палеозоны, морской бассейн, отделявший Охотоморский микроконтинент от ВОД.

Неогеновая-четвертичная переходная зона отделяет Евроазиатский континент от Тихого океана и включает Японское море, Татарский пролив, о-в Сахалин, Японские острова, Охотское море, Курило-Камчатскую и Японскую островодужные системы, сейсмоактивные субдукционные зоны, глубоководные желоба и краевые океанские валы.

Развитие переходных зон сопровождалось фрагментацией земной коры, развитием континентальных пассивных, активных и трансформных окраин с присущими им особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма и дислокаций формировавшихся структурно-вещественных комплексов. В результате перемещений отколовшихся фрагментов (террейнов, тектонических блоков) по сдвигам и надвигам, и периодических блокировок субдукционных зон происходило постепенное формирование наблюдаемой складчато-блоковой и покровно-надвиговой структуры складчатых систем, областей и поясов. Проявления интенсивного эпизодического глобального

сжатия переходных зон придавали сформированным складчатым структурам общие особенности ориентировки их в пространстве. В процессе формирования земной коры периодически происходили изменения петрофизических свойств, слагающих ее горных пород, что запечатлено в составе и строении охарактеризованных выше различных по геофизическим характеристикам типов земной коры, присущих тыловой и фронтальной зонам ДВ сектора ТПП. Формирование земной коры региона и ее геологической структуры продолжается в современное время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гранник В.М. Формирование геологической структуры Охотского сектора Тихоокеанского тектонического пояса в фанерозое // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т.1. С. 182-185.

2. Гранник В.М. Фрагменты разновозрастных зон перехода в геологической структуре Дальневосточного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 226-230.

3. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Геофизические особенности структурных элементов Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 136-139.

4. Попов А.А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.

5. Родников А.Г., Забаринская Л.Н., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин Дальнего Востока // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 176-180.

6. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ, РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ

Гранник В.М.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, grannik@imgg.ru

Формирование земной коры. Земная кора континентов состоит из кристаллических пород базальтового и гранитного геофизических слоев (59,2% и 29,8% соответственно от общего объема земной коры), перекрытых осадочной оболочкой (стратисферой). Площадь материков и островов составляет 149 млн. км2. Осадочная оболочка покрывает 119 млн. км2, т.е. 80% общей площади суши, выклиниваясь в направлении к древним щитам платформ [9]. Сложена она преимущественно позднепротерозойскими и фанерозойскими осадочными и вулканогенными породами, хотя в ее составе присутствуют в незначительном количестве и более древние средне- и раннепротерозойские слабо метаморфизованные отложения протоплатформ. Площади выходов осадочных пород с увеличением возраста убывают, а кристаллических пород – растут. Осадочная оболочка земной коры океанов, занимающих 58% общей площади Земли, залегает на базальтовом слое. Возраст ее отложений по данным глубоководного бурения охватывает интервал времени от верхней юры до четвертичного периода включительно. Средняя мощность осадочной оболочки Земли оценивается в 2,2 км, что соответствует 1/3000 радиуса планеты. Общий объем слагающих ее образований примерно 1100 млн. км3, что составляет 10,9% от общего объема земной коры и 0,1% от общего объема Земли. Общий объем океанских осадков оценивается в 280 млн. км3. Средняя мощность земной коры оценивается в 37,9 км, что составляет 0,94% от общего объема Земли. Вулканические породы составляют 4,4% на платформах и 19,4% в складчатых областях от общего объема осадочной оболочки [9]. В платформенных областях и, особенно, в океанах широко распространены базальтовые покровы, занимающие более чем две трети поверхности Земли [8].

Земная кора, атмосфера и гидросфера Земли сформированы вследствие геохимической дифференциации нашей планеты, сопровождавшейся плавлением и дегазацией глубинного вещества. Формирование земной коры обусловлено взаимодействием эндогенных (магматических, флюидно-энергетических) и экзогенных (физическое и химическое выветривание, разрушение, разложение пород, интенсивное терригенное осадконакопление) факторов. Большое значение при этом имеет изотопная систематика магматических пород, поскольку именно магматизм несет в себе информацию о геологическом времени и вещественной специфике поверхностных тектонических и глубинных мантийных процессов, ответственных за формирование океанов и континентов и отражает важнейшие особенности процессов превращения глубинного вещества Земли в земную кору [6]. Наиболее обоснованным считается последовательное образование за счет деплетированной мантии океанской коры, которая в зонах конвергентного взаимодействия плит формирует кору переходного типа островных дуг, а последняя после ряда структурно-вещественных преобразований превращается в континентальную земную кору [10]. Существенный вклад в формирование океанской и континентальной коры вносит внутриплитный плюмовый магматизм более обогащен-

ной мантии, стимулирующий образование батолитов гранодиоритов и плагиогранитов, проявление субщелочных и щелочных базитов с карбонатитами, а также специфических кислых магматических пород (пантеллеритов, онгонитов, щелочных редкометальных гранитов) [10]. Радиологические данные свидетельствуют о том, что на ранних этапах эволюции основные объемы континентальной протокоры (серые гнейсы или тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы), возможно, были сформированы в результате дифференциации и конвекции расплава первичного магматического океана в интервале 4-3,5 млрд лет, а океанской (базальты, коматииты, граниты, кремнистые и терригенные породы) – в результате мантийных магматических процессов, обусловленных импактными событиями и плюмами в интервале 3,5-2,0 млрд лет. На рубеже архея и протерозоя (2,7-2,5 млрд лет) сформировались платформенные режимы и к импактной и плюмовой тектонике присоединилась тектоника литосферных плит [11]. Примерно в это же время первичная атмосфера Земли, состоявшая из смеси CH4, H2, CO2, сменилась кислородосодержащей атмосферой, сформировавшейся за счет деятельности живых организмов и рассеяния (диссипации) водорода в космосе (азот, углекислый газ, кислород, аммиак, инертные газы и др.). Современная атмосфера состоит из азота, кислорода углекислого газа, инертных газов и др. [5]. Глобальные проявления тектоники плит в новых условиях вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанской коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном H20, CO2), что способствовало началу крупномасштабного метасоматоза мантии и проявлению щелочного магматизма, роль которого достигла своего апогея в палеогене [7]. И в протерозое, и в фанерозое плюмовый магматизм и импактные события продолжали оказывать большое влияние на эволюцию оболочек Земли. Возможно, что именно с ними связаны периодические массовые вымирания и великие обновления органического мира, которые происходили на границе венда и кембрия, ордовика и силура, перми и триаса, триаса и юры, мела и палеогена [12]. То есть, импактные события и плюмовый магматизм оказали большое влияние на эволюцию биосферы Земли, которая вместе с другими факторами определяла интенсивность процессов химического и физического выветривания и преобразования пород ее внешней оболочки. В фанерозое формирование осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических пород земной коры происходило на континентах, в океанах и в разделявших их подвижных поясах, закладывавшихся в процессе распада суперконтинентов. В последние годы установлена периодичность в проявлении максимальной и минимальной активности мантийных и коровых магматических процессов, а также направленное уменьшение продолжительности мантийной активности от докембрия к четвертичному периоду. Кроме того, оказалось, что пики максимальной и минимальной эндогенной активности в коре и мантии совпадают с пиками крупных импактных событий и эндогенной активности мантийных плюмов. Эти совпадения могут свидетельствовать о том, что на эволюцию планеты Земля большое влияние оказывают как внутриземные, так и космические факторы.

Рудообразование. Практически все экзогенные и эндогенные процессы, обуславливающие эволюцию внутренних оболочек Земли и формирование земной коры (тектонические, осадочные, магматические, метаморфические, метасоматические, гидротермальные), сопровождаются формированием проявлений и месторождений рудных и не рудных полезных ископаемых. Экзогенные процессы обуславливают образование россыпных месторождений наиболее устойчивых минералов, в том числе золота, платины, титана и других элементов. С несмещенными продуктами выветривания (корами выветривания) связано образование месторождений бокситов, железа, марганца, никеля, кобальта, ванадия, титана и других металлов. Наиболее разнообразное рудообразование связано с эндогенными геологическими процессами, проявляющимися на поверхности Земли и в ее недрах: магматизмом, позднемагматическими, постмагматическими и гидротермальными процессами, метасоматозом, инфильтрационным переносом и отложением металлов, литогенезом (выветриванием, сносом продуктов, седиментацией, диагенезом, катагенезом), тектоническими процессами (формированием платформенных щитов и чехлов, наложенных прогибов, складчатых поясов (подвижных областей), областей тектономагматической активизации, рифтогенезом, спредингом, субдукцией, аккрецией, коллизией, орогенезом, дизъюнктивными и пликативными дислокациями, куполообразованием), метаморфизмом, фазовыми превращениями минералов. В настоящее время установлены следующие генетические типы рудных месторождений: собственно магматические и пегматитовые (железа, хрома, титана, ванадия, кобальта, меди, олова, алюминия, золота, платины, урана, тория, редкоземельных элементов, ниобия, тантала, берилия, лития, циркона, гафния), контактово-метасоматические (железа, марганца, ванадия, вольфрама, молибдена, меди, цинка, свинца, олова, висмута, золота, урана, ниобия, лантана, берилия), гидротермальные (железа, марганца, ванадия, никеля, кобальта, вольфрама, молибдена, меди, свинца, олова, алюминия, ртути, золота, висмута, сурьмы, редкоземельных элементов, урана, тория, бериллия, лития), остаточные – кор выветривания (железа, марганца, титана, никеля, кобальта, вольфрама, олова, алюминия, ртути, золота, редкоземельных элементов, циркона, гафния, ниобия, тантала, тория), инфильтрационные (железа, марганца, ванадия, меди, урана, редкоземельных элементов), осадочные (железа, марганца, хрома, титана, ванадия, меди, алюминия, сурьмы, урана, лития, золота, платины), метаморфогенные (железа, марганца, титана, свинца, цинка, серебра, золота, урана, редкоземельных элементов). Современное рудообразование происходит в рифтовых или спрединговых зонах континентов (Красное море), окраинных морей и океанов (черные и белые курильщики), в островных дугах и вулканоплутонических поясах [1-3 и др.]. Основными бассейнами рудообразования являются: реки, озера, болота, внутренние и окраинные моря, океаны.

Металлогенический прогноз. Металлогения это часть учения о полезных ископаемых, выявляющая геологические закономерности размещения в пространстве и времени рудных месторождений. В соответствии с целевой направленностью металлогенических исследований различают общую, региональную и специальную металлогению. Металлогенический прогноз базируется на составлении и анализе разномасштабных металлогенических карт. Выполнение палеогеодинамических, палеовулканических, палеогеографических и палинспастических реконструкций способствует в этом случае осуществлению эффективного металлогенического прогноза.

Существующие в настоящее время концепции связи магматизма и рудообразования с тектоническими структурами или геологическими процессами опираются на представления о ведущей роли вертикальных или горизонтальных движений в формировании состава и структуры внешней оболочки Земли [4].

Металлогенический прогноз, разработанный на основе концепции геосинклиналей, базируется на выделении в их тектоническом развитии нескольких стадий, с каждой из которых была установлена связь определенных магматических комплексов с типичными для них проявлениями эндогенного оруденения (Ю.А. Билибин, А.И. Семенов, В.И. Смирнов, Е.Т. Шаталов и мн. др.). Этот метод выявляет закономерности проявления оруденения по вертикали (во времени). Несмотря на ошибочность некоторых теоретических представлений этой концепции, установленные связи между структурно-вещественными комплексами и оруденением способствовали осуществлению успешных прогнозно-металлогенических оценок складчатых систем, поясов и областей тектономагматической активизации.

Металлогенический прогноз, основанный на концепции тектоники литосферных плит, базируется на установлении латерального зонального расположения одновозрастных структурно-вещественных и магматических комплексов и рудных месторождений складчатых систем, областей и поясов, аналогичных по составу и геодинамическим обстановкам, существующим на границах и внутри кайнозойских и современных литосферных плит. В этом случае наибольшее прогнозно-металлогеническое значение имеют следующие геодинамические обстановки: рифтовых зон, островодужных систем, континентальных активных, пассивных и трансформных окраин, обдукции и коллизии. Для внутриконтинентальных рифтов характерны бимодальная и щелочная серии магматических пород и следующая металлогеническая зональность: хром-платина, медь-свинец-цинк, редкие земли-ниобий-тантал (иногда олово). Для островодужных систем характерны известково-щелочная и щелочно-базальтовая серии и халькофильная металлогеническая специализация, включающая медь, свинец-цинк, золото. Для зон андского типа характерно изменение состава магматических пород от известково-щелочного на краю континента до бимодального (с редкометальными гранитами) и щелочного на участках, удаленных от края континента. Металлогеническая зональность в этом случае имеет следующий вид: золото-молибден, свинец-цинк, олово-вольфрам, редкие земли-ниобий-тантал. В зонах невадийского типа развиты породы преимущественно известково-щелочной серии, характеризующейся возрастанием щелочности к периферии. Этим зонам присуща халькофильная металлогеническая специализация с преобладанием медного оруденения. Зоны монголо-охотского типа формируются в результате надвигания континентальной плиты на систему срединно-океанского хребта (калифорнийский геодинамический тип по более поздним представлениям) с присущими ему трансформными разломами. Для этих зон характерна редкометальная металлогеническая специализация. Зоны обдукции представлены аллохтонными пластинами офиолитов (океанская кора) залегающими на континентальной коре. Магматизм и металлогения зон обдукции и столкновения обусловлены палингенным гранитообразованием и мобилизацией вещества при метаморфизме.

Металлогенический прогноз складчатых (подвижных) поясов в настоящее время опирается и на террейновый анализ, предусматривающий составление специальных геодинамических карт террейнов. Террейны являются фрагментами различных тектонических образовний: кратонов, пассивных, активных и трансформных континентальных окраин, островных дуг, океанских и окраинно-морских бассейнов. Все они в прошлом находились на различном удалении от мест их современного расположения. Предполагается, что аккреционные и коллизионные процессы, формирующие орогенные пояса, сопровождаются дезинтеграцией и совмещением в единой структуре фрагментов разнородных и разнотипных структурных элементов. В рамках террейнового анализа рудные месторождения подразделяются на доаккреционные, синаккреционные и постаккреционные. Геодинамическая природа террейнов, составы развитых в них магматических комплексов и разломные зоны обусловливают металлогеническую специфику развитых в них рудных месторождений. Постаккреционная металлогения определяется с одной стороны постаккреционными геодинамическими обстановками, а с другой – доаккреционной металлогенической спецификой террейнов, слагающих фундамент новообразованных тектонических структур и являющихся потенциальным источником рудных компонентов при развитии метаморфических, магматических, метасоматических и гидротермальных процессов, сопровождающих развитие постаккреционных структур [2-4 и др.].

Таким образом, земная кора, атмосфера, гидросфера и биосфера Земли сформированы вследствие геохимической дифференциации нашей планеты, сопровождавшейся плавлением и дегазацией глубинного вещества, проявлением и взаимодействием экзогенных и эндогенных факторов. Рудообразование является неотъемлемой частью сложных и многоплановых процессов эволюции внутренних оболочек Земли, формирования земной коры и всех ее структурных элементов: континентов и океанов, переходных зон, щитов и чехлов платформ, складчатых (под-

вижных) поясов, областей тектономагматической активизации. Металлогенический прогноз основан на установленных взаимосвязях рудообразования с поверхностными и глубинными тектоническими, магматическими, постмагматическими, гидротермальными, метаморфическими процессами и литогенезом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 383 с.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / отв. ред. А.И Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 2. 573 с.

3. Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / отв. ред. Н.П. Юшкин, В.Н. Сазонов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 949 с.

4. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121 с.

5. Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

6. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Коробразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3. С. 21-41.

7. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары, Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия, 2006, № 1. С. 5-13.

8. Ромашов А.Н. Планета Земля: тектонофизика и эволюция. М.: Едиториал УРСС, 2003. 264 с.

9. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.

10. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 221 с.

11. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 480 с.

12. Хаин В.Е. Разгадка возможно близка. О причинах великих вымираний и обновлений органического мира // Природа, 2004, № 6. С. 3-7.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (территория Ростовской области)

Грановский А.Г.[1], Зеленщиков Г.В.[2]

[1]Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, granovskyag@mail.ru
[2]ОАО «Южгеология», г. Ростов-на-Дону, southgeology@mail.ru

Рассматриваемая территория расположена на стыке крупных блоков земной коры, генетически связанных друг с другом и имеющих черты сходства и различия. Их изучение имеет важное значение для геологического картирования территории, прогноза, поисков и оценки полезных ископаемых, таких как железные руды, апатит, глинозем, марганец, бор, цветные и благородные металлы, металлургическое сырьё, строительные материалы.

Породы докембрийского фундамента на территории Ростовской области не обнажаются. Минимальные глубины его залегания (180-250м) установлены в зоне сочленения Ростовского выступа с Приазовским кристаллическим массивом и на севере территории в погруженной части Воронежского массива (ВКМ). Максимальные глубины залегания кровли фундамента, достигающие 17,5 км, установлены по данным геофизических исследований под Восточно-Донбасским фрагментом Днепрово-Донецкого складчатого сооружения.

Представленная работа базируется на данных бурения (около 300 скважин), интерпретации гравимагнитных материалов, материалов глубинного сейсмического зондирования по двум субмеридиональным профилям КМПВ-ГСЗ (XIV и XX), четырём субширотным профилям (VI, XII, XV, XVII), по профилю XI у западной границы территории и глубинному профилю Нахичевань–Волгоград у восточной границы и за пределами Ростовской области. Анализ этих материалов позволяет уточнить районирование основных структур докембрия, выделить контуры структурно-формационных зон (СФЗ), ориентировку и характер основных тектонических нарушений и реконструировать историю тектонического развития докембрийских образований.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Докембрийские образования располагаются в северной и южной частях Ростовской области, границей между которыми является Донбасс, где проходит крупный широтный сутурный шов.

На севере территории выделяется ряд блоков, которые являются частью Воронежского кристаллического массива. К ним относятся Курский и Калачско-Эртильский мегаблоки субмеридионального простирания, разделенные Лосевской шовной зоной.

На юге территории, в погруженной части Украинского кристаллического щита, выделен Приазовский мегаблок, который является южным продолжением Курского. Частью этого мегаблока является Ростовский выступ, к востоку от которого выделяется Зерноградско-Мечётинская шовная зона, которая рассматривается как аналог и

продолжение на юге Лосевской шовной зоны. В свою очередь, аналогом северного Калачско-Эртильского мегаблока является впервые выделенный на юге Сальско-Ремонтненский мегаблок, где вскрыты породы близкие по составу и степени метаморфизма породам воронцовской серии.

Наиболее древней разрывной структурой на севере территории, имеющей архей-раннепротерозойский возраст является тектоническая граница между Курским мегаблоком и Лосевской шовной зоной. Её южный аналог, как и другие тектонические швы на юге территории были оживлены в рифейский период активизации южной окраины Русской плиты. Там блоки Украинского кристаллического щита по Бейсугскому разлому граничат с Западно – и Центральнопредкавказскими блоками Скифской плиты.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

На территории Ростовской области наиболее древними являются структурно-формационные зоны *гранит-зеленокаменных областей архейского возраста*, слагающие выступы метабазит-амфиболового основания и зоны плагиогранит-мигматитовых куполов. Этот тип формаций распространен в пределах Ростовского блока в районе Азовского поднятия [3]. На севере области они развиты в Курском мегаблоке и частично в Лосевской шовной зоне (Варваринский купол). Эти выступы и куполовидные структуры связаны с древнейшими породами обоянского структурно-формационного комплекса (СФК), которые четко выражены в гравитационном поле. Купола раннеархейских СФК характеризуют нижний структурный этаж архея и, как правило, контролируются системой кольцевых и радиальных разломов. Породы этого этажа слагают на севере мегаблок курской магнитной аномалии, калачско-эртильский мегаблок, который является частью Воронежского кристаллического массива, Варваринский купол, сложенный в центре пироксенитами и амфиболовыми гнейсами, а по периферии более кислыми метаморфитами, плагиогнейсами и амфиболитами обоянского комплекса.

В структуре второго, *архей-нижнепротерозойского* этажа, выделяются две группы СФК. К первой относятся вулканотектонические впадины, заполненные вулканогенно-осадочными железисто-кремнистыми метабазитами и мигматит-плагиогранитами михайловской и миусской серий, развитыми в пределах Курского и Ростовского блоков. В Приазовском блоке развиты породы обоянской серии, амфиболиты носовской, впадины, азовского купола и другие структуры. В нижнем протерозое во внутренней части гранит-зеленокаменных областей сформировались линейные наложенные впадины с развитием пород железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-карбонатно-сланцевой формаций (курская и неклиновская серии), а также впадины трогового типа, так например носовская впадина Ростовского блока с породами сланцево-амфиболовой метавулканитовой формации. Формирование структурного этажа завершается широким развитием плагиомигматитовой и мигматит-гранитовой формаций.

Вторая группа структурно-фациальных зон представлена зонами подвижных поясов и прогибов, которые развиты на севере в Лосевской шовной зоне и в Калачско-Эртильском мегаблоке, а на юге в Зерноградско-Мечётинской шовной зоне и Сальско-Ремонтненском мегаблоке. Характерными типами этих СФК являются сегменты кратонизации, гранитообразования и вулкано-плутонические пояса. На границе архея и протерозоя заложился вулкано-плутонический пояс Лосевской и Зерноградо-Мечетинской шовных зон, представленный метабазальт-метариолитовой, метапесчаниковой, метатуфопесчаниковой формациями. В результате этих процессов, соответствующих по времени карельской эпохе складчатости, образовались широкие поля мигматитов и гранитные интрузии Павловского и Приазовского комплексов.

Вулканогенные толщи Лосевской серии сохранились в виде узких положительно намагниченных полос в синклинальных структурах восточной части Лосевской шовной зоны ра севере и в районе Зерноградско-Мечётинских поднятий на юге области. В раннем протерозое в восточных блоках (Калачско-Эртильском и Сальско-Ремонтненском) сформировался крупный наложенный прогиб, сложенный метаалевролит-метапесчаниковой формацией воронцовской серии. По характеру осадконакопления, ограниченному развитию мигматитов и степени метаморфизма формации восточных мегаблоков (воронцовская серия) резко отличаются от близких им по возрасту формаций курской серии и, возможно, принадлежат самостоятельному геоблоку земной коры более высокого порядка.

В пределах описанных структурно-формационных зон широко развиты интрузии перидотит-габбровой формации мамонского комплекса, а также гранитные интрузии бобровского комплекса на севере и щелочные массивы центрального типа еланчикского граносиенитового комплекса, расположенные на западной окраине Ростовского блока. Формированием этих интрузивных комплексов эпикратонной фазы раннего протерозоя завершается этап образования второго структурного этажа докембрийских образований. В Приазовском блоке и на южном склоне Воронежской антеклизы в завершающий период карельской складчатости заложилась ортогональная система разломов, к которой тяготеют вышеуказанные позднекарельские интрузивные комплексы. В целом для этой структурно-формационной зоны и блоков раннего докембрия четко просматривается единство погруженной части украинского кристаллического щита и Воронежского кристаллического массива.

В формациях обоянского и восточно-приазовского комплексов в высокоуглеродистых гнейсах отмечается минерализация элементов платиновой группы и золота, содержания которых составляют более 0.5 г/т ЭПГ в гней-

сах Восточного Приазовья и более 5 г/т в породах Воронежского кристаллического массива, а содержание золота в породах ВКМ составляют 1.3-1.75 г/т [2]. В позднеархейских комплексах в Курском и, вероятно, Ростовском блоках развита железисто-кремнисто-метабазитовая формация михайловской и миусской серий. Нижнепротерозойские СФК раннего этапа характеризуются развитием пород терригенной железисто-кремнистой формации (Курская, Неклиновская серии), а с комплексами позднего этапа, представленными породами воронцовской серии, ассоциируют руды золото-кварц-сульфидной, платиносодержащей формации. СФК орогенного этапа, представлены перидотит-габбро-норитовой мамоновской серией, с которой связано медно-никелевое оруденение (месторождение Липов куст), и платинометальная ассоциация [2].

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЁЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Позднепротерозойский (рифейский) этап, отвечающий верхнему структурному этажу докембрия, характеризуется формированием линейных зон активизации по ортогональной системе разломов. В раннем рифее в центральной части области на месте современного Днепрово-Донецкого складчатого сооружения сформировалась субширотная рифтовая структура на коре континентального типа, которая наложилась на раннедокембрийские блоки.

К наиболее древнему рифейскому структурно-вещественному комплексу относится трахиандезит-липаритовая формация синявской серии – самбекский комплекс [4], с характеным присутствием голубого кварца во всех разновидностях пород. На юге в этот интервал времени в районе Бейсугского разлома, отделяющего геоблоки Восточно-Европейской плиты от Предкавказских структур, сформировался краевой бассейн (океанический залив), что подтверждается дугообразной цепочкой магнитных аномалий, сопровождающих зону разлома [3]. На породах трахиандезит-липаритовой формации залегает толща алеврито-сланцевой формации синявской серии, в кровле которой присуттвуют покровы базальтов, а в породах верхней части формации отмечаются доломиты, указывающие на привнос в бассейн магния. Эти процессы связаны с расколом и растяжением в рифее южной окраины Восточно-Европейской платформы по глубинным разломам Прадонецкого рифта и отрывом от неё южных мегаблоков. Этому свидетельствует отсутствие или существенное редуцирование «гранитного» слоя, то есть раннедокембрийских формаций, в центральной части рифта (по данным геофизического профиля КМПВ-ГСЗ) [1].

В это же время сформировалась дугообразная система конформных (трансформных) разломов, секущих рифтогенную зону растяжения [3]. Они фиксируются по линиям смещения магнитных и гравитационных полей, а также по профилям КМПВ-ГСЗ. На базальтах залегают конгломераты и песчаники синявской серии. Выраженный регрессивный характер осадконакопления связан с региональными поднятиями в конце рифея и внедрением позднерифейских даек основного состава по окраинам рифтовой структуры и в зонах меридиональных разломов Калачско-Эртильского мегаблока.

Рифтогенная природа рифейских комплексов подчеркивается особенностями их ми нерагении. Для них характерна золото-серебряная и медная минерализация, связанная с эффузивами, песчаниками, доломитами и конгломератами синявской серии. Золото находится в ассоциации с борнитом и халькозином в виде прослоев в песчаниках, эффузивах и конгломератах, а самородная медь и халькозин в доломитах и песчаниках. В пределах южного склона Воронежского массива минерагения рифейского возраста связана с дайками и трубками брекчий базальтоидного ряда в Шумилинско-Новохоперской зоне и определяется находками алмазов в её Воронежской части.

Рассмотренный материал свидетельствует о единстве блоков раннедокембрийского фундамента погруженной части Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Это следует из геофизических данных, вещественного состава пород, их простирания и ориентировки древнейших шовных разломов.

Перестройка структурного плана, в рифее привела к отделению юго-восточной части Украинского кристаллического щита и в дальнейшем к смещению южных блоков к западу, с амплитудой около 80 км, что подтверждается данными дистанционных исследований [5]. Рифейские структуры сохранились в краевом бассейне на юге Ростовской области, во впадине северного склона Ростовского выступа, в центральной части Днепрово-Донецкого складчатого сооружения.

ЛТЕРАТУРА

1. Грановский А.Г., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Рышков М.М. Этапы геодинамического развития южной окраины Восточно-Европейской платформы (территория Ростовской области) // В сб. «Проблемы геологии и освоения недр юга России» Материалы межд.конференции. Ростов-на-Дону: Иэд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 47-50.

2. Демченко Б.М., Чернышев Н.М., Лихачев В.А., Зеленщиков Г.В. Минералогия Воронежского кристаллического массива (ВКМ), М., «Геологический вестник Центральных районов России», № 1-2, 1999. С. 13-18.

3. Закруткин В.В., Зайцев А.В. Докембрий юга Ростовской области (геолого-техническая схема). Ростов на Дону, Известия СКНЦ ВШ, № 1, 1988. С. 71-80. .

4. Закруткин В.В., Грановский А.Г., Картавцева А.И. Первичная природа, особенности состава и условия образования амфиболитов Ростовского выступа. //Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона: Сб. научн. тр. Новочеркасск: Набла, 2001. С. 24-30. .

5. Зайцев А.В., Грановский А.Г., Зеленщиков Г.В., Рыщков М.М. Строение и геодинамика докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристалличекого массива и Ростовского тектонического выступа. Доклады АН, 2003, том 392, №1. С. 81 -84.

МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ФОРМИРОВАНИИ ГИГАНТСКИХ МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Гусев А.И.

Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск, anzerg@mail.ru

Крупные эндогенные месторождения образуют динамически взаимосвязанные магматические, рудные и метасоматические системы (МРМС), имеющие специфические особенности. Как правило, в них обнаруживаются полихронный интрузивный магматизм и длительно развивающиеся метасоматические и рудные образования, в которых проявляется мантийно-коровое взаимодействие [2]. Они приурочены к аномальным тектоническим блокам, проявляющимся в мантии и земной коре. Рассмотрим 3 МРМС: Верхнее Кайракты, Тырныауз, Мурунтау.

МРМС Верхнее Кайракты находится в Агадырском районе Казахстана и приурочено к пересечению ветвей Успенской глубинной подвижной зоны с северо-западной Конарыт-Байназарской. Мощность слоя консолидированной земной коры в этом районе составляет 20-35 км и отвечает поднятию в гранитном слое. Мощность перидотитового (надастеносферного) слоя верхней мантии увеличена и составляет 80-115 км.

В региональном плане месторождение контролируется Центрально-Казахстанской тектонопарой позднепалеозойского возраста и состоит из Атасу-Илийского дугообразного поднятия и Токрау-Баканасской линзовидной депрессии. Строение поднятия чешуйчато-глыбовое, с фронтальным надвиганием к западу и северо-западу по разломам Успенской и Спасской зон и проявлением сдвигов Шидутинской и Джалаир-Найманской зон на флангах. Эта часть герцинид Казахстана имеет форму утолщённой аллохтонной пластины, надвинутой на среднепалеозойскую Сарысу-Тенизскую депрессию на 150-200 км. В отличие от фронтального поднятия тыловая Токрау-Баканасская депрессия представляет собой зону растяжения с мозаичным радиально-перекрёстным структурным планом и широким развитием магмоподводящих сбросов и сбросо-раздвигов. К одному из таких сбросов и приурочен полихронный плутон, с заключительными фазами которого связано вольфрамовое оруденение с молибденом. Глубина поверхностей Мохо и Конрада под Атасу-Илийским поднятием составляет, соответственно, 40-45 и 26-28 км, а под Токрау-Баканасской депрессией 42-50 и 18-28 км. От поднятия к депрессии мощность базальтового слоя изменяется от 18 до 22 км, гранитного от 26 до 10-20 км.

Сложное тектоническое мантийно-коровое взаимодействие при формировании МРМС Верхнее Кайракты запечатлено в магматогенных и гидротермальных продуктах.

На площади месторождения по геолого-геофизическим данным устанавливается полихронный плутон, сложенный интрузивными телами 5 комплексов от основного до кислого состава. По последним данным оруденение связано с куполообразными выступами лейкогранитов акшатаусского комплекса (P_2), вскрываемым на глубоких горизонтах месторождения, а также с дайками кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Соотношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лейкогранитых варьируют от 0,70633 до 0,70788, указывающие на коровую контаминацию материала. Давление в очаге системы при формировании лейкогранитов и даек оценено в пределах 6÷9 МПа (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах), указывающее на абиссальную фацию магматитов. Особенности флюидного режима акшатаусских лейкогранитов и даек кварцевых порфиров и фельзит-порфиров приведены в табл. 1, которые указывают на подток флюидов при формировании более поздних даек и свидетельствуют об открытой системе по фтору и углекислоте при становлении магматитов.

Месторождение по запасам вольфрама относится к супергиганту штокверкового типа. Вольфрамовое оруденение концентрируется преимущественно до глубины 750-800 м в шеелит-пирит-кварцевых минеральных ассоциациях, выполняющих главным образом трещины северо-западного простирания. В целом, вертикальный размах редкометалльного оруденения составляет около 2 км. Контактово-метасоматические процессы проявлены гумбеитами и в виде объёмной и локальной хлоритизации, серицитизации, микроклинизации, чаще локальной пиритизации и слабой грейзенизации. В зонах повышенной трещиноватости развита грейзенизация, представленная мусковит-кварцевой минеральной ассоциацией.

Величина $\delta^{34}S$ в пиритах месторождения варьирует от -1,13 до +2,21‰. Приведенные характеристики соотношений изотопов серы указывают на её магматический источник, характерный для неконтаминированных мантийных магм.

Таблица 1

Параметры флюидного режима магматитов месторождения Верхнее Кайракты

Параметры флюидного режима	Лейкограниты	Дайки	
		Кварцевых порфиров	Фельзит-порфиров
T˚C	910	880	910
fO_2	-12,2	-13,9	-14,1
fH_2O	3320	3350	3450
pH_2O	2840	2950	3550
pCO_2	2950	3150	3728
lgfHF/lgfHCl	-2,25	-1,55	-1,35
$K_{вос}$	0,35	0,45	0,55
y	187,3	188,6	190,9

Примечание. В табл. 1-3: T – температуры кристаллизации гранитоидов, ˚C; lg fO_2 – логарифм фугитивности кислорода; fH_2O – фугитивность воды; pH_2O, PCO_2 – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно; lgFHF/lgfHCl – логарифм отношений фугитивности плавиковой и соляной кислот; $K_{вос}$ – коэффициент восстановленности флюидов; y – потенциал ионизации биотитов, по В.А. Жарикову; фугитивности и парциальные давления приведены в 10^2 кПа.

Таблица 2

Параметры флюидного режима гранитоидов Тырныаузского рудного поля

Магматические комплексы, возраст, районы	Породы, фазы, фации	T˚C	lg f O_2	fH_2O	pH_2O	pCO_2	y	lgfHF/fHCl	$K_{вос.}$
Архызский, PZ_2, г. Паук	Трондьемиты	920	-6.0	160	925	1175	175	-4.5	0.57
Тырныаузский, N_2^3, г. Паук	Лейкограниты	790	-3.2	760	920	1080	188	-1.79	0.11
Эльджуртинский, N_2^3, Эльджуртинский массив	Граниты центральной части массива	880	-11.9	235	350	150	189	-2.25	0.80
	Граниты эндоконтак.	820	-11.5	350	510	290	190	-1.35	0.88
	Граниты остаточного очага	710	-12.2	2780	4250	2050	194	-1.42	0.55
Эльджурту-Баш	Фельзит-порфиры	720	-10.2	540	580	300	193	-2.05	0.80

Тырныаузская МРМС Большого Кавказа характеризуется полихронным развитием магматизма и оруденения от позднего палеозоя до неогена (табл.2). Тырныаузская МРМС контролируется Пшекиш-Турныаузской шовной зоной с лево-сдвиговой кинематикой и пересекающей её зоной Транскавказского поперечного поднятия. Она сопровождается сложными по составу метасоматитами с преобладанием фельдшпатолитов и геденбергитов.

В ней в процессе развития происходила смена типов гранитоидов: от ранних M-, к A- и заключительному I-типу. При этом в более поздних дериватах происходило заметное снижение температур кристаллизации гранитоидов и увеличение восстановленности магматогенных флюидов. Для эльджуртинских гранитов отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0,70687 до 0,70718, что указывает на зарождение магмы в коровых условиях (низы гранито-гнейсового слоя коры) [4]. Граниты остаточного очага, вскрытые глубокой структурной скважиной на глубинах 3,5- 4 км, отличаются аномально высокими значениями парциальных давлений воды и углекислоты при максимальных величинах кислотности среды. Давление в остаточном очаге соответствовало абиссальной фации 6÷9 МПа (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах). От ранних к поздним магматическим дериватам во флюидах происходило заметное повышение отношений фугитивностей HF/HCl, указывающих на более высокую активность и концентрации фтора [3].

Таким образом, становление гигантской Тырныаузской МРМС осуществлялось в открытой системе по фтору, углекислоте, подток которых происходил при участии трансмагматических флюидов мантийной природы.

На мантийные метки указывают также соотношения изотопов серы δ^{34} (‰) в пиритах Тырныауза, которые варьируют от (+2,2) до (+2,9), указывая на магматогенный характер серы. Указывалось ранее, что ведущее место в формировании углекислых вод региона отводится мантийным флюидам. Реальность этого представления подтверждается фактическими данными по определению $^3He/^4He$ в источниках, приуроченных к Транскавказскому поперечному поднятию и в частности к району Тырныаузского рудного поля [5].

Степень участия мантийного и корового материала для большинства золотогенерирующих гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, в том числе и крупных месторождений, обсуждалась нами ранее [1]. Остановимся на супергигантской *МРМС Мурунтау* в Центральных Кызылкумах Узбекистана. Зоны разломов в рудном поле Мурунтау контролируют размещение магматических пород, представленных дайками, сгруппированными в 5 пучков, ориентированными в С-В и субширотном направлениях. Состав даек: сферолит-порфиры, монцонит- и сиенит-порфиры, диоритовые порфириты, керсантиты, спессартиты, гранодиорит-порфиры, микродиориты. Доминирующую часть даек большинство исследователей связывает со становлением сардаринского гранитоидного комплекса (C_3-P_1), хотя некоторые дайковые серии имеют и другие возраста. Сверхглубокой скважиной СГ-10 вскрыты гранитоиды этого же комплекса на глубинах свыше 3,4 км. Ореол ороговикования во вмещающих породах бесапанской свиты обязан интрузии «скрытого» массива.

По нашим определениям гранодиориты Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров характеризуются очень высокими давлениями (9÷6 МПа) (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах) и температурами (890-900ºС) при кристаллизации, что отвечает условиям абиссальной фации. Во флюидном режиме гранитоидов отмечены высокие значения фугитивностей и парциальных давлений HCl, H_2O и CO_2. Флюиды характеризовались высокой восстановленностью. Магматогенные флюиды имели низкие летучести кислорода и повышенные значения восстановленности флюидов в дайковых образованиях, а также заметно были обогащены водой, углекислотой и хлором (табл.3).

Таблица 3

Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов МРМС Мурунтау

Параметры флюидного режима	Гранодиориты Сардаринского массива	Дайки	
		Сиенит- порфиров	Гранодиорит-порфиров
T˚C	900	890	900
fO_2	-12,4	-13,6	-14,3
fH_2O	3225	3116	3872
pH_2O	2820	2610	3550
pCO_2	2950	2390	3728
lgfHF/lgfHCl	-2,25	-2,14	-1,55
$K_{вос}$	0,71	0,77	0,85
y	186,3	188,4	190,8

Примечание. Условные обозначения те же, что в табл. 1.

Гранитоиды Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров классифицируются I-типом сильно контаминированным и редуцированным (восстановленным) [2].

Таким образом, формирование крупных месторождений, описанных выше, происходило в аномальных тектонических блоках. Эта аномальность прослеживается в мантийных и коровых геосферах. Рудогенерирующий магматизм в гигантских МРМС близок по своим параметрам к абиссальной фации глубинности и обнаруживает сложное мантийно-коровое взаимодействие с процессами контаминации. В таких системах отмечается открытость их по флюидному режиму с процессами подтока трансмагматических мантийных более восстановленных флюидов на поздних стадиях становления магматизма и оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А.И., Гусев Е.А. Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. 2000. №5. С. 25-32.

2. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидо-динамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. 2005. №23. С. 119-129.

3. Гусев А.И. Петрология и флюидный режим крупных полихронных магмо-рудно-метасоматических систем // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тез. Докл. Новосибирск: 2006. С. 70-72.

4. Ляхович В.В., Чернышев И.В. О вероятной глубине формирования магмы Эльджуртинского гранита (Кабардино-Балкарская АССР) // Доклады АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 952-954.

5. Матвеева Э.В. Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявление зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. №3. С.564-568.

ДЕКОМПРЕССИОННАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И РЕГИОНАЛЬНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС. НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ

Гуфельд И.Л.[1], Гаврилов В.А.[2], Корольков А.В.[3], Новоселов О.Н.[3]

[1]Институт физики Земли РАН, г. Москва, igufeld@korolev-net.ru

[2] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vgavr@kscnet.ru

[3]ФЭСТ Московского государственного университета леса, г. Мытищи, korolkov@mgul.ac.ru, onn@mgul.ac.ru

В последние годы проводится активный мониторинг геоакустической эмиссии (ГАЭ) на Петропавловск Камчатском и Сахалинском геодинамических полигонах. Получены удивительные результаты, которые не могут быть объяснены в рамках традиционной механики. Возмущения временного хода ГАЭ наблюдали на значительных расстояниях от эпицентров будущих сейсмических событий. Быстрая изменчивость ГАЭ на таких расстояни-

ях не может быть связанной с медленными деформационными процессами формирования конкретного одиночного очага сильного землетрясения. Об этом говорят следующие наблюдения ГАЭ, являющиеся составной частью общего микросейсмического шума.

При измерениях в водонаполненной обсадной скважине на глубине 1035м наблюдали в определенные периоды суточный ход ГАЭ, совпадающий с солнечно-суточным ходом естественного электромагнитного поля − ЕЭМП (в данной зоне максимум ночью, минимум – днем). Основные особенности поведения ГАЭ: непрерывность хода, растянутая во времени реакция на прохождение упругих волн землетрясений, быстрые (в течение суток) переходы от режима ГАЭ с суточным ходом к его прекращению и обратный процесс. **Необходимо подчеркнуть, что серии сильных землетрясений на расстояниях менее 500км происходили в периоды отсутствия суточного хода ГАЭ [1].**

К этим наблюдениям необходимо добавить особенности проявления непрерывного планетарного микросейсмического шума, имеющего также солнечно-суточную периодичность. Многие данные указывают на эндогенное происхождение микросейсмического шумового поля (Сидорин и др.).

Природа микросейсмического шума, в том числе и ГАЭ, в настоящее время связывается с процессами трещинообразования и скольжения относительно друг друга элементов раздробленного поверхностного слоя, а также движениями флюида. В микросейсмическом шуме проявляются различные частоты внешних воздействий. Кроме отмеченной солнечно-суточной периодичности выделяются частоты, связанные с приливными процессами и волнениями океанов. Однако внешние воздействия лишь усиливают микросейсмический шум, чем подчеркивается собственная энергетическая насыщенность среды. Кроме этого непрерывность процессов трещинообразования не может реализоваться, т.к. плотность трещин ограничена (Журков, Куксенко). Однако составной частью микросейсмического шума остаются колебательные процессы разнопериодного и разномасштабного движения элементов поверхностного слоя коры относительно друг друга. Также было показано, что энергия внешних воздействий недостаточна для поддержания постоянного микросейсмического шума (Рыкунов, Смирнов). Наблюдательные данные носят более сложный характер, не учитывая прежде всего природу эндогенной активности Земли. В связи с этим, в рамках физико-химической модели сейсмичности [3] рассмотрены процессы взаимодействия восходящих потоков газов во флюиде, являющимся составной часть коры и экспериментальных датчиков (водонаполненные скважины, водоемы).

Подземные воды насыщены различными газами, включая слабо растворимые, такие как He, H_2, N_2, NO, CH_4 и другие. По данным мониторинга на скважине Г-1 (2000-2007гг) средняя концентрация слабо растворимых газов в зоне устья скважины составляет (мл/л): H_2 – $4.87..10^{-2}$, He – $1..10^{-3}$, N_2 – 11.6 , CH_4 – 29.4, Ar – $4.77..10^{-2}$. Эти значения концентраций газов, за исключением H_2 и He, соответствуют предельной растворимости в воде или несколько превышают ее для нормальных условий (20°C, 1 атм.). В скважине температура повышается с глубиной и растворимость уменьшается. С повышением давления растворимость увеличивается, а возможности образования газовых пузырей уменьшаются за счет действия гидростатического давления. В водонаполненной скважине, так же как и во флюидонасыщенной среде, имеются практически одинаковые условия для образования газовых пузырей (ГП) за счет постоянных восходящих потоков газов – дегазации Земли, контролируемые процессами в геологической среде.

Известно, что процессы образования пузырей, их отрыв, всплытие (происходящее с изменениями объема) и схлопывание (на стенках, других пузырях или поверхности) сопровождается излучением упругих волн в широком диапазоне частот, вплоть до ультразвуковых. Диапазон частот излучений будет зависеть в значительной степени от размера ГП и акустических свойств газов, заполнивших его. Априори можно полагать, что проявление восходящих потоков газов в скважине или водоеме будет носить более активный характер, чем по толще коры.

Рассмотрим условия образования пузырей. Давление газа внутри пузыря должно уравновешиваться гидростатическим давлением и лапласовским давлением ($4\sigma/R$, где σ – коэффициент поверхностного натяжения, R – радиус пузыря). Учитывая это, интенсивное образование пузырей непосредственно в объеме воды возможно только на глубинах выше 400-200м – эффект декомпрессии, носящий как известно взрывной характер. Подход газа к этой границе, т.е. дегазация, происходит относительно медленно за счет восходящей диффузии молекул газа как в среде, так и внутри водонаполненных скважин. Зона декомпрессии будет интенсивным источником упругих волн.

Образование и рост ГП будет происходить также на дефектах и трещинах внутренней стенки скважины с микроскопической шириной, куда вода не может проникнуть, и где критические давления образования ГП будут значительно меньше, чем в жидкости. Отрыву пузырей от стенок скважины будет способствовать непрерывное ее дрожание за счет постоянно действующих фоновых силовых полей и постепенное повышение давления газа в пузырях. Источники упругих волн отрывающихся от стенок пузырей могут быть по всей глубине скважины. Однако давление газа в них должно превосходить лапласовское и гидростатическое. Количество флюида в $1м^3$ породы в различных геоструктурах коры достигает 0.1-10 кг/ $м^3$ (Киссин). Средний поток газа из коры по оценкам составляет 10^{-4} $м^3$/ $м^2$ год (Войтов). Это означает, что в **каждом кубическом метре** зоны декомпрессии в каждую секунду должен быть один газовый пузырь с радиусом $R \sim 10^{-4}$ м. Излучение упругой энергии при декомпрессии происхо-

дит за счет схлопывания пузырей. Учитывая это, а также то, что R << D, u << c (где D – длина волны, u – скорость схлопывания пузыря, c – скорость звука в воде), интенсивность излучения от каждого кубического метра среды будет порядка $10^{-8} - 10^{-10}$ Дж/с, что укладывается диапазон реального потока микросейсмического шума 10^{-14}-10^{-6} Вт/м^2 (Хаврошкин).

Учитывая непрерывные восходящие потоки различных газов, можно говорить также о постоянном действии в скважине источников упругих волн, обусловленных динамическими процессами развития газовых пузырей. Причем интенсивность источников в зоне декомпрессии будет максимальной. Однако условия регистрации на различных глубинах будут зависеть от распределения в данный момент по глубине ГП, которые, как известно, хорошо поглощают звуковые колебания. Прямым подтверждением этих процессов являются данные об изменениях во времени плотности воды в скважине (Гаврилов). Изменения плотности воды, судя по практически неизменному уровню минерализации, можно объяснить только вариациями объема ГП, зависящего от интенсивности восходящего газового потока. Это подтверждается непрерывностью существования источников упругих волн, т.е. ГАЭ (отсутствие полного затишья в скважине).

Газонасыщенность флюида делает вероятной возможность химических реакций между водородом, азотом и различными углеводородами в газовых пузырях. Эти экзотермические реакции, сопровождающиеся возбуждением упругих волн. На константу скорости реакций может оказывать влияние уровень естественного электромагнитного поля (G.Piccardi). Было показано, что экранирование реагирующих соединений от естественного электромагнитного поля уменьшает константу скорости реакций. Поэтому солнечно-суточные хода микросейсмического шума и ГАЭ в скважине могут быть связанными с суточным ходом ЕЭМП Земли. Однако следует учитывать, что амплитуда суточного хода ЕЭМП неустойчива, в разных регионах может существенно отличаться. Эта модель источников микросейсмического излучения получает прямое подтверждение в ряде работ. Показано, что каждому повышению уровня микросейсмического шума соответствует резкий спад атмосферного электрического поля. Декомпрессионная модель позволяет объяснить природу микросейсмического шума и ГАЭ. Однако определенный вклад в уровень сейсмического шума на поверхности Земли вносят также процессы, обусловленные трением между подвижными элементами поверхностного слоя за счет внешних факторов.

Декомпрессионная модель сейсмического шума является составной частью физико-химических представлений о сейсмическом процессе [3]. Поэтому представлял интерес более детального сопоставления суточных ходов ГАЭ и сейсмотектонического процесса. Особенно интересен переход системы из состояния с суточным ходом ГАЭ к его прекращению и обратный процесс. Для идентификации состояний использованы методы анализа динамических параметров системы [2]. Прежде всего, изменения состояния среды могут быть визуализированы построением диаграмм Пуанкаре.. Диаграмма Пуанкаре представляет точечное графическое отображение N значений последовательности x при k = 1, 2, 3… N на двумерном поле, в котором ординатой очередной точки является значение x_{k+1} , а абсциссой – предшествующее значение x_k, Хаотической последовательности соответствует плотное множество точек, образующих участок незамкнутой кривой, а периодическая последовательность образует замкнутую фигуру. Если же область точек размыта и степень размытости изменяется, то это свидетельствует о накачке или сбросе средой дополнительной энергией. Поэтому для анализа использовались первичные данные.

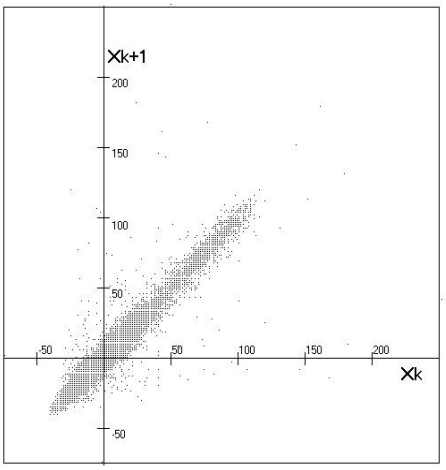
Описание поведения динамической системы во времени может быть осуществлено разностным уравнением второй степени и второго порядка

$$x_{k+2} = a_o + a\, x_{k+1} + b\, x_k + c\, x^2_{k+1} + d\, x^2_k \qquad (1)$$

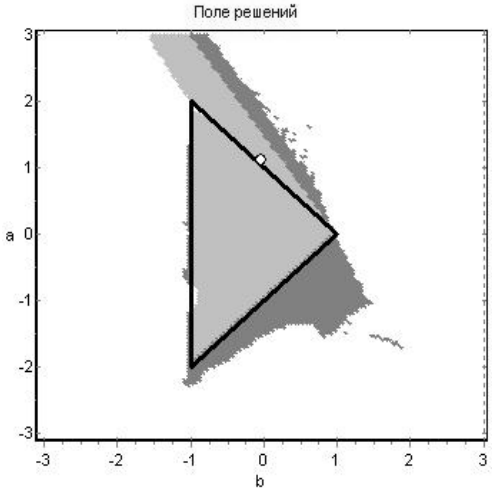
Анализ такого уравнения показывает, что коэффициенты a и b при первых степенях – это параметры состояния системы, которые определяют тип ее поведения как коллектива элементов, контролируемое по измеренным данным. Коэффициенты c и d при квадратичных членах определяют энергетическую накачку, вызванную либо внешними энергетическими воздействиями, либо «самовозбуждением». В зависимости от значений параметров a и b возможны различные типы поведения системы. При докритических значениях параметров существуют два типа поведения автономной системы (c = d = 0) – затухающие и незатухающие колебания. Первый – соответствуют устойчивому поведению системы. Второй – описывает неустойчивое поведение системы (режим самовозбуждения). Анализ уравнения (1) показывает, что при отсутствии энергетической накачки критическими границами являются стороны треугольника, образованного пересечением прямых (на координатной плоскости a и b)

$$a + b = 1,\ b - a = 1,\ b = -1 \qquad (2)$$

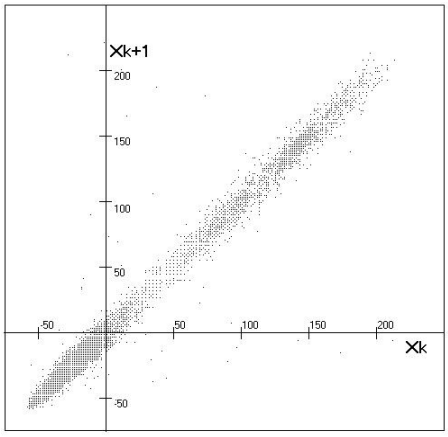
Понятно, что внутренняя область треугольника относится к области сходящихся решений (ОСР). При любой паре значений a и b в этой области система ведет себя устойчиво при любых начальных значениях. Вне этой области система является неустойчивой. Положение критических границ существенно зависит от энергетических параметров c и d и начальных условий для уравнения (1). Значения (c + d) >0 соответствуют накачке среды энергией, а значения (c + d) < 0 – сбросу энергии. При этом, если значения параметров a и b выходят за пределы критических границ, размах автоколебаний может резко возрастать.



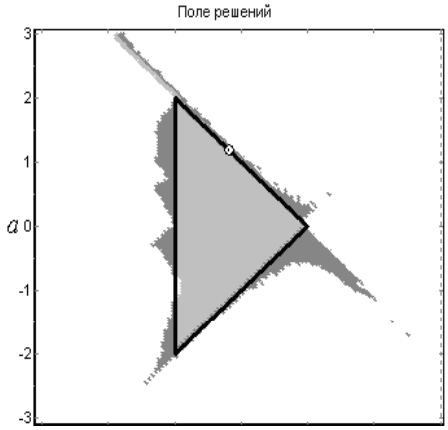
а



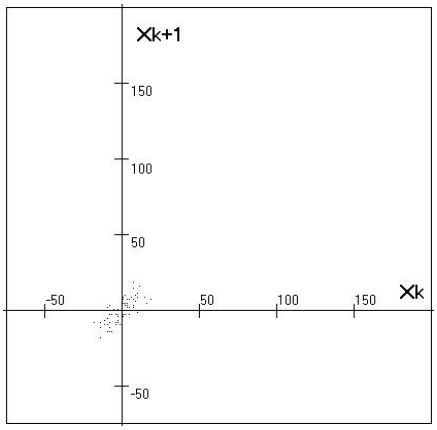
б



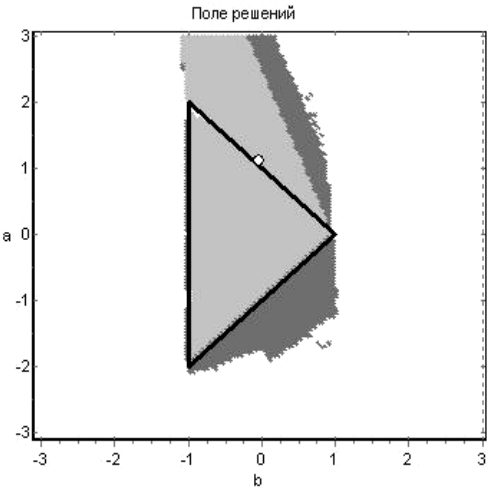
в



г



д



е

На рисунках сверху представлены диаграммы Пуанкаре (а, б) для периодов перехода системы от суточного хода (слева) к его прекращению (справа), а внизу (г,д) – границы устойчивости системы и ОСР системы для тех же периодов (светло-серые тона – сходящиеся решения, черные – решения колебательного типа, светлые – расходящиеся решения, соответствующие катастрофическому поведению системы). На рисунке **в**– границы устойчивости

для начальных периодов с суточными ходами ГАЭ (предшествует ситуации, представленной на рисунках **а** и **г**). Белая точка – положение системы в каждый период. Как видно, в период с суточным ходом ГАЭ система переходит в состояние, близкое к критическому, а далее – в «устойчивое состояние». Это означает, что в период с суточным ходом идет процесс интенсивной накачки и сброса средой (в водном столбе скважины) энергии (значения (c + d) < 0). Последующий период, когда происходят сильные события, относительно стабилен –аналог сейсмического затишья. Такое отражение локального процесса в региональном сейсмотектоническом режиме может быть обусловлено действием одного и того же фактора – импульсной пространственно распределенной дегазацией Земли. Ее локальные проявления в поверхностных слоях будут проявляться в декомпрессионных эффектах, а региональные – в блокировке движения блоков и последующих сильных землетрясениях [3].

Работа частично поддержана грантом РФФИ 06 05 64048-А.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине и их связь с сейсмической активностью//Вулканология и сейсмология. 2006. №1. С. 52-67.
2. Новоселов О.Н. Идентификация и анализ динамических систем. М.:ГОУ ВПОМГУЛ. 2006. 300с.
3. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИмаш. 2007.

ПОЛЯРНОУРАЛЬСКАЯ АСТРОБЛЕМА

Данилин А.Н.

ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, anatol-48@mail.ru

На всех средне- и крупномасштабных картах геологического содержания район сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя резко отличается от других частей Урала необычным строением. На этой территории (центральная его часть известна как «Щучьинская площадь»), контуры большинства геологических тел изометричные в плане, в то время как для остального Урала характерна линейно-вытянутая форма образований.

Большинство выделенных на территории разломов имеют радиальную, либо концентрическую ориентировку относительно условного центра с координатами: $67^{0}30^{1}$ с.ш., $67^{0}30^{1}$ в.д. Особенно чётко фиксируются концентрические структуры в приподнятых северо-западном, западном и юго-западном секторах.

Радиально-концентрическое строение территории отчётливо видно на космических снимках. Отмечается вложение хорошо дешифрируемых фрагментарных кольцевых структур с усреднёнными диаметрами 40 км, 80 км, 130 км, 210 км.

Допозднеордовикские образования территории Полярноуральской структуры аномально трещиноваты в мега-, макро- и микроформах. На космических снимках масштаба 100-500 тысяч это проявляется в блочном, мелкохолмистом рисунке территории.

На карте аномального магнитного поля отмечается концентрическое строение территории. Центральная часть характеризуется положительными значениями магнитного поля (до 28 мЭ), которую окружает тор с отрицательными (до –8 мЭ) значениями поля. Далее – вновь положительные. Этот концентрический рисунок отчётливо проявляется на крупномасштабных картах при многократном огрублении пёстрого, знакопеременного фрагментарного магнитного поля, характерного для мелкомасштабных карт территории. Аналогичная картина характерна для гравитационных полей.

Региональные петроманитные карты показывают аномальность Полярноуральской структуры относительно других, соседних областей. Здесь выходят сильномагнитные петрофизические ассоциации пород с мантийным, подкоровым термодинамическим режимом высоких температур ($t^{0} > 1000^{0}$C) и давлений (P = 12-20 Кбар). Картируемые контуры на карте изометричные, кольцевые.

Аномальность территории отмечаются на «Геодинамической карте России» масштаба 1:1 000 000, где островодужные венд-палеозойские вулканические образования окружены образованиями океанической коры рифтовых зон.

На карте глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1 000 000 в пределах структуры показан выход на дневную поверхность образований базальтового слоя, находящихся в автохтонном залегании.

На схеме структурно-формационного районирования Урала (для домезозойских образований) масштаба 1 : 2 500 000 Харбейско-Мурункеуская зона обрамляет полукольцом с северо-запада, запада и юго-запада кольцевую Щучьинскую краевую зону; та, в свою очередь, обрамляет кольцом Центрально-Щучьинскую зону.

На структурно-тектонических крупномасштабных картах Тагило-Магнитогорская синклинорная мегазона в пределах структуры выделяется своей кольцевой формой.

Морфоструктурная карта Урала подчёркивает аномальность Полярноуральской структуры относительно её обрамления всё теми же основными признаками – округлыми очертаниями форм. Это же отмечается и на топографических картах.

На основе анализа комплекса крупномасштабных карт Урала, космических снимков территории, нами была высказано предположение о генетическом сходстве описываемой территории со структурой Вредефорт (Южная Африка). Последняя является, по мнению большинства специалистов, типичным примером глубоко эродированного кратера, образованного падением огромного метеороида (диаметр ударника, в зависимости от его состава, может быть от 10 до 20 км). Этой древнейшей из известных на Земле астроблеме – 2023 миллиона лет, её диаметр оценивается в 190 км. В первую очередь мы отметили видимые на космических снимках сходства: сеть концентрических и радиальных тектонических элементов, определяющих облики структур.

Ради объективности следует отметить, что ещё в 1987 году в монографии «Космогеология СССР» под редакцией Брюханова В.Н. и Межеловского Н.В. авторами раздела «Складчатые сооружения Новой Земли, Пай-Хоя и Урала» Масленниковым В.В. и Фёдоровым Е.Е. отмечается округлость территории и впервые озвучивается идея её космогенной гипотезы (1). В работе структура ограничивается Щучьинской площадью диаметром в 50 км и сравнивается с открытой к тому времени Карской астроблемой (Пай-Хой).

В рамках личной инициативы кратковременно посетив регион, мы пересекли по диагонали Полярноуральскую структуру вдоль строящейся ветви железной дороги «Обская – Бованенково» от ст. Обская (0 км.) до 160 км. При хорошей обнаженности и множестве карьеров для отсыпки дороги, удалось проследить геологическое строение территории, отмеченное на картах.

Следует оговориться, что при диагностике и изучении древних импактных кратеров – астроблем в полевых условиях используются традиционные геологические методы исследований (2). Тем не менее, некоторые подходы к интерпретации материала существенно иные. Особое внимание следует обращать на: а) отсутствие видимой связи геологического строения объекта с окружающей геологической обстановкой; б) наличие округлой, нередко локальной отрицательной концентрической аномалии или относительно пониженного фона в магнитном и гравитационном полях; в) относительно более низкие скорости сейсмических волн и повышенную электропроводность развитых в их пределах пород; г) наличие своеобразных брекчий, туфобрекчий, игнимбритоподобных и других пород, отличающихся по особенностям состава и условиям залегания от развитых в данном районе или вообще отсутствующих на прилегающей территории; г) несоответствию состава, мощности, характера залегания и т.д. тех или иных пачек, толщ в пределах выделяемого объекта и на прилегающей территории; д) наличию зон повышенной трещиноватости, различных форм проявления катаклаза и милонитизации, жил псевдотахилитов и т.п.

В последнем по трассе скальном карьере (159 км) нами встречены породы, датируемые, по разным источникам, от раннего до позднего силура. Они представлены известняками, диабазами, туфами. Все породы дроблены, степень их брекчированности в отдельных обнажениях карьера варьирует от мелкообломочных до крупноглыбовых разновидностей. Отмечаются текстуры «грис», когда фрагменты объёмного дробления пород сцементированы без перемещений друг относительно друга тем же материалом, из чего состоят. Базиты могут встречаться среди известняков как в виде секущих неправильной формы мелких тел, так и в виде мелких обломков. Сложилось впечатление, что в карьере обнажается мегабрекчия, цементом крупных глыб, которой, является уменьшающаяся в размерах брекчия всё тех же пород.

Близкая по характеру картина наблюдается на большой территории в районе карьера 14 км (Харбейская площадь). Здесь встречаются поля развития образований, имеющих возраст от позднего ордовика до раннего девона. В составе образований – диабазы, базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты, агломератовые туфы смешанного состава, известняки. Породы интенсивно дроблены и зачастую перемешаны до полимиктовых брекчий различной размерности; встречаются текстуры «грис». Картирование полей развития таких пород весьма затруднено из-за их фрагментарности, большой изменчивости состава.

Исходя из выдвигаемой нами импактной гипотезы происхождения Полярноуральской кольцевой структуры, весь имеющийся материал позволяет предположить, что в среднеордовикское-раннесилурийское время произошло столкновение метеороида (кометы, астероида) с поверхностью Земли. При практически вертикальном ударе со скоростью в 20-50 км/сек ударника диаметром от 10 до 20 км, мгновенно выделилось колоссальное количество энергии, повлекшее за собой большие перемены не только для региона, но и для всей Земли в целом. Далее развивается сценарий, подробно описанный и просчитанный во многих научных работах, из которых мы ссылаемся лишь на две, наиболее фундаментальные (2,3).

На завершающих стадиях кратерообразования, в условиях относительно тонкой земной коры сверхмощный удар извне мог инициировать так называемый триггерный магматизм. В центре удара происходит экскавация пород мишени до глубин, превышающих 10 км. В результате дальнейшего проникновения вглубь фронта ударной волны и упругих колебаний, вызванных отдачей земной коры, в породах ниже дна кратера возникает сеть конических трещин, радиальных в плане. Этими трещинами могла воспользоваться мантийная магма, породившая ульт-

рабазитовые и базитовые тела, наблюдаемые на Щучьинской площади, а так же многочисленные дайкообразные базитовые тела в пределах развития докембрия – силура в пределах Полярноуральской структуры.

Вскоре после импактного события территория вернулась к эволюционному геологическому периоду своего дальнейшего развития. Однако удар из космоса оставил след на всей её последующей истории.

Предполагая, что эрозионный срез за период, прошедший после импакта был значительным (до 10-15 км), в настоящее время имеем лишь «корни» астроблемы, т.е. глубоко эродированный цокольный комплекс. Здесь, в полях развития древних кристаллических пород могут встречаться конуса разрушения, породы со структурой «грис», псевдотахилиты. В полях развития аллогенных брекчий (?) (карьеры 14 и 159 км) могут встречаться поли- и мономинеральные стёкла, шлаки, массивные и обломочные импактиты.

Отмеченных выше фактов далеко недостаточно для безапелляционного отнесения Полярноуральской кольцевой структуры к астроблемам, в чём мы вполне отдаём себе отчёт. Отсутствуют многие структурные, петрографические, минералогические критерии диагностики таких образований. Однако интенсивный региональный метаморфизм, которому были подвержены импактиты и взрывные брекчии в последующие после их образования геологические эпохи, мог нацело уничтожить такие следы.

Настоящей публикацией, являющейся гипотезой, мы надеемся породить сомнения у специалистов региона, геологов различных специализаций в правильности воззрений на предмет своих исследований, помочь им по-новому взглянуть на некоторые нерешенные до сих пор проблемы геологического строения территории, и, в том числе, на проблемы её минерагенической специализации. Учитывая высказанную в гипотезе идею, мы получаем ключ к решению ряда волнующих геологов региона проблем:

- появления кольцевых форм геологических тел территории,
- причин повышенной трещиноватости пород цоколя,
- вопроса повышенной проницаемости недр для многочисленных разновозрастных инъекций, а также рудоподводящих гидротерм,
- вопросов привязки возраста множества эндогенных образований к периодам «до» и «после» импактного события и т.д.

В заключение хотелось бы отметить, что диагностика и изучение астроблем и слагающих их пород – импактитов и взрывных брекчий важно как с научной, так и с чисто практической точки зрения. Без этого, во-первых, мы не будем иметь полного представления о строении и развитии литосферы Земли и строении планет Солнечной системы. Во-вторых, доподлинно известно, что с импактными событиями напрямую связаны некоторые месторождения полезных ископаемых меди, никеля, свинца, цинка, железа, алмазов и т.д. Кроме того, импактные кратера являются структурами, в которых, после их возникновения формируются месторождения угля, горючих сланцев, цеолитов, гипса, ангидрита; они служат ловушками нефти, газа, ёмкостями для подземных вод. Эти и другие полезные ископаемые разведаны и успешно добываются из астроблем США, Канады, России, Швеции и других стран.

ЛИТЕРАТУРА

1. Космогеология СССР. Под редакцией Брюханова В.Н. и Межеловского Н.В. Москва, «Недра», 1987. 240 с.
2. Геология астроблем. Л., «Недра» 1980. 231 с.
3. Образование ударных кратеров: Геологический процесс. М., «Мир» 1994. 336 с.

ВЫЯВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ СТРУКТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ ЗАЛЕЖЕЙ МАКСОВИТОВ (на примере Толвуйской синклинали)

Дейнес Ю. Е.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

Максовиты – шунгитоносные породы, содержащие от 20 до 45% шунгитового вещества (ШВ) смешанного типа, серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные, относятся к группе экструзивных сапробитумолитовых пород; стратиграфически приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя [1].

В разрезе Толвуйской синклинали – структуре второго порядка Онежского синклинория, выделено 9 [2] горизонтов с повышенным содержанием $C_{св}$ – горизонты шунгитоносных пород (ШНП). Из них 3 отнесены к первой пачке верхней подсвиты заонежской свиты людиковия, а 6 – ко второй. Мощность их обычно составляет первые десятки метров. Горизонты ШНП выделяются условно как наиболее обогащенные ШВ участки слоистой толщи. Толвуйская синклиналь представлена системой параллельных валов – структур третьего порядка, на которых формируются купо-

ловидные антиклинальные складки (структуры четвертого порядка). Самые крупные из них выявлены в VI шунгитоносном горизонте. В куполах можно выделить питающий слой, краевое опускание, область корня, область ствола и шляпу. Их генезис рассматривается в рамках диапировой модели: на ранней стадии диапировая складка имеет вид симметричной пологой антиклинали со слабо выраженной краевой синклиналью. Развитие складки в шляпу происходит в том случае, если формирующееся из купола штокообразное тело выйдет на поверхность, достигнет прочного непроницаемого слоя или горизонта с более низкой плотностью. В предельном случае возможно полное отделение шляпы от ствола и превращение в локальное субсогласное тело или силл [3]. Диапировые складки имеют своеобразную внутреннюю структуру. В начальной стадии течение материала центростремительное – к корню купола, затем вещество может подниматься практически вертикально, и на заключительном этапе – вещество движется от центра шляпы в стороны. Если питающий слой неоднороден по плотности и вязкости, то могут образовываться так называемые структуры «купол в куполе». Характерные особенности купольных залежей в полном объеме исследованы на Максовском месторождении, наименее разрушенном эрозией и детально разведанном. Максовская залежь (500х700 м) представлять собой купольное тело, эллипсоидальной формы, вытянутое в северо-западном направлении.

Купольные структуры, сформированные по тому или иному горизонту, образуют семейство (систему), основным параметром которой является расстояние между соседними куполами, находящимися на одном валу. Обычно система развивается сначала в форме первичного вала, а затем на нем формируются купола и соседние валы, на которых также располагаются купольные структуры [4]. Для Толвуйской синклинальной структуры достаточно хорошо известно расположение валов.

Итак, существующие геологические особенности залежей максовитов, а именно: их приуроченность к телам купольного типа, строгая стратиграфическая привязка к первой и второй пачкам верхней подсвиты заонежской свиты, преимущественное развитие складок по II и VI горизонтам ШНП, образование залежей в виде системы куполов, позволяют использовать их при планировании геофизических исследований.

Контрастность физических свойств вмещающих пород и максовитов, связанная, прежде всего, с аномальным содержанием углерода в последних, является достаточным основанием для использования некоторых геофизических методов при картировании и изучении залежей максовитов. Высокая электрическая проводимость ШВ и его электрохимические свойства обеспечивают появление над ШНП отрицательных потенциалов естественного электрического поля (ЕП), которые достигают – 1000 мВ. Наблюдаемые над ШНП аномалии ЕП по знаку и интенсивности подобны полям электрохимического происхождения. Ранее была установлена эмпирическая связь между dU и содержанием в породах ШВ.

Целью работы является выявление связи генетических (структурных) признаков купольных залежей максовитов с геофизическими параметрами полей, формируемыми этими залежами.

На территории Толвуйской структуры Карельской КГРЭ была проведена региональная геофизическая съемка методами ЕП, магнито- и сейсморазведки. Была задана сеть профилей (буровых и геофизических) с шагом 2000 м. По полученным данным построены планы изолиний потенциала dU и напряженности магнитного поля dT.

На плане изолиний потенциала dU, выделяются аномальные зоны ЕП (рис. 1). Цепочки центров отрицательных аномалий ЕП, в основном вытянуты в северо-западном направлении и помогают фиксировать положение антиклинальных структур третьего порядка. Отчетливо выделяется три вала. На центральном расположены хорошо изученная Максовская и изучаемая нами Мельничная залежи.

Итак, с помощью метода ЕЭП нам удалось выявить один из структурных признаков залежей максовитов, а именно, расположение валов, на которых в последствии формируются купола.

В 1965-66 гг. на одном из участков Толвуйской синклинали (участке «Тетюгино») Институтом геологии КарНЦ РАН были проведены работы по геологическому картированию с проходкой шурфов и канав. В 1972-74 гг. ККГРЭ ПГО «Севзапгеология» на этом участке были пробурены скважины, в том числе скв. 19, вскрывшая на глубине 111,6-153 м Мельничную залежь максовитов и шунгитов, прогнозные ресурсы которой были оценены в 10 млн. т. Эта залежь является примером купольного тела, не выходящего на поверхность, в отличие от Максовской залежи. По данным геолого-геофизического картирования и буровым скважинам, участок «Тетюгино» сложен породами второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковия. Туфопесчаники, туфоалевролиты, алевролиты и сланцы, слагающие значительную часть разрезов верхней подсвиты, приурочены к подошве шунгитоносных горизонтов.

На участке в 2002-2007 гг. была выполнена детальная геофизическая съемка. Использован метод естественных электрических потенциалов (ЕЭП), электропрофилирование в модификации срединного градиента (СГ), магниторазведка в режиме измерения полного вектора магнитного поля (dT), гамма-метод – измерение мощности экспозиционной дозы естественного гамма-излучения (ГМ), сейсморазведка. Схема наблюдений включала магистраль и двадцать профилей. Расстояние между профилями 40 м. По результатам измерений методом ЕП построен план изолиний потенциала ЕП (рис. 2). Низкочастотная электроразведка (СГ) проведена по отдельным профилям. В результате получены данные, позволившие вести обработку с использованием как типичных для метода СГ приемов, так и новых, аналогом которых служат известные в геоэлектрическом зондировании способы обработки информации. На рис. 3 представлен план изолиний Lg Ro.

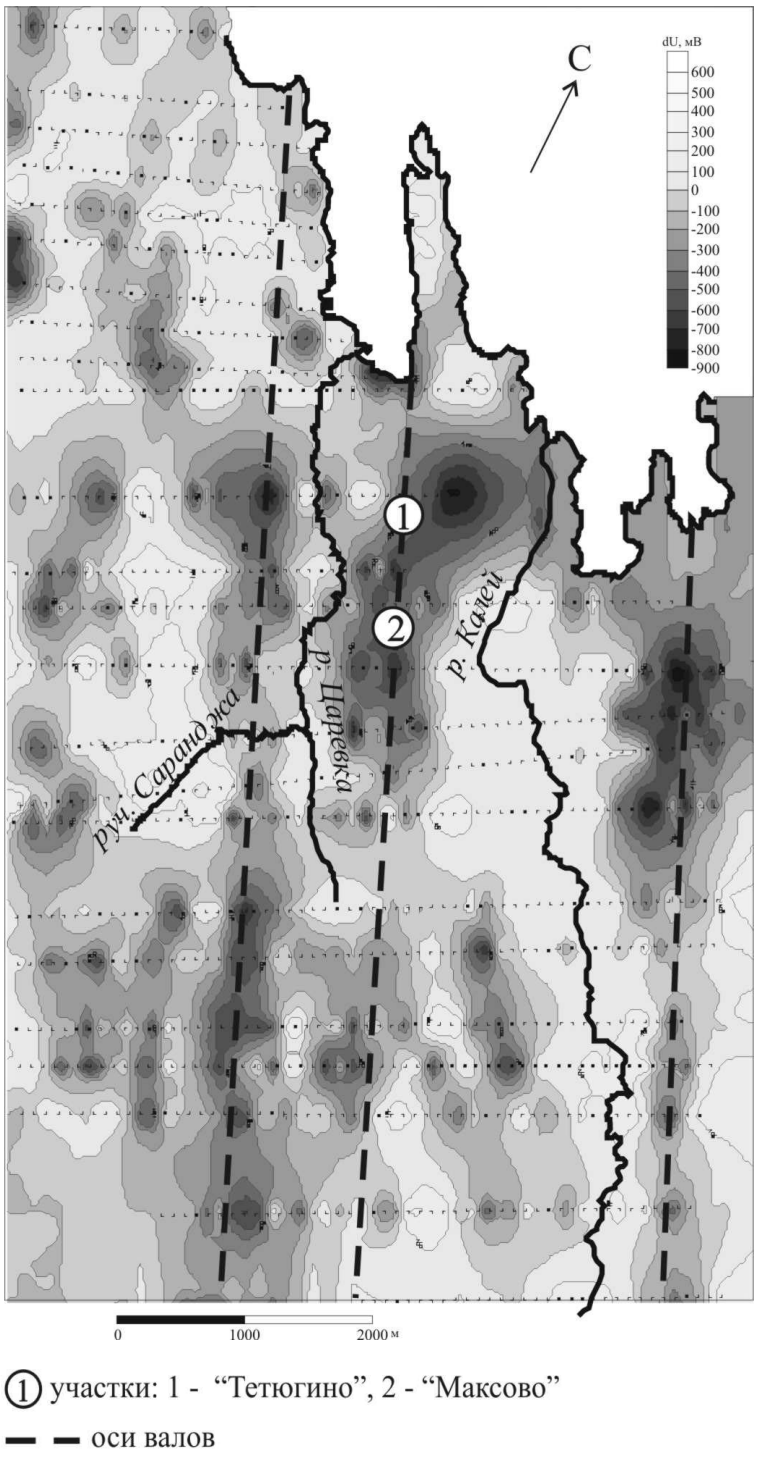
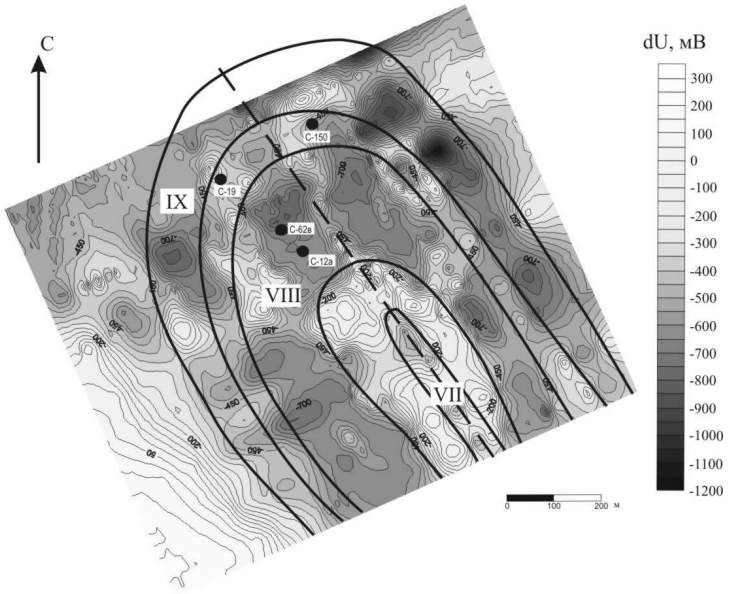


Рис. 1. **План изолиний естественного поля ЕЭП (dU, мВ) северной части Толвуйской синклинали**

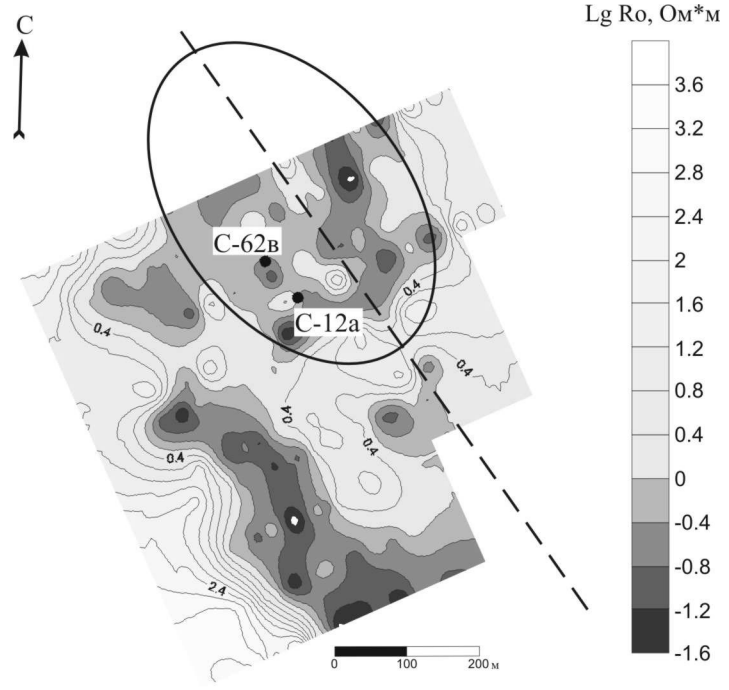
На плане изолиний ЕП (рис. 2) видны несколько обособленных участков с относительно низкими потенциалами, между которыми наблюдаются зоны относительно высоких значений dU. Высокие значения dU соответствуют доломитам, которые разделяют шунгитоносные горизонты. Учитывая известные геологические сведения о горизонтах ШНП и данные по скважинам, на участке можно выделить IX, VIII и VII шунгитоносные горизонты. В юго-западной части планшета хорошо фиксируется линейная граница, которая характеризует переход между антиклиналью (валом) и синклиналью.

Итак, с помощью ЕП нам удалось уточнить геологическое строение участка.



IX Номер шунгитоносного горизонта
Контур шунгитоносного горизонта
Ось вала

Рис. 2. **План изолиний потенциалов естественного электрического поля ЕЭП (dU, мВ). Участок «Тетюгино»**



Предполагаемый контур залежи
Ось вала

Рис. 3. **План изолиний Lg Ro, Ом*м. Глубина среза Н=16,71 м. Участок «Тетюгино»**

По данным, полученным с помощью метода СГ, были построены планы изолиний Lg ρ_0 на разных глубинах: 0, 3.6, 7.5, 11.9, 16.7 м. На рис. 3 представлен план изолиний Lg ρ_0 на глубине 16.7 м. На всех планах в северной части планшета выделяется аномальная зона изометричной формы с отрицательными значениями Lg ρ_0. Известно, что максовиты обладают низким удельным электрическим сопротивлением и являются хорошими проводниками. Значит, можно предположить, что эта аномалия вызвана максовитами. С глубиной площадь аномальной зоны увеличивается. Эта зона имеет форму полуовала, вытянутого по направлению, совпадающему с осью вала (см. рис. 2). На этом основании мы можем сделать предварительный вывод о том, что методом СГ фиксируется аномальная зона, скорее всего связанная с купольным телом, развитым по шунгитоносному горизонту.

Данные магниторазведки не противоречат выводу о нахождении в пределах участка «Тетюгино» купольного тела максовитов. Малая эффективность метода обусловлена, вероятно, тем, что верхняя часть разреза сложена преимущественно лидитами и доломитами, которые, как и максовиты, являются диамагнетиками. Гамма-метод дает в целом сглаженную картину, поскольку результаты сильно зависят от мощности перекрывающих отложений, а доломиты и породы шунгитоносных горизонтов закрыты рыхлыми, в ряде мест глинистыми, отложениями. Результаты сейсморазведочных работ не противоречат предлагаемой модели строения участка. Отмечаются крутопадающие геоэлектрические границы с резким увеличением проводимости пород вниз по разрезу, что соответствует модели расположения высокоуглеродистых пород ниже менее проводящего лидит-доломитового комплекса. К сожалению, пока не одним из геофизических методов не удалось зафиксировать внутренние структурные особенности купольных залежей.

Таким образом, можно констатировать, что на участке существуют прямые и косвенные указания на присутствие крупного купольного тела, сложенного максовитами.

Можно сделать вывод, что существует связь между структурными особенностями формирования залежей максовитов и геофизическими полями, которые формируются над ними.

ЛИТЕРАТУРА

1. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.
2. Купряков С. В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985-88 гг. Петрозаводск, 1988. 148 с.
3. Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Ромашкин А. Е. и др. Закономерности формирования, развития и размещения шунгитоносных структур Онежской мульды: Отчет по т. 152. Петрозаводск, 2000. 197 с. (Фонды КарНЦ РАН).
4. Рамберг Х. сила тяжести и деформации в земной коре. Пер. с англ.–М.: Недра, 1985. 399 с.

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ В ВОРОТИЛОВСКОЙ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ

Диденкулов И.Н.[1], Малеханов А.И.[1], Стромков А.А.[1], Чернов В.В.[1], Беляков А.С.[2], Лавров В.С.[2], Власов Ю.А.[3], Гаврилов В.А.[3]

[1]Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, din@hydro.appl.sci-nnov.ru
[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва
[3]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Воротиловская глубокая скважина (ВГС) глубиной 5374 м и находящаяся рядом скважина-спутник (СС) глубиной 1498 м пробурены в конце 1980-х годов в центре т.н. Пучеж-Катункской импактной структуры (Воротиловского выступа), имеющей возраст около 167 млн. Импактная структура характеризуется куполообразным поднятием кристаллических пород фундамента, имеющим диаметр 8-10 км и амплитуду поднятия 1,6-1,9 км и окруженным кольцевым желобом диаметром 40 км, глубина которого относительно верхушки составляет 1,5-1,7 км. В зоне непосредственно выступа кристаллические породы поднимаются до глубин 400-600 м от поверхности, что является уникальной для Русской платформы геологической особенностью данной структуры. Другой особенностью этого места является его удаленность от крупных промышленных зон и транспортных узлов, мощных ЛЭП, полное отсутствие во всем регионе регулярных взрывных работ, связанных с поиском или разработкой месторождений. Все это создает особые возможности для проведения активных и пассивных сейсмоакустических исследований, в том числе, с использованием «фоновых» низкочастотных вибрационных сигналов удаленных промышленных объектов.

В период 2006-2007 годах усилиями авторского коллектива на площадке ВГС были начаты исследования, направленные на развитие методов и средств сейсмоакустического мониторинга геодинамических процессов. В открытом стволе ВГС на глубине 2200 м непосредственно в зоне кристаллических пород установлен широкополосный магнитоупругий геофон, измеряющий вертикальную компоненту вектора скорости ускорения в продольной акустической волне. Аналогичный геофон, измеряющий две компоненты вектора (вертикальную и горизонтальную), установлен в СС на глубине 553 м, также в открытом стволе скважины. Созданная совместными усилиями специалистов трех институтов РАН скважинная геолаборатория оснащена оборудованием, позволяющим проводить непрерывную регистрацию усредненных за 1 мин уровней акустической эмиссии в третьоктавных частотных полосах на частотах 30, 160, 500 и 1000 Гц и передачу этих данных по сотовому каналу связи в Нижний Новгород в лабораторию ИПФ РАН. Данные таких наблюдений представлены в докладе.

Исследования, проведенные в ВГС и СС, показали, что эти скважины свободны от техногенных и антропогенных помех и позволяют выполнять геоакустические исследования с максимальной эффективностью.

Сигналы, которые регистрируют геофоны, являются сигналами геоакустической эмиссии (ГАЭ). Сигналы ГАЭ являются широкополосными сигналами с частотной полосой до нескольких кГц и возникают в результате рождения микротрещин в породах, окружающих ствол скважины, на расстояниях, не превышающих десятки-сотни метров.

Установлено, что уровни геоакустической эмиссии подвержены сильным флуктуациям. Такое поведение уровня ГАЭ наблюдалось в течение нескольких месяцев наблюдений, а именно: спокойные периоды, характеризующиеся отсутствием заметного уровня ГАЭ, сменяются иногда сильными всплесками уровней на всех частотах. Это может свидетельствовать о вариациях в напряженно-деформированном состоянии кристаллических пород в районе ВГС. Какой-либо закономерности в появлении всплесков ГАЭ пока не обнаружено. Дальнейшее накопление и анализ данных позволит более детально выявить характер изменчивости сигналов ГАЭ и установить его связь с геодинамическими процессами. Сопоставление таких данных, полученных в Воротиловской глубокой скважине и в скважинах на Камчатке должно в будущем помочь в определении общих и специфических геодинамических процессов для сейсмоактивного (Камчатка) и асейсмичного (центр Европейской части России) регионов. Поэтому скважинные наблюдения геоакустической эмиссии важны с точки зрения развития понимания геофизических процессов, а также разработки методов предсказания сейсмических событий. Предполагается в будущем увеличить чувствительность геофонов, чтобы регистрировать более слабый фон геоакустической эмиссии в Воротиловской глубокой скважине, который характерен для такого асейсмичного региона, как Нижегородская область.

Помимо этого на площадке ВГС выполнена серия экспериментов по исследованию краткосрочной динамики и временной структуры «полных» сигналов (волновых форм сигналов) при подготовке и развитии небольших сейсмоакустических событий – микроземлетрясений на различных глубинах. Большой объем требуемой памяти не позволяет пока осуществлять непрерывную регистрацию «полных» сигналов в течение многих суток.

Выполнен также оригинальный эксперимент по исследованию прохождения сейсмических сигналов, порождаемых вибрацией турбин Нижегородской ГЭС, удаленной от ВГС на расстояние около 40 км. Экспериментально показана возможность регистрации в глубокой скважине сейсмических сигналов, генерируемых низкочастотными вибрациями гидротурбин ГЭС на расстоянии в несколько десятков километров. Регистрация таких сигналов на скважине открывает интересные возможности для постановки экспериментов по изучению динамики состояния пород на протяженной сейсмоакустической трассе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (06-05-64925).

ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ПЛАТИНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОГО ФАСА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Долгаль А.С.[1], Калинин Д.Ф.[2]

[1]Горный институт УрО РАН, г. Пермь, dolgal@mi-perm.ru
[2]ВИРГ-Рудгеофизика, г. Санкт-Петербург, dfk@ol7971.spb.edu

Рассматриваются результаты интерпретации геопотенциальных полей в пределах северной части западного фаса Сибирской платформы, в пределах площади около 380 тыс. кв. км, включающей в себя Норильский район. В качестве исходных данных использовались результаты гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 и аэромагнитных съемок масштаба 1:100 000, выполненных на постоянных барометрических высотах, а также цифровая модель рельефа местности GTOP030. Основной целью исследований являлось прогнозирование платино-медно-никелевого оруденения, что повлекло за собой необходимость уточнения его глубинных поисковых критериев [1].

Платиново-медно-никелевые месторождения пространственно и генетически связаны с гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциацией, включающей эффузивные пикриты, расслоенные интрузивы с вкрапленным оруденением и залежи массивных (богатых) руд. Предполагается, что в роли исходного расплава для гипербазит-базитовых пород и сульфидных руд выступал родоначальный пикрит (плагиоперидотит, коро-мантийная смесь). Развитие никеленосных гипербазит-базитов Норильского района в целом связано с особыми условиями развития региона, максимальной глубиной первичных мантийных выплавок и чрезвычайно высокой флюидно-магматической проницаемостью структур земной коры [2].

Первичная магмогенерация начиналась на уровне астеносферы (а возможно и глубже), затем происходило внедрение коро-мантийной смеси (пикритов) в наиболее ослабленные участки земной коры, растекание и затвердевание расплава, что повлекло за собой утяжеление коры, и, возможно, изменения ее магнитных свойств. Следовательно, должна отмечаться приуроченность промышленных месторождений платино-медно-никелевых руд к блокам земной коры с повышенной основностью (фемический тип коры или близкие к нему подтипы) и контроль их размещения проницаемыми зонами мантийного заложения. На пути субвертикальной миграции расплавов, по мнению большинства исследователей, образуются промежуточные очаги, в которых осуществляется первичная дифференциация силикатной и сульфидной магм [3].

Вышеперечисленные особенности никеленосного магматизма являлись основными геологическими предпосылками, используемыми при прогнозировании оруденения, для выполнения которого необходимо с достаточно высокой степенью достоверности охарактеризовать пространственное распределение плотностных и магнитных неоднородностей в изучаемом объеме среды, т.е. провести совокупность петрофизических границ в результате использования некоторых однозначных процедур. В соответствии с классификацией Ю.А. Косыгина в данном случае речь идет о проведении условных границ 1-го типа, местоположение которых зависит не только от распределения значений свойств вещества (плотности σ, намагниченности J) в пространстве, но и от самой процедуры выделения этих границ.

Основным инструментом интерпретации служила компьютерная технология ВЕКТОР, разработанная в Горном институте УрО РАН. Технология ВЕКТОР является одним из методов фильтрационной интерпретационной томографии и характеризуется высокой селективной разрешающей способностью по латерали и по вертикали, т.к. реализованный в ней математический аппарат существенно снижает пороговое соотношение «аномалия/помеха» и обладает мощным фокусирующим действием [4]. Несомненным преимуществом вышеописанного подхода является возможность выполнения интерпретационных построений в классе «непрерывного» в трехмерном пространстве распределения физических свойств (т.е. не имеющего априорно заданных скачкообразных изменений

плотности σ и намагниченности J на трехмерной регулярной сети точек, в которых определяются значения этих параметров).

Ограниченность объективных данных о глубинном строении территории, процессах магматизма и рудообразования, значительный объем полученных геофизических материалов, а также наличие субъективных элементов в анализе морфологии трансформант снижают достоверность результативных интерпретационных построений. Поэтому была предпринята попытка формализовать задачу прогнозного районирования территории на основе принципа аналогий – путем сопоставления всего множества характеристик геологической среды под рудоносными участками, с таким же набором характеристик для всей территории в рамках вероятностно-статистического подхода.

Для этого на следующем этапе интерпретации многомерные данные, полученные с помощью системы «ВЕКТОР» (трансформанты гравитационного и магнитного полей) анализировались с помощью компьютерной технологии MultAlt [5]. Технология MultAlt реализует устойчивые алгоритмы прогноза и картирования альтернативных геологических объектов по данным произвольных наборов количественных и качественных геолого-геофизических признаков и обеспечивает контролируемое повышение эффективности результатов по мере накопления информации. При этом используются вероятностные критерии эффективности решающих правил, позволяющие численно оценивать надежность и информативность решения каждой конкретной задачи, а также выполнять априорный выбор наиболее рациональной совокупности геофизических данных.

Результаты томографической интерпретации свидетельствуют о высокой неоднородности пространственного распределения петрофизических характеристик в изучаемом объеме среды до глубин порядка 100 км и отсутствии выдержанных по латерали субгоризонтальных геофизических границ [6]. На 3D-диаграммах, построенных в системе ВЕКТОР, отражаются основные типы тектонических структур исследуемой территории: древний кратон, складчато-надвиговые системы и области тектоно-магматической активации.

В пределах Тунгусской синеклизы отмечено преобладание магнитоактивных блоков с пониженной плотностью, западнее преобладает слабомагнитный высокоплотный тип земной коры. Не характерные для Тунгусской синеклизы физические параметры земной коры зафиксированы в юго-восточной части площади. Здесь выделен крупный (300 × 150 км) Тутончанский слабомагнитный блок, расположенный в бассейнах рек Ниж. Тунгуска – Северная, с юга к нему примыкает магнитный уплотненный Ногинский блок.

Отчетливо выделяется линейная субмеридиональная зона Норильско-Игарско- Верещагинская зона высоких значений гравитационного поля, шириной около 100 км, окаймляющая древний кратон и выходящая за южную рамку площади. Зона, представляет собой, вероятно, фрагмент древней рифтогенной структуры, обладающей повышенной подвижностью и проницаемостью, насыщенной магматическими образованиями (пикритом и продуктами его эволюционирования по мере продвижения магматической колонны к дневной поверхности). Она имеет форму сплюснутой воронки, вытянутой в меридиональном направлении, с уходящим в верхнюю мантию «жерлом» (или «главным подводящим каналом») которой находится в районе г. Игарка (рис. 1).

На уровне верхней мантии методом распознавая образов оконтурены области, предположительно связанные с наличием богатого платино-медно-никелевого оруденения в верхних частях земной коры («подкоровые резервуары»), один из которых располагается под Норильским районом, второй – на левобережье Енисея, в междуречье р. Турухан и р.Таз.

Флюидно-магматическая проницаемость, определяющая характер и интенсивность оруденения, зависит от напряженно-деформированного состояния геологической среды. Связующими элементами между деформациями среды и геопотенциальными полями являются петроплотностные и петромагнитные неоднородности, на наличии которых базируются геофизические критерии рудоносности. Эти критерии, учитывающие взаимосвязь и взаимообусловленность геологических и физических явлений, определяют условия нахождения месторождений в земной коре.

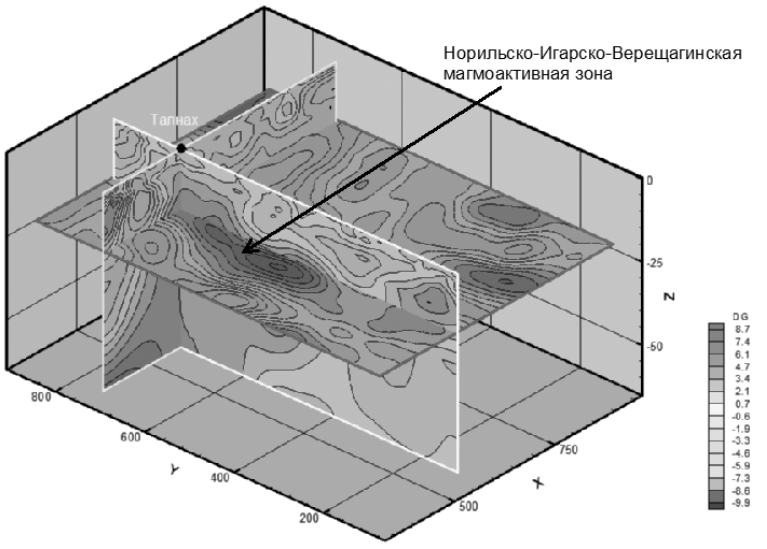


Рис. 1. **Проявление Норильско-Игарско-Верещагинской зоны в ортогональных сечениях 3D-диаграммы гравитационного поля, построенной в системе ВЕКТОР (эффективная глубина горизонтального сечения – 20 км)**

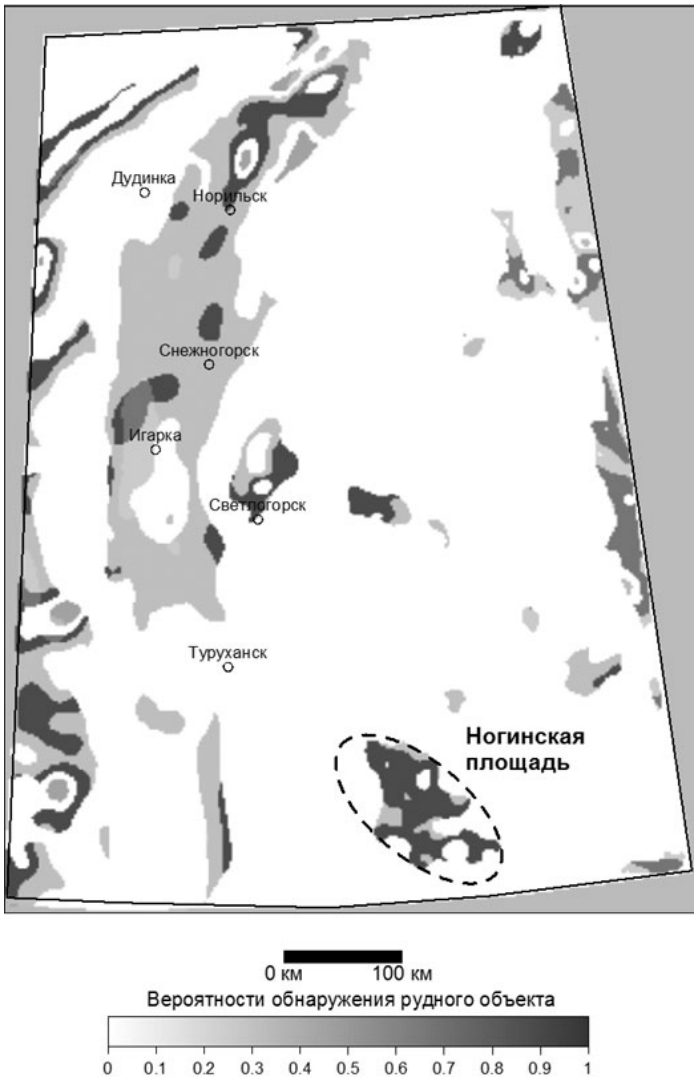


Рис. 2. **Результаты прогнозного районирования территории, полученные с использованием технологии MultAlt (эталонные объекты – Талнах, Норильск-I)**

Для локализации площадей, перспективных на обнаружение промышленных платино-медно-никелевых руд, использовались следующие геофизические критерии, носящие «глубинный» характер:

- наличие на больших глубинах (40 км и более) уплотненного слабомагнитного вещества, с которым связывается генерация рудоносных магм;
- существование структур, обеспечивающих повышенную проницаемость земной коры, отражающихся в распределении квазиплотностей и квазинамагниченостей в интервале эффективных глубин 20-50 км (Игарско-Норильская палеорифтовая система [7] и ее субширотные ветви);
- приуроченность к «утяжеленным» блокам с преобладающим фемическим типом земной коры, связанным с высокой концентрацией пикритового расплава и продуктов его эволюции;
- близость к зонам разломов, не проявленных на дневной поверхности и в исследованном бурением интервале глубин;
- наличие локальных (не более 20-40 км в поперечнике) магнитных неоднородностей разреза, располагающихся внутри слоя с эффективными глубинами от 7.5-10 до 15 км (промежуточных магматических очагов), в ряде случаев пространственно совмещенных с плотностными неоднородностями
- высокая степень близости к эталонным значениям составляющих геопотенциальных полей, отождествляемых с аномальными эффектами от объектов, расположенных в интервале эффективных глубин от 5 до 20-25 км.

С использованием вышеперечисленных поисковых критериев был выделен ряд рудоперспективных площадей, большая часть которых сосредоточена в предеалх Норильского района, в т.ч. по северо-западному обрамлению Хараелахской трапповой мульды, в пределах Вологочанской площади, южнее Норильского рудного узла, в южной части Норильской мульды. Новые площади намечены в междуречье р. Горбиачин – р. Курейка, в среднем течение р. Северной, вблизи Енисея у пос. Верещагино, к северу от п. Ногинск. Последняя по своему глубинному строению близка Норильскому рудному району: в ее пределах отмечается высокая степень базификации консолидированной земной коры, отражающаяся повышенными величинами плотности горных пород, т.е. Ногинская площадь располагается в пределах магмоактивной зоны мантийного заложения (рис. 2). Изучение этих площадей целесообразно начать с проведения геологических маршрутов, литохимической съемки, площадных высокоточных гравиметрических съемок и профильной электроразведки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгаль А.С., Д.Ф. Калинин Д.Ф., Олешкевич О.И, Симонов О.Н. Применение компьютерных технологий интерпретации геопотенциальных полей при прогнозирование платино-медно-никелевого оруденения. // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. С. 57-65.

2. Геология и рудоносность Норильского района.//О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер и др., М.; Наука. 1988. 498 с.

3. Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений (на примере Восточно-Сибирской и некоторых других профинций). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 103 с.

4. Новоселицкий В.М., Долгаль А.С., Бычков С.Г. Новый алгоритмический базис технологии векторного сканирования геопотенциальных полей. // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Материалы Межд. конф., посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2008. С. 183-186.

5. Калинин Д.Ф., Калинина Т.Б. Новый подход к использованию статистических ФГМ при прогнозе геологических объектов посредством компьютерной технологии MULTALT. // Геофизика, 2004. №5. С. 42-45

6. Щукин Ю.В. Региональные исследования и актуальные проблемы глубинной геологии.//Геофизика, 2001. №1. С. 19-30.

7. Восточная Сибирь. // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах./Гл. ред. В.П.Орлов. Т.3. Ред. Н.С. Малич. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КИРОВОГРАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Украинский щит) ПО ДАННЫМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Дрогицкая Г.М.[1], Заяц В.Б.[2], Исанина Э.В.[3], Шаров Н.В.[4]

[1]Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина
[2]КП «Кировгеология», г. Киев, Украина
[3]СЗФ «Невскгеология», г. Санкт-Петербург
[4]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Кировоградский полиметальный рудный район это крупнейшие месторождения урана метосоматического генезиса, а также месторождения и рудопроявления редких металлов золота, лития, серебра, вольфрама, висмута и др.

Он расположен в центральной части Украинского щита на границе двух крупных гранитных массивов: Корсунь-Новомиргородского габбро-анортозит-рапакиви-гранитного плутона (на севере) и Новоукраинского массива порфировидных гранитов и монцонитов (на юге). Несмотря на пространственную сопряженность и возрастную близость оба массива отличаются по ассоциациям и составу магматических пород, формационным признакам и внутреннему строению. Вместе с тем, в их формировании отмечается генетическое сходство, выразившееся в наличие пород двух формаций – основной и кислой, а также в субщелочном характере пород, проявившемся в обогащенности калием даже наиболее основных пород [6,9].

Район детально изучен различными модификациями сейсмического метода: ГСЗ, МОВЗ и ОГТ по достаточно плотной системе пересекающихся профилей [1,7,8].

Работы МОВЗ были выполнены в 1977-1980гг., регистрация обменных волн *PS* осуществлялась станциями типа «Земля», расстояние между пунктами приема составляло 3-4км. Полевые наблюдения и интерпретация материалов проводилась по стандартной методике [2,3].

В данной работе представлены результаты статистической обработки материалов МОВЗ по нескольким широтным и меридиональным профилям с использованием программного комплекса «КОСКАД-3Д».

Статистическая обработка исходного поля обменов с применением различных видов преобразований в окнах радиусом 3, 5 и 10км была выполнена с целью повышения достоверности выделения и идентификации основных сейсмических горизонтов: внутрикоровой границы K_2 и подошвы земной коры поверхности М и детального изучения расслоенности литосферы.

Размеры окон определялись исходя из точности наблюдений (длины сейсмических волн), расстояния между станциями и характера исходного поля обменов. Для каждого окна были построены гистограммы, из которых видно, что оптимальным является преобразование в окне размером 3 км.

Кроме параметра плотности расположения точек (обменонасыщенности) в тех же окнах, определялась обменоспособность среды, отношение амплитуд проходящей и обменной волн A_P/A_S. Данный параметр не зависит от времени наблюдения, а является объективной характеристикой свойств границ и поверхностей обмена.

В процессе обработки определялись субгоризонтальные и субвертикальные зоны экстремумов обменоспособности среды. Максимумы совпадают на разрезах с основными отражающими горизонтами в коре внутрикоровой границей K_2 и поверхностью Мохо, а минимумы соответствуют вертикальным региональным разрывным нарушениям.

По всем вычисленным параметрам было выполнено сопоставление Корсунь-Новомиргородского и Новоукраинского гранитных массивов на различных глубинных уровнях, а также анализ анизотропии среды с использованием данных по широтным и меридиональным профилям.

В результате трансформации исходного поля обменов выделен целый ряд областей повышенной отражательной способности, часть из которых совпадает с отражающими поверхностями, установленными по данным ГСЗ, на глубине 5-7 км прослежен горизонт, соответствующий, по-видимому, контакту пород кислого и основного состава.

Наряду с областями повышенной генерации обменных волн выделяются блоки и области почти полного их отсутствия, соответствующие крупным краевым разломным зонам, разделяющим литосферу на блоки с различным характером расслоенности.

Установлено, что различия в структуре коры изучаемых гранитных массивов: плотность распределения точек обмена, обменоспособность, связанная с этим расслоенность среды, так же как и особенности скоростного распределения по данным ГСЗ, касаются в основном первых 10-17 км, до поверхности K_2. С глубиной они нивелируются, это свидетельствует о сходной истории формирования Корсунь-Новомиргородского плутона рапакиви и Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и приуроченности их к единой крупной геотектонической единице, это подтверждается и результатами объемного плотностного моделирования коры и верхней мантии [5].

Объединение изучаемых массивов в Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон с предполагаемым единым магматическим источником открывает новые возможности для выработки стратегии поиска месторождений и рудопроявлений урана и редких металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дрогицкая Г.М., Трипольский А.А., Попов Н.И., Казанский В.И., Тарасов Н.Н., Шаров В.Н. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений имени В.В. Федынского. Москва – Тверь: ГЕОС. 2007. С. 21-27.

2. Крюченко В.А. Сопоставление результатов статистической обработки материалов МОВЗ и ГСЗ по профилю Каневб-Николаев //Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. К.: Наукова думка, 1984. С.3-15

3. Крюченко В.А., Исанина Э.В. Опыт комплексной интерпретации материалов МОВЗ и гравиметрии в центрально части Украинского щита //Глубинное строение земной коры и верхней мантии Украины. К.: Наукова думка, 1984. С.16-26.

5.Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Ингульского мегаблока Украинского щита // Геофиз. журн. 2007. Т. 29. №2. С. 17-41.

6. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита // Геофиз. журн. – 2002. – **24,** №6. – С. 36-48.

7. Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф., Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Шаров Н.В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом поверхности Мохо// Геофиз. журн._2007.-№1.-С.3-18

8. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. – Петрозаводск: КарНЦ РАН. – 2004. – 159 с.

9. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.

ПРИЧИННО-СЛЕДСТВЕННЫЕ СВЯЗИ СТЯЧИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ ЗЕМЛИ С РАЗНОМАСШТАБНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Дубянский В.И.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, dubyanskiy@geol.vsu.ru

Микросейсмическое поле Земли, обладает многими еще не изученными потенциальными возможностями в части выявления новых для разведочной геофизики нелинейных свойств среды, диссипативных, рассеивающих, эмиссионных, структурных и фрактальных, напряженных и релаксационных, упругих, вязких и промежуточных состояний. Динамически функционирующие системы литосферы находятся в условиях подвижного равновесия, при этом часть параметров остаются неизменными в определенном промежутке времени. Стабилизация механических, вибро-реологических и вибро-механо-химических эффектов в геологическом пространстве и времени обеспечивается, на наш взгляд, за счет существенного влияния стоячих волновых полей (СВП), образующихся в широком спектре колебательных и автоколебательных процессов Земли. В работах В.В. Богацкого [1], на многочисленных примерах детально изученных рудных геологических объектов и месторождений различного генезиса, убедительно показана структурообразующая роль волнового фактора. Воздействие короткопериодных колебаний Земли на геологические процессы в литосфере рассматривается, наример, в работе [2], как важнейший природный фактор, требующий специального подробного изучения. Структурообразующая роль стоячих волновых полей (СВП) Земли в процессах формирования облика консолидированной коры: от интрузивных тел до объемной конфигурации рудных районов, региональных и глобальных геологических образований, показана в работах [3, 4].

СВП является составляющим компонентом акустического поля Земли и образуется при взаимодействии квазигармонической волны с ее отражением от любой поверхности, а также в замкнутом объеме физической (геологической) неоднородности.

При наличии локального источника и плоской отражающей границы возникает СВП в форме вложенных гиперболических поверхностей, а в вертикальной плоскости сечения – гипербол. Оси симметрии гиперболических фронтов СВП располагаются на перпендикуляре, из источника к отражающей границе. Если отражающая «материнская» граница находится снизу источника, то фронты СВП образуют веерообразные восходящие ветви от точек минимумов гипербол, которые расположены на оси симметрии с интервалом в половину длины взаимодействующих волн (рис. 1). При наличии материнской границы сверху источника, наблюдается обратная картина: фронты СВП направлены вниз. Как продольные (волны давления), так и поперечные (волны сдвига) образуют узлы и пучности на расстоянии в четверть длины волны вдоль гиперболических фронтов СВП, которые пространственно не смещаются за время существования источника и материнской границы.

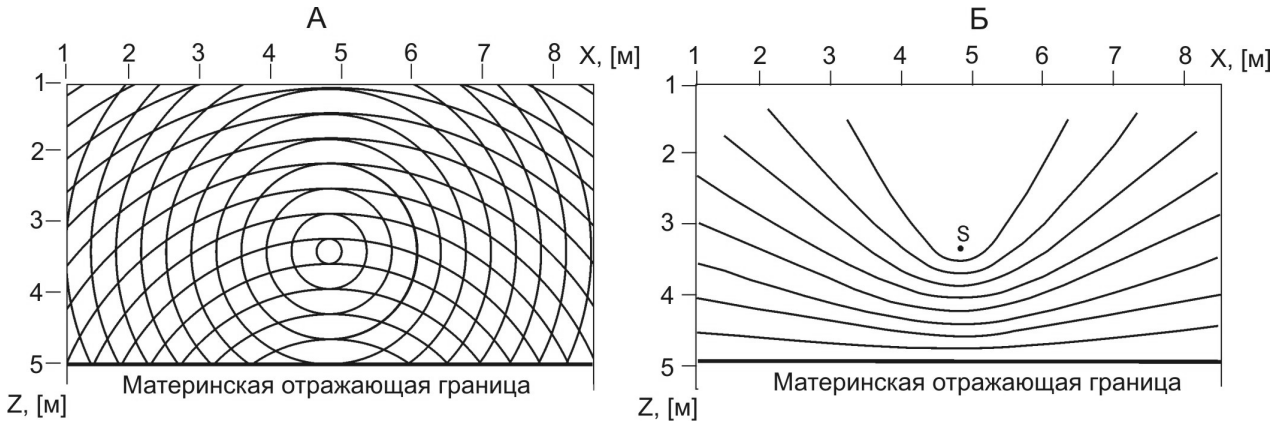


Рис. 1. **Схематическая модель волновых фронтов из локального источника S.**

А – интерференция бегущей прямой волны из источника S и отраженной от «материнской» отражающей границы;
Б – фронты стоячего волнового поля, возникающего в модели «А»

Важно отметить, что стоячие волновые поля действуют всегда на фоне микросейсмического поля планеты, которое повсеместно и постоянно держит окружающую среду, в том числе земную кору, в энергетически возбужденном состоянии, но не приводят к конструктивному структурообразованию. В областях возникновения СВП в широком спектре сучайного поля микросейсм дополнительно появляется постоянно действующий регулярный компонент, способный преобразовать среду по своему образу и подобию. Волновое давление локально воздействует на уже возбужденную среду, в областях узлов и пучностей, что приводит, в общем случае, к ее преобразованиям за счет пондеромоторных сил, реологических и механо-химических процессов. При этом возможно возникновение дискретных, фрактальных структур земной коры, зон брекчирования, проницаемых для флюидов и магматических расплавов, каналов миграции и концентрации химических элементов, в том числе углеводородов. Форма активных проявлений СВП соответствует волновым фронтам: плоскостям или поверхностям второго порядка (при наличии локального источника) [3,4].

В реальных условиях квазикогерентные волновые поля образуют квази-СВП, где наблюдаются, так называемые, «биения», в результате которых происходит пульсация волнового поля и его распространение в направлении от источника. Квазистоячая волна характеризуется коэффициентом бегучести, равным отношению меньшего из волновых сопротивлений к большему на контакте сред материнской границы [5]. Допустимо предположение, что постоянно действующее волновое давление в направлении распространения или эффект растяжения- сжатия в пучностях СВП, кторые действуют как цепочки последовательно установленных насосов, – обеспечивают направленную миграцию подвижных химических элементов и растворов в земной коре, например, снизу – вверх против силы тяжести.

Локальный (в математическом приближении – точечный) источник упругих волн в земной коре может быть трёх принципиально различных типов: самоизлучающий (эмиссионный), резонансный и виртуальный.

Свойствами самостоятельного излучения упругих волн (отвлекаясь от их частотного состава и когерентности) обладают подземные водяные и грязевые термические источники, магматические очаги вулканов в активной стадии, подводные «курильщики», восходящие потоки магматических расплавов и продуктов дегазации Земли, а также геосолитонные образования.

Резонансными источниками могут быть и являются контрастные по акустическим свойствам локальные области геологической среды излучающие упругие волны за счет резонансного переизлучения возбудившего их внешнего волнового поля. Например, эффект вынужденой эмиссии углеводородной залежи зарегест-

рирован как «Открытие» и практически используется в методах АНЧАР и СЛБО для прямых поисков залежей углеводородов [6]. Области акустических контрастов, например, типичны для тектонических контактов блоков и зон разломов земной коры.

Виртуальными или мнимыми источниками локального акустического излучения могут быть области фокусировки или каустики волнового поля, прошедшего линзовидное акустически контрастное включение или криволинейную границу раздела двух сред.

Яркий пример реального проявления СВП, по нашему мнению, можно наблюдать на изображении сейсмического разреза земной коры, полученного по геотраверсу «Татсейс-2003» и приведенного в публикации [7]. Здесь отмечается, вслед за другими авторами, что природа отражающих границ в земной коре связана с напряженным состоянием среды, а не сменой состава пород в разрезе. На сейсмическом разрезе эти зоны проявляются в виде выполаживающихся вниз осей синфазности (листрической) формы (рис.2). Соответствующие им отражающие границы веерообразно наклонены в юго-восточном направлении от некоторого центра, находящегося в северо-западном участке профиля на границе Котельнического свода и Казанско-Кажимского авлакогена, где их направление меняется на противоположное. Наклонные отражатели в некоторых случаях пересекают уровень МОХО на глубине порядка 35-40 км. Богатые нефтяные месторождения смещены к юго-восточному участку профиля в сторону Урала и отсутствуют в его северо-западной части, выходящей на Московскую синеклизу.

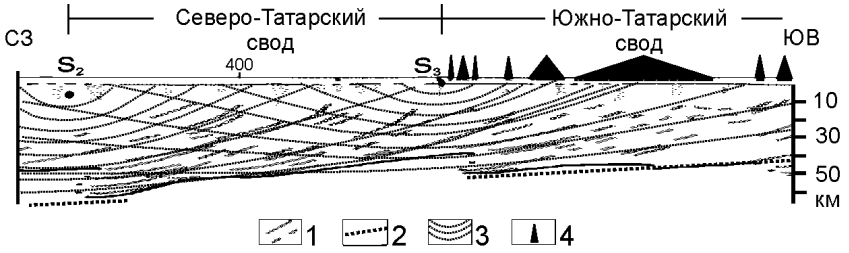


Рис. 2. **Фрагмент глубинного разреза по геотраверсу «Татсейс-2003» в едином масштабе по вертикали и горизонтали с наложенными фронтами стоячих волновых полей.**

Условные обозначения: 1 – отражающая граница по данным МОВ ОГТ; 2 – материнская отражающая граница; 3 – фронты СВП; 4 – месторождения нефти

Перечисленные особенности структурного строения земной коры, отображенные на сейсмическом разрезе геотраверса «ТАТСЕЙС-2003», могут быть объяснены с позиций структурообразующей роли стоячих волновых полей Земли.

Отражающие границы на сейсмическом разрезе аппроксимировались фронтами СВП из локальных источников. Для этой цели изображение сейсмического разреза трансформировалось в единый вертикальный и горизонтальный масштаб. Модель СВП строилась с учетом залегания «материнской границы» на глубине раздела МОХО, а положение локального источника задавалось на глубине поверхности кристаллического фундамента. В первом приближении, скорости упругих волн в среде считались постоянными, а также не учитывался частотный состав взаимодействующих полей порождающих СВП. Тем не менее, результаты сравнения моделей фронтов СВП с формой и наклоном отражающих границ на сейсмическом разрезе показало их полное соответствие и прямое совпадение. При этом однозначно выявлены, по меньшей мере, три источника СВП, приуроченных к зонам контактов крупных геотектонических структур (с северо-запада на юго-восток): Котельнического свода, Казанско-Кажимского авлакогена, Северо-Татарского свода и Южно–Татарского свода. На последнем сейсмический профиль пересекает Ромашкинское нефтяное месторождение–гигант (рис.2).

Локальные источники, образующие рассмотренное выше СВП, очевидно относятся к резонансному типу и представляют (или представляли собой в геологическом прошлом) акустически контрастные локальные области, распределенные вдоль зон сочленения упомянутых геотектонических структур. В общем случае, такие источники должны излучать упругие волны с цилиндрическим фронтом, имеющем в вертикальном сечении вид точечного. Возбуждающее резонансные источники внешнее волновое поле, скорее всего, сязано с интенсивными поверхностными волнами океанического происхождения.

Таким образом, на материалах регионального профиля, пересекающего восточную часть ВЕП принципиально подтверждается структурообразующая роль СВП в качестве причинного фактора. Следствием воздействия СВП на геологическую среду является образование листрических разломов, реальных и, возможно, «фантомных» отражающих границ в сейсморазведке, которыми могут быть стабильные фронты стоячих волн.

Важно отметить, что восстановленное нами направление энергетического воздействия СВП на объем земной коры и верхней мантии способствует перемещению по горизонтали и снизу-вверх углеводородов за

счет эффекта «биения» квазистоячего волнового поля. Возможно по этой причине на геотраверсе «Татсейс-2003» все районы богатых нефтяных месторождений сосредоточены в юго-восточной части профиля, т.е. в зоне однонаправленного действия источников СВП S_2 и S_3. Естественно предположить, что за счет аналогичного эффекта происходит миграция рудных растворов и химических элементов в условиях платформ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра, 1986. 89с.

2. Чиков Б.М. Короткопериодные колебания в геологических процессах литосферы (обзор проблемы) // Литосфера. 2005, № 2. С. 3-20.

3. Дубянский В.И. О проявлении стационарных волновых процессов в некоторых структурах земной коры // Вестник ВГУ, серия «Геология», 2005. №2. С. 161-168.

4. Дубянский В.И. Стационарные волновые поля Земли как фактор формирования дискретных образований земной коры.Материалы XII Международной конференции «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения». Воронеж. 2006. С. 192-194.

5. Ультразвук. М.СОВЕТСКАЯ ЭНЦИКЛОПЕДИЯ, 1979, 400 с.

6. Арутюнов и др. Технологии АНЧАР 10 лет // Технологии сейсморазведки.-2/2004. С. 27-31.

7. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию. // Геотектоника. 2006 №4, С. 3 -21

МАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ

Евсеев А.Н., Трубицын В.П., Баранов А.А., Трубицын А.П.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, trub@ifz.ru

В геодинамической модели мантию делят на две части: верхнюю и нижнюю по границе на глубине 660 км, где эндотермический фазовый переход частично тормозит конвективные течения.

В последние два десятилетия построено много моделей, в которых рассматривается возможность временных расслоений течений с раздельной конвекцией в верхней и нижней мантии. Тормозящий эффект эндотермического фазового перехода очень чувствителен к значению наклона кривой фазового равновесия. Однако лабораторные измерения имеют значительную неопределенность, при которой возможно как частичное расслоение конвекции, так и лишь незначительное торможение части нисходящих мантийных потоков. В докладе приводятся результаты расчетов мантийных течений в широком диапазоне значений параметров фазового перехода, выделяются области однослойной и двухслойной конвекции, находятся зависимости амплитуды и периода колебаний от параметров фазового перехода.

В химико-минералогической модели мантию делят на четыре части: верхнюю до глубин 400 км, переходную в интервале глубин 400-700 км, нижнюю 700-2700 км и слой D» толщиной, примерно 200 км. Такое деление обусловлено тем, что в переходной мантии происходят наиболее важные фазовые превращения с большими скачками плотности, а слой D» химически неоднороден из-за соседства с горячим железным ядром, и на его границе перовскит переходит в еще более плотную модификацию.

Основными минералами в пиролитовой модели мантии являются [Weidner, 1986; Solheim and Peltier, 1994,]: **оливин** – $(Mg_{0.9}Fe_{0.1})SiO_4$ (61%), ортопироксен-$(MgFe)SiO_3$ (15%), клинопироксен- $(CaMgFe)_2Si_2O_6$-$NaAlSi_2O_6$ (10%) и **гранат**-$(MgFeCa)_3(AlCr)_2Si_3O_{12}$ (14%). При повышении давления минералы испытывают рад фазовых превращений, переходя последовательно в более плотные модификации.

На рис. 1 приведена диаграмма для фазовых переходов в оливине по экспериментальным данным [Ita,

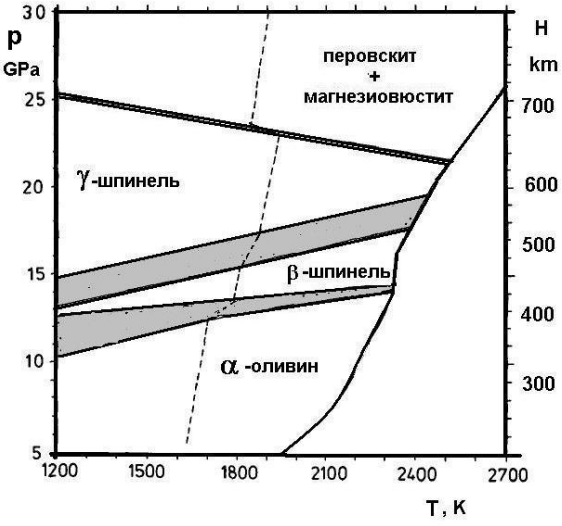


Рис. 1. **Диаграмма температура-давление для фазовых переходов в оливине по [Ita, Stixtrude, 1992].**

Пунктирной кривой показано усредненное по латерали распределение температуры в мантии по глубине. Сплошная кривая справа- температура солидуса

Stixtrude1992]. На глубине h=410 км при давлении p =13.4Гпа=134Kbar и температуре T≈1800K в мантии минерал $(Mg_{0.9}Fe_{0.1})SiO_4$ переходит из своей основной фазы α-оливина в β-фазу оливина (вадслеит). Пироксены и гранат, начиная с глубины 350км, также испытывают серию фазовых переходов в мажорит со структурой граната и затем в ильменит [Poirier, 1991]. Но эти переходы размазаны на очень широкий интервал глубин. На глубине 520 км выделяют широкий переход из β-фазы (вадслеит) в γ-фазу (рингвудит). На глубине 660 км при давлении p =24 Гпа и температуре T≈2000K рингвудит переходит в перовскитовую модификацию и магнезиовюстит.

Величину наклона кривой равновесия dp/dT обычно обозначают через γ_p=dp/dT (которое не следует путать с обозначением γ- фазы). Теплота q, выделяющаяся при фазовом переходе связана с наклоном кривой равновесия термодинамическим соотношением Клапейрона-Клаузиса [Ландау, Лифшиц, 1964] $\gamma=q\rho^2/(T\delta\rho)$. При переходе в более плотную упаковку ($\delta\rho=\rho_2-\rho_1>0$), как правило, потенциальная энергия уменьшается и соответственно выделяется тепло q. Таким типичным является экзотермический фазовый переход (α-β) на глубине 410 км с наклоном кривой равновесия γ≈1.6M Па/K и с относительным скачком плотности δρ/ρ≈0.07. Переход (β-γ) на глубине 520 км также является экзотермическим со скачком плотности δρ/ρ≈0.03 и наклоном кривой равновесия γ ≈4.3MPa/K. Фазовый переход на глубине 660 км, несмотря на увеличение плотности, является эндотермическим и имеет отрицательный наклон кривой равновесия γ_p ≈-2.5 MPa/K (с неопределенностью до 100%, вероятно в меньшую сторону) со скачком плотности δρ/ρ≈0.1.

ОСНОВНЫЕ ИССЛЕДУЕМЫЕ ВОПРОСЫ

1. Найти степень расслоения течений между верхней и нижней мантией для реальных фазовых параметров в Земле.
2. Исследовать влияние вязкости в мантии на фазовые переходы.
3. Изучить влияние ширины фазовых переходов на мантийные течения.
4. Исследовать влияние экзотермических фазовых переходов на глубинах 410,520,2700км.

УРАВНЕНИЯ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ С ФАЗОВЫМИ ПЕРЕХОДАМИ:

$\rho DV_i/dt= -\partial p/\partial x_i+ \partial\tau_{ij}/\partial x_j+ \rho g_i$ уравнение Навье-Стокса

$\partial T/\partial t+(V_i\,\partial T/\partial x_i)= \partial(\kappa\partial T/\partial x_i)/\partial x_i + Q,$ уравнение теплопроводности

$\partial\rho/\partial t + \partial(V_i\,\rho)/\partial x_i = 0,\ i=1, 2, 3,$ уравнение неразрывности

$\rho(T, \Gamma) = \rho_0(1-\alpha T)+ \delta\rho\Gamma$ плотность мантии с фазовым переходом

ρ_0 – плотность мантии без конвекции и фазового перехода

$h^*(x)= h_0+\gamma_h[T(x,z_0)–T(h_0)]$ кривая фазового равновесия

Уравнения конвекции для двумерной декартовой модели:

$\partial V_x/\partial x +\partial V_z/\partial z =0,$

$0= \partial\sigma_{xx}/\partial x+ \partial\sigma_{xz}/\partial z,$

$\partial\sigma_{zx}/\partial x+ \partial\sigma_{zz}/\partial z=–RaT+R_{ph}\partial\Gamma,$

$\partial T/\partial t+V_x\partial T/\partial x+ V_z\partial T/\partial z= \partial^2T/\partial x^2+\partial^2T/\partial z^2\ ,$

where $\sigma_{xx}=–p+2\eta\partial V_x/\partial x$, $\sigma_{zz}= –p+2\eta\partial V_z/\partial z$, $\sigma_{xz}= \eta\,(\partial V_x/\partial z +\partial V_z/\partial x)$,

$Ra=\alpha_0\rho_0gT_0D^3/(\kappa\eta_0)$, $R_{ph}= \delta\rho gD^3/(\kappa\eta_0)$, $R_\rho= R_{ph}/Ra =(\delta\rho/\rho_0)/(\alpha_0T_0)$

Ra и R_{ph} – тепловое и фазовое число Релея.

$\gamma=\gamma_hT_0/D=\gamma_pT_0/\rho gD$

$RaT+R_{ph}\cdot\partial\Gamma=–RaT+R_{ph}(\partial\Gamma/\partial\zeta)(\partial\zeta/\partial T)T=– Ra[1+P\partial\Gamma/\partial\zeta]\cdot T=–Ra_{ef}T,$

где $Ra_{ef}=Ra[1+P\partial\Gamma/\partial\zeta]$ и

$P=–R_{ph}(\partial\zeta/\partial T)/Ra=–R_\rho(\partial\zeta/\partial T)=R_\rho\gamma$ где γ – наклон кривой фазового равновесия

В нашем случае $R_{ph670}=2$, $R_{ph410}=1.4$, для реальных фазовых параметров в Земле.

Где P – фазовый параметр, характеризующий влияние фазового перехода.

Граничные условия

$V_z\,(x,z=0)= V_z\,(x,z=1)=0$, $V_x\,(x=0,z)= V_x\,(x=1,z)=0$ стенки непроницаемы

$\sigma_{xz}(x,z=0)= \sigma_{xz}(x,z=1)=0$, $\sigma_{xz}(x=0,z)= \sigma_{xz}(x=1,z)=0$ стенки скользкие

$Nu=[-k(\partial T/\partial z)+V_zT)]/(kT_0/D)$ – тепловой поток,

$-k(\partial T/\partial z)$ – кондуктивный, $V_z\cdot T$ – конвективный тепловой поток.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

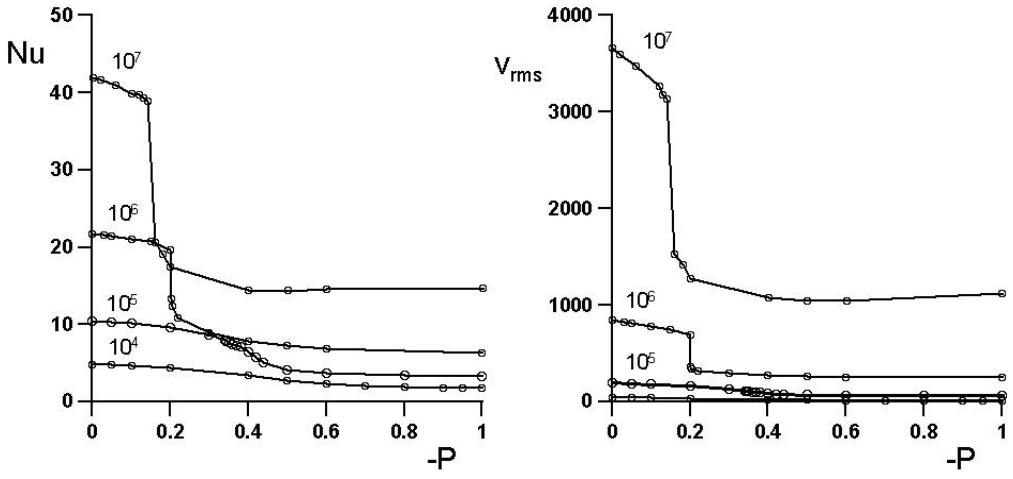


Рис.2. **Зависимость числа Нуссельта и скорости (Nusselt(P),Vrms(P) root mean square) от параметра P при Ra=1e4-1e7**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Все экзотермические фазовые переходы ускоряют конвективные течения в мантии.
2. Мы построили динамическую двумерную модель с переменной вязкостью и 5 фазовыми переходами, следующая задача построить сферическую модель и повторить на ней расчеты.
3. Эндотермический фазовый переход в Земле не приводит к расслоению течений, а только тормозит их интенсивность и уменьшает массообмен между верхней и нижней мантией. Аваланчи в современной Земле невозможны!

ЛИТЕТАРТУРА

1. Трубицын В.П., Евсеев А.Н, Баранов А.А., Трубицын А.П. Мантийная конвекция с эндотермическим фазовым переходом. // Физика Земли. 2007. № 12. С. 4-11.

2. Трубицын В.П., Евсеев А.Н, Баранов А.А., Трубицын А.П. Влияние эндотермического перехода на массообмен между верхней и нижней мантией. //Физика Земли. 2008. № 6. С. 3-16.

3. Anderson D. L., Theory of the Earth, // Blackwell Scientific Publ.,Boston, Oxford, London, Edinburgh, Melourne, 1989, P. 366.

4. Brunet D. and Ph. Machtel, Large-scale tectonic features induced by mantle avalanches with phase, temperature, and pressure lateral variations of viscosity. // J. Geph.Res., 1998, V. 103, pp. 4920-4945.

5. Christensen U., and D. A.Yuen, Layered convection induced by phase transition // J. Geophys. Res., 1985, vol. 90, pp. 10291-10300.

6. Christensen U., Effects of phase transitions on mantle convection // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. , 1995, vol. 23, pp. 65-87.

ЛОКАЛЬНЫЕ МАНТИЙНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В РУДНЫХ РАЙОНАХ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Егоркин А.В.[1], Казанский В.И.[2], Трипольский А.А.[3], Шаров Н.В.[4]

[1] ОП "Центр ГЕОН" Министерства природных ресурсов РФ, г. Москва
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, kazansky@igem.ru
[3] Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев
[4] Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Доклад основан на согласованном анализе геологических и сейсмических данных по трем рудным районам, содержащим минеральные месторождения мирового класса. В Печенгском районе это магматические медно-никелевые месторождения, в Кировоградском районе – гидротермальные урановые месторождения, в Далдыно-Алакитском районе – алмазоносные кимберлиты. Все три района с поверхности де-

тально изучены сейсмическими методами. В Печенгском районе сейсмические исследования проведены по профилям, сфокусированным на Кольской сверхглубокой скважине. В Кировоградском районе они опираются на систему пересекающихся геотраверсов. Далдыно-Алакитский район изучен не только традиционными сейсмическими методами, но также путем наблюдений за мирными атомными взрывами. Сведения о проявлении мантийной неоднородности в каждом из районов индивидуальны. Вместе с тем они дополняют друг друга.

Печенгский рудный район расположен в северо-восточной части Балтийского щита и представляет собой обособленный сегмент палеопротерозойского Печенга-Имандра-Варзугского рифтогенного пояса. Для района характерны длительное проявление основного вулканизма, развитие мантийных габбро-верлитовых интрузий, с которыми ассоциируются медно-никелевые месторождения, наложение на месторождения более поздних тектонических деформаций и метаморфизма. Сейсмическими методами под Печенгским рудным районом выявлены подъем раздела Мохо, интерпретированный как реликтовый мантийный плюм, а также признаки некогда существовавших промежуточных магматических камер. Наиболее информативными в этом отношении явились сейсмотомографические разрезы через Кольскую сверхглубокую скважину [2, 6].

Кировоградский рудный район находится в центральной части Украинского щита. В отличие от Печенгского, Кировоградский район в протерозое характеризовался мощным проявлением интрузивного магматизма, в результате которого был образован Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, состоящий из гранитоидного и рапакивигранит-анортозитового массивов. Урановые месторождения Кировоградского района принадлежат к особому гидротермально-метасоматическому типу. Они локализуются в зонах регрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации, наложенных на гранитоидный массив и его обрамление. Их пространственное распределение кроме анизотропного строения массива определяется комбинацией субмеридиональных и субширотных разломов. По данным сейсмических исследований эта комбинация отражается и в рельефе раздела Мохо. Установлено, что урановые месторождения сосредоточены над субширотным "мантийным прогибом или рвом", дискордантным относительно упомянутого плутона. Ураноносная Кировоградская зона разломов пересекает и смещает раздел Мохо и, возможно, продолжается в верхней мантии [4, 5].

Далдыно-Алакитский алмазоносный район располагается в 300х километрах от южной границы Анабарского щита. Район приурочен к архейскому гранит-зеленокаменному террейну, претерпевшему в палеопротерозое гранулитовый метаморфизм и перекрытому платформенным чехлом. Алмазоносные кимберлиты имеют девонский возраст. Согласно сейсмическим исследованиям земная кора района состоит из верхнего существенно эндербитового и нижнего мафито-эндербитового слоя с перепадом внутрикоровой границы под кимберлитами. Уникальные сведения о глубинном строении Далдыно-Алакитского алмазоносного района, получены при анализе сейсмограмм от мирных атомных взрывов. Они указывают на существование в мантии сейсмических границ и ее расслоенность вплоть до изученной глубины в 680 км. Важно подчеркнуть, что аномальное строение мантии зафиксировано ниже уровня 300 км, т.е. глубже предполагаемого алмазоносного мантийного клина [1, 3].

Печенгский, Кировоградский и Далдыно-Алакитский районы несомненно отличаются по геологическому строению и генезису рудных месторождений. Согласно глубинным сейсмическим исследованиям всем им присущи локальные мантийные неоднородности. Однако они не укладываются в рамки какой-либо одной модели. Природа их во многом остается неясной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоркин А.В. Строение верхней мантии под Далдыно-Алакитским кимберлитовым полем по сейсмограммам атомных взрывов // Геология руд. месторождений. 2001. т.43. №1. С.24-37.

2. Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В., Предовский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология руд. месторождений. 2002. Т.44. № 4. С. 276-286.

3. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир. 2006. 212 с.

4. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наукова Думка, 1986. 184 с.

5. Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф., Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Шаров Н.В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофизический журнал, 2007, т.29, №1, С.3-21.

6. Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. 318 с.

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Ермохин К.М. [1], Жданова Л.А[2]

[1] ЗАО «ТЕЛЛУР СПБ», г. Санкт-Петербург, k_m_e@list.ru
[2] ЗАО НПП ВИРГ – Рудгеофизика, г. Санкт-Петербург, zhdanova@virg-npp.ru

Методам аналитического продолжения геофизических полей с профилей измерений в нижнее полупространство посвящено много работ ведущих геофизиков: И.Г. Клушина, В.Н. Страхова, М.С. Жданова. Однако, в процессе многочисленных исследований, было выявлено явление распадения поля в окрестности особых точек [4], свидетельствующее о катастрофической неустойчивости применяемых подходов, явившееся препятствием для практического применения метода. Причина этого состоит в несоответствии описания изучаемых полей линейными математическими моделями: представление полей в виде рядов или интегралов типа Коши порождает существенную некорректность, которая объясняется тем, что поле, имеющее особенности в нижнем полупространстве, принципиально не может адекватно описываться линейной конструкцией. Единственной относительно удачной попыткой обойти сложности является метод полного градиента В.М. Березкина [2].

Описанием поля, наиболее близким к реальному, является конструкция типа дробно-рациональной, поскольку существование особенностей изучаемых функций в нижнем полупространстве имеет адекватное соответствие нулям знаменателя. Предлагаемый метод основан на аппроксимации исследуемых функций цепными дробями. Мы назвали его – CFCM (Continued Fraction Continuation Method или продолжение поля цепной дробью). Явление распадения поля в окрестности особых точек наблюдавшееся при применении линейных методов аналитического продолжения [1] в методе CFC отсутствует. Причина этого состоит в адекватности математического описания геофизических полей нелинейной моделью, лучше соответствующей их природе.

Программа оперирует как с отдельными профилями, так и с площадными данными. Математическим основанием для применения аналитического продолжения ко всем без исключения полям, применяемым в геофизике, является теорема Ковалевской, утверждающая их аналитическую природу. Детально метод описан в ранее опубликованных работах [6,7].

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ

Рассмотрим измеренную по профилю функцию $f(x), \quad a \le x \le b$, и представим ее рядом Фурье по многочленам Чебышева первого рода (приведя аргумент к отрезку [-1,1]): $f(x) \approx \sum_{k=0}^{\infty} c_k T_k(x)$

Далее перепишем ряд функции F(θ) в комплексной форме уже в виде ряда Фурье: $F(\theta) \approx a_0 + \mathrm{Re}\sum_{k=1}^{\infty} \alpha_k \exp(-ik\theta)$ (где α_k-коэффициенты косинус – ряда Фурье) с заменой вещественной переменной x на комплексную $z = x + iy$ (где y означает глубину) и подстановкой θ =arccos(z).

Для продолжения вниз перепишем ряд в виде $F(\theta) \approx \mathrm{Re}\sum_{k=0}^{\infty} \alpha_k Y^k$, где $Y = \exp(-i\theta)$ и заменим «соответствующей» g-дробью:

$$F(Y) \approx \cfrac{g_0 Y}{1 + \cfrac{g_1 Y}{1 + \cfrac{g_2(1-g_1)Y}{1 + \cfrac{g_3(1-g_2)Y}{1 + \ldots}}}}$$

Для ее построения существует весьма эффективный и устойчивый алгоритм (g-алгоритм) Рутисхаузера-Бауэра [1,3].

Поскольку, как правило, практический интерес для определения положения полюсов представляет даже не сама функция F(Y), а ее модуль, в алгоритме используется функция ln(1+|F(Y)|).

Примеры численной реализации метода приведены на модельных примерах (рис.1). Метод практически устойчив к геологическим помехам, опробован на задачах электроразведки (поле сопротивлений-$\rho_к$ и вызванной поляризации-$\eta_к$), магниторазведки (поле ΔT), гравиразведки (поле Δg) и может быть распространен на другие геофизические методы.

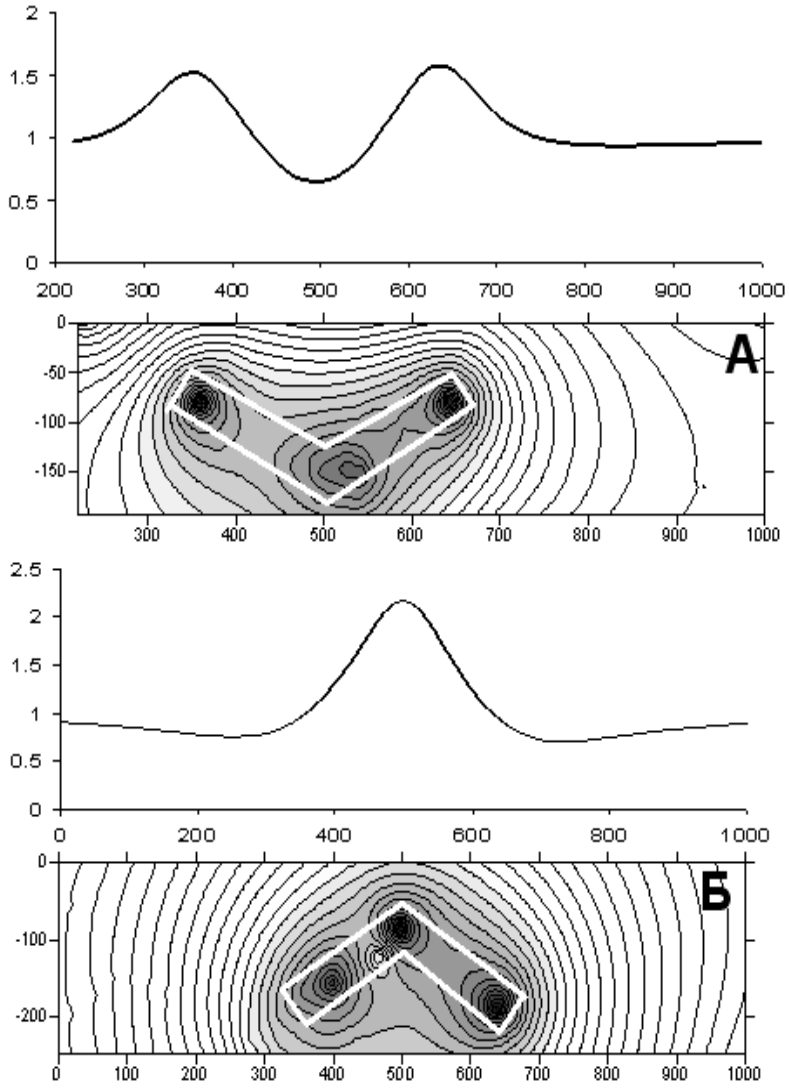


Рис.1. **Аналитическое продолжение полей методом CFC на модельных примерах:**

А – кажущаяся поляризуемость (метод СГ) над пластом в форме синклинали;
Б – кажущаяся поляризуемость (метод СГ) над пластом в форме антиклинали

Большой пробел в области математического образования в XX веке – забвение цепных дробей. Этот раздел математики ведет свое начало со времен Евклида, достиг своего расцвета в трудах Эйлера, Стилтьеса, Чебышева, Адамара, Маркова, но ныне, практически, забыт. А ведь цепные дроби – это, по существу, способ нелинейного суммирования расходящихся рядов, как правило, встречающихся в геофизике.

Результаты обработки по методу CFC представляются в виде плана изолиний вертикального разреза, на котором отрисовываются максимумы и минимумы разных размеров и интенсивности, пространственные и дисперсные свойства которых позволяют выделить зоны тектонических нарушений, оценить морфологию и глубины геологических объектов приповерхностных и не выходящих на поверхность.

Рис.2 представляет возможности метода по обработке практических измерений. Метод CFC опробован с целью геолого-геофизической интерпретации результатов геофизических исследований, проведенных в различных регионах России. Для интерпретации использовались данные магниторазведки, электроразведки (метод ВП), гравиразведки различных масштабов.

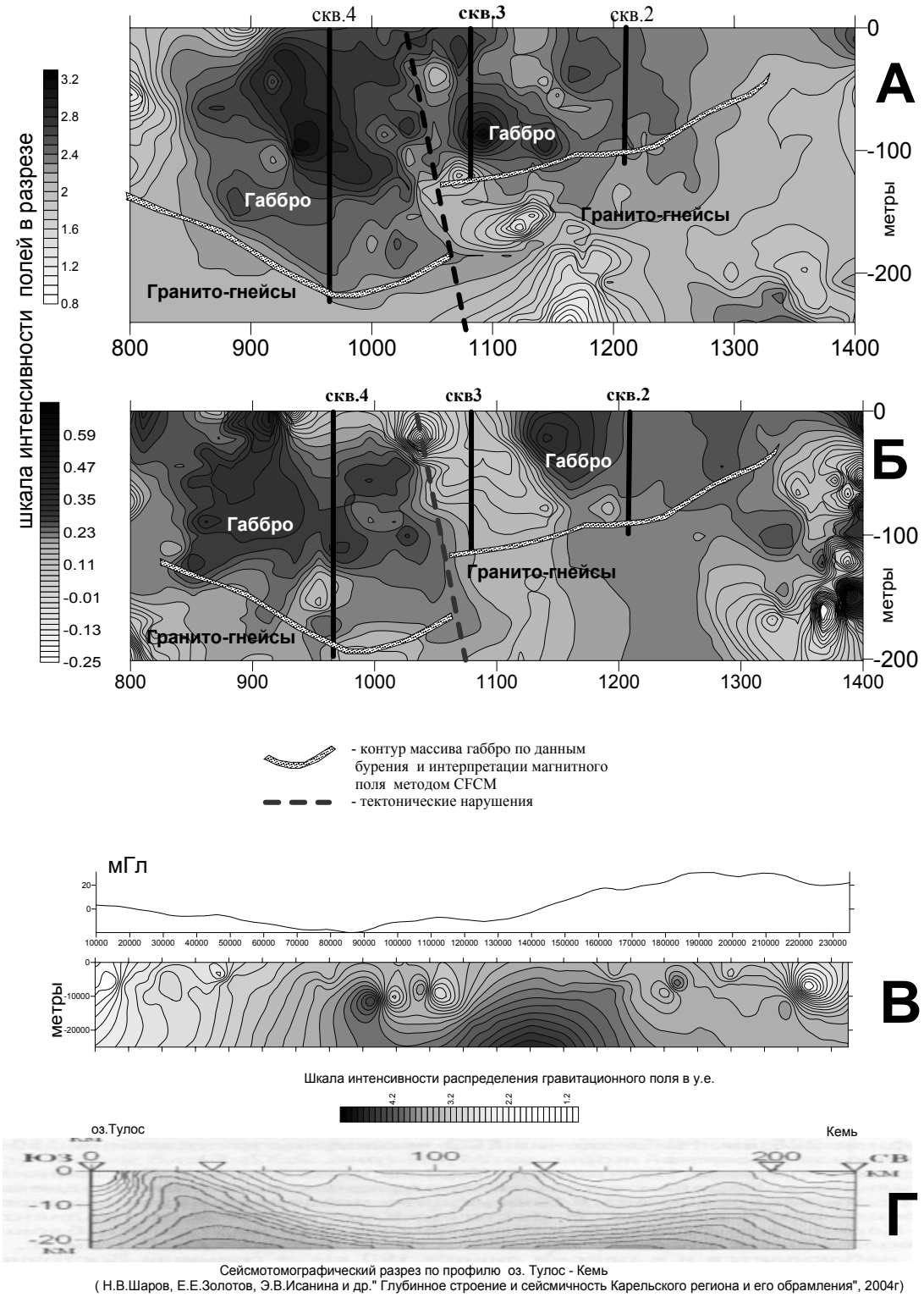


Рис.2 **Результаты аналитического продолжения полей методом CFC:**

А – магнитного и Б – вызванной поляризации над массивом габбро;
В – гравитационного поля в сопоставлении с результатом сейсмотомографии – Г по профилю Тулос – Кемь

Для большей достоверности представлены результаты сопоставления метода с данными бурения, сейсморазведки, которые позволяют оценить эффективность метода CFC.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дж. Бейкер, мл, П. Грейвс-Моррис. Аппроксимации Падэ. М. Мир, 1986.
2. В.М. Березкин, М.А. Киричек, А.А. Кунарев. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. М. Недра, 1978.
3. У. Джоунс, В. Трон. Непрерывные дроби. М. Мир, 1985.
4. В.Н. Страхов. Аналитическое продолжение потенциальных полей. Гравиразведка: Справочник геофизика под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М. Недра, 1990.
5. П.К. Суетин. Классические ортогональные многочлены. М. Наука, 1979.
6. Ермохин К.М. Аналитическое продолжение геофизических полей в область источников аномалий с помощью цепных дробей. Вопросы теории и практики интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. М. ИФЗ РАН, 2007.
7. Ермохин К.М. Аналитическое продолжение геофизических полей в область источников аномалий методом аппроксимации цепными дробями. Геофизика (ЕАГО), 1.2007.

УСИЛЕНИЕ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАК ИНДИКАТОР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Жигалин А.Д.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, zhigalin@land.ru

Закономерности распространения грязевых вулканов на континентах планеты, а также в морях и океанах показывают, что большинство грязевулканических провинций тяготеет к активной в сейсмическом отношении альпийской зоне складчатости. Единой точки зрения относительно механизма формирования грязевых вулканов и закономерностей проявления грязевого вулканизма не существует. В начале XX века обозначилась три главных направления, в рамках которых предпринимались попытки объяснить механизм формирования грязевых вулканов.

Одни исследователи, к группе которых относятся Штебер Э.П., Ковалевский С.А., Горин В.А., Кудрявцев Н.А., Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Мехтиев Ш.Ф., Гемп С.Д., Буниат-Заде3.А., Уилсон К.К.и др., утверждают, что грязевые вулканы имеют эндогенное магматическое происхождение Другие геологи, среди которых следует назвать Шатского Н.С., Жукова М.М., Милановского Е.В., Руженцева В.Е., Зубера С., Горина В.А., Федорова С.Ф., Буниат-Заде З.А., Бондарчука В.Г., Путкарадзе А.Л., Зейналова Ч.А., Сирыку И.М., Халилова Н,Ю., Керимова А.А., Пильчина А.Н., Еланского Л.Н., Коппа М.Л. и др., главным фактором, определяющим возникновение грязевых вулканов, считают геодинамические процессы – развитие диапировых складок, пологих надвигов или глубинных разломов Наибольшее число приверженцев, в группу которых вошли Калинко М,К,, Якубов А.А., Зейналов М.М., Буниат-Заде З.А., Рахманов Р.Р., Григорьянц Б.В., Шнюков Е.Ф.и др., оказалось у точки зрения, согласно которой образование грязевых вулканов связано с формированием и разрушением месторождений нефти и газа. При этом, избыточное давление, возникающее в нефтяных залежах и обуславливающее прорыв грязебрекчий на поверхность через эруптивные каналы грязевых вулканов многие исследователи объясняли избыточным давлением углеводородных газов, сконцентрированных в недрах [1, 2]. Тем самым проявления грязевого вулканизма «привязывалось» к местонахождению месторождений углеводородного сырья.

Грязевулканическая деятельность характеризуется устойчивой периодичностью и обычно распадается во времени на два периода: период подготовки и, собственно, извержения. Во время извержения на дневную поверхность изливаются потоки полужидких грязебрекчий. Иногда при извержении из жерла вулкана выбрасываются твердые обломки и глыбы пород, нередко происходит самовозгорание попутно выходящих углеводородных газов, и над кратером появляется горящее пламя. Массы грязебрекчий, в которых содержатся большие количества воды, нефти, сероводорода и рассеянных сульфидов, растекаясь на площади, одновременно надстраивают образовавшийся ранее старый конус, формируют так называемые вулканические постройки. Извержение грязевого вулкана может длиться несколько дней, сопровождаться землетрясениями. В период затишья на кратерной площадке вулкана появляются многочисленные сальзы и грифоны, непрерывно поставляющие на поверхность жидкую грязь, газ, воду, иногда нефть или её следы. Возле каждого источника, пробивающегося на поверхность, отлагается масса плотных глинистых корок, которые, наращиваясь, превращаются в миниатюрное подобие вулкана и в дальнейшем становятся основанием вулканических построек в виде конусов различной высоты.

Грязевые вулканы очень редко бывают одиночными и обособленными. Гораздо чаще они формируют гряды или группируются в грязевулканические провинции разных размеров. При этом главной ареной, на которой проявляется грязевой вулканизм, являются предгорные и межгорные впадины, в которых накапливаются мощные толщи терригенно-глинистых кайнозойских отложений. Глубина проникновения корней грязевых вулканов может достигать нескольких километров. Состав газов, в изобилии поставляемых грязевыми вулканами, как во время извержений, так и в сальзово-грифоновую стадию, позволяет считать их генетически связанными с осадочными толщами грязевулканических провинций.

В нашей стране одна из крупных грязевулканических провинций располагается в пределах северо-западной части Западно-Кубанской впадины, на Таманском полуострове. Здесь зафиксировано около 100 грязевулканических проявлений. Для грязевулканической провинции Таманского полуострова характерно распространение двух типов вулканической деятельности. Для одного из них характерны извержения с образованием вулканических построек, формирующихся за счёт периодического поступления на поверхность полужидких масс грязебрекчий, которые во время очередного извержения растекаются от кратера к периферии вулкана, надстраивая и увеличивая, таким образом, объём вулканического конуса. Извержения другого типа сопровождаются растеканием продуктов выноса по поверхности с образованием луж жидкой грязи, солончаков, заболоченных участков. Такое грязевое болото обычно бывает осложнено небольшими сальзами или небольшими грифонами, из которых постоянно изливается жидкая грязь, вода со следами нефти, выделяются газы, в том числе и способные к самовозгоранию. Заметные вулканические постройки при таком типе вулканической деятельности крайне редки. Чаще, наоборот, образуются небольшие озерца, в которых выходы нефти и выделения газов особенно заметны.

Грязевой вулканизм представляет собой весьма интересный геологический феномен, поскольку, с одной стороны, служит указателем глубинного нахождения месторождений углеводородов, а, с другой стороны, может рассматриваться при своих проявлениях и как индикатор активизации сейсмической и вулканической деятельности. Именно поэтому грязевулканическая деятельность привлекает специалистов, работающих в различных областях.

Летом 2007 г. на Таманском полуострове, в юго-западной и северо-восточной его частях, группой специалистов-геофизиков были проведены комплексные геофизические наблюдения с целью выявления связи активности грязевых вулканов, отображающей изменение напряженного состояния горных пород верхнего слоя земной коры в сейсмически активных регионах, с уровнем электростатического и радиационного полей, а также эсхаляцией водорода. Наблюдения проводились на двух полигонах – Бугазском, расположенном в юго-западной части полуострова на побережье Черного моря, и Темрюкском (г. Гнилая), который находится в северо-восточной части полуострова вблизи побережья Азовского моря. На рис. 1-(1) показаны места расположения полигонов: литерой **Б** обозначен Бугазский полигон, находящийся вблизи береговой линии Черного моря, литерой **Т** – Темрюкский полигон на горе Гнилой на юго-восточной окраине г. Темрюк.

Бугазский полигон, вытянутый вдоль береговой линии Черного моря, находится в долине между двух гребней, превышение которых над долиной составляет 10-30 м. Общая длина полигона составляет более 2-х км при ширине порядка 500 м Для Бугазского полигона характерно наличие выходов грязевых или водных потоков, образующих ключи или небольшие озерца с последующим сто-

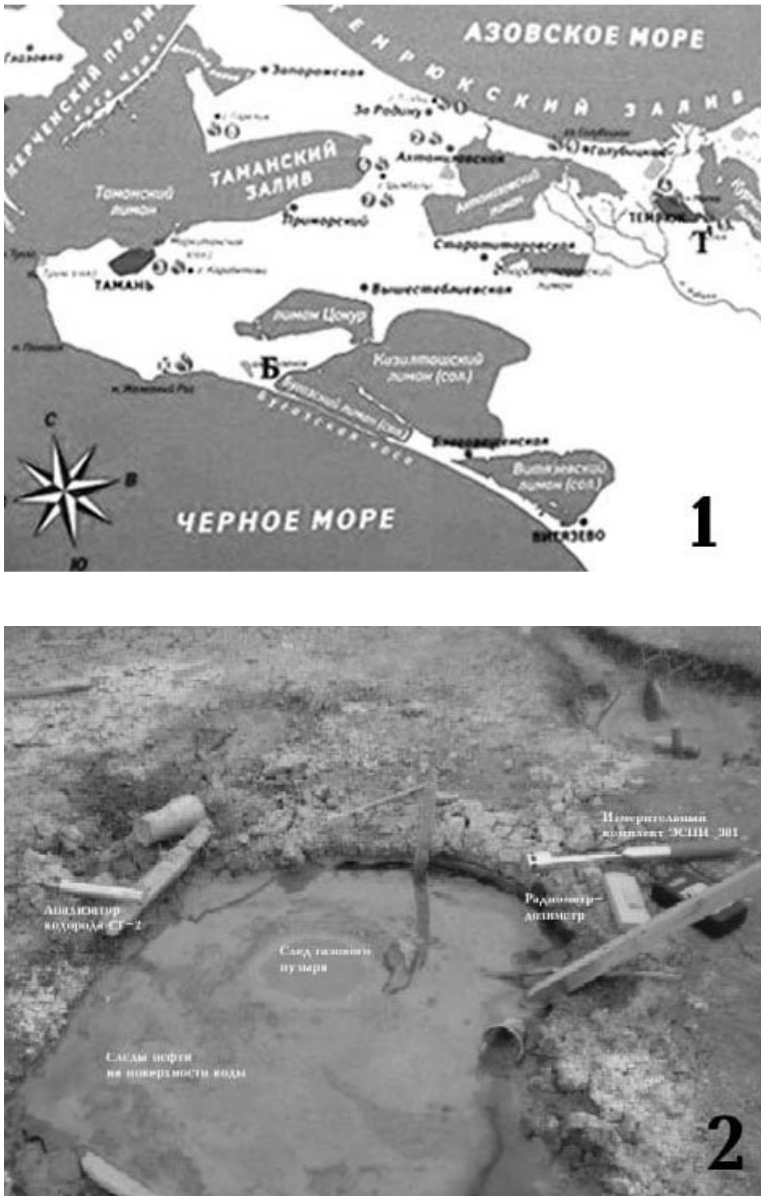


Рис. 1. **Расположение Бугазского и Темрюкского геофизических полигонов на Таманском полуострове (1) и пример проведения измерений напряжённости электростатического поля, поля радиоактивности и эсхаляции водорода (2)**

ком их в бóльшие по размерам поверхностные водоёмы. В местах выходов водно-грязевых масс заметны следы нефти, наблюдается выделение газов. Вулканических построек в пределах полигона, почти не встречается. Проявления грязевого вулканизма имеют весьма сдержанный характер.

Геофизические наблюдения, включающие измерения напряжённости электростатического поля, уровня радиации и выхода (эсхаляции) водорода, проводились вдоль нескольких профилей, проложенных по простиранию и вкрест простирания долины, непосредственно в местах проявления вулканизма в том или ином виде. Сначала был пройден рекогносцировочный профиль, каждая точка измерения на котором была приурочена к выходу грязевого или водного потока, нефте- и газопроявлениям. В силу этого рекогносцировочный профиль имел вид ломаной линии. Другие, рабочие, профили прокладывались традиционным способом по прямым линиям. Общая длина профилей составила около семи километров. Измерения геофизических параметров (напряжённости электростатического поля, уровень радиации и уровень эсхаляции водорода) проводились одновременно. Измерительная аппаратура размещалась вблизи грязевого вулкана или выхода грязеводной смеси, газов и нефти. Момент проведения измерений представлен на рис. 1-(2).

Темрюкский полигон на г. Гнилой имеет форму прямоугольника со стороной, длина которой составляет около 600 м, ориентированной с юга на север, и другой стороной длиной 625 м, ориентированной с востока на запад. Гора Гнилая является туристической достопримечательностью Таманского п-ова именно благодаря большому числу грязевых вулканов, неравномерно распределенных в восточной его части. На участке, где проводились измерения, вулканические постройки имеют хорошо выраженную коническую форму и образуют вытянутые гряды или группы. Высота отдельных построек достигает 3-5 м и более при ширине основания конуса порядка 10-15 м. Реже встречались проявления вулканизма в виде периодических излияний на поверхность грязевых потоков. Значительная часть грязевых вулканов в период проведения наблюдений была активна. Поверхность грязи в вулканических кратерах время от времени возмущалась обильным газовыделением. Время от времени в кратерах можно было увидеть невысокие фонтанчики грязи. Геофизические измерения (измерения напряжённости электростатического поля и уровня радиации) проводились вдоль трёх профилей, два из которых проходили с юга на север и один – с востока на запад. Профили пересекали обширное вулканическое поле. Общая длина профилей составила около полутора километров.

Предпосылкой для проведения геофизических наблюдений служило предположение о возможном выходе в кратерах грязевых вулканов радиоактивного радона и, как следствие, увеличения ионизации приземного слоя атмосферы с повышением потенциала атмосферного электричества. Выход радона попутно с углеводородными газами и водородом можно рассматривать как индикационный признак степени активности грязевулканической деятельности и возможных проявлений сейсмичности.

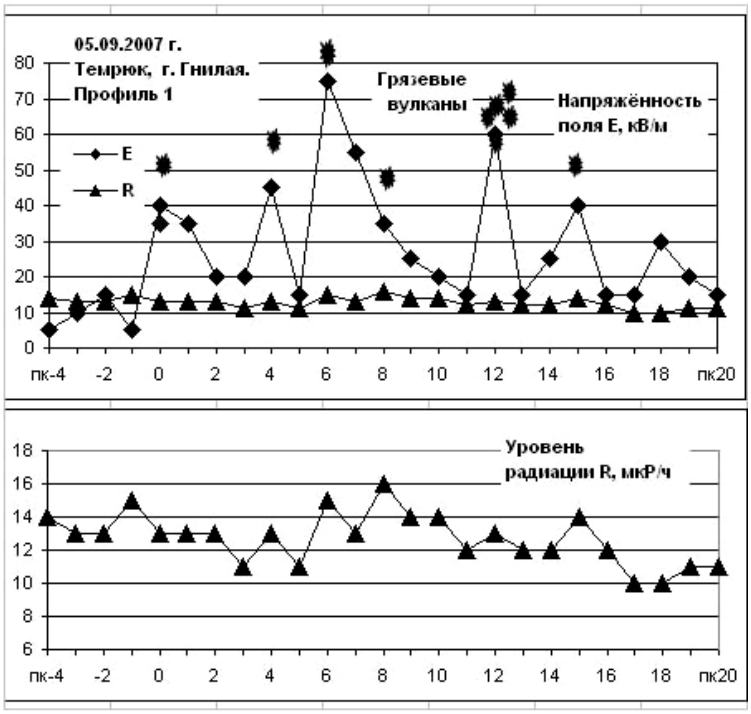


Рис. 2. **Результаты измерения электростатического (E) и радиационного (R) геофизических полей вдоль профиля на участке распространения грязевых вулканов (г. Гнилая, Темрюкский полигон, Таманский п-ов)**

Измерения проводились с использованием прибора ЭСПИ-301 (для измерения напряженности электростатического поля), дозиметра RD 8901 (Quartex) и газоанализатора водорода ВГ-2. Результаты проведенных измерений показали, что имеет место хорошая корреляция между параметрами измеряемых геофизических полей и соотносимость наблюдаемых аномалий с положением вулканических построек.

Результаты синхронных измерений напряжённости электростатического поля и поля ионизирующего излучения вдоль одного из профилей, пройденного на Темрюкском полигоне (г. Гнилая), показывают, что практически все участки аномальных, повышенных, значений электростатического поля приурочены к местам расположения (или траверзам) одиночных вулканических построек или их групп (рис. 2). Аномальные участки радиоактивности также могут быть «привязаны» к

местам расположения вулканических конусов, хотя эта связь менее выражена. Следует заметить, что общий уровень радиационного фона не достигает сколько-нибудь высоких (и тем более опасных) пределов. То же можно сказать и об электростатическом поле. Однако результаты измерений могут считаться достоверными и информационными, поскольку при проведении осуществлялся необходимый контроль получаемых данных путём многократных повторных замеров.

Результаты измерений на Бугазском полигоне оказались менее выразительными, хотя определённая корреляция между данными электрометрии, радиометрии и величиной уровня выхода водорода также имеет место. Некоторая видимая неопределенность при анализе данных измерений на Бугазском полигоне, возможно, оказалась обусловленной бóльшим видовым разнообразием грязевулканических проявлений на территории этого полигона. Что же касается большей «выразительности» результатов измерений на Темрюкском полигоне, то, вероятно, тут сыграло свою роль и то обстоятельство, что в день проведения измерений на Темрюкском полигоне, а именно 5.09.2007 г. в период между 8 и 14 часами по московскому времени произошло слабое местное землетрясение энергетического класса К= 8.5, которое было зарегистрировано сейсмической станцией Анапа в 11:41 UT (14:41 MSK). Эпицентр землетрясения находился на акватории Черного моря. Совпадение по времени периода проведения геофизических наблюдений и сейсмопроявления позволяет сделать заключение о том, что в данном случае изменение напряженного состояния горных пород в верхней части земной коры, которое проявилось в появлении зарегистрированных аномалий радиации и напряжённости электростатического поля, было обусловлено подготовкой землетрясения или, возможно, его форшоками.

Хорошую корреляцию данных геофизических наблюдений между собой и «привязку» их к местам расположения вулканических построек можно предположительно интерпретировать как известный сейсмологам феномен «коллективного поведения» признаков-предвестников, что является характерной особенностью завершающей стадии процесса подготовки сильных землетрясений. Следует также заметить, что в течение двух дней перед зарегистрированным сейсмическим событием, а именно 3 и 4 сентября, наблюдалось необычное скопление медуз больших размеров (до 40-60 см в диаметре) вблизи Таманского побережья Черного моря на всём его протяжении от Керченского пролива до Анапы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Холодов В.Н, О природе грязевых вулканов Интернет-страница EduSearch.RU, 23.10.2007г.
2. Шнюков Е.Ф. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.

ОРГАНИЗАЦИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА БАЗЕ ГЛУБОКИХ И СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН

Жигалин А.Д.[1], Беляков А.С. [2], Лавров В.С.[2], Николаев А.В.[1,2], Севальнев А.В.[1]

[1]Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, zhigalin@land.ru
[2]Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, askbel@ifz.ru

В настоящее время глубокие и сверхглубокие скважины, к сожалению, мало используются для проведения геофизического мониторинга с целью изучения процессов, происходящих в земной коре и связанных с подготовкой сильных землетрясений, а также иных катастрофических процессов. Предпочтение традиционно отдаётся организации наблюдательных полигонов на поверхности и, в редких случаях, в горных выработках.

Во всём мире к настоящему времени пробурено свыше 400 глубоких (глубиной до 3-7 км) и сверхглубоких (глубиной свыше 7 км) скважин. После завершения бурения сверхглубоких скважин они преобразуются в постоянно действующие геолого-геофизические лаборатории. Такие лаборатории в настоящее время существуют на базе Кольской СГ-3 (доступная глубина до 8 км), Уральской СГ-4 (глубина около 7 км) и Воротиловской (доступная глубина 5 км) скважин в России и скважины КТБ-Оберпфальц (глубина около 9 км) в Германии. Оценивая подходы к изучению недр, можно отметить, что на базе глубоких скважин возможно создание, в дополнение к наземной, международной опорной сети глобального мониторинга с целью выявления предвестников землетрясений и других опасных эндогенных и экзогенных процессов, а также решения национальных задач оборонного значения.

Геофизические наблюдения, проводимые в скважинах, имеют ряд преимуществ перед наземными наблюдениями, позволяющими значительно расширить возможности геофизического мониторинга процессов подготовки сильных землетрясений и других природых и техногенных негативных проявлений, которые сводятся к следующему:

- скважинные геофизические наблюдения осуществляются в обстановке существенно меньшего воздействия геофизических шумов, связанных с влиянием земной поверхности;

- измерения, проводимые в скважинах, позволяют выявлять тонкие вариации геофизических полей, связанные как с локальными, так и с глобальными геодинамическими процессами, дают возможность разделять локальные и глобальные составляющие наблюдаемых геодинамических процессов;
- сопоставление результатов наблюдений в скважинах с аналогичными наблюдениями за естественными и техногенными воздействиями на земную кору, проводимыми на поверхности и в горных выработках, позволяет идентифицировать влияние отдельных факторов и осуществлять мониторинг состояния земной коры, выявлять предвестниковые эффекты, указывающие на подготовку катастрофических явлений, а также количественно оценивать интенсивность (магнитуду, энергетический класс) произошедших катастроф.

Геофизические методы используются для прогнозирования сейсмических, геодеформационных, тектонических и других процессов, а также связанных с ними негативных по своим последствиям экзогенных геологических проявлений. В условиях интенсивного техногенного воздействия такого рода прогнозирование требует разработки специальных методов контроля. В то же время уже существующие подходы к исследованию отдельных явлений могут быть стандартизованы и использованы в целях прогнозирования катастрофических геодинамических процессов, в том числе сильных землетрясений.

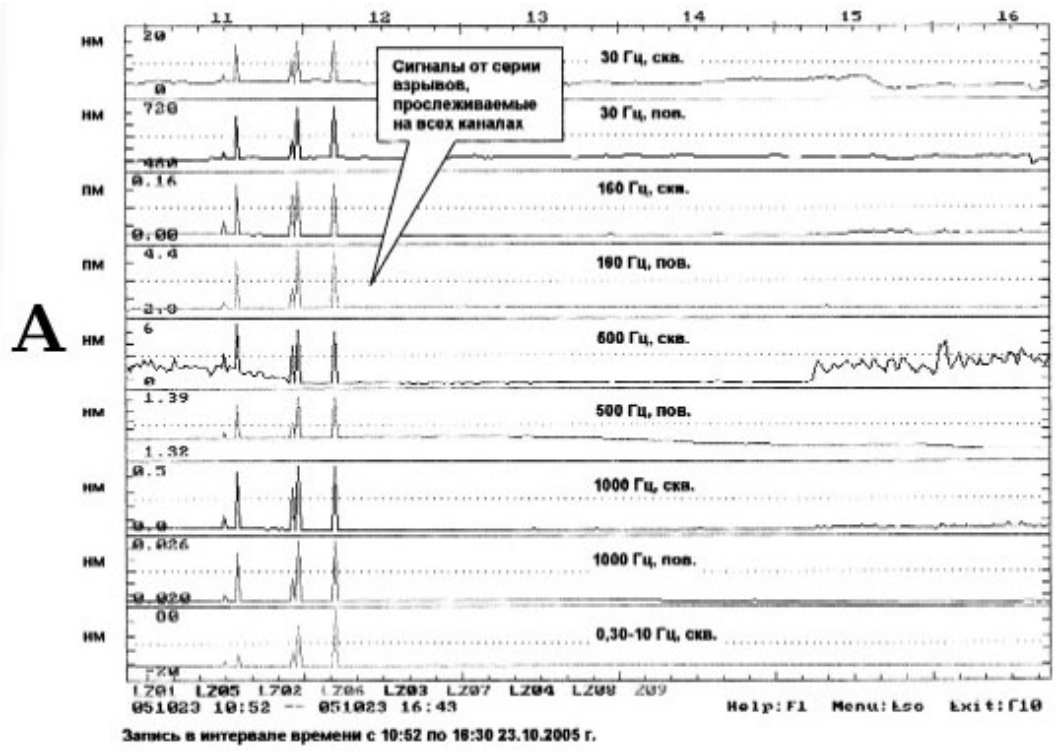
Географическое положение и особенности (например, повышенная чувствительность к сейсмическим и/или техногенным воздействиям) геологического разреза в местах расположения глубоких Кольской СГ-3, Уральской СГ-4 и Воротиловской скважин, позволяют получать уникальные данные об изменениях характеристик геофизических полей в пределах части акватории Полярного бассейна, в центральной России, а также на примыкающей территории Восточной Европы. Это особенно важно при теперешней неспокойной геополитической обстановке, характеризующейся стремлением наших «партнеров» осуществить планы военного присутствия НАТО непосредственно около границ нашего государства (в Чехии, Польше, на Украине и в Грузии и попытками, поощряемых своими правительствами, проникновения иностранных монополий в пределы Арктического бассейна, значительная часть которого ныне принадлежит России.

Анализ большого массива данных, полученных в разных регионах страны: в городах Обнинск, Кисловодск, Петропавловск-Камчатский, Заполярный (Кольская сверхглубокая скважина СГ-3), в долине р. Баксан (штольня Нейтринной обсерватории) и в Нижегородской области (Воротиловская глубокая скважина и скважина Спутник) позволил выявить некоторые устойчивые закономерности вариаций акустического излучения, их связь с земными приливами. Некоторые из обнаруженных закономерностей были «приняты на вооружение» и теперь практически используются в качестве признаков-предвестников в схеме прогноза землетрясений, реализуемой, например, на Камчатском прогностическом полигоне. Однако далеко не все выявленные особенности, находят в настоящее время хотя бы качественное объяснение. Так, например, остается невыясненной причина доминирующего влияния на вариации сейсмоакустической эмиссии солнечного компонента приливной деформации, величина которого в среднем меньше лунной составляющей. Особый интерес представляют временные изменения сейсмоакустического отклика на земной прилив и их связь с эндогенными и экзогенными воздействиями на земную кору. Определение причин, с учётом которых можно было бы объяснить наблюдаемые факты, должно способствовать более глубокому пониманию процессов, влияющих на изменение напряженного состояния горных пород и возникновение деформаций в пределах верхней части земной коры.

В период времени с 2005 по 2006 гг. на Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 осуществлялся двухуровневый сейсмоакустический мониторинг с установкой приборов на поверхности вблизи скважины и на глубине 3050 м. Длительные наблюдения проводились с целью обнаружения сигналов, которые можно было бы рассматривать в качестве признаков-предвестников сильных удалённых землетрясений. Для измерения уровня сейсмоакустической эмиссии применялись специальные оригинальные магнитоупругие геофоны с высокой чувствительностью. В результате проведенных работ была получена непрерывная запись (последовательный ряд регистрограм) временных вариаций интенсивности акустического шума за период наблюдений с 19 октября 2005 г. по 21 февраля 2006 г.

При анализе регистрограмм был выявлен ряд особенностей сейсмоакустического шума. Так, было установлено, что регулярно в выходные дни интенсивность акустического шума в сейсмическом диапазоне с полосой частот 0,3-10 Гц заметно ниже, чем в рабочие дни. В полосе 500 Гц на глубине 3050 м был отмечен аномально высокий (по сравнению с другими частотными полосами) уровень шума, ночные вариации которого очень хорошо синхронизированы с ночными вариациями мощности солнечного компонента приливной деформации. Регулярное дневное повышение уровня акустического шума, не синхронизированное с приливной деформацией, проявляющееся в виде вариаций с периодом 480 мин, оказалось связанным с трехсменным режимом работы местного горно-металлургического комбината. Необходимо также отметить, что в частотной полосе 500 Гц в скважине и на поверхности наблюдаются аномально высокие амплитуды смещений с сильно выраженным низкочастотным трендом, на фоне которого суточные вариации визуально не обнаруживаются. На фоне наблюдаемых в скважине и на поверхности вариаций акустического шума хорошо заметны ежедневные регулярные выбросы, которые регистрировались, как правило, около 6 и 15 часов по местному времени (в 3 и 12 часов до 30 октября и в 4 и 13 часов после 30 октября по Гринвичу). В указанные моменты времени ежедневно в течение получаса происходит от трех до

восьми выбросов, которые очень похожи на взрывы под землей и в карьерах. Регистрограмма дневных взрывов представлена на рис. 1 (А). В среднем взрывные процессы характеризуются повышением уровня шума в 10 и более раз по сравнению с его фоновым значением. Было установлено, что с местным декретным временем синхронизируется не только время взрывов, но и время перерывов между тремя суточными максимумами акустического шума.



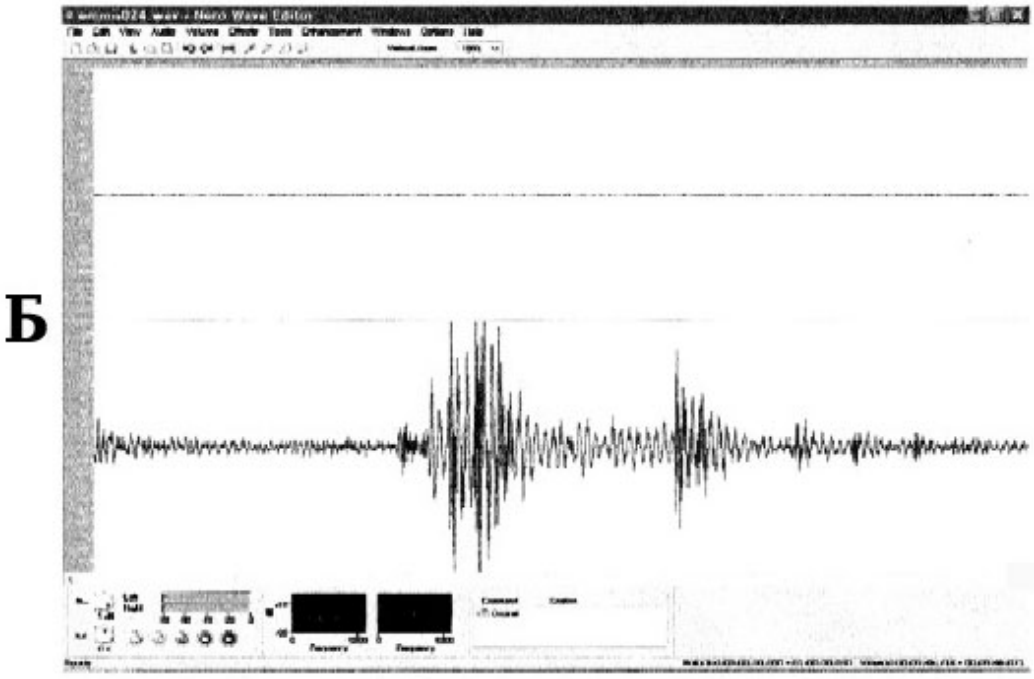


Рис. 1. **Примеры регистрации сейсмоакустических колебаний в глубоких скважинах:**

А – регистрограммы акустического сигнала, полученные в Кольской скважине СГ-3 в частотных диапазонах 30, 160, 500, 1000 и 0,30-10 Гц, на которых видны записи сигналов удаленных промышленных взрывов; **Б** – регистрограммы с записями волновых форм сейсмоакустического сигнала при подготовке и развитии микроземлетрясений в полночное время на глубине 553 м в полосе частот более 5 кГц

Так, было установлено, что антропогенный шум города в скважине обнаруживает себя на частотах 0,3-10 Гц регулярным и существенным снижением уровня в субботние и воскресные дни. Техногенный шум, как уже упоминалось выше, синхронизируется с технологическим регламентом горно-металлургического комбината, тяжелое оборудование которого работает в три смены по 8 часов без выходных дней. Трехсменный производственный ритм (по данным мониторинга) был нарушен только один раз перед началом нового 2006 года, когда в течение нескольких часов кряду наблюдался типичный эндогенный шум и сопутствующие ему акты сейсмоакустической эмиссии. Полученный неожиданный результат показал, что относительно слабые антропогенные и техногенные воздействия регулярно регистрируются на глубине 3050 м при значительном удалении (около 6 км) от их источника. Это свидетельствует об особой чувствительности разреза к колебаниям сейсмоакустического диапазона, с одной стороны, и, с другой стороны, о необходимости проведения детальных специальных исследований распределения акустического шума по глубине скважины в суточном ритме. Этот результат также показывает возможность использования сейсмоакустических измерений для регистрации сигналов других техногенных источников, в том числе находящихся на значительном удалении от скважины.

С целью изучения временных изменений сейсмоакустического отклика на земной прилив и их связь с эндогенными и экзогенными, в том числе техногенными, воздействиями на земную кору в 2007 году на основе Воротиловской глубокой скважины (ВГС) и скважины Спутника (СС) было начато создание постоянно действующей геоакустической обсерватории. В ВГС на глубине 2200 м в открытом стволе (без обсадной трубы) в кристаллических породах, составляющих фундамент центральной части Восточно-Европейской платформы, был установлен широкополосный магнитоупругий геофон новой конструкции, позволяющий измерять вертикальную составляющую вектора скорости ускорения в продольной акустической волне. Исследования, проведенные в Воротиловской глубокой скважине и скважине Спутник, показали, что обе скважины свободны от техногенных Это позволило выполнить в этих скважинах геоакустические измерения с использованием высоко чувствительной регистрирующей аппаратуры (магнитоупругих геофонов) с максимальной эффективностью. Примерный уровень чувствительности при регистрации высокочастотных акустических колебаний имеет пределы от от 1,1 до 1,9 фм (10^{-15} м). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что даже для таких, ничтожных по амплитуде сейсмических событий, четко прослеживается процесс их подготовки. Приведенный пример также показывает, что расположение скважин Воротиловской скважины и скважины Спутник в центральной части обширной Восточно-Европейской платформы является благоприятным по своим условиям для корректного изучения фоновых характеристик естественного сейсмоакустического шума. Обе скважины удалены от городов, железных дорог и линий электропередач. Ближайшим источником постоянного техногенного акустического шума является Волжская ГЭС и эпизодического – паводковый водосброс. Эти источники расположены на удалении более 30 км и легко контролируются. В результате проведённых измерений удалось получить в цифровом виде данные, передающие с мельчайшими подробностями картину волновых форм сейсмоакустического сигнала при подготовке и развитии небольших сейсмоакустических событий – микроземлетрясений на различных глубинах. Пример регистрограммы с записями такого рода событий приведен на рис. 1 (Б), где показан регистрировавшийся в течение часа в полночное время в скважине Спутник глубине 553 м сейсмоакустический процесс в полосе час-

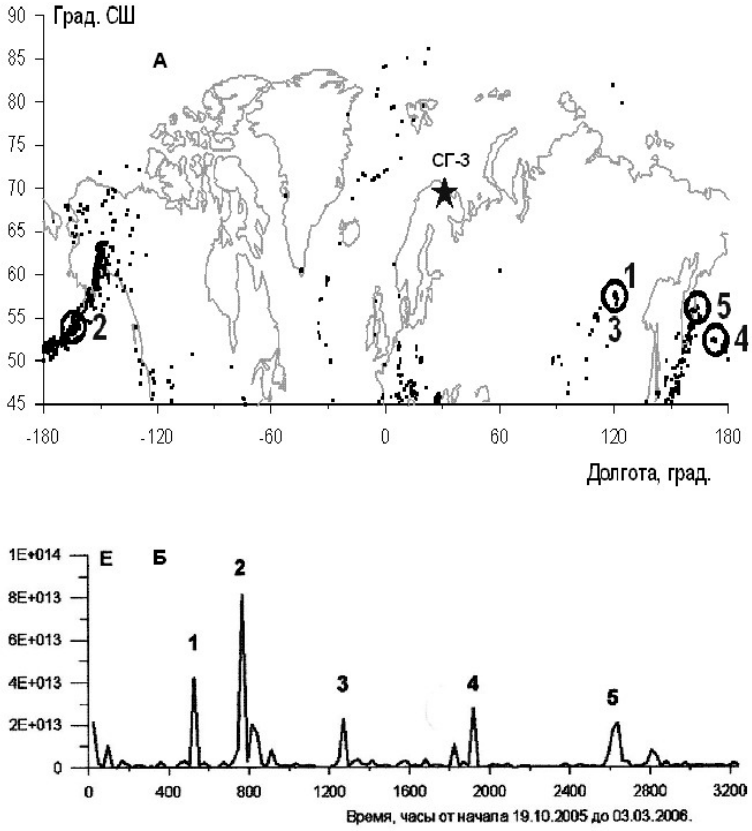


Рис. 2. **Сейсмичность в Северном полушарии выше 45 градусов СШ с эпицентрами землетрясений за период времени 19.10.2005 г. – 03.03.2006 г.**

(**А**). Выделены события, характеризующиеся наиболее сильным ежедневным выделением энергии (**Б**).
Звездочкой обозначено положение Кольской сверхглубокой скважины СГ-3

тот более 5 кГц. Полученные данные могут быть использованы в качестве рабочих моделей для изучения процессов развития и подготовки более крупных событий, а в итоге и для прогноза сильных разрушительных землетрясений на ограниченных по площади территориях.

Специальные алгоритмы обработки сейсмоакустических сигналов, зарегистрированных в Кольской СГ-3 в период проведения долговременного мониторинга в 2005-2006 гг., позволили выделить на общем фоне сейсмоакустических колебаний сигналы, соответствующие удалённым землетрясениям, произошедшим в северной части Северного полушария за период наблюдения (рис. 2). Выделение сигналов, соответствующих землетрясениям, проводилось на основе оценки выделенной в течение суток энергии. В частности, для пяти показанных на рис. 2 относительно сильных (энергетический класс 13.3-13.9) землетрясений выделенная энергия в течение 1 суток заметно превосходила фоновый уровень сброса энергии. Приведённый пример показывает возможности использования сейсмоакустического метода для регистрации удалённых землетрясений при размещении детекторов на большой глубине.

Анализ данных регистрации интенсивности сейсмоакустической эмиссии в различных частотных полосах, подкреплённых данными других геофизических методов, позволяет выделить предвестники удаленных сильных событий как всплески мер когерентного поведения. Для проверки устойчивости эффекта синхронизации перед сильными удаленными землетрясениями необходим длительный непрерывный мониторинг сейсмоакустических сигналов. Геофизический мониторинг глубоких и сверхглубоких скважин даст возможность решать не только сейсмологические задачи, связанные с распознаванием признаков предстоящих землетрясений, но также и задачи, не связанные напрямую с сейсмической активностью, например, оборонного характера.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И ЕЕ СВЯЗЬ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ

Житникова И.А.[1], Путинцева Е.В.[1], Жданова Л.А.[2]

[1] ГГУП «СФ Минерал», г. Санкт-Петербург, zhitnikova@scmin.spb.ru
[2] ЗАО «ВИРГ-Рудгеофизика», г. Санкт-Петербург, zhdanova@virg-npp.ru

В рамках проекта ГМК-500 на алмазы была составлена «Модель формирования территории». Здесь предлагается краткая характеристика основных этапов развития территории.

Реконструкция условий структурно-кинематической эволюции литосферы от раннего докембрия до палеозоя является важной задачей для понимания глубинного строения, процессов образования, размещения и перераспределения проявлений полезных компонентов региона. Появление новых геофизических, радиоизотопных, палеомагнитных и др. данных, а также новых методик их обработки позволяет по новому подойти к реконструкции геодинамических условий, обозначающих характер и направление перемещения «геомасс».

Большинством исследователей признается, что современная тектоническая структура региона в главных чертах была сформирована в конце раннего протерозоя. При этом архейский структурный план был практически нацело перестроен и подчинен протерозойским направлениям.

За последние годы предложено несколько вариантов становления и геодинамической эволюции зеленокаменных протерозойских структур. Рассматриваемый вариант заключается в следующем. На рубеже 2,5 млрд лет, а возможно и несколько ранее, во время формирования щелочных гранитов в условиях регионального растягивающего поля напряжения были заложены континентальные рифты, образование которых происходило по типу бассейнов pull-apart – структур присдвигового растяжения. На это указывает характерная форма структур в плане, а также глубинное строение, выявленное по сейсмическим данным. В большинстве своем они наследуют тектонические швы, заложенные еще при образовании архейских зеленокаменных поясов. Структуры пулл-апарт закладываются на участках плановых изгибов поверхности сдвига или кулисного перекрытия сдвигов в единой сдвиговой зоне [4]. Последующее возрастающиее сдвиговое смещение придает впадинам S-образный – в случае левосторонних сдвигов или Z-образный – для правых сдвигов облик. Ромбоидальные пулл-апарты или ромбические грабены получаются при увеличении сдвиговых смещений из удлинения S- и Z-образных впадин и, при этом в их основании может развиться две или более круговых депрессии. В нашем случае для протерозойского пояса карельских структур характерно правостороннее направление сдвигов.

При длительном развитии зон присдвигового растяжения в областях активного магматизма возникают сложные *осадочно-вулкано-плутонические типы структур,* для которых характерно трех-стадийное развитие: на начальной развивается локальный осадочный бассейн, близкий к пулл-аппарту; на средней стадии в пределах этого бассейна возникают вулканические постройки, а на заключительной – формируются линейные плутоны, часто многофазные. При краткосрочном развитии зон растяжения может развиться чисто плутонический тип структур, когда происходит формирование либо только *камер интрузивов* с их магматиче-

ским заполнением, либо сквозных *магмоподводящих зон*, по которым магма извергается на поверхность. К первому типу относятся структуры Шомбозерская, Лехтинская и Ветренного пояса, ко второму – зоны Бураковка-Ангозеро и Оланга-Койллисмаа-Кеми.

Предполагается [3] что режим присдвигового растяжения реализуется на разных уровнях земной коры разными механизмами – вязко-пластичным течением в нижних горизонтах и хрупким растаскиванием блоков в верхних. Магматическая камера при этом может рассматриваться как глубинный аналог пулл-апарта.

Рассматривая протерозойские структуры как структуры присдвигового растяжения можно по-новому взглянуть на формирование некоторых магматических образований и контроль распределения полезных компонентов. Это касается как уже известных проявлений связанных с комплексами расслоенных интрузий так и влияния этих глубинных сдвиговых зон на перераспределение ранее сформированных рудных концентраций и размещение потенциально алмазоносных магматических тел.

В конце раннего протерозоя в результате акреционно-коллизионных процессов в Свекофеннском поясе, внутриплитной коллизии и транспрессионном раздавливании внутри Кольского и Карельского кратонов в главных чертах была сформирована современная тектоническая структура региона. При этом происходили сдвиговые, сдвигово-надвиговые смещения блоков в сочетании с вращением крупных доменов. Вероятно, именно с этими тектоническими процессами связана гидротермальная активизация и образование или переотложение более ранних рудных концентраций золота в сдвиго-надвиговых и сдвиговых зонах северо-северо-западного – субмеридионального простирания [1,2]. В это же время было образовано и расположенное в Онежской структуре Кимозерское кимберлитовое тело, что свидетельствует о вовлечении в динамический процесс глубинных горизонтов литосферы.

На этом же этапе, вероятно, в результате траспрессионных сжатий произошел вывод в близповерхностные горизонты ранее обособленных архейских блоков и участками частичное сдваивание их нижних горизонтов по типу глубинных рамповых структур.

Эти физико-геологические неоднородности выявляются по геологическим, гравиметрическим и сейсмическим данным. В геологическом плане представлены широким развитием комплексов диорит-тоналит-плагиогранитов саамско-лопийского возраста. В поле силы тяжести выделяются по региональным повышенным аномалиям Δg (интерпретация поля и расчетные гравиметрические разрезы. На сейсмо-геологических разрезах земной коры (по данным ГСЗ, и МОВ ОГТ) они представлены купольными и другими формами поднятий на нижнекоровых уровнях. На схеме глубины залегания поверхности «М» этим областямобластям соответствуют участки деформаций раздела Мохо.

Результаты анализа глубинного строения, и его пространственной связи с уже известными проявлениями алмазоносного магматизма дали возможность выделения областей развития данных физико-геологических неоднородностей как основы потенциально перспективных таксонов ранга алмазоносного района. При этом собственно алмазоносные проявления тяготеют к краевым частям неоднородностей и расположены в тектонических зонах, активизированных в более позднее время и ограничивающих эти глубинные структуры.

Постраннепротерозойские процессы развития Фенноскандинавского щита связаны с началом его воздымания и платформенными условиями развития, которые сопровождаются периодами тектоно-магматической активизации наиболее интенсивно проявленными в периферических частях. Эти процессы не привели к существенной перестройке структурного плана территории. Основным типом структур этой стадии являются грабены, впадины и горсты.

Начало этого времени характеризуется условиями постколлизионного континентального рифтогенеза и становлением плутонов габбро-анартозитов и гранитов рапакиви с возрастом 1,65-1,54 млрд. лет, сопровождаемых роями даек и силлов,

Байкальский (1350-1000) этап активизации характеризуется развитием рифейских авлакогенов, а так же образованием силлов и даек долеритов нормального ряда. Наиболее интересными в аспекте алмазоносности магматитами этого времени являются дайки лампроитов.

На этом этапе вероятно и происходит смена знака вертикальных движений в области современной зоны сочленения ЩИТ-ПЛИТА, что в конечном итоге привело к заложению зоны «флексурообразного перегиба». Зона сочленения имеет «клавишное» строение за счет различной глубины и скорости погружения (воздымания) отдельных блоков.

В каледонский этап (570-385) и герцинский этап (385-230) преобладают вертикальные блоковые движения разных знаков. Это время характеризуется интенсивным проявлением щелочного магматизма. На фоне воздымания в центральной части Кольского п-ва были сформировны многочисленные массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, интрузии нефелиновых сиенитов (Хибины, Ловозеро и др), активизированы тектонические нарушения заложенные на предыдущих этапах развития, произошло заложение Хибино-Ботнической авлакогенной зоны северо-восточного простирания. На этом же этапе произошло внедрение основной массы кимберлитовых трубок и даек палеозойского времени.

По геолого-геофизическим данным на территории Фенноскандинавского щита выделяются разнонаправленные зоны сквозькоровых деформаций, активизированные в различное время и принимающие участие в структурном контроле размещения полезных компонентов в том числе и кимберлитовых (лампроитовых) полей. В основном они носят наложенный, секущий, по отношению к общему структурному плану, характер.

По нашему мнению вышеперечисленные тектонические зоны необходимо рассматривать не только в качестве зон проницаемости – подводящих каналов, но и дифференцировать по типу динамических обстановок (сжатие, растяжение, сдвиг и др.) во времени, в течение этапов активизации. Известно, что при вращении Земли происходит «сплющивание» со стороны полюсов, при этом отмечается растяжение вдоль субмеридиональных направлений и сжатие – сдвигание вдоль субширотных. Так современные рифтогенные структуры имеют преимущественно субмеридиональное простирание, в то время как сегментирующие и смещающие их трансформные разломы располагаются в субширотном направлении. По результатам палеомагнитных данных установлено пространственное положение территории для конкретных отрезков геологического времени. По этим данным проведено ранжирование *кинематики* систем разнонаправленных зон тектонических нарушений *на разных временных срезах (в частности – известных временных проявлений объектов кимберлитового магматизма)*, что может иметь значение для локализации новых перспективных объектов. Таким образом, одни и те же тектонические направления на разных этапах развития территории могут являться и глубинными зонами проницаемости полезных компонентов (растяжения), и зонами их распределения (сжатия, сдвига).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулешевич Л.В., Золотое оруденение в докембрии Карелии, Сборник тезисов, Петрозаводск, 2007

2. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В. и др**.** Масштабный палеопротерозойский этап золотого рудогенеза в Карелии – ключ к пониманию проблем поисков крупных золоторудных объектов в регионе, Сборник тезисов, Петрозаводск, 2007

3. Тевелев Ал.В. Тевелев Арк.В. , Кошелева И.Е., Гроховская Т.Л. Динамика сдвиговых магматических дуплексов // Окончательный отчет РФФИ по проекту 96-05-65519. 1999, 63 с.

4. Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K. Development of pull-apart basins // J. of Geology, 1982, vol.91, p.529-554

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БЕЛОГО МОРЯ И ИХ СВЯЗЬ С ДРЕВНИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Журавлев В.А.[1], Варламова А.А.[1], Рыбалко А.Е.[2]

ОАО «МАГЭ», г. Мурманск, Vitalyzh@mage.ru, Anastasiav@mage.ru.
ФГУНПП «Севморгео», г. Санкт-Петербург, rybalko@sevmorgeo.com

Четвертичные отложения Белого моря изучались многими исследователями, в том числе в ходе проведения ГСШ-200 в 70-80-х годах прошлого века. Однако используемые в то время геофизические методы и средства пробоотбора давали возможность охарактеризовать только позднечетвертичный этап развития Беломорского бассейна. Внедрение в практику работ новой сейсмоакустической аппаратуры (ОАО МАГЭ) позволило изучить более древние отложения и более четко дифференцировать покров рыхлых осадков. Использование ЛЧМ-профилографов с частотой 1- 4 кГц (ФГУНПП «Севморгео») дало дополнительную информацию о структуре поверхностного слоя донных осадков Белого моря.

Одним из наиболее интересных результатов сейсмоакустических работ, проведенных в 2003-2007 гг., является уверенное выделение на сейсмозаписях отложений довалдайского возраста, при этом устанавливается отчетливая связь их структуры с тектоническими элементами допалеозойских пород. Среди описываемых отложений выделяются межледниковые отложения и ледниковые образования среднеплейстоценового (?) оледенения. Морена этого наиболее мощного ледникового покрова выявлена по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) в Кандалакшском заливе юго-западнее п-ова Турий. Здесь – в глубоком врезе в породах рифея, прослеживаются корни древнего ледника в виде тектонического тилла (тилл напора). Верхняя часть его срезана последующим ледниковым потоком, следы которого отмечены в различных формах ледниковых и послеледниковых отложений. Древний ледник двигался в юго-восточном направлении виде двух языков. В центральной части Кандалакшского залива он обтекал выступ коренных пород, сложенный, вероятно, плотными образованиями рифея. Северо-восточный язык двигался по тектонически ослабленной зоне Беломорского шва. Вблизи Кандалакшского и Терского берегов он оставил маргинальные гряды, которые сформировались вследствие стока талых вод.

Тектонический план докембрийских пород, частично обновленный в результате тектонической активизации в неогене, существенно повлиял на характер движения среднеплейстоценового (?) ледника. Так, в центре Кандалакшского залива отмечается препятствие на пути движения языка в виде поперечного блока, ограничен-

ного трансформными разломами северо-восточного направления. Здесь язык испытывал подворот и сливался с основным ледниковым потоком, протекавшим в юго-западной – наиболее погруженной части Кандалакшского грабена. Далее на пути следования ледника в крутой бортовой части Кандалакшского грабена отмечается выступ кристаллических пород. За выступом, в теневой его части выделены отложения боковой морены большой мощности (более 150 м). Полагаем, что здесь присутствуют не только ледниковые, но и межледниковые отложения нескольких циклов.

Юго-восточная часть Кольского п-ова и прилегающая часть беломорского шельфа, где на значительной площади сохранились микулинские морские отложения, в меньшей степени подвергалась экзарационному воздействию ледников. С этими отложениями коррелируются толща горизонтально-слоистых осадков, выделяемая ниже подошвы «верхней» морены, характеризующейся хаотической картиной распределения отражающих площадок. Как и предполагалось ранее, эти отложения выполняют глубокие эрозионные врезы. Однако интерпретация сейсмоакустических данных показала, что горизонтально-слоистые осадки распространены гораздо шире и часто выходят за пределы указанных врезов. В этом случае получается соответствие с палинологическими исследованиями, выполненными ВСЕГЕИ в районе Чапомского взморья, где в серых глинах, вскрытых вблизи поверхности моря, были обнаружены спектры микулинских отложений.

Высокое качество сейсмоакустических записей позволило четко протрассировать разломы, окаймляющие структуру Кандалакшского грабена. При этом были выявлены гравитационные отложения (гигантские оползни), расположенные вдоль крутого юго-западного склона грабена. Мощность отложений составляет более 100 м. На записи можно проследить несколько генераций оползневых тел, формирование которых происходило, вероятно, на протяжении всего неоплейстоцена и голоцена. Образование этих оползней было связано, скорее всего, с тектоническими процессами, которые инициировали движение целых блоков четвертичных отложений вниз по склону. Седиментологические признаки гравитационных потоков в виде тонких прослоев песков с градационной слоистостью неоднократно фиксировались и в илах предсклоновой части Кандалакшской впадины. Эти данные, многочисленные сейсмодислокации, выявленные на Карельском и Терском берегах залива, и эрозионно-тектонические формы рельефа дна свидетельствуют о современной тектонической активности в пределах Кандалакшского грабена.

Морена валдайского ледника четко подразделяется на три генетических типа: донную, краевую и конечную. Донная морена мощностью до первых десятков метров формирует облекающий чехол. В Бассейне Белого моря были установлены обширные зоны, где эта морена отсутствует. Эти участки тяготеют к восточной периферии Кандалакшского грабена.

Наиболее интересно происхождение серии валообразных морен, расположенных как по периферии этой впадины, так и в Двинском заливе. В первом случае они представлены боковыми моренами, которые образованы в результате выпахивающей деятельности ледникового языка, стекавшего по Кандалакшскому желобу. Происхождение гряд сложное, в них нередко фиксируются следы более древних морен.

Более мощные морены расположены вдоль северного борта Кандалакшской впадины. Они продолжают серию гряд ледникового происхождения, протягивающуюся от центра Кольского полуострова (Ловозерских тундр) на юг – до устья реки Оленицы. Осевые части и обращенные к морю более пологие склоны этих гряд практически лишены покрова молодых осадков. Поверхностные осадки залегают на глубине 80-100 м и представлены песчано-галечными отложениями, что никак не соответствует современной гидродинамике. Это позволяет оценить возраст их формирования не позднее верхнего неоплейстоцена. Мощность собственно ледниковых отложений (различных возрастных генераций) может превышать 100 м. Моренные гряды уверенно отображаются на картах изопахит четвертичных отложений. Положение этих гряд существенно влияло и на формирование позднеплейстоцен-голоценовых отложений. На сейсмограммах отчетливо видно появление со стороны берега толщ послеледниковых осадков увеличенной мощности (до 10-20 м), в то время как средние значения этого параметра для северной части Белого моря составляют 5-7 м. В этом проявляется своеобразный плотинный эффект моренных гряд для осадков, транспортируемых со стороны Кольского полуострова в сторону глубоководной впадины. Характерно, что по данным колонкового пробооотбора (ИО РАН, 2005-2006 гг.) к северу от описываемых гряд располагается зона накопления нефелоидных пелитовых осадков, мощность которых составляет не менее 3-х метров.

Экранирующий эффект ледниковых гряд является, вероятно, одной из причин того, что в центральной части желоба мощность голоценовых осадков относительно невелика, а значительные площади на глубинах 200-230 м вообще лишены этих отложений. Дно здесь отличается явным абразионным мелкогрядовым рельефом. Только на отдельных участках пологих склонов отмечается локальное увеличение мощности послеледниковых осадков: до 10 и более метров, причем принадлежность их к определенным батиметрическим уровням дает возможность сопоставить эти толщи с контуритами. При этом в северо-западной части Кандалакшского грабена, западнее мыса Турий, где боковые морены отсутствуют, на дне происходит интенсивное накопление алевропелитовых нефелоидов голоценового возраста, мощность которых превышает 10 м.

В южной части Кандалакшского грабена моренные гряды гораздо более мелкие, мощность ледниковых отложений не превосходит первые десятки метров. Гряды не имеют связи с береговыми образованиями аналогичного генезиса, что позволяет соотносить происхождение этих гряд только с выпахивающей деятельностью ледникового языка.

В Двинском заливе ледниковые гряды имеют локальное распространение, их ориентировка при данной густоте сети наблюдений не всегда устанавливается однозначно, но складывается впечатление, что они обрамляют границы ледникового языка с востока, т.е. замыкание этого языка происходило недалеко от Зимнего берега Архангельской области. Сами гряды имеют высоту до 20-40 м и симметричны. Неоднородностей во внутреннем строении, говорящем о присутствии разновозрастных морен, не зафиксировано. Вероятно, здесь отлагались конечные морены.

Структурное положение акватории Горла Белого моря в кайнозое было такое, что экзарационные процессы менее затронули верхнюю часть осадочного чехла. Здесь, по-видимому, развиты разнообразные четвертичные и возможно более древние отложения кайнозоя. В Горле четвертичные отложения представлены, главным образом, основной мореной и морскими флювиальными отложениями мощностью до 60 м. Для Горла характерны палео- и современные врезы. Палеоврезы заполнены преимущественно морскими осадками с ярко выраженной слоистостью и со структурой облекания рельефа. У Зимнего берега в глубоком врезе палеодолины четвертичные отложения отсутствуют и отмечаются выходы коренных пород.

В Воронке характер осадконакопления отличается от остальной акватории Белого моря. Здесь предположительно выделены только неоплейстоцен-голоценовые осадки мощностью до 40 м, которые накапливались в основном у побережья Кольского полуострова, в то время как у побережья Канина мощность четвертичных отложений не превышает 20 м. Осадки, вероятно, флювиального типа залегают в виде клина, направленного острием в сторону Мезенского залива.

Таким образом, полученные данные позволили более конкретно охарактеризовать площади распространения ледников, выделить две стадии оледенения и выявить зоны распространения краевых образований, что крайне важно при картировании четвертичных отложений Белого моря.

Голоценовые осадки занимают ограниченные площади, не превышающие 40-50% современной поверхности дна Белого моря. Они в значительной мере отсутствуют на прибрежных мелководьях до глубин 50-60 м, а также на склонах Кандалакшского грабена. Обширные абразионные поверхности доголоценовых осадков выделены в Горле и в Мезенском заливе. Принципиально важным оказалось выявление зоны с редуцированным покровом голоценовых образований в центральной части Бассейна – между глубоководной впадиной Кандалакшского грабена и Двинским заливом. Эта зона трассируется к югу в пролив Западная Соловецкая Салма и далее в Сорокскую губу.

Гранулометрический анализ донных осадков Бассейна Белого моря показал наличие двух изолированных зон накопления тонких алевропелитовых илов, одна из которых связана с глубоководной впадиной, а вторая контролируется выносами реки Северная Двина. Северо-восточное простирание зон осадконакопления, вероятно, обусловлено неотектоникой, которая унаследует древнюю регматическую сеть. Этот вопрос требует дальнейшего уточнения, однако очевидно, что многие элементы структуры четвертичных осадков имеют связь со структурой более древнего коренного субстрата. В этом смысле можно констатировать, что на формирование рыхлого чехла Белого моря оказали влияние древнейшие тектонические движения (по крайней мере, начиная с рифея), несколько оледенений квартера, современный гидрологический режим и климат.

ЛИНЕАМЕНТНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КИТАЯ (по данным сейсмической томографии)

Заец Л.Н.

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина

На территории юго-восточной Азии и ее окружения выделена сеть крупнейших нарушений, пересекающих границы крупных мегаблоков. Трансструктурные зоны играют существенную роль в общей тектонической картине региона. Наиболее крупные из них стали своеобразным каркасом, в рамках которого происходили бурные тектонические события, которые привели к современному облику региона [1]. Линеаменты определяют очертание континентов, служат граничными структурами между отдельными элементами земной коры и через них осуществляется связь мантии и глубоких частей коры с поверхностью.

Данная работа посвящена, в рамках построенной трехмерной Р-скоростной модели мантии под юго-восточной Азией и Южно-Китайской платформой, выделению и анализу мантийных скоростных границ под структурами изучаемого региона и корреляции их с поверхностными структурами. 3-D Р-скоростная модель

получена в результате применения метода Тейлорова приближения решения задачи сейсмической томографии времен прихода Р-волн, предложенного В.С Гейко [2,3]. Решение представлено в виде вертикальных сечений (широтных и долготных) до глубины 2500км с шагом 1° в невязках относительно референтной одномерной модели, полученной, как следствие решения задачи сейсмотомографии для Евразии.

Согласно сейсмотомографической модели, мантия юго-восточной Азии характеризуется сложным строением, как по вертикали, так и по горизонтали, что характерно для фанерозойских структур. Центральная и восточная части Южно-Китайской платформы, Южно-Китайское море, восточная и центральная части Индокитая – области с двухслойным строением верхней мантии: тонкий слой сейсмической литосферы (50-100км) и низкоскоростной слой. Существуют области, где отсутствует высокоскоростной слой сейсмической литосферы, и верхняя мантия до глубин 400км представлена низкими скоростями. В верхней мантии выделяется скоростная граница, разделяющая низкоскоростные структуры юго-восточной Азии и высокоскоростные структуры, соответствующие Индо-Австралийской плите (рис.1).

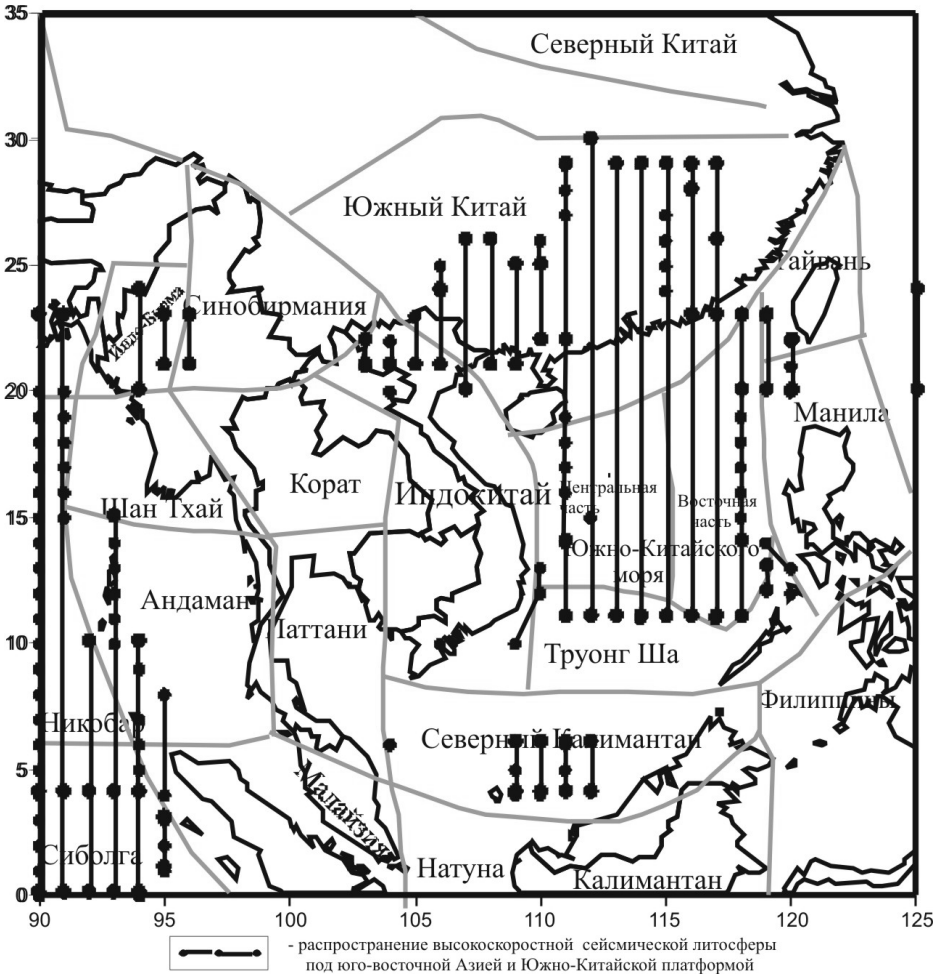


Рис.1. **Распространение высокоскоростной сейсмической литосферы под Юго-Восточной Азией и Южным Китаем**

Большей части Индокитая – восточной и центральной – соответствует двухслойное строение верхней мантии – тонкий высокоскоростной слой, соответствующий сейсмической литосфере и мощный низкоскоростной слой. Центральная часть блока Индокитай характеризуется чередованием выдержанных по мощности высоко- и низкоскоростных слоев. С запада и востока она выделяется скоростными границами: по 104-105° в.д.(низкоскоростной слой верхней мантии с невязками -0,05–0,075км/сек, расположенный на глубинах 100-400км под блоком Индокитай, под блоком Корат приподнимается до глубин 50-350км.)и по 109-110° в.д.(наблюдается такое же поднятие низкоскоростного слоя под блоком Центральной части Южно-Китайского моря) (рис.2, рис.3- 109°в.д.,16°с.ш., 21°с.ш.). Причем скоростная граница 104-106°в.д. имеет продолжение в южном направлении под блоками Натуна, Северный Калимантан, а в северном – под западной частью Южного Китая, а 109-110°в.д. прослеживается в мантии от Калимантана до Южно-Китайской платформы. Под блоком Индокитай скоростными границами по 10° с.ш. и по 20° с.ш. (105°- 111°в.д.) выделяется южная и северная границы центральной части блока.

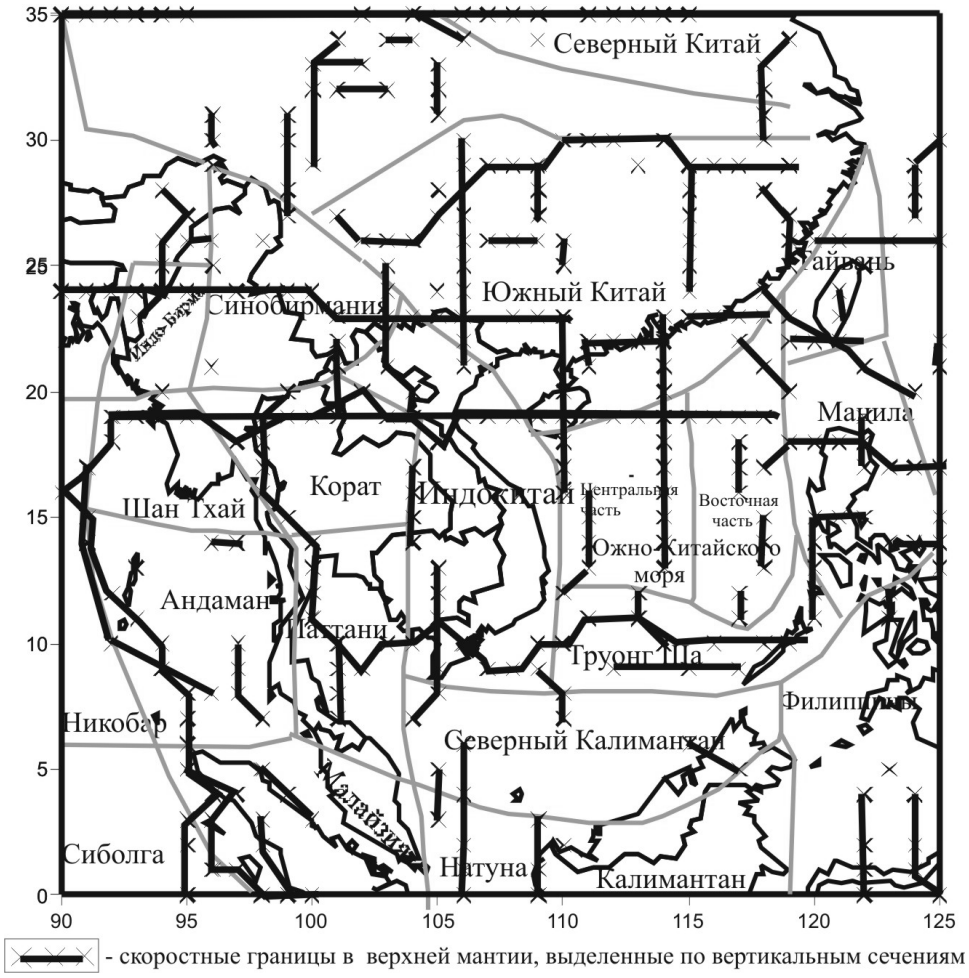


Рис.2. **Скоростные границы в мантии, выделенные по широтным и долготным сечениям, под Юго-Восточной**

Широтные скоростные границы 9-10°с.ш., 19-20°с.ш. выделяют южную и северную границы глубоководной котловины Южно-Китайского моря. Ограниченная вышеупомянутыми скоростными мантийными границами мантия глубоководной котловины Южно-Китайского моря характеризуется некоторыми особенностями: в верхней мантии и переходной зоне верхней мантии наблюдается картина взаимного внедрения высокоскоростного слоя переходной зоны верхней мантии структур с юга и низкоскоростного слоя верхней мантии, соответствующего структурам с севера (Южно-Китайская платформа). Начиная с 112° в.д. до 118° в.д., в пределах 10-20°с.ш., до глубины 750км выделяются переслаивающиеся высоко- и низкоскоростные слои – результат взаимодействия скоростных структур с севера и юга (рис.2, рис.3- 113°в.д., 115°в.д.).

Южно-Китайская платформа как цельная структура в мантии не наблюдается, а разделена скоростными границами на блоки. В мантии под платформой выделяется докембрийское ядро (центральный блок Южно-Китайской платформы – между 22-23°в.д. и 29-30°в.д.), ограниченное скоростными границами 111°в.д. и 118° в.д., и активизированные окраины (рис.3-115°в.д.), образованные в результате воздействия Индийского индентора, внедряющегося в Евразийскую плиту. По 29-30°с.ш. выделяется скоростная граница, соответствующая на поверхности северной границе платформы.

По 119°в.д. (начиная с 30°с.ш.) выделяется скоростная граница в мантии по восточной окраине Южно-Китайской платформы, начиная с 23° с.ш. скоростная граница в мантии смещается к югу (120-122° в.д.) Скоростные мантийные границы 120-122° соответствуют на поверхности зоне меридионального линеамента, где располагается звено Лусон-Тайваньское звено Калимантан – Тайваньского архипелага (рис.3-32°с.ш.).

Скоростная картина в мантии подтверждает связь процессов, происходящих в коровых структурах, с мантией. Эта связь следует из расположения систем разломных зон в коре и имеющих продолжение в виде скоростных мантийных неоднородностей (границ) в мантии региона. Преобладающим в скоростном строении мантии под данным регионом является подчиненность ее структуры разломной тектонике. Так, в мантийных структурах нашли отражения такие линеаменты, как 100-103° в.д.- один из крупнейших линеаментов Азии, сквозной линеамент 109-110° в.д., линеамент по 116°в.д., линеамент, который протягивается в зоне между меридианами 120-122°в.д., а также ряд линеаментов широтного простирания.

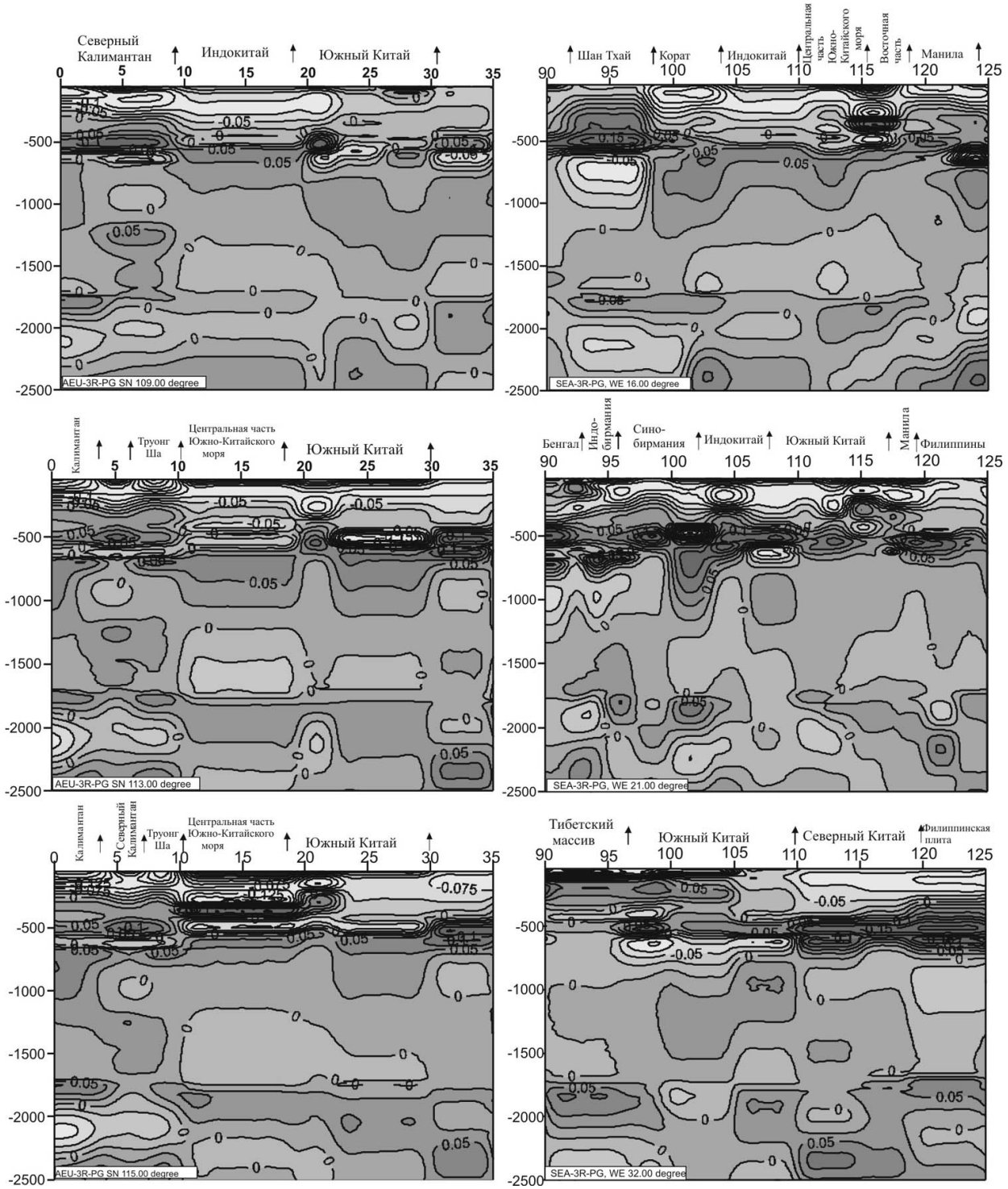


Рис.3. **Долготные (109°в.д., 113°в.д., 115°в.д.) и широтные (16°с.ш., 21°с.ш., 32°с.ш.) сечения 3-d Р-скоростной модели Юго-Восточной Азии и Южного Китая**

Следует отметить, что выделенные скоростные границы в мантии не всегда полностью, или частично соответствуют границам поверхностных структур. В большинстве случаев отмечается несоответствие тектонического районирования по коре и по мантийным структурам. Так, южная граница Индокитая не имеет отражения в мантийных структурах, а выделяется скоростная граница в мантии гораздо севернее – по 9°-10°с.ш. Под окраиной Южно-Китайской платформы мантийные скоростные границы лишь частично коррелируются с коровыми. Скоростные границы, выделяемые в верхней мантии, не всегда соответствуют границам, выделяемым в переходной зоне верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.З., Журавлевлев А.В., Здоровенин В.В., Головань А.А., Обжиров А. И., Николаева Н. А. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии.- М.: Наука, 1989. 256с.

2. Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн.-1997.-19, №3-С.48-68.

3. Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-time tomography// Геофиз.журн.-2004,-26, №1. С.3-32.

4. Гейко В.С., Цветкова Т.А. О единственности решения одномерной обратной кинематической задачи сейсмики // Геофиз. журн.-1989.-11, №6-с.61-67.

УГЛОВЫЕ СКОРОСТИ ГЛАВНЫХ ДОМЕНОВ ЕВРАЗИИ В ФАНЕРОЗОЕ И УВЕЛИЧЕНИЕ ПЕРИОДА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Земцов В.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, zemtsov@krc.karelia.ru

ВВЕДЕНИЕ

Собственное вращение Земли – главнейшее физическое свойство нашей планеты. Её ротационный режим и форма существенно изменялись в геологической истории [1,2]. От начала кембрия до современности земные сутки стали длиннее на 3±1 час, причем на протяжении фанерозоя рост колец разновозрастных ископаемых кораллов, моллюсков и строматолитов изменялся, практически, линейно. Геофизики связывают этот феномен с постепенным удалением Луны от Земли [3-5]. К эволюции лунной орбиты можно подойти и с других позиций: если известна топография океанического дна, положение материков и т.д., то можно теоретически оценить диссипацию приливной энергии, обусловленную приливным трением [6]. Такое моделирование по данным [7] было реализовано в работах [8-10]. Получается, что эта энергия на протяжении фанерозоя изменялась резко, в отличие от плавного увеличения земных суток. По расчетам разных авторов величины энергии диссипации для одних и тех же периодов, в частности для триаса, различаются более чем в 5 раз, поэтому возникают определенные сомнения в надежности этих данных и справедливости такого подхода к проблеме. Кроме того, как отмечает В.Н. Жарков, реальные эффекты должны быть на 25-35% больше за счет вклада других гармоник [4]. Важно, что факт фанерозойского затормаживания собственного вращения Земли, согласно теореме Клеро, обязан был привести к значительному увеличению её полярного радиуса [1], т.е. к постепенному перемещению огромных масс из экваториальных областей к полярным, что, вероятно, затрагивало не только литосферу, но и мантию, и ядро. Возникает естественный вопрос, а как эффект увеличения периода вращения Земли выражался в тектонике? В работах [1,2,11] уже сделана оценка влияния собственного вращения Земли на дрифт континентов. По данным GPS-наблюдений оценены угловые скорости вращения отдельных доменов современной Евразии, а на основе палеомагнитных исследований были получены первые оценки угловых скоростей для мезозойских доменов континента и дана упрощенная модель вращения континента на поверхности вращающейся мантии. В последние годы получены новые уникальные палеомагнитные данные по палеозойским доменам будущей Евразии (Балтике, Сибири), что позволяет оценить угловые скорости вращений древних континентов в зависимости от их географического положения, провести анализ изменения скоростей в геологическом времени, усовершенствовать методику расчета угловой скорости и существующие модельные представления.

GPS-ДАННЫЕ И МОДЕЛЬ ПЕРВОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ

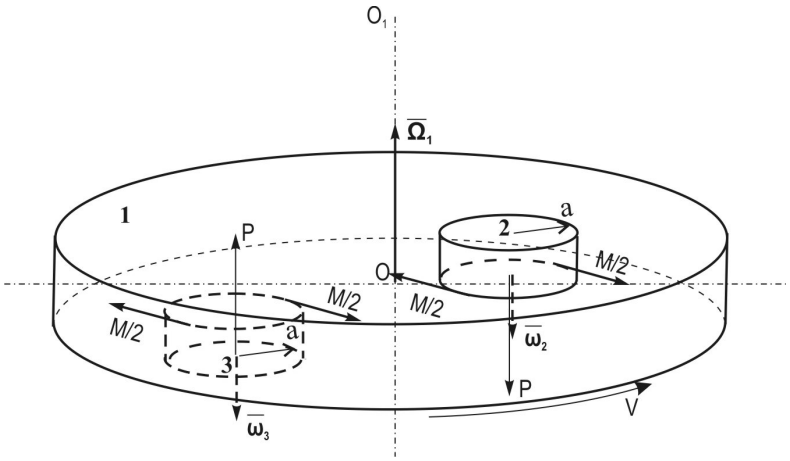
Вектор мгновенной угловой скорости вращения (**ω**) является главной характеристикой вращающейся плиты. Если плита жесткая, то модуль вектора **ω** будет неизменным в любой момент времени (t) и в любой точке плиты, причем вектор направлен вдоль оси вращения плиты по правилу правого винта. Центральный блок вращения современной Евразии (EHS) расположен в Восточных Гималаях и имеет координаты E98°N31°±4° [1,11-13]. Отсюда, степень упругости (пластичности) Евроазиатской плиты в разных точках ее поверхности можно оценить, рассчитывая модули векторов **ω** из векторного произведения:

$$V = \omega \times r, \qquad (1)$$

где **V** – вектор линейной скорости в GPS-точке, а **r –** радиус вектор, равный кратчайшему расстоянию от интересующей GPS-точки до оси вращения плиты, т.е. расположенный на перпендикуляре к оси вращения.

При **r**<1200 км сферичность Земли, практически, не сказывается на результат определения модуля **ω**, и **r** можно вычислить, используя координаты точек и программу Aviation Formulary V1.42 (см: http://williams.best.vwh.net), которая дает дуговое расстояние между GPS-точкой и осью вращения. При больших радиусах дуговое расстояние будет всегда больше, чем величина полухорды. В таком случае, результат

определения модуля **ω** получится заниженным, но пользуясь таблицей элементов сегмента круга [14], можно ввести необходимую поправку. Оценки модуля **ω** для различных доменов Евразии, выполненные в работах [1,2], показывают, что внутри континента эта величина изменяется в несколько раз, возрастая от периферии континента ($(1.2\text{-}1.4)\times10^{-16}$ c^{-1} – для Европейских станций) до блока EHS, где она достигает $(26\text{-}29)\times10^{-16}$ c^{-1}. Следовательно, во втором приближении Евразия не является жесткой плитой, а имеет сложную структуру, демонстрируя дифференцированный вращательный дрифт. Важно, что в общей картине поля линейных скоростей Евразии существуют аномальные области (Алтай, Карпаты и др.), характеризующиеся высокой сейсмичностью [15-17]. В целом такие малые **ω** доменов Евразии в 30-300 млрд раз меньше величины собственной угловой скорости Земли, но очевидно и то, что все эти векторы направлены внутрь Земли, т.е. имеют составляющую противоположную земному вектору. Таким образом, вращаясь по часовой стрелке, континент отбирает часть энергии вращения Земли, поскольку на его подошве действует момент сил, тормозящий вращение планеты. Упрощенная модель вращения отдельного континента на поверхности вращающейся мантии впервые была рассмотрена в 2004 г [18]. Обновленная версия модели, учитывающая вращение континента в Южном полушарии, представлена ниже на рисунке.



Спонтанные моменты сил трения верчения (M) вертикальных цилиндров (2, 3) с равными радиусами *a*, прижатыми к массивному горизонтальному диску (1) с одинаковой силой P.

Диск вращается вокруг вертикальной оси вращения OO_1 с линейной скоростью V. $\boldsymbol{\Omega}_1$, $\boldsymbol{\omega}_2$, $\boldsymbol{\omega}_3$ – векторы угловых скоростей этих тел, соответственно

В первом приближении современное вращение Евразии подобно цилиндру (2), вращающемуся на поверхности земной мантии (диск). Согласно этой модели момент сил **M**, вращающий континент, зависит от $\boldsymbol{\Omega}_1$, размеров и географического положения континента [1,2]. Очевидно, что векторы $\boldsymbol{\omega}_2$, $\boldsymbol{\omega}_3$ направлены противоположно вектору $\boldsymbol{\Omega}_1$.

ДРЕВНИЕ ВРАЩЕНИЯ ЕВРАЗИИ И ЕЕ ДОМЕНОВ

В фанерозойской истории Земли на основе палеомагнитных данных можно выделить аналогичные закономерности вращения континентальной литосферы. Для мезозойской Евразии центральным блоком был Восточно-Сибирский домен, расположенный в умеренных широтах, но скорости дифференцированных вращений более удаленных доменов незначительно отличались от современных значений: -3.0×10^{-16} c^{-1} для Западной Сибири, -2.5×10^{-16} c^{-1} для Алтае-Саянской складчатой области и -2.0×10^{-16} c^{-1} для Урала [11]. Дифференцированные вращения континентальных доменов будущей Евразии были характерны и в палеозое, до коллизии Балтики и Сибири [19, 20]. Более быстрое вращение Сибири в девоне и карбоне было связано, по-видимому, с тем, что она тогда находилась значительно севернее Балтики и Казахстанской плиты. Наиболее точная версия кривой кажущейся миграции полюса (КМП) для ещё более древней Балтики была получена на основе детальных палеомагнитных исследований осадочных пород нижнего силура-среднего девона Подолии [21]. Тогда, после распада Гондваны континент находился в тропических широтах Южного полушария, постепенно приближаясь к экватору. Дрифт Балтики в раннем палеозое был не таким сложным как это интерпретировалось ранее. Его можно представить в виде плавного поворота всего континента в течение 21 млн лет против часовой стрелки на 30° со скоростью $\boldsymbol{\omega}= 7.9\times10^{-16}$ c^{-1}. Важно отметить, что угловая ошибка палеомагнитного метода составляет 5-10°, но за счет того, что геологическое время измеряется в млн лет, ошибка в определении древних угловых скоростей невелика и равна: $\pm(\pi/30)$ x (1/t), где t – время, рассчитанное в солнечных секундах. Изменение направления вращения Балтики при пересечении экватора установлено надежно [19] и является основной геофизической закономерностью дрифта континентов. Это произош-

ло в течение относительно короткого интервала верхнего девона (менее 27 млн лет) и в тектонике Балтики сопровождалось широтными сдвиговыми деформациями и ультрамафическим алмазоносным магматизмом на севере Фенноскандинавского щита (в древних координатах).

Новые интересные палеомагнитные данные для среднего ордовика-нижнего девона по Тас-Хаяхтасскому террейну (ТХТ) Верхояно-Колымской складчатой области получены в работе [22]. В интервале S_1-D_1 Сибирь по данным Мировой базы палеомагнитных данных уже давно находилась в Северном полушарии, продолжая дрифт к северу к 42° СШ и вращаясь по часовой стрелке, причем положение ТХТ оставалось таким же стабильным как и в нижнем силуре: он был как бы впаян в литосферу предконтинентального бассейна [22,23]. По мере продвижения на север в интервале D_1-C_1 скорость поступательного дрифта уменьшалась, а вращательного, напротив, резко увеличивалась: за 67 млн лет континент повернулся по часовой стрелке почти на 90° . В девоне он оторвался от пассивной окраины, окружающей континент, поскольку ТХТ лишь сместился к северу. Среднее значение **ω** для Сибири в это время составило $-(7.4\pm0.13)\times10^{-16}$ с$^{-1}$, т.е. было примерно в три раза больше, чем для современного Восточно-Сибирского домена Евразии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перечисленные примеры палеореконструкций показывают, что средние значения **ω** были зависимы в первую очередь от географического положения континентов и их размеров, причем в Южном полушарии закономерным было вращение против часовой стрелки, а Северном – они вращались по часовой, но в соответствии с моделью (см. рисунок) имели составляющую, направленную противоположно земному вектору **Ω**. Эта закономерность важна для однозначного определения полярности палеополюса на кривых КМП для докембрия [12]. Когда «центр» континента находится вблизи экватора, он не вращается, например, верхнедевонская Балтика, современная Африка . В таком случае, сила давления его на мантию перпендикулярна вектору **Ω**. Но чем дальше континент находится от экватора, тем быстрее он вращается, что очевидно из ускорений вращения Сибири и Балтики в палеозое. Таким образом, при примерно одинаковых размерах континентов модули векторов **ω** были «широтно-зависимы». Согласно глобальной сдвиговой тектонике (Global Wrench Tectonics) деформации сдвига являются также «широтно-зависимыми, имеющими максимальный эффект, который направлен вдоль (палео)экватора» [24, 25]. Именно в это время, пересекая экватор, в условиях меридионального сжатия верхнедевонская Балтика испытала одну из последних тектонических активизаций. Алмазоносные кимберлитовые трубки Терского берега образуют самостоятельную серию Кандалакшского грабена. Их возраст K-Ar методом оценивается в 380-360 млн. лет [26,27]. Однако, как очевидно из примеров для палеозойской Сибири, деформации на умеренных широтах имели иной характер: это были преимущественно кольцевые сдвиговые деформации, образовавшиеся в условиях растяжения литосферы и обусловленные спонтанным вращением континента. Рост полярного радиуса Земли, обусловленный историческим увеличением земных суток, также косвенно подтверждает, что литосфера умеренных широт должна была испытывать постепенное растяжение на протяжении всего фанерозоя. Кроме того, анализ абсолютных значений **ω** позволяет предполагать, что палеозойские скорости доменов Евразии были выше современных. Из модельных представлений это может быть связано как с перемещением центра вращения континента к экватору (из Сибири в Гималаи), так и с уменьшением скорости вращения Земли. В немалой степени этому способствовали континенты распавшейся Гондваны, которые в течение последних 580 млн лет вращались, как показано выше, т.е. суммарное трение верчения на их подошве, вероятно, на глубинах около 100 и 220 км [1,2,28-30], безусловно диссипировало часть колоссальной энергии вращающейся мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Земцов В.А. Закономерности вращения Евразии // Геофизический журнал, Т. 28, №5, 2006. С. 179-189.
2. Zemtsov V.A. Influence of Earth rotation on continental motions // Gondwana Res. J., 2007. N 12. P. 242-251.
3. Varga P. Variation of Earth's rotation speed in geological time-scale // The Earth and its rotation. Heidelberg: Wichmann, 1996. P. 441-474.
4. Жарков В.Н. Геофизические исследования планет и спутников. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 102 с.
5. Sonett C.P., Chan, M.A. Neoproterozoic Earth-Moon dynamics: Rework of the 900 Ma Big Cottonwood Canyon tidal laminae // Geophys. Res. Lettt., 1998, N25. P. 539-542.
6. Марчук Г.И., Каган Б.А. Динамика океанских приливов. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 472 с.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 311 с.
8. Готлиб В.Ю., Каган Б.А. Эволюция глобальных океанских приливов в кайнозое // Океанология, Т. 28, №1, 1988. С.17-24.
9. Sundermann J., Brosche P. The numerical computation of tidal friction for present and ancient oceans // Tidal friction and the Earth's rotation. Berlin: Springer Verlag, 1978. P. 125-144.
10. Ooe M. Effects of configuration and bathymetry of the oceans on the tidal dissipation of the Earth's rotation // J. Phys. Earth. 1989, Vol 37., N. 3. P. 345-355.

11. Zemtsov V., Bragin V., Didenko A., Kazansky A. Rotations of the Eurasia's Lithospheric Structures // Proceedings of the 6th Intern. Conf. «Problems of Geocosmos». St.-Petersburg, 2006. P. 348-353.

12. Земцов В.А. Скорости вращения континентов // Материалы 1-й Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия: Геология и геодинамика архея. С.Петерб.: Центр информ. культуры, 2005. С. 134-138.

13. Уткин В.И. О наследовании движения Евро-Азиатской плиты//Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Тез. докл., Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2002. С. 243-245.

14. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике. М.: Наука, 1964. 608 с.

15. Goldin S.V., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G. Fields of the Earth's Surface Displacement in the Chuya Earthquake Zone in Gornyi Altai. // Docl. Earth Sci., 2005. N 9. P. 1408-1413.

16. Timofeev V.Yu., Ardukov D.G., Calais E. et al. Displacement fields and models of ground motion in Gorny Altai // J. Geol. Geophys., 2006, N8. P. 917-925.

17. Mocanu V. Geodynamics, the high seismicity zone from the Romanian Carpathians by GPS and seismic attenuation studies // Agenda and abstracts of the 3th International Conference «The Geology of the Tethys», Cairo: Cairo University, 2008. P. 48.

18. Zemtsov V.A. Continent drift pattern. Materials of the 32nd International Geol. Congress, Florence, 2004. P. 544.

19. Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Palaeozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian electronic J. Earth Sci., 2001, 6. P. 405-426.

20. Диденко А.Н., Руженцев С.В. Геодинамическая модель формирования Полярного Урала // Тектоническая история полярного Урала. М.: Наука, (Тр. ГИН РАН, вып. 531), 2001. С. 137-169.

21. Лубнина Н.В., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. и др. Палеомагнетизм силурийских и девонских осадочных формаций Подолии // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии, С.-Петербург: ВНИГРИ, 2007. С. 105-125.

22. Родионов В.П., Некрасов А.И., Иосифиди А.Г. и др. Палеомагнитное положение Восточно-Сибирской плиты и Тас-Хаяхтасского террейна в течение раннего и среднего палеозоя. // Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии, С.-Петербург: ВНИГРИ, 2007. С. 89-104.

23. McElhinny M.W. , Lock J. IAGA palaeomagnetic databases with Access. // Surv. Geophys., 1996, 17. P. 575-591.

24. Storetvedt K. M. Polar wander and global tectonics // Boll. Soc. Geol. It., 2005, N5. P. 177-187.

25. Storetvedt K. Global Wrench Tectonics and the Precambrian Earth // Precambrian continental growth & tectonism. New Delhi: Selective & Scientific Books, 2005. P. 119-121.

26. Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Полинов И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология, 1993, Т. 1, №2. С. 205-214.

27. Arzamastsev A.A. Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. Apatity, 1994. 79 p.

28. Gaherty J., Jordan T.H. Lehmann discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath continents // Science, 1995, N 268. P. 1468-1471.

29. Павленкова Н.И. Глубинные сейсмические исследования и глобальная геодинамика // Исследования в области геофизики, М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 286-295.

30. Arora B.R., Campbell W.H., Schiffmacher E.R. Upper mantle electrical conductivity in the Himalayan region // J. Geomagn. Geoelectr., 1995, N47. P. 653-665.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ О-ВА СИМУШИР ПО ДАННЫМ ГСЗ И МОВЗ

Злобин Т.К.[1,2]

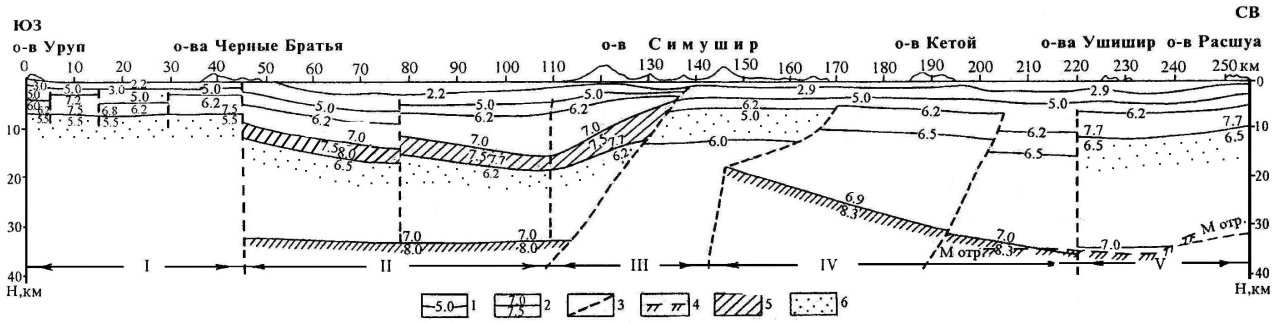
[1]Институт морской геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
[2]Сахалинский государственный университет (СахГУ), г. Южно-Сахалинск, t.zlobin@mail.ru

Одно из наиболее ярких сопоставлений глубинных структур земной коры и их видимых проявлений на поверхности выполнено нами на Курильских островах. Исследования, приведенные в данной работе, посвящены сопоставлению глубинных структур с такими явными, видимыми и доступными для прямых наблюдений геологами и вулканологами структур, как вулканические аппараты. При этом, образование, развитие и состояние (действующий, не действующий) вулканов прямо связано с глубинным строением недр и отражается в структуре и физических свойствах глубинных слоев земной коры и верхней мантии, неоднородностях в них и особенностях. Геолого-геофизические работы были выполнены вдоль о-ва Симушир, который является самым крупным в цепи островов среднего звена Курильской островной дуги. Остров протянулся в длину на 59 км при ширине от 4 до 15 км.

Глубинные сейсмические исследования земной коры на Средних Курилах, выполнены нами методами МОВЗ, ГСЗ, КМПВ и МОВ-НСП. [1,2]. При этом исследования МОВЗ были выполнены с помощью автономных переносных станций «Черепаха», установленных на островах Уруп, Черные Братья, Симушир, Кетой и Расшуа. Наблюдения КМПВ выполнялись по методике, обеспечивающей получение обращенных встречных и нагоняющих годографов. Регистрация сейсмических волн осуществлялась донными и радиобуйковыми станциями, которые расставлялись вдоль линии профиля в 10-20 км одна от другой. В качестве источника сейсмической энергии применялся пневмоизлучатель с объемом рабочей камеры 30 л. Работы ГСЗ были вы-

полнены в наземно-морском варианте по обращенной системе. При этом упругие колебания возбуждались взрывами зарядов массой 130 кг на глубине 90 м от поверхности моря. Заряды производились через 3-4 км. В качестве приемной аппаратуры на островах применялись автономные станции АСС-3 («Черепаха»), которые являлись основными и при исследованиях МОВЗ. Расстояние между станциями составляло 30-50 км.

Наиболее детально названными методами был изучен о-в Симушир. Исследования позволили установить особенности строения земной коры центральной части Курильской островной дуги от о-ва Уруп до Расшуа, включая более детальные наблюдения на о-ве Симушир [3,4]. При этом был расчленен разрез, установлены в коре основные слои, значения в них сейсмических скоростей, выявлены глубинные разломы и глубинные неоднородности земной коры (рис.).



Скоростной разрез земной коры по профилю Уруп-Расшуа.

1 – изолинии скорости; 2 – сейсмические границы и значения скорости над границей и под ней, км/с; 3 – границы скоростных блоков, отождествляемые с границами структурных несогласий и разломами; 4 – поверхность Мохоровичича (М); 5, 6 – слой повышенной (5) и пониженной (6) скорости

Было установлено, что мощность земной коры под о-вом Симушир составила до 25-30 км, а не 17-20 км, как считалось ранее. Это имело принципиально важное значение. Нами был сделан принципиальный вывод о том, что граница, залегающая в нижнем слое коры на глубинах 12-17 км и имеющая Vг=7,4- 7,6 км/с может местами достигать скорости в 8,2 км/с.

Это, видимо, и позволяло при предыдущих исследованиях ГСЗ принять ее за поверхность М, считая, таким образом, мощность коры под островной дугой утоненной до 17 км. Однако однозначное установление нами границы с Vг=8,2-8,4 км/с и прослеживание её на восточном участке профиля из океана, где она являлась границей Мохо, позволили установить, что подошва земной коры под островной дугой (под о-вом Симушир на Средних Курилах) залегает на глубинах до 30 км.

Данный вывод подтвердил скоростной разрез земной коры по профилю ГСЗ Уруп-Расшуа вдоль Средних Курил, построенный на основе модельных расчетов и выполненных позже Т.К.Злобиным и А.С.Костюкевичем [3]. Анализируя глубинный разрез вдоль профиля Уруп-Расшуа (рис.) можно сказать следующее. Блок I, включающий северо-восточное окончание о-ва Уруп, одноименный пролив и о-ва Черные Братья, отличается от остальной части разреза по скоростному строению (особенно в верхней части до глубин менее 10 км). Наиболее существенные особенности скоростного строения имеют место в блоке II. Так, в юго-западной части профиля здесь (под проливом Буссоль и южной половиной о-ва Симушир) скорость первоначально нарастает до глубин 10-15 км. Однако ниже по разрезу выделяется высокоскоростной слой (V от 7,5 до 7,7-8,0 км/с), под которым значения скорости становятся равными 6,2-6,5 км/с. Блок III, расположенный в средней части о-ва Симушир, резко отличается от предыдущего блока. Кроме того, в нем наблюдается разрыв границы М и резкий ее подъем (взброс) на 10 км в северо-восточном крыле под ПК 150 под вулканом Прево. Под центральной и северо-восточной частью о-ва Симушир (на ПК 140-170) подошва коры не прослеживается и строение этого блока резко отличное (аномальное). Ниже изолинии скорости V=6,2 км/с на глубине более 5 км резко меняется строение верхнего слоя земной коры, имеет место инверсия и понижение скорости. Таким образом, северо-восточнее ПК 140 картина иная, чем на предыдущей части профиля. Здесь высокоскоростной слой, выявленный юго-западнее в блоке II, отсутствует. Кроме того, здесь в блоке III в северо-восточной половине о-ва Симушир в верхней части коры на глубинах 6-12 км наоборот – появляется низкоскоростной слой с V=5,0-6,0 км/с. В скоростном отношении строение земной коры в блоках IV и V также имеет характерные особенности. В блоке IV восточнее ПК170 наблюдается аномально резкий подъем границы М. Здесь до конца профиля I (т.е. под о-вами Кетой, Ушишир, Расшуа и проливами между ними) в скоростном разрезе выделяется три разноскоростных зоны. Первая из них включает пролив Дианы и о-в Кетой; вторая расположена под проливом Рикорда между о-вами Кетой и Ушишир, а третья – под этими островами и разделяющим их проливом Средний.

Резюмируя рассмотрение разреза, отметим, что восточнее ПК140 глубже 5 км (ниже изолинии V=6,2 км/с) строение земной коры резко меняется и вместо имевшего место высокоскоростного слоя – выявлен низкоскоростной слой. При этом, под ПК140 как по данным МОВ, ГСЗ, так и по скоростному разрезу в изолиниях скорости устанавливается мощный наклонный глубинный разлом, падающий на юго-запад. Этот же разлом устанавливается и по данным МОВЗ [4]. Таким образом, о-в Симушир, особенно в блоке III под ПК 140-170 км имеют по нашим данным резко аномальное строение коры.

Сопоставление глубинного строения земной коры и имеющихся здесь данных о структурах установленных прямыми геологическими наблюдениями (структурными формами тел, петрологическим составом пород) показало следующее. Самой яркой и, безусловно, главной видимой особенностью о-ва Симушир, проявляющейся в поверхностных структурах являются современные вулканы. На острове имеется шесть вулканов, которые образуют четыре горных массива, разделенных перешейками. Это вулканы Уратман (ПК190), Пик Прево (ПК145), Иканмикот, кальдера Заварицкого (ПК135), вулканы Мильна (ПК115) и Горящая Сопка [5]. При этом к действующим вулканам относят: вулкан Прево, кальдерный вулкан Заварицкого и вулк. Горящая сопка, высотой 890 м и извергавшийся шесть раз с 1842 по 1944 годы [6]. Основным из перечисленных является действующий вулк.Прево, расположенный в средней части острова в районе ПК145 профиля (рис.). Это вулкан очень правильной формы изолированного усеченного конуса высотой 1360 км. Он представлен лавами и пирокластикой базальтов. В 60-е годы XVIII века произошло его бурное извержение, по-видимому, с раскаленными шлаковыми потоками.

Геологическая интерпретация глубинных скоростных неоднородностей показала следующее. Главной особенностью скоростного разреза является выявленный в средней части коры, на глубинах 8-15 км слой повышенной скорости мощностью около 4-5 км. Интерпретируя природу высокоскоростных неоднородностей этого слоя силлообразной формы в средней части коры можно ее связывать с интрузиями базитового или более основного состава. На это указывают значение скорости (7,5-7,7 км/с) и форма тел. Питание их, очевидно, связано с подкоровым субстратом. Форма тел выпуклая. В средней части острова Симушир в районе кальдеры действующего вулкана Заварицкого высокоскоростной слой резко воздымается и приближается к поверхности. При этом, зона разграничения блоков II и III отвечает глубинному разлому, выделенному на разрезе МОВЗ и ГСЗ в верхней (на глубинах 2-8 км) и нижней частях коры (по разделу М) [1-4]. Кроме того, между ПК140 и 170 выделяется мощная ослабленная зона, в низах которой размыта граница М и разорвана, а ее северо-восточная часть поднята на 10 км. Это может способствовать проникновению и подъему по выделенному глубинному разлому и ослабленной зоне основных пород из глубинного магматического очага, внедрении базальтоидных пород в средней части острова, имеющих место в кратере вулкана Заварицкого и других. Естественно, при излиянии лав андезитового и базальтового состава происходило формированию вулканической постройки и базальтового слоя.

Природа же слоев пониженной скорости имеющих широкое развитие может трактоваться по-разному. С одной стороны пониженные скорости могут быть обусловлены наличием пород иного состава. Это может иметь место в блоке I и V. Однако наличие скорости равной 6,2-6,5 км/с в блоке II ниже высокоскоростного слоя и, тем более, скорости 5,0-6,0 км/с под центральной частью о-ва Симушир в зоне повышенной проницаемости (на 140-170 км профиля, район вулкана Прево) указывает, видимо, на то, что такое понижение скорости может объяснятся частичным плавлением вещества, понижением его плотности и увеличением пластичности. Подтверждением этого вывода является и выделение по данным МОВЗ области отсутствия обмена, природа которых, как было показано выше, связывается нами с возможным наличием частично расплавленного вещества в магматических очагов вулканов. На рассматриваемом профиле такая область устанавливается под о-вом Симушир, например, на 155-165 км профиля под вулканом Уратман на глубинах от 20 км (т.е. в базальтовом слое) до глубин 35 км, отвечающих верхней мантии. Таким образом, выполненные исследования показывает генетическую и структурную взаимосвязь глубинных и поверхностных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Петров А.В., Злобин Т.К., Снеговской С.С., Киктев Ю.В. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги.// Тихоокеанская геология. № 1. 1988. С. 10-18.

2. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (пол сейсмическим данным). Владивосток.: ДВНЦ АН СССР. 1987.150 с.

3. Злобин Т.К., Костюкевич А.С., Злобина Л.М. Структура земной коры Средних Курил по данным сейсмического моделирования.// Тихоокеанская геология. № 2. 1998. С. 115-121.

4. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги.// Доклады АН СССР. Т.293. № 2. 1987. С.185-188.

5. Курильские острова./Отв.ред. Злобин Т.К., Высоков М.С.: Авт. Злобин Т.К., Высоков М.С., Фархутдинов И.П., и др. Сах.кн.из-во., 2004 г. 227 с.

6. Мархинин Е.К, Абдурахманов А.И. Под боком у вулкана. Южно-Сахалинск. Гермес. 1990.38 с.

СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА) И ГЛУБИННЫЕ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ГИПОЦЕНТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Злобин Т.К.[1,2] , Полец[1,2] А.Ю.

[1]Институт морской геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
[2]Сахалинский государственный университет (СахГУ), г. Южно-Сахалинск, t.zlobin@mail.ru

Самыми глубинными структурами земной коры и верхней мантии являются сейсмофокальные зоны (СФЗ). В пределах территории России эти глубинные структуры имеют место только в зоне перехода от Евразиатского континента к Тихому океану (в Охотоморском регионе – от Курил до материка). Они прослеживаются на глубину до 650 км и имеют важнейшее значение для геотектоники, поскольку с сейсмофокальными зонами связана субдукция (погружение) литосферных плит в глубины мантии и представляется возможность изучения соотношения этих глубинных структур с приповерхностными. В настоящем докладе совместно рассмотрены структуры верхнего осадочного чехла (рис.1), глубинные слои земной коры (рис.2,а) и их соотношение с очагами землетрясений в сейсмофокальной зоне (рис.2,б). На структурно-тектонической карте акустического фундамента осадочного чехла Охотского моря были выделены основные структуры, а также тектонические нарушения и некоторые разломы [1,3].



Рис.1. **Структурная схема фундамента осадочного чехла Охотской литосферной плиты.**

1 – положение глубинных разрезов по профилям ПРІ; 2 – разломы; 3 – изогипсы поверхности фундамента; 4-8 – глубины залегания фундамента: более 8 км (4), 6,0-8,0 (5), 4,0- 6,0 (6), 2,0-4,0(7) и менее 2,0 км (8); 9 – выход поверхности акустического фундамента на дно моря; 10 – нефтегазоносные месторождения; 11 – структуры II порядка; 12 – структуры III порядка; 13 – пикеты на профилях; 14 – ось Курило-Камчатского глубоководного желоба. Масштаб построения карты 1:2000000. Проекция Меркатор. Структуры второго порядка, *отрицательные (прогибы, рифты, грабены*): I – Северо-Сахалинский прогиб; II – Северо-Охотский прогиб; III – Магаданский прогиб; IV – Прогиб Шелихова; V – Прогиб Тинро; VI – Центрально-Охотский прогиб; VII – Голыгинский прогиб; VIII – Южно-Охотская впадина (Курильская котловина); IX – прогиб залива Терпения; X – Дерюгинский прогиб; XI – Татарский прогиб; *положительные структуры (поднятия):* XII – Центрально-Охотское поднятие; XIII – Поднятие института Океанологии; XIV – Поднятие Академии наук СССР; XV – Соболевское поднятие; XVI – Большерецкое поднятие; XVII – Поднятие Полевого. Арабскими цифрами (1-36) показаны структуры третьего порядка

В дальнейшем были определены шесть систем структурных элементов, в которых выделены зоны прогибов и поднятий и других элементов [4]. Установлено сложное строение самой верхней части земной коры (рис.1). Для оценки соотношения структур осадочного чехла и глубинных структур (разломов, блоков) они были совместно рассмотреныв по профилю от материка (через Южный Сахалин и Охотское море) до Южной Камчатки [1]. Исследования показывают, что в земной коре первого блока, включающего о-в Сахалин, сопряженный с Татарским про-

ливом имеются многочисленные тектонические нарушения, крупные сквозькоровые разломы, связанные со структурами чехла [2,5]. В районе границы блоков I и II расположена разломная зона, включающая глубинный Хоккайдо – Сахалинский разлом. Ширина зоны по профилю в земной коре около 20 км (рис.2,а). В блоках земной коры II и III профиль проходит через поднятие Полевого, сопряженный с ним прогиб и далее на большей части – по Поднятию Академии наук. В этих блоках по данным сейсмических исследований выделяется ряд разломов, установленных по данным МОВ ОГТ в осадочном чехле и в его фундаменте, а также прослеженных на всю мощность земной коры по данным ГСЗ. Наиболее крупные из них устанавливаются на ПК50, 300, 400, а также ПК800 профиля (рис.2,а). Блок IV включает восточную погружающуюся часть Поднятия Академии наук и проходит по Большерецкому поднятию (XVI на рис.1), одноименному прогибу и подходит к Камчатке. В этом блоке, также как и в предыдущих блоках выделяется ряд разноглубинных тектонических нарушений. Ограничивают блок глубинные сквозькоровые разломы. К последнему блоку V отнесен полуостров Камчатка, пересеченный профилем. Его отличием является существенно возросшая мощность земной коры (до 44 км), деформации ее слоев и сопровождающие их тектонические нарушения, описанные нами в работе [1]. Таким образом, такие глубинные структуры, как разломы и структуры верхнего осадочного слоя земной коры (поднятия, прогибы на рис.1) могут быть соотнесены в единые блоки (ПРI, рис.2,а), совместно рассмотрены и проанализированы.

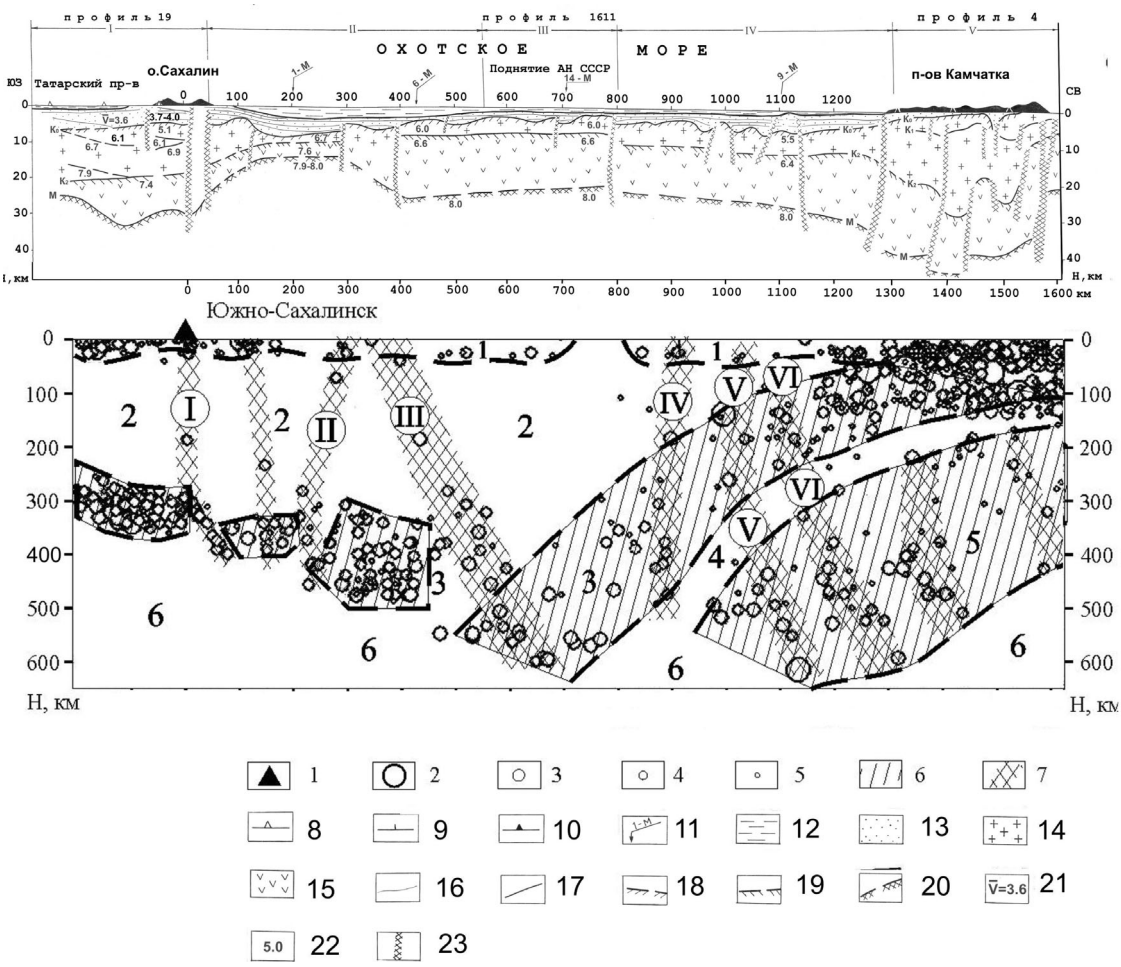


Рис.2. **Глубинный разрез земной коры вдоль профиля I Сахалин-Камчатка (а) и глубинный разрез гипоцентров землетрясений в земной коре и верхней мантии по профилю Южный Сахалин – Южная Камчатка (б)**

1 – населенные пункты; 2-5 – магнитуда землетрясений: M≥8,0 – 6,1 (2), 6,0 – 4,1 (3), 4,0 – 2,1 (4), 4,0 – 2 и менее (5); 6, 7 – области повышенной концентрации гипоцентров землетрясений, в слоях (6) и субвертикальных зонах (7); 8-10 – пикеты профиля ГСЗ 19 через Татарский пролив (8), МОВ ОГТ 1611 через Охотское море (9) и профиля 4 через Камчатку (10); 11 – пересечения разреза с профилями ГСЗ и их номер; 12 – водный слой; 13 – осадочный (осадочно-вулканогенный) слой; 14, 15 – гранито-метаморфический (верхний и средний) (14) и гранулитобазитовый («базальтовый», нижний) слой консолидированной земной коры (15); 16-20 – сейсмические границы: в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ (16); в земной коре по данным ГСЗ, МОВЗ (17); в том числе, связанные с кровлей консолидированной коры (18); разделом Конрада между нижним (гранулитобазитовым) и вышележащим слоем (19), а также подошвой земной коры (20); 21, 22 – средние (21) и граничные (22) сейсмические скорости, км/с; 23 – разломы.
Арабские цифры на рис.2,б – номера слоев разной сейсмичности на разрезе, римские цифры – номера субвертикальных (разломных) зон концентрации землетрясений. Пунктиром показаны предполагаемые линии, ограничивающие зоны и слои концентрации землетрясений.

Кроме того, эти данные мы сопоставили с результатами анализа внутренней структуры сейсмофокальной зоны по этому профилю. Анализ показал, что в разрезе СФЗ выделяются как субгоризонтальные слои, так и субвертикальные зоны повышенной концентрации гипоцентров землетрясений. Установлено, что практически все глубинные разломы находят свое отражение в субвертикальных зон концентрации гипоцентров.

Так, например, четкая зона повышенной концентрации гипоцентров I (рис.2,б) в районе ПК0 и разделяющая блоки в слоях 1, 2 и 3 соответствует положению, выше установленному в земной коре, крупному межрегиональному Хоккайдо-Сахалинскому разлому (рис.2,а). Таким образом, этот разлом находит продолжение в верхней мантии и может коррелироваться с четко выраженной здесь зоной шириной 20-30 км прослеживающейся в мантии (в слое СФЗ) на глубинах до 300-350 км. Второй небольшой разлом в земной коре, установленный по сейсмическим данным в районе ПК120-150 под заливом Терпения, находит отражение в виде вертикальной зоны концентрации гипоцентров глубинных землетрясений, очаги которых расположены под разломом (рис.2,б). Субвертикальная зона концентрации землетрясений II, расположенная восточнее по профилю, соответствует в земной коре глубинному разлому в районе ПК300, который отделяет структуры прогиба залива Терпения, поднятия Полевого и сопряженного с ним прогиба от деформированного юго-западного борта Поднятия АН СССР. Самое существенное проявление в положении гипоцентров землетрясений находит глубинная зона III в районе ПК400. Здесь в земной коре по данным ГСЗ выделялся глубинный разлом на ПК380-400, ограничивающий поднятие Академии наук СССР (рис.2). По нему подошва земной коры восточнее разлома погружается с глубин 15 км до 24 км. Этот разлом хорошо выражен на тектонической схеме Охотоморского региона в виде регионального разлома юго-восточного направления протяженностью более 300 км, секущего все другие разломы. Соответствующая этому разлому зона концентрации землетрясений с очагами магнитудой до 4-6 в верхней мантии коррелируется с вышеназванным разломом и является самой глубинной и мощной зоной концентрации землетрясений описанной нами выше. Она, как было сказано выше, разделяет разрез на две ранее названные части и является границей блоков литосферы. При этом в соответствии с разрезом земной коры в юго-западную половину входит блок I и II, а в северо-восточную – блоки III – V (рис.2,а). Отметим, что еще ранее [1], при анализе строения земной коры мы также здесь выделяли границу между блоками и зону неоднородности.

Эта мощная зона концентрации землетрясений III шириной около 90-100 км и глубиной 600 км имеет наклон на северо-восток (рис.2,б). В результате этого зона III, выделяемая внизу разреза в районе ПК600-700, в верхней части разреза, в земной коре прослеживается в районе ПК 350-440, что соответствует положению тектонического разлома, установленного по сейсмическим данным на ПК400 (рис.2,а). Таким образом, вышеназванный разлом, установленный в земной коре также находит свое отражение в зоне концентрации гипоцентров землетрясений в верхней мантии. Следующая зона концентрации гипоцентров землетрясений IV (рис.2,б), расположенная на ПК 850-940, может быть связана с разломной зоной в земной коре в районе ПК800. Здесь в восточном окончании Поднятия Академии наук СССР начинается сопряженная система Большерецкого прогиба и одноименного поднятия, которые отделены глубинным разломом. Его наличие, возможно, и находит свое отражение в верхней мантии, видимое на разрезах (рис.2).

Аналогично находят свое отражение и другие названные разломы земной коры, причем как в коровых землетрясениях, так и в нижерасположенных субвертикальных зонах концентрации гипоцентров землетрясений верхней мантии. Следовательно, выделенные раннее нами блоки земной коры и разломы находят отражение в более глубоких слоях оболочки Земли, то есть в верхней мантии. При этом границы названных блоков и приведенные разломы в земной коре соответствуют зонам концентрации гипоцентров землетрясений (рис.2,б), отражая неоднородности строения верхней мантии и связь их со структурой земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным): Монография. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002, 98 с.

2. Злобин Т.К., Бобков А.В. Современная сейсмичность и разломная тектоника юга Сахалина: Монография. – Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2003. 124 с.

3. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы. // Тихоокеанская геология, № 6, 1991. с. 24-35

4. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. / Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецкая Е.В., Злобина Л.М., Жигулев В.В., Корнев О.С., Кочергин А.В., Куделькин В.В. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.

5. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенко А.А. Разломы Сахалина.//Тихоокеанская геология.-1964.-№2.-С.77-86

ПРИЗНАКИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ФУНДАМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ

Зыков Д.С.

Геологический институт РАН, г. Москва, zykov@ginras.ru

Анализ морфоструктурных особенностей Юго-восточной части Балтийского щита позволяет выявить признаки проявления локальной горизонтальной подвижности фундамента на неотектоническом этапе. Предпосылками к существованию подобных движений являются результаты исследования сейсмичности, напряженного состояния пород и т.п. [3,7], показывающие наличие значительной горизонтальной составляющей в напряженном состоянии пород Балтийского щита.

Район исследований (центральное и южное Беломорье) сложен раннедокембрийскими кристаллическими породами, которые объединяются в Карельский, Беломорский и Кольский геоблоки (рис.1,а). Основными структурными неоднородностями можно считать глубокие рифейские впадины, образующие палеорифтовые зоны северо-западного простирания. В районе Белого моря Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты разделены Архангельским выступом кристаллического фундамента, вытянутым с юго-востока на северо-запад, который по данным сейсмического профилирования является горстом и местами выступает над окружающими понижениями поверхности архейского фундамента более чем на 8 км [2]. В прилегающих районах Русской плиты кристаллические комплексы перекрываются чехольными толщами преимущественно палеозойского возраста, залегающими субгоризонтально.

Методической основой работы является использование морфоструктурных методов, базирующихся на сопоставлении структурно-геологического строения территории, рельефа и направленности основных экзогенных процессов [5]. В результате устанавливаются неотектонически обусловленные формы рельефа – морфоструктуры, рисунок которых анализируется с позиции соответствия известным тектонофизическим моделям. И как итог выдвигается общая структурно-кинематическая модель развития исследуемого района.

Анализ рельефа территории Беломорья показывает, что основная часть морской депрессии вписывается в обширную область пониженного рельефа, имеющего форму близкую к линзовидной. Ограничения этой Прибеломорской депрессии имеют преимущественно тектонический характер (рис.1,б) (I). В нее вложена Кандалакшско-Двинская впадина Белого моря, в которую, в свою очередь, вложен Кандалакшский новейший грабен (II) – современная впадина, характеризующаяся аномальными глубинами, крутыми бортами, большой мощностью четвертичных отложений и значительной сейсмичностью [3, 6]. По своим масштабам и соотношению со строением подстилающих пород все депрессии являются неотектонически предопределенными. Линзовидная форма этих депрессий делает их похожими на трещины отрыва, образовавшиеся за счет расхождения бортов.

Сопоставление крупных форм рельефа и геологического строения территории показывает, что основной геоморфологической аномалией в районе является соотношение Кандалакшского новейшего грабена и рифейского палеорифта. Можно заметить, что новейший грабен наследует рифейский палеорифт в определенном месте – на продолжении Архангельского выступа кристаллического основания. В то же время те участки палеорифтов, которые обрамляют выступ по сторонам, проходят в основном под новейшими поднятиями. С точки зрения вертикальных движений подобные соотношения являются случайными, в то же время, они вполне объяснимы с позиции существования горизонтальной подвижности.

Согласно современным взглядам, тектонические напряжения, генерируемые Северо-Атлантической зоной спрединга, приводят к воздыманию Балтийского щита и, вероятно, некоторому его давлению на плитную часть платформы по оси максимального сжатия. При этом на пересечении радиальной системы разрывов щита и концентрической системы разрывов, обрамляющей его по периферии, происходило образование ряда депрессий, в том числе и Беломорских [7].

Кандалакшский грабен расположен на одной оси с Архангельским выступом, являющимся крупной структурной неоднородностью в земной коре, продолжающейся вглубь Русской плиты. По всей видимости, по мере «придвигания» Балтийского щита к Русской плите выступ играет роль фиксированного упора, перед которым образуется трещина расклинивания (отрыва). Вдоль бортов выступа фундамента породы, вероятно, испытывают некоторое сжатие, что объясняет пространственную связь палеорифтов и новейших поднятий. Таким образом, Архангельский выступ придает дополнительный локальный импульс развитию погружений перед своим суженным северо-западным окончанием.

В пограничных районах Прибеломорской депрессии расположены морфоструктуры, которые по аналогии также можно связать с горизонтальным расклиниванием. У южной границы Прибеломорской депрессии, в пределах Карельского геоблока, находится каплевидный в плане массив пород Ветреного пояса, сложенный протерозойскими метавулканитами и имеющий разрывные границы (III) [4]. Основная часть массива втянута в новейшее поднятие и выражена в рельефе грядами, получившими название Кряж Ветреный пояс. На одной оси с Кряжем, на-

против его юго-восточного окончания в пределах плиты расположена узкая депрессия, маркируемая р.Моша (V). Ее расположение нельзя связать с наличием каких-либо толщ пониженной компетентности и она является неотектонически предопределенной. С юго-запада массив Ветреного пояса обрамляется архейскими кристаллическими породами, образующими в плане крупный изгиб. В этот изгиб, в пределах наложенной на архейские породы Заонежской мульды, вписывается неотектонически предопределенная изогнутая депрессия Повенецкого и Заонежского заливов (IV). Конформное соотношение новейшей депрессии и геологической структуры объясняется развитием замкового отслаивания и свидетельствует о реактивации всего мегаизгиба на неотектоническом этапе. Каплевидный в плане массив пород Кряжа Ветреный пояс оказывается зажатым между рамой расширяющейся Прибеломорской депрессии и фронтом реактивированного мегаизгиба в архейских породах. Учитывая, что по своим структурным соотношениям мегаизгиб пережимает массив пород Ветренного пояса посередине, можно уверенно предположить, что часть массива будет иметь тенденцию к горизонтальному выжиманию в юго-восточном направлении. Наличие депрессии р. Моша перед фронтом массива подтверждает подобную подвижность, т.к. она располагается в месте трещины отрыва, возникающей перед подвижным индентором.

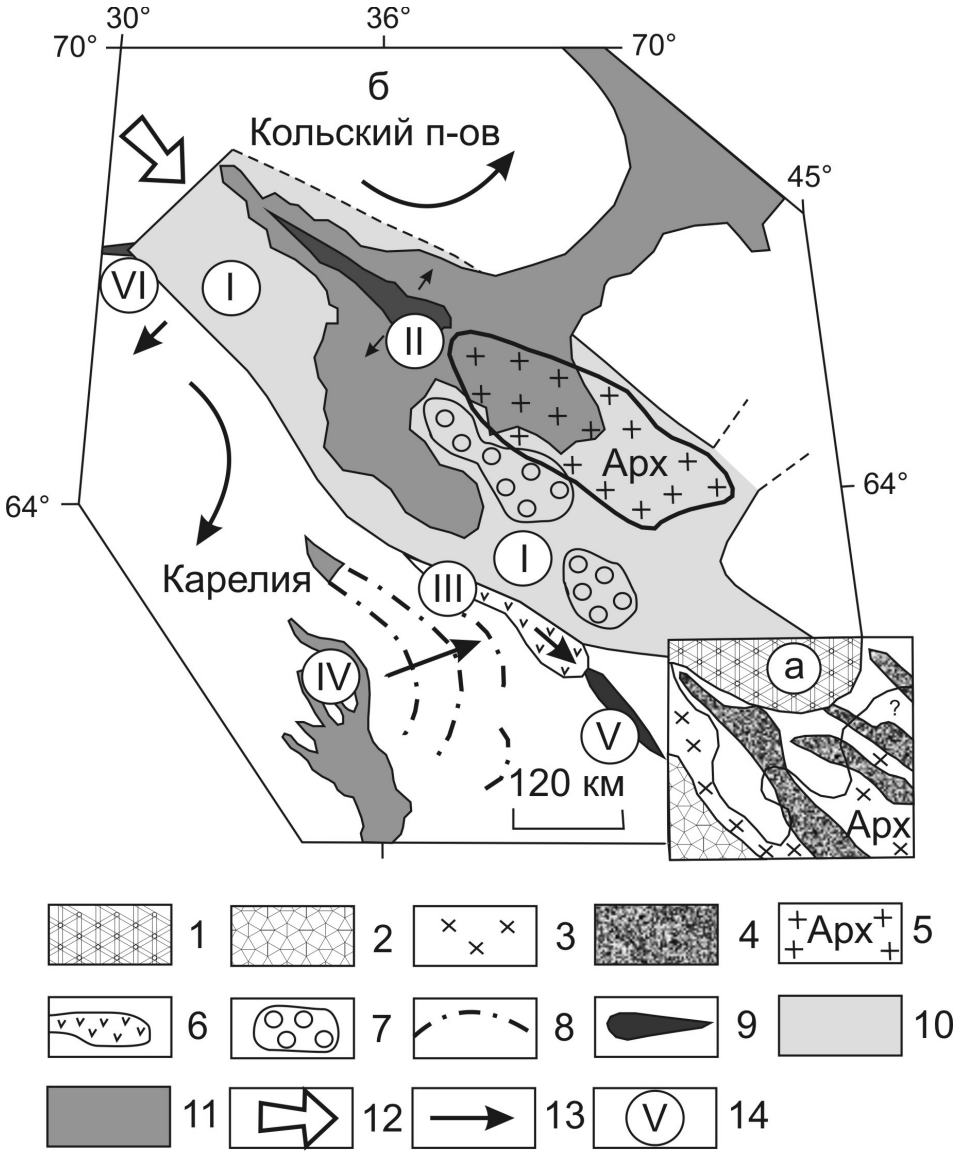


Рис. а,б. **Горизонтальная подвижность Юго-восточной окраины Балтийского щита в новейшее время:**

а – основные особенности геологического строения, б – морфоструктурные особенности района; 1 – Кольский геоблок, 2 – Карельский геоблок, 3 – Беломорский геоблок, 4 – протерозойские палеорифты, 5 – Архангельский выступ фундамента, 6 – Кряж Ветреный пояс, 7 – локальные неотектонические поднятия, 8 – структура архейских пород, 9 – депрессии, связанные с расклиниванием, 10 – Прибеломорская депрессия, 11 – основные водные бассейны, 12 – направление предполагаемого премещения Балтийского щита, 13 – направление перемещения горных масс, 14 – локальные морфоструктуры, пояснения в тексте.

Депрессия оз. Паанаярви является геоморфологической аномалией для всего района Северной Карелии. Озеро имеет вытянутую форму и размеры более 20 км длиной при ширине 1-2 км, максимальную для этих мест глубину около 150 м и окружено низкогорным рельефом (VI). По внешним признаком депрессия озера напоминает узкий провал. Ее образование нельзя однозначно связать с препарировкой каких-либо прочностных неоднородностей. С точки зрения вертикальной подвижности земной коры ее местоположение является в значительной мере случайным. В то же время расположение этой депрессии логично вписывается в общий морфоструктурный рисунок горизонтальных движений в исследуемом районе. Известно, что в послеледниковое время происходит разрастание Кандалакшского грабена [1], и, соответственно, всей Прибеломорской депрессии, с которой он пространственно связан. Можно думать, что расположенный на пересечении двух пограничных разрывов провал оз. Паанаярви маркирует разрыв в земной коре, образовавшийся при расширении Прибеломорской депрессии и раздвигании ее границ в угловой части. Таким образом, здесь также имеет место процесс расклинивания в земной коре, реализующийся без видимого присутствия индентора.

Учитывая изложенные выше современные взгляды на геодинамику севера Восточно-Европейской платформы, можно увязать выделенные морфоструктуры в единый структурный парагенез неотектонических деформаций, возникших как результат горизонтальной подвижности геомасс. При давлении Балтийского щита в юго-восточном направлении, за счет расхождения бортов приоткрывается Прибеломорская депрессия, причем перед Архангельским выступом опускание достигает максимальной величины за счет эффекта расклинивания перед препятствием. На южном фланге депрессии происходит горизонтальное выжимание массива Ветреного пояса из области максимального сжатия. На северо-западном окончании Прибеломорской депрессии образуется отрыв (оз. Паанаярви), обусловленный раздвиганием границ в ее углу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05- 65107, 06-05-64848, 07-05-01158).

ЛИТЕРАТУРА

1. Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. // Геотектоника. 2000. № 5. С.30-43.

2. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С.22-26.

3. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под.ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

4. Земная кора Восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратц Л.: Наука, 1978. 232 с.

5. Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) М.: ГЕОС, 2001. 146 с.

6. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Кальниченко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене М.: Наука, 1977. 236 с.

7. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург.: Изд-во УрО РАН, 2003. 299 с.

СВЯЗЬ СОВРЕМЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ФУНДАМЕНТА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Иванов Н. К., Труфанова Н.В., Наумова Ю.А.

Связь тектонического строения осадочного чехла с глубинным строением фундамента рассматривается на примере регионального сейсморазведочного профиля «Ковыктинское месторождение – Предпатомский прогиб» и опорного геофизического профиля 2-СБ (Присаяно-Ленский).

1. Региональный профиль «Ковыктинское месторождение – Предпатомский прогиб» проложен от восточной части Ковыктинского месторождения в юго-восточном направлении в сторону Байкала. Протяженность профиля составляет 195 пог.км.

В тектоническом плане региональный профиль находится на юге Сибирской платформы, в зоне сочленения северо-восточной части Ангаро-Ленской ступени и Предпатомского прогиба. На юго-востоке профиль подходит к архей-нижнепротерозойскому складчатому обрамлению Прибайкалья.

Гравиметровыми работами в платформенных условиях решены задачи тектонического районирования фундамента, выделены крупные блоки фундамента и зоны разломов, их разграничивающих. В комплексе с сейсморазведкой намечены связи между структурой фундамента и строением осадочного чехла.

Выделенные гравиразведкой Приморский, Ленский и Киренгский блоки земной коры различаются гипсометрическим уровнем поверхности дорифейского фундамента, составом пород, слагающих фундамент, различной степенью дислоцированности пород осадочного чехла.

Современная поверхность кристаллического фундамента представляется в виде относительно плоской поверхности древнего эрозионного среза, на которую выходят ядра древних антиклинальных структур, разбитых на отдельные блоки системой разрывных нарушений.

Породы верхней части соленосного и надсолевого комплексов осадочного чехла смяты в субпараллельные валы и прогибы с общим северо-восточным простиранием. Длина структур измеряется десятками и даже сотнями километров, амплитуда – сотнями метров. Широко развиты разрывные нарушения, простирающиеся вдоль валовых структур.

По профилю отчетливо выделяются Жигаловский, Качугский и Божеханский валы. На временном разрезе они выделены зонами интерференционного материала.

Структурный план осадочных отложений, особенно соленосных и подсолевых и поверхности фундамента, как правило отличаются. Но приуроченность крупных валов к зонам глубинных разломов очевидна.

2.На временном разрезе МОГТ коррелируются отражения в интервале от кровли литвинцевской свиты до поверхности фундамента. Жигаловский, Качугский и Божеханский валы выражены зонами интерференционного материала. Снижение качества сейсмических данных затрудняет прослеживание и идентификацию целевых горизонтов, а также использование временных сейсмограмм для оценки кинематических параметров.

При аппроксимации спектральных скоростных характеристик в районах дисперсии используются региональные эмпирические представления о сейсмогеологической модели разреза [2].

3.В виду изложенного выше, при глубинных построениях реализуется методика итеративного построения комбинированной толстослоистой кинематической модели [3,4]. В нашем случае при формализации лучевого приближения модели для миграции временных сейсмограмм в глубинные (ГМДС) использовались как сейсмические (МОГТ), так и все имеющиеся априорные данные (бурение, результаты ГИС и ВСП, сейсмотомография ВЧР, геологосъемочные карты и разрезы).

Минимизация погрешностей определения глубин (Geodepth, Paradigm Geophisical) осуществлялась посредством лучевого учета структурно-литологических изменений в покрывающей толще, включая приповерхностные пласты, и последующего локального и глобального уточнения скоростной модели в области мигрированных времен и глубин.

В результате ГМДС, суммирования, скоростного и амплитудного рафинирования модели получен глубинный мигрированный динамический разрез по региональному профилю «Ковыктинское месторождение – Предпатомский прогиб» (рис.1). Абсолютная погрешность построения глубин залегания границ соленосного и подсолевого комплекса, ретроспективно полученная на «ближайших» скважинах, составила –4,35 и 43м при удалении скважин от профиля, соответственно, 0,5 и 25км.

4.Глубинный сейсмогеологический и глубинный мигрированный динамический разрезы осадочного чехла и поверхности фундамента отражают основные структурные элементы осадочного чехла, вариации мощности платформенных образований, разломную тектонику, и представляют собой модель строения восточной части Ангаро-Ленской ступени и зоны ее сочленения с Предпатомским прогибом.

В зонах валов строение верхней части разреза определяется повышенной трещиноватостью пород и резкими перепадами мощности солей, что присуще своду Жигаловской антиклинальной структуры, а строение нижней части разреза – интенсивным дроблением пород подсолевого комплекса чехла и фундамента в полосе мощного разлома, прослеживаемого в основании Жигаловского вала. Аномальная дислоцированность разреза в полосе этого разлома выразилась в частичном отсутствии читаемого сейсмического материала. Подобная картина наблюдается в зоне Качугского вала, и сопутствующего ему Предбайкальского разлома. И еще более сложная ситуация наблюдается в зоне Божеханского вала.

О том, что потеря корреляции в зонах валов имеет геологическую причину, свидетельствует глубинный динамический разрез земной коры.

5. Южная часть региона (Присаянье) по данным геолого-геофизических исследований также отличается исключительной сложностью своей внутренней структуры и геоморфологии. Это связано с тем, что горообразовательные процессы в этом районе возобновлялись несколько раз. Тектоническое состояние земной коры оказало непосредственное и серьёзное влияние на состояние осадочного чехла в этом регионе. Особенности тектонического строения Присаянья рассмотрим на основе данных, полученных по материалам геофизических работ по Присаяно-Ленскому опорному геофизическому профилю. Непосредственно в присаянской части осадочный чехол разбит на узкие блоки, ступенеобразно воздымающиеся в сторону В. Саянского нагорья. Слои осадочных пород в каждом из блоков наклонены уже в сторону Саян. Таким образом, на этом отрезке профиля четко проявляется его антиклинальное строение. При этом в блоках с юго-западным наклоном горизонтов просматривается разрастание последних в том же, юго-западном направлении, что свидетельствует о том, что они формировались в условиях перикратонного погружения существовавшего в докембрийское время на южной окраине Сибирского кратона. Разломные зоны, разделяющие выделенные блоки, и отражённые в данных сейсморазведки, формируют в фундаменте структуру, названную тектоническим клином [4]. Тектонический клин проникает в структуру фундамента на глубину более 6 км.

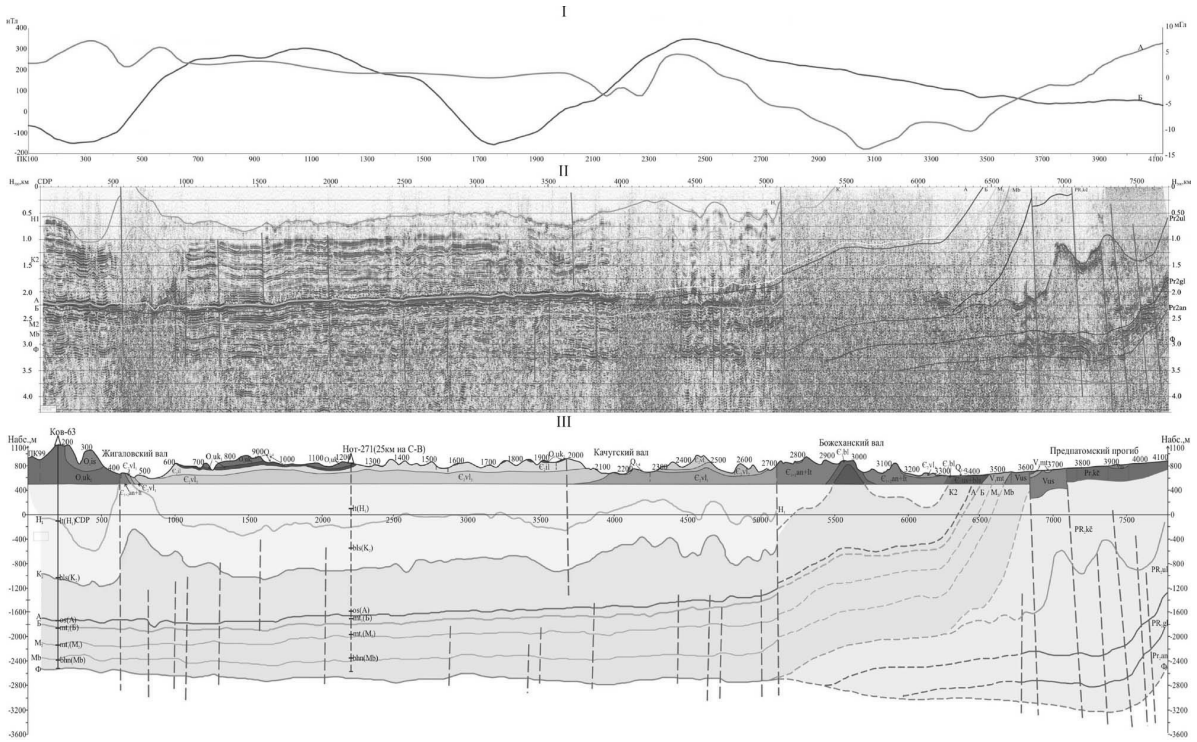


Рис. 1. **Геолого-геофизические результаты**

I – Графика остаточного гравитационного поля (А) и магнитного поля (Б). II – Глубинный мигрированный динамический разрез.
III – Глубинный сейсмогеологический разрез осадочного чехла и поверхности фундамента

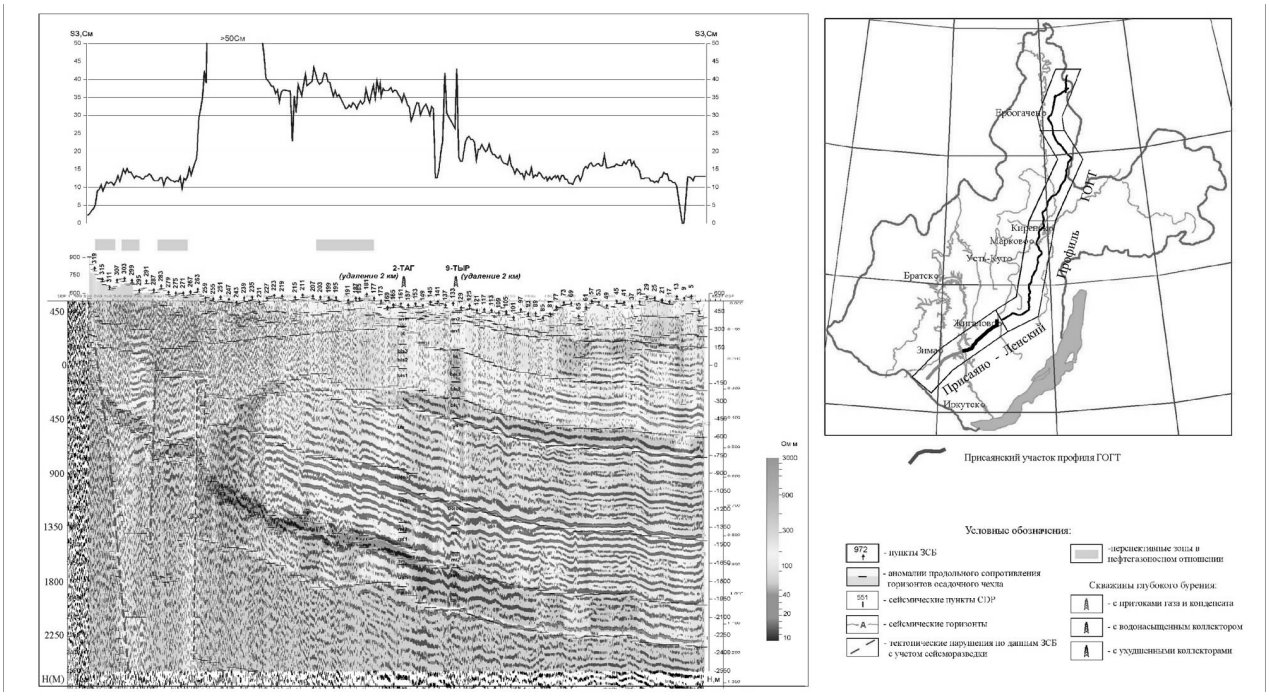


Рис. 2. **Сейсмогеоэлектрическийразрез осадочного чехла по Присаянскому участку Присаяно-Ленского профиля ГОГТ**

По данным ЗСБ здесь также получены интересные результаты в платформенной части данного участка: на уровне фундамента (А-Pt_1) четко выделяются высокоомные блоки: южный (Саянский) и северный – платформенный. Их разделяет мощная зона разлома, который фиксируется в интервале 260-270 ЗСБ (рис.2). Разлом погружается в юго-западном направлении (под Саяны). В материалах сейсморазведки он также находит отра-

жение, что возможно связано с его интенсивной обводненностью. В каждом из блоков осадочные отложения подсолевой части чехла имеют моноклинальное залегание.

В результате воздымания фундамента на юге кратона и разбиения его разломными зонами на блоки из карбонатно-галогенной толщи осадочного чехла, оказавшейся в зоне гипергенеза, были вымыты соли (кое-где полностью), образовавшиеся при этом пустоты были компенсированы за счет проседания карбонатных горизонтов. Особенно интенсивное выщелачивание солей произошло вблизи выделенной зоны разлома. Возникшая в ходе этих процессов повышенная трещиноватость способствовала насыщению преимущественно карбонатных пород разреза нижнего палеозоя гидротермальными водами, канал для проникновения последних в отложения осадочного чехла(разлом) был рядом. Результатом процессов выщелачивания были, во-первых, формирование неотектонических впадин над участками выщелачивания солей в карбонатно-галогенной части разреза осадочного чехла, а во вторых, – повышенная электропроводность разреза. Возникновение аномально проводящих участков можно связать здесь с насыщением гидротерм, вынесенных из глубин частицами проводящих металлов (меди и др.). Вполне возможно, что на таких участках, в частности в районе новометелкинской впадины, возможно наличие и рудопроявлений этих металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Н. К., Усольцева С.А., 2006, Отчет о результатах региональных геофизических работ по Присаяно-Ленскому опорному региональному профилю на территории Иркутской области за 2004-2006г.г.

2. Наумова Ю. А., Труфанова Н.В., Гинзбург И.В., Заравняев В.А., 2007, Оптимизация глубинно-скоростной модели и повышение точности миграционных преобразований на основе данных ВСП и ГИС: Гальперинские чтения-2007, VII ежегодная международная конференция «ВСП и трехмерные системы наблюдений в сейсморазведке», Тезисы докладов,101-105.

3. Труфанова Н.В., Казанцева Е.Е., 2005, Построение и оптимизация глубинно-скоростной модели в сесмогеологических условиях юга Сибирской платформы: Технологии сейсморазведки, 2, 37-41.

4. Труфанова Н.В., Кривощеков А.Л., Наумова Ю.А., 2007, Методика и результаты кинематической интерпретации по региональному профилю «Ковыктинское месторождение – Предпатомский прогиб»: Технологии сейсморазведки, 3, 83-91.

ДЕЙСТВИЕ ПРИЛИВООБРАЗУЮЩИХ СИЛ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Иванов Н. Ю.

г. Воронеж, MixailMr@mail.ru

Понятие приливообразующей силы вытекает из закона всемирного тяготения. Если не рассматривать материальные тела в качестве материальных точек, как это было сделано Ньютоном в «Математических началах натуральной философии», то закон тяготения для двух материальных тел (рис. 1), размерами которых нельзя пренебречь, в общем случае примет вид –

$$Fab = (\gamma * ma * mb)/(Rab)^2 + Wa \qquad 1)$$
$$Fba = (\gamma * ma * mb)/(Rab)^2 + Wb$$

где γ – гравитационная постоянная, ma, mb – массы взаимодействующих тел, Rab – расстояние между центрами масс тел A и B, а Wa и Wb – приливообразующие силы в телах A и B, аналитический вид которых выражен формулой Лапласа. Изображенные на рис. 1 силы Fab и Fba относятся к разным гравитационным полям, Fab – это сила, действующая на тело A, созданная гравитационным полем тела B, а Fba – сила, действующая на тело B, созданная гравитационным полем тела A. Если гравитационная постоянная в обоих полях имеет одинаковую величину, то гравитационные поля считаются равносильными. Равенство модулей сил Fab и Fba вытекает из одинакового значения гравитационной постоянной γ, а не из третьего закона Ньютона, как утверждается в [1]. Движение тел в Солнечной системе описывается законами Кеплера. В сущности, законы Кеплера задачу движения двух тел сводят к движению одного тела в гравитационном поле другого тела, при условии, что массы этих тел значительно различаются. Это означает, что одна из сил Fab или Fba из (1), которая действует на тело меньшей массы, считается равной нулю. Важно понять, что силы $(\gamma * ma * mb)/(Rab)^2$ и приливообразующие силы Wa и Wb из (1), существенно различаются. Силы $(\gamma * ma * mb)/(Rab)^2$, которые далее будем называть центральными силами, всегда приложены к центрам масс взаимодействующих тел, и действие сил происходит вдоль линии, соединяющей эти центры. Приливообразующие силы Wa и Wb описываются как стоячие упругие вол-

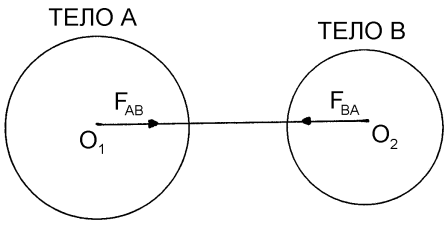


Рис. 1.

ны в телах А и В, в случае, когда эти тела неподвижны относительно друг друга, как показано на рис. 1. Но главное отличие состоит в следующем – действие приливообразующих сил Wa и Wb можно охарактеризовать как реакцию гравитационных полей тел А и В на создание взаимодействия вдоль оси О1О2.

В любом материальном твердом теле, помимо сил гравитации между атомами этого тела, существуют силы сцепления, которые формируют форму и объем, и эти силы связаны с действием электромагнитного поля, генерируемого атомами данного вещества. Соотношение сил гравитации и сил сцепления, для тел различной массы, различно. Очевидно, что силы сцепления не зависят от массы вещества, потому что энергия связи отдельного атома расходуется на установление связи с соседними атомами и с другими (не соседними) атомами вещества отдельный атом никак не связан. Силы гравитации по определению зависят от массы вещества. В [2], говорится, что все планеты Солнечной системы находятся в состоянии, близком к гидростатическому равновесию. Планеты с массой больше 10^{17}т имеют шарообразную форму. Из этого следует, что для твердых тел с массой более 10^{17}т, действие гравитационных сил приводит к деформации вещества. Деформация в виде сжатия приводит к уменьшению межатомных расстояний. Уменьшение межатомных расстояний приведет к увеличению сил гравитационного взаимодействия. Поэтому, гравитационное взаимодействие для тела, находящегося на поверхности Земли, с выделенным объемом некоторой массы вблизи от центра Земли, будет определяться силами, у которых гравитационные постоянные будут различны. В [2], о гравитационном поле Земли сказано, что гравитационные аномалии на Земле, как правило, меньше 100 мГал, их среднеквадратическая вариация по Земле составляет величину около 20 мГал. Следовательно, гравитационное поле Земли достаточно гладкое. Вторая характеристика гравитационного поля – это отклонение отвесной линии (вертикали) от нормали к эллипсоиду. Это отклонение так же невелико и составляет секунды дуги. Геодезические работы в Индии близ горного массива Гималаев показали, что координаты астрономических пунктов из-за отклонений отвесной линии отличаются от геодезических на 5,2», тогда как вычисленное отклонение, связанное с притяжением гор, составляет 27,9». Несовпадение более чем в 5 раз. Аномальное тяготение между телами малой массы, наблюдается не только в гравиметрии. Достаточно вспомнить миссию NASA с космическим зондом NEAR, который по замыслу должен был стать спутником астероида Эрос. Видимого тяготения не наблюдалось. Финал миссии – лобовое столкновение, инициированное командами с Земли.

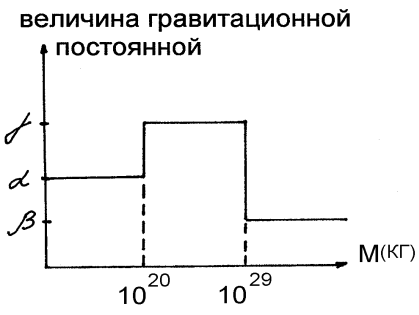


Рис. 2.

Уменьшение межатомных расстояний под действием сил гравитации имеет свой предел. При массе тела более $1{,}9*10^{29}$кг становится возможным протекание термоядерных реакций. Протекание термоядерной реакции создает температуру в десятки миллионов градусов. Эта температура инициирует огромное давление, которому противодействует деформация сжатия, обусловленная действием сил гравитации. Таким образом, для Солнечной системы можно построить график зависимости значения гравитационной постоянной от массы тела, как это показано на рис. 2. Для дальнейших оценок, будем считать, что твердые тела с массой менее 10^{20}кг, будут создавать гравитационные поля с гравитационной постоянной α. Твердые тела с массой, заключенной в интервале – 10^{20}кг – $1{,}9*10^{29}$кг, будут создавать гравитационные поля с гравитационной постоянной γ (величина которой совпадает с универсальной гравитационной постоянной). Тела с массой более $1{,}9*10^{29}$кг создадут поля с гравитационной постоянной β, как это и следует из рис. 2. Рассмотрим движение центра масс Солнца в Солнечной системе. На это движение заметное влияние должны оказывать планеты Юпитер и Сатурн. Если считать гравитационные поля Солнца, Юпитера и Сатурна равносильными, взаимодействующими с гравитационной постоянной γ, как это и принято на сегодняшний момент, то при расположении Юпитера и Сатурна по одну сторону от Солнца, центр масс Солнечной системы будет расположен вне объема Солнца и тогда Солнце должно совершать вращательное движение вокруг общего центра масс. Но это движение Солнца вокруг центра масс есть прямое нарушение законов Кеплера. Если предположить, что гравитационные поля Солнца будут взаимодействовать с полями Юпитера и Сатурна с меньшими силами, согласно рис. 2, то центр масс системы может значительно сместиться в сторону центра масс Солнца и как следствие движение Солнца будет кеплеровским. Рассмотрим движение Солнца относительно центра масс нашей галактики. Так как масса планет в нашей Солнечной системе мала по сравнению с массой Солнца, то структуру центра масс галактики можно представить аналогично Солнцу, как показано на рис. 3. То есть галактическое поле будет представлено полем ядер звезд с гравитационной постоянной β и полем газа, с гравитационной постоянной α. Запишем уравнения для центральных сил соответствующих полей:

$$Fгг = (\alpha * Mc * Mгг)/r^2 \quad (2)$$

$$Fгя = (\beta * Mc * Mгя)/r^2$$

$$Fя = (\beta * Mг * Mя)/r^2$$

$$Fл = (\alpha * Mг * Mл)/r^2$$

где Fгг – сила в гравитационном поле галактического газа, Fгя – сила в гравитационном поле галактических ядер, Fя – сила гравитационного поля ядра Солнца, Fл – сила гравитационного поля газовой оболочки Солнца (конвективной зоны и зоны лучистого переноса). Мгг – масса галактического газа, Мгя – масса галактических ядер, Мг – масса галактики, Мс – масса Солнца, Мя – масса солнечного ядра, Мл – масса газовой оболочки Солнца. Из первых двух уравнений в (2) следует, что вся масса Солнца получает разные ускорения в гравитационных полях галактики, а из последних двух уравнений в (2) можно сделать вывод, что в гравитационных полях Солнца, солнечное ядро и газовая оболочка Солнца получают разные ускорения относительно массы всей галактики. Поэтому кеплеровское движение Солнца вокруг центра галактики будет происходить в гравитационных полях, отдельно по двум орбитам. По орбите для солнечного ядра, с эксцентриситетом, соответствующим гравитационной постоянной β и по орбите для газовой оболочки Солнца, с эксцентриситетом, соответствующим гравитационной постоянной α. Так как солнечное ядро находится внутри Солнца, то оно будет совершать колебания при движении Солнца по орбите. Данное колебание происходит в плоскости орбиты Солнца в направлении апекса. Линия, соединяющая центр Солнца с апексом составляет с плоскостью эклиптики угол $53°$. Гравитационное колебание солнечного ядра имеет огромное влияние на Солнечную систему. В данном случае автором выдвигается гипотеза, объясняющая генерацию магнитного поля Солнца колебанием его ядра, со средним периодом 22 года. В [3] построен график, являющийся суммой колебаний солнечного ядра с периодом в 22 года, гравитационных колебаний, связанных с орбитальным движением Земли, а так же гравитационных волн с периодами 18,6 и 8,85 лет, действующих на Землю при орбитальном движении Луны. Данный график коррелирует с графиком сейсмической активности Земли по годам на промежутке в 110 лет. Величина коэффициента корреляции более чем в семь раз меньше значения, при котором корреляция значима.

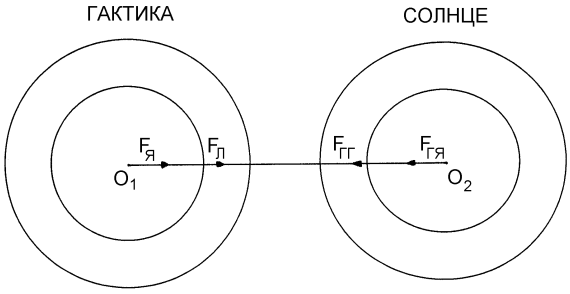


Рис. 3.

Действие приливообразующих сил в Солнечной системе не всегда очевидно и наглядно. Перед дальнейшим обсуждением данного вопроса необходимо сделать небольшое отступление. Рассмотрим движение материальных тел по эллиптической орбите на рис. 4. В фокусе эллипса L находится неподвижное центральное тело. Fт – сила тяготения, которая действует на тело, движущегося по эллипсу ABCD. Fци – центробежная сила инерции, вектор которой перпендикулярен мгновенной оси вращения. Вектор а – вектор ускорения материального тела. При движении тела по эллипсу направление ускорения не зависит от направления обращения материального тела по орбите. Ускорение тела, в точках A, B, C и D равно нулю. В промежутках между этими точками, вектор ускорения в секторах I и II поворачивается по направлению движения тела, на угол менее $90°$. Поворот в секторах III и IV, по направлению движения, будет на угол более $90°$. В результате, за один оборот обращения, вектор ускорения делает один оборот на $360°$. Тело получает четыре вращательных импульса в каждом из секторов. Модуль значения вектора ускорения а, будет возрастать при увеличении скорости движения тела по орбите. С течением времени эллиптические орбиты превращаются в круговые и вращательные импульсы исчезают. Силу, под действием которой происходит вращение тела вокруг собственной оси, при движении тела по эллиптической орбите будем называть центробежной силой вращения.

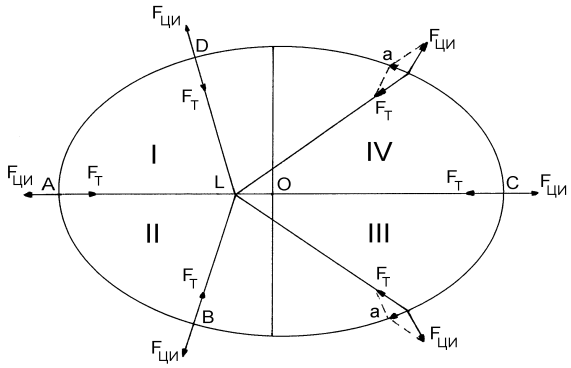


Рис. 4.

Если принять положение релятивистской механики о взаимодействии гравитационных полей со скоростью света, то возникает необходимость в существенной корректировке движений планет расположенных далеко от Солнца. Естественно, что в данном случае, движение планет не будет кеплеровским. Существующее вещество в пространстве является источником двух видов полей – гравитационного, скорость взаимодействия которого с веществом на данный момент можно считать бесконечной и электромагнитного, которое взаимодействует с веществом со скоростью света. Природа данных полей различна и поэтому опыт Майкельсона – Морли, который ставился в предположении о том, что вещество представляет единую субстанцию, должен быть переосмыслен. Гравитационные и электромагнитные поля взаимодействуют между собой. Достаточно указать на красное смещение в спектрах окружающих нас галактик, которое интерпретируется в релятивистской теории как расширение пространства. Определенная часть красного смещения должна быть обусловлена неравносильностью гравитационных полей Земли и галактического пространства. Рассмотрим с данных позиций такое явление как физические либра-

ции Луны. На рис. 5 угол поворота – ∠a, обозначает максимальную величину физической либрации Луны за отдельный период под действием центробежной силы вращения. Значение приливообразующей силы в точке В (положение I) будет меньше, чем в точке А. При перемещении Луны из положения I в положение II точка В займет положение точки А, и значение приливообразующей силы в точке В увеличится. Время перемещения при повороте из точки А в точку В, в данном случае, меньше времени распространения электромагнитного сигнала между Землей и Луной. Реакция электромагнитного поля вещества Луны (сила упругости), в силу соответствующей задержки, останется неизменной величиной. Это можно интерпретировать как появление дополнительной силы Fb. Аналогично рассуждая, получим для точки А в положении II силу Fa, у которой есть составляющая направленная к оси O2O1. Эта составляющая силы Fa и будет противодействовать вращению. Назовем ее силой приливного действия. Причем максимальное значение эта сила принимает при вращении тела на ∠a. Вращение тела может происходить в любую сторону, но сила приливного действия всегда будет останавливать вращение. В случае физической либрации Луны центробежная сила вращения по абсолютной величине будет меньше максимального значения силы приливного сопротивления. Центробежная сила вращения за период либрации практически не меняет своего значения, в то время как величина силы приливного действия зависит от угла поворота. И поэтому при малых углах поворота будет происходить ускорение вращения, а при значениях близких к значению ∠a, вращение замедлится. При помощи описанного механизма возможно объяснение обратного вращения Венеры и резонансного вращение Меркурия. Так же силу приливного действия необходимо учитывать в движении геосфер Земли.

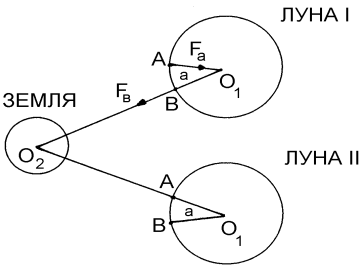


Рис. 5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике. М.: Наука, 1977. 942 с.
2. Пантелеев В. П. Физика Земли и планет. М., 2001 г. http:/www.astronet.ru/db/msg/1169697/node6.html
3. Иванов Н. Ю. Корреляционный анализ графика сейсмической активности Земли и графика изменения межпланетного гравитационного поля, действующего на Землю и обусловленного орбитальным движением Земли, Солнца и Луны // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Тез. докл. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2008.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГРАФИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ И ГРАФИКА ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ МЕЖПЛАНЕТНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ, ДЕЙСТВУЮЩЕГО НА ЗЕМЛЮ И ОБУСЛОВЛЕННОГО ОРБИТАЛЬНЫМ ДВИЖЕНИЕМ ЗЕМЛИ, СОЛНЦА И ЛУНЫ

Иванов Н. Ю.

г. Воронеж, MixailMr@mail.ru

Проблема прогноза сильных землетрясений на сегодняшний день является одной из основных проблем физики Земли. В данной работе анализируется сейсмическая активность Земли, представленная графиком на рис. 1. График представляет временную зависимость количества мировых землетрясений с магнитудой в интервале 7,0-9,0, сгруппированных по годам, за 1897-2007 гг. Данные за период с 1987-1989 гг. взяты из [1], данные за период с 1990-2007 гг. получены при использовании интернет – ресурса [2]. Сводные данные представлены в таблице 1. На величину напряжений в земной коре оказывает большое влияние положение Солнца и Луны. Движение Земли является неравномерным. Неравномерность движения Земли можно представить как следствие действия на тело Земли межпланетных гравитационных волн. В [3] была высказана идея о колебании солнечного ядра, генерирующим солнечную активность с со средним значением периода в 22 года. Поэтому целью данной работы является:

1. Построение графика, который представляет собой суммарное действие, оказываемое на тело Земли со стороны Солнца (колебания солнечного ядра с периодом ≈ 22 года), Луны (колебания, связанное с изменением орбиты Луны, как суммы двух колебаний с периодом 18,6 года и 8,85 лет) и орбитального движения Земли (не равномерное движение Земли по орбите с периодом в 1 год).

2. Корреляционный анализ графика сейсмической активности Земли (рис. 1) и графика межпланетных гравитационных волн, согласно п. 1.

Минимальным значениям количества сильных землетрясений на графике (рис. 1) соответствует уменьшение напряжений в теле Земли. Протяженное тело Земли при ускорении будет испытывать деформацию растяжения. Наоборот, торможение тела Земли будет увеличивать величину напряжений. Максимальные напряжения будут соответствовать максимумам гравитационных волн.

Колебания солнечного ядра происходят в направлении апекса. Это направление составляет с плоскостью эклиптики угол 53°. Таким образом, между направлением колебания солнечного ядра и осью вращения Земли образуется угол ≈ 30°. Поэтому, при орбитальном движении Земли гравитационная волна от солнечного ядра будет оказывать влияние не только на величину напряжений в теле Земли, но и на прецессию земной оси. В [4] это описано как прецессия от планет.

При построении графика межпланетных гравитационных волн, действующих на тело Земли (п.1), большое значение имеет соотношение амплитуд колебаний солнечного ядра и колебаний орбиты Луны. Значения амплитуд этих колебаний будем считать равными. Значение амплитуды гравитационного колебания орбитального движения Земли считаем уменьшенным в два раза относительно амплитуд колебаний Солнца и Луны.

Согласно табл. 1, в периоде 1898-1904 гг., существует достаточно широкий интервал минимальных значений, который не имеет аналогов на всем исследуемом промежутке. При равенстве амплитуд трех основных колебаний, ширина данного интервала минимальных значений позволяет предположить, что в данном промежутке все колебания в одной из точек имеют нулевое значение амплитуды. Поэтому, при построении графика будем считать, что в точке соответствующей 1897 году, значение амплитуды колебания солнечного ядра, а так же значения амплитуд колебаний орбиты Луны нулевыми. Будем считать, что в данном случае колебанию солнечного ядра соответствует синфазное изменение солнечной активности, график которой представлен временной зависимостью чисел Вольфа на рис. 2 из [5]. Из-за нечеткого минимума солнечной активности в районе 1900 года, фаза гравитационного колебания солнечного ядра будет задана следующим образом – 1991 год соответствует максимальному значению амплитуды. Исследование будет проведено при двух вариантах значения периода колебаний солнечного ядра – 22 и 21 год. Как следует из рис. 2, исследуемый период колебаний солнечного ядра составляет ≈21 год.

Искомое колебание (п.1), является суперпозицией четырех периодических колебаний. После моделирования каждого из этих колебаний (сигналов) построим их суперпозицию.

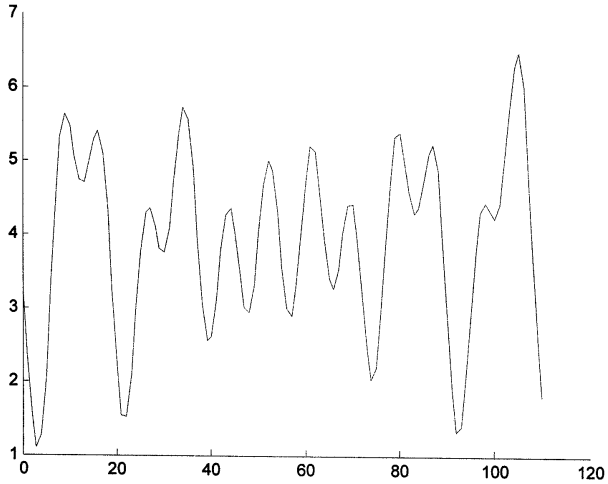


Рис. 1

Таблица 1

1897 - 12	1912 - 17	1927 - 16	1942 - 26	1957 - 33	1972 - 18	1987 - 6	2002 - 13
1898 - 2	1913 - 21	1928 - 19	1943 - 39	1958 - 10	1973 - 13	1988 - 8	2003 - 17
1899 - 9	1914 - 18	1929 - 18	1944 - 31	1959 - 12	1974 - 18	1989 - 7	2004 - 16
1900 - 8	1915 - 17	1930 - 9	1945 - 26	1960 - 16	1975 - 19	1990 - 18	2005 - 12
1901 - 8	1916 - 22	1931 - 26	1946 - 34	1961 - 11	1976 - 23	1991 - 18	2006 - 12
1902 - 8	1917 - 17	1932 - 11	1947 - 25	1962 - 14	1977 - 15	1992 - 24	2007 - 20
1903 - 8	1918 - 21	1933 - 12	1948 - 27	1963 - 17	1978 - 15	1993 - 16	
1904 - 8	1919 - 15	1934 - 19	1949 - 30	1964 - 13	1979 - 9	1994 - 15	
1905 - 26	1920 - 8	1935 - 22	1950 - 30	1965 - 16	1980 - 13	1995 - 25	
1906 - 29	1921 - 11	1936 - 18	1951 - 14	1966 - 14	1981 - 10	1996 - 22	
1907 - 24	1922 - 14	1937 - 21	1952 - 13	1967 - 12	1982 - 7	1997 - 20	
1908 - 14	1923 - 23	1938 - 25	1953 - 15	1968 - 29	1983 - 9	1998 - 16	
1909 - 30	1924 - 17	1939 - 20	1954 - 15	1969 - 18	1984 - 7	1999 - 23	
1910 - 30	1925 - 17	1940 - 20	1955 - 19	1970 - 23	1985 - 9	2000 - 20	
1911 - 18	1926 - 19	1941 - 23	1956 - 14	1971 - 15	1986 - 5	2001 - 18	

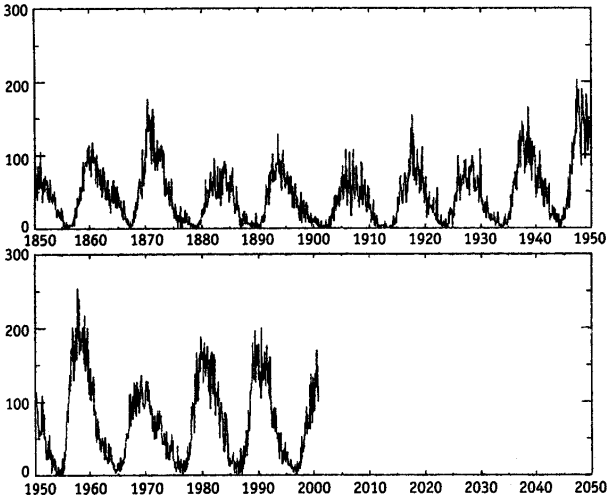


Рис. 2 Числа Вольфа

$$y_4(t) = a[\cos(6\pi(t) + b\cos(2\pi(t)] + \cos(2\pi(t - t_1)/T_1) + \mp\sin(2\pi(t - t_2)/T_2) \pm \sin(2\pi(t - t_2)/T_3) \quad (1)$$

Наличие двойного знака ± в формуле (1) указывает на наличие двух возможностей при сложении колебаний орбиты Луны – как в фазе, так и в противофазе.

Вариант «+»; «-» в 20 веке:

```
t4=0;t1=1991; t2=1897; t3=1897;
a=0.356; b=0.4;
t = 1900:0.01:2000;
y = -a*(cos(6*pi*(t-t4))+b*cos(2*pi*(t-t4)))+ cos(2*pi* (t-t1)/22.0)+ sin(2*pi*(t-t2)/18.6)-sin(2*pi* (t-t3)/8.85);
plot(t,y)
```

Вариант «+»; «-» в 20 веке изображен на рис. 3. Вариант «-»; «+» в 20 веке изображен на рис. 4. Очевидно, что для графиков на рис. 3 и рис. 1 возможно наличие корреляции. Проверим данное предположение. Матрица корреляций:

R =

1.0000 0.1873

0.1873 1.0000

Матрица p-значений служит для проверки гипотезы корреляции. Каждое значение матрицы есть вероятность обнаружения корреляции большей, чем наблюдается при случайном процессе, когда корреляция равна нулю. Если коэффициент матрицы меньше 0.05, тогда корреляция значительна.

Матрица p-значений:

P =

1.0000 0.0490

0.0490 1.0000

Это означает, что имеется очень незначительная корреляция. Ниже приводится вариант для сдвинутого ряда на +3 года.

Теперь

R =

1.0000 0.2447

0.2447 1.0000

P =

1.0000 0.0096

0.0096 1.0000

Поскольку недиагональные значения матрицы уменьшились и заметно меньше 0,05, то можно утверждать, что степень корреляции увеличилась и она теперь значимая.

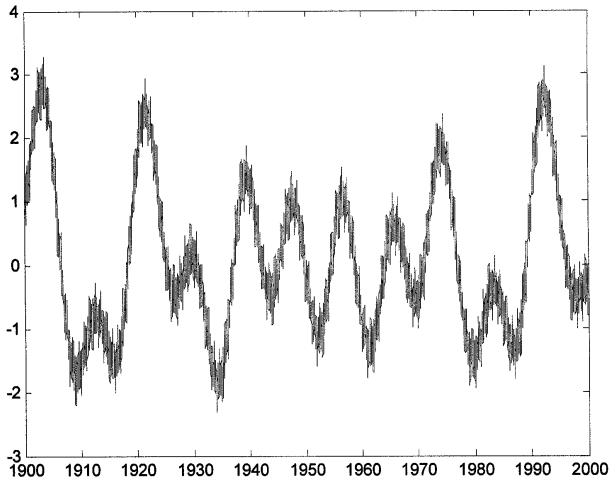


Рис. 3

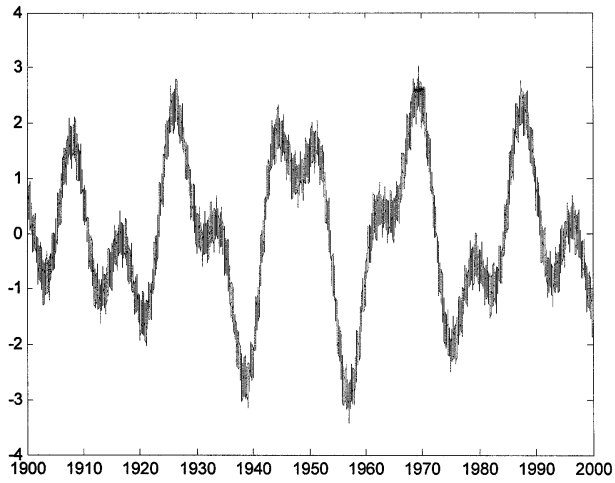


Рис. 4

Увеличение корреляции при сдвиге всего графика на +3 года связано, по мнению автора, с наличием фазового сдвига между колебаниями солнечной активности (рис. 2) и колебаниями солнечного ядра. При задании начальных условий исследования данных графиков предполагалась синфазность колебаний солнечного ядра и колебаний солнечной активности (рис.2). Наличие фазового сдвига описывается в [6], где утверждается, что данные о межпланетном магнитном поле, полученные Свалгаардом [7] из полярных геомагнитных наблюдений, показали, что смена фазы преобладающей полярности межпланетного магнитного поля происходит в среднем через 2,75 года после максимума активности. Исходя из авторской идеи о связи генерации магнитного поля Солнца с колебаниями солнечного ядра, вероятнее всего предположить, что сдвиг фаз вызван опережающим изменением величины давления в газовой оболочке Солнца при движении ядра. Таким образом, величина солнечной активности определяется изменением давления внутри Солнца.

Будем считать, что нулевое значение амплитуды колебания солнечного ядра в рассматриваемом периоде (1898-1904), найдено верно. Теперь найдем для данного периода экстремумы функции, которая представляет собой колебания орбиты Луны. Воспользуемся интернет – ресурсом [8], где для расчета моментов

прохождений Луной перигея и апогея орбиты использована полуаналитическая теория движения Луны ELP 2000 – 82. Теория рассчитана на работу в интервале от 1977 до 2020 годов, с гарантированной точностью, что максимальная ошибка рассчитанных моментов времени не превосходит 17,4 с. В данном случае такая точность является избыточной. В исследуемом интервале в декабре 1902 года орбита Луны соответствует точке экстремума нашего графика со значением +1. Проделаем теперь тот же анализ, заменив солнечный период на 21 год.

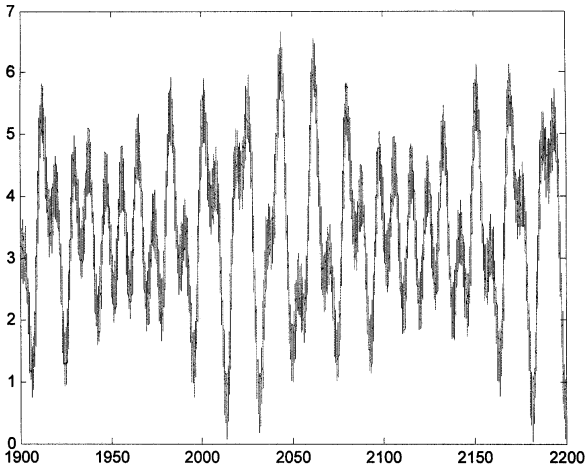


Рис. 5

R =

1.0000 0.2568

0.2568 1.0000

P =

1.0000 0.0065

0.0065 1.0000

Корреляция велика и максимальна из всех вариантов. Величина коэффициента матрицы p-значений примерно в семь раз меньше значения, при котором корреляция значима.

В результате данного исследования получен алгоритм, который можно использовать для прогноза сильных землетрясений. График сейсмической активности Земли до 2200 г изображен на рис. 5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котляр П. Е., Ким В. В. Положение полюса и сейсмическая активность Земли / РАН, Сиб. Отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. – Новосибирск, 1994. – II, 123с.

2. http:neic.usgs.gov/neis/epic

3. Иванов Н. Ю. Действие приливообразующих сил в Солнечной системе // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Тез. докл. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2008.

4. Жаров В. Е. Сферическая астрономия. – Фрязино, 2006. – 480 с.

5. Кононович Э. В., Мороз В. И. Общий курс астрономии. М.: Едиториал УРСС, 2004. – 544 с.

6. Проблемы солнечной активности. Под ред. Бумбы В. и Клечека И. Перевод с англ. М.: Мир, 1979. 267 с.

7. Svalgaard L. J. Geophys. Res. 77, 4027, 1972.

8. http://www.astronet.ru/db/moon/moontable.html?cur_year=2006&ph0=1&ph1=&ph2=1&ph3=

О ВЛИЯНИИ МЕХАНИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ ЗЕМЛИ НА ЦИКЛИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЗЕМНЫХ НЕДР

Иванов Н. Ю.

г. Воронеж, MixailMr@mail.ru

Рассмотрим движение Земли в системе Земля – Луна вокруг общего центра масс и вращение Земли вокруг собственной оси. Эти механические движения Земли нельзя рассматривать отдельно друг от друга. В данной работе исследуется их взаимодействие. С одной стороны, Земля представляет собой симметричный гироскоп, имеющий несвободное вращение по инерции. В приближенной теории гироскопа предполагается, что он быстро вращается вокруг оси динамической симметрии OZ (рис. 1), которая в свою очередь под действием приложенных к ней внешних сил медленно движется вокруг неподвижной точки O. Это движение оси гироскопа называется прецессией. С другой стороны, Земля в системе Земля – Луна должна вращаться вокруг оси центра масс MK (рис. 1), которая проходит в 4750 км от центра Земли. Данное движение можно представить как вращение несимметричного гироскопа (Земли) вокруг оси MK с периодом в сидерический месяц, равный 27,3 земных суток. На рис. 1 ось MK вращения центра масс системы Земля – Луна, является перпендикуляром к плоскости орбиты Луны, опущенным в точку C, находящейся на линии OO1, соединяющей центры Земли и Луны, на расстоянии OC = 4750 км от центра Земли. Начало системы координат XYZ совпадает с центром Земли в точке O, векторы X и Y расположены в плоскости экватора, а вдоль вектора Z направлен вектор L0 – момент количества движения относительно оси OZ. Отрезок DC перпендикулярен оси OZ, а плоскость P, содержащая точки C и D, параллельна плоскости экватора и перпендикулярна вектору L0. Оценим величину соответствующих моментов количества движения Земли. Имеется в виду момент относительно

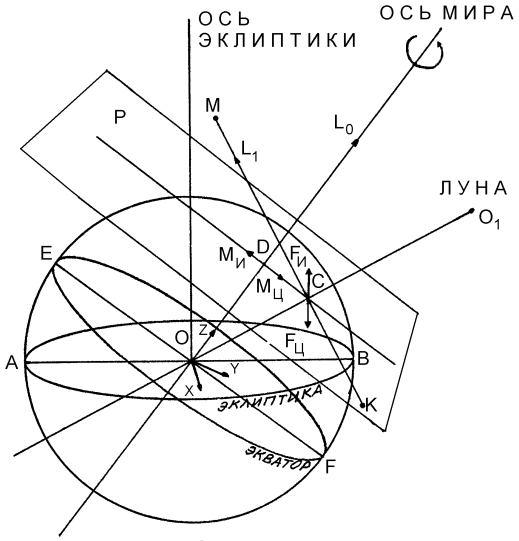


РИС. 1

оси OZ – L0 (собственный момент количества движения симметричного гироскопа) и момент относительно оси МК – L1 (момент количества движения Земли относительно центра масс системы Земля – Луна). Использовав теорему Гюйгенса – Штейнера при вычислении момента L1, после несложных вычислений получим – $L0 \approx 7*10^{33}$ (кг*м^2)/с, $L1 \approx 0{,}6*10^{33}$ (кг*м^2)/с. L0 превосходит L1 более чем на порядок. В данном случае рассматривается одновременное движение двух гироскопов с моментами L0 и L1 в общем, твердом теле Земли. Если векторы L0 и L1 параллельны, то вращение вокруг соответствующих осей будет происходить независимо друг от друга. Если векторы не параллельны, то, в нашем случае, возникает соответствующий момент силы Мц, действующий на ось Z, стремящийся устранить препятствие для вращения оси МК. В этом и проявляется взаимодействие механических движений Земли. Сила Fц является силой противодействия вращению вокруг оси OZ со стороны оси МК. Для собственного вращения Земли вокруг оси OZ, Fц является внешней силой, так как ось МК движется в теле Земли, при обращении вокруг нее Луны. Fц при движении Луны всегда будет находиться в плоскости Р, параллельной экватору и проекция Fц на ось OZ будет равна 0. Это следует из того, что, являясь силой противодействия вращению вокруг оси OZ, Fц будет направлена противоположно силе инерции Fи вращения вокруг оси OZ. Для твердого тела, каковым в данном случае является Земля, вращение будет происходить только вокруг той оси, которая будет иметь большую величину абсолютного значения проекции момента количества движения на противодействующую ось, по сравнению с абсолютным значением величины момента количества движения противодействующей оси и соответственно абсолютное значение проекции момента количества движения противодействующей оси на действующую ось должно быть меньше абсолютного значения момента количества движения действующей оси. Для твердого тела выполнение данного условия означает невозможность одновременного вращения вокруг двух непараллельных осей. Для Земли, в отношении момента L0, данное условие выполняется. То есть, в точке С величина силы инерции Fи вращения вокруг оси OZ будет больше величины силы Fц и поэтому точка С будет вращаться вокруг оси OZ. Но такое вращение с той же угловой скоростью, как и у точки С, будут иметь все точки Земли, так как Земля является твердым телом. По аналогичной причине точка О не будет вращаться вокруг оси МК. Поэтому вращение Земли вокруг оси МК происходить не будет. Действие силы Fц, в отсутствии вращения вокруг оси МК, будет определяться проекцией этой силы на ось OZ и соответствующим моментом этой силы – Мц. Запишем уравнение для L0 в проекции на ось Z для симметричного гироскопа из [1].

$$dL0/dt = Mz \quad (1)$$

где Mz – проекция на ось OZ момента М внешних сил, приложенных к гироскопу. В нашем случае Mz = 0. Это означает неизменность величины L0 с течением времени. Поэтому скорость собственного вращения Земли есть величина постоянная. Так как $L0 = Jz*\omega$, где Jz – момент инерции Земли относительно оси OZ, ω - угловая скорость вращения Земли. В случае, когда величина Мц не изменна, ось Земли OZ будет совершать регулярную прецессию. Величина момента внешних сил Мц, действующего на ось OZ и лежащего в плоскости Р, при движении Луны по орбите будет меняться от максимального значения в точках верхней и нижней кульминации до 0 в точках пересечения орбитой Луны плоскости экватора. Средняя величина Мц за период обращения Луны вокруг Земли не будет равной 0, потому что момент Мц всегда направлен в сторону орбиты Луны. Неравенство 0 средней величины Мц является причиной прецессии оси OZ. Возникнет уравновешивающий момент Ми, называемый гироскопическим моментом. Полумесячный период (имеется ввиду сидерический лунный месяц равный 27,3 земных суток) изменения величины Мц определяет так называемые нутационные колебания оси OZ или просто нутацию. Особенность данного периода нутационных колебаний в том, что он не связан с возмущениями орбиты Луны. Остальные периоды нутационных колебаний земной оси связаны с возмущениями орбиты Луны. Периоды в 18,6 и 9,3 лет возмущений орбиты Луны связаны соответственно с колебаниями плоскости лунной орбиты. Поэтому прецессия земной оси определяется движением Луны и ее можно назвать лунной прецессией. Нутационные колебания, за исключением одного периода, определяются возмущением орбиты Луны. Важным следствием взаимодействия механических движений Земли является движение по орбите вокруг Солнца центра Земли, а не центра масс системы Земля – Луна.

По современным представлениям большое влияние на собственный момент количества движения Земли оказывает приливообразующая сила Луны. Уменьшение скорости вращения Земли за счет действия прили-

вообразующей силы приводит к перераспределению моментов количества движения для Земли и Луны и расстояние между планетами увеличивается. Измерение расстояния между Луной и Землей за последние несколько десятков лет показывают, что в среднем за год увеличение расстояния составляет несколько сантиметров. Рассмотрим действие приливообразующей силы Луны, согласно рис. 1. Действие сил трения происходит в плоскости, параллельной плоскости Р, так как эти силы являются силами противодействия для сил инерции вращения. В силу большой сложности определения величины сил трения в теле Земли и соответственно определения величины момента этих сил, предположим, что момент количества движения сил трения, обусловленных приливообразующей силой, приложен в точке, принадлежащей отрезку ОС и по абсолютной величине не превышает значения L1. Тогда действие сил трения будет аналогично действию силы Fц и вызовет увеличение значения Мц и соответствующее увеличение гироскопического момента Ми. Кинетическая энергия системы Земля – Луна, а так же энергия сил трения, обусловленных действием приливообразующей силы затрачиваются в данном случае на создание гироскопического момента Ми, который противодействует моменту внешних сил. В случае регулярной прецессии ось OZ совершает равномерное вращение, так как равнодействующая всех сил на эту ось равна нулю. Направление вращения оси определяется вектором силы инерции собственного вращения.

Из приведенных выше рассуждений следует, что скорость вращения Земли за все время существования Земли и Луны не менялась, и, как следствие, не существовало перераспределения моментов количества движения между Луной и Землей – т. е. среднее расстояние между планетами было постоянным. Небольшое изменение расстояния между Луной и Землей, измеренное за последние несколько десятков лет, по мнению автора, является частью колебательного процесса, обусловленного инертностью процессов перераспределения моментов количества движения геосфер Земли.

Авторскому утверждению о неизменной скорости вращения Земли противоречит общеизвестный факт – вращение Земли замедляется в среднем более двух секунд на 100 лет. Выходом из этого противоречия, по мнению автора, является предположение о том, что в земных недрах происходит движение геосфер друг относительно друга. Поэтому имеет смысл говорить о замедлении вращения литосферы относительно звезд, а систему координат, связанную с Землей, располагать в мантии.

С движением геосфер в недрах Земли, под действием приливообразующей силы Луны, связано генерирование тепла. Основная масса тепла в литосфере выделяется не за счет сил трения жидкости и газов о твердую поверхность, а за счет торможения литосферных плит, относительно мантии. На границе мантия – внешнее ядро и границе внешнее – внутреннее ядро, помимо трения, обусловленного действием приливообразующей силы, имеется величина скачков плотности вещества, которые вызовут соответствующее увеличение приливообразующей силы. На границе мантия – внешнее ядро, нижняя граница слоя D» представляет собой расплав, поэтому трение будет происходить между двумя жидкостями, и там ее сила не будет представлять большой величины. Остаются два наиболее существенных источника генерации тепла: первый – торможение литосферы относительно мантии, второй – торможение внутреннего ядра относительно внешнего. Можно оценить величину торможения. В [2], в разделе о западном дрейфе геомагнитного поля, говорится, что Y- составляющая перемещается со скоростью $0,202^{\circ}$ в год, которая есть не что иное, как скорость вращения ядра относительно оболочки. С другой стороны в [3] указано, что при просвечивании ядра Земли были измерены разности времен пробега волн PKPbc и PKPdf по сейсмограммам 21 подземного ядерного взрыва на Новой Земле, зарегистрированные на станции Новолазаревская в Антарктиде. Полученные разности времен указывают на существование динамической неоднородности в верхней части внутреннего ядра, скорость движения которой составила более $5,7 * 10^{-4}$ м/с, что дает скорость дифференциального вращения внутреннего ядра относительно Земли в целом $1,3 \pm 0,5$ град/год. Так как перемещение Y- составляющей геомагнитного поля представляет разность движение литосферы и внутреннего ядра относительно мантии, то среднее торможение литосферы относительно мантии составит $1,1 \pm 0,5$ град/год.

Силикатная мантия по своему составу сходна с составом стекол. По этому поводу, Любимова Е. А. В [4], высказывает предположение о возникновении дополнительного механизма переноса тепла в стеклах путем лучистого или радиационного теплообмена. Исследование оптических спектров показало, что полоса пропускания света для исследованных стекол приходится как раз на интервал энергий, соответствующих температурам 1500-1800° С. Существование такой полосы свидетельствует о возникновении лучистого теплообмена, при котором передача энергии осуществляется электромагнитными колебаниями. В данном случае лучистый теплообмен понимается как часть теплового потока идущего от медленно разогревающегося ядра к мантии. Автор полагает, что при достижении температуры в мантии, при которой возможен лучистый теплообмен, происходит «термическая разгрузка» земного ядра. Она происходит под воздействием внешних факторов – ударов о поверхность Земли больших метеоритов или проведения мощных подземных ядерных взрывов. Здесь особую роль играет слой D». Этот слой является своеобразным мантийным отстойником, с резко выраженной анизотропией химического состава, и с большой степенью вероятности он оптически непрозра-

чен. При нагревании слоя D» от земного ядра, к определенному моменту времени он будет расплавлен, и тогда упругие продольные волны от ударов метеоритов смогут разрывать слой D» на значительных площадях поверхности жидкого ядра. В самом жидком ядре упругие волны будут создавать новые инерционные потоки, которые будут выносить на границу с мантией большие градиенты температур. Они создадут мощные потоки лучистой энергии, направленные от ядра через всю мантию до границ литосферы. Энергетическая светимость, пропорциональная четвертой степени термодинамической температуры тела, будет увеличена, по мнению автора, гигантским давлением земных недр. Ключевым моментом в данном процессе является поведение астеносферы при периодических «термических разгрузках» ядра. В принципе имеет смысл говорить о взаимодействии тепловых источников внутри Земли. При быстрой «термической разгрузке» ядра, мантия, сохранившая тепло, будет медленно охлаждаться. Уменьшение теплового потока достигнет астеносферы через время порядка 150-200 миллионов лет. Вязкость астеносферы будет увеличиваться, что приведет к торможению литосферных плит. В свою очередь, при торможении будет выделяться энергия, которая будет уменьшать вязкость астеносферы, что приведет к ускорению движения. При этом процессе торможения – ускорения литосферных плит в астеносфере будет выделяться энергия, значительно большая той, которая была до падения температуры в мантии. Процесс торможения – ускорения литосферных плит будет длиться примерно те же 150-200 миллионов лет. Потом произойдет полная остановка всех литосферных плит. Астеносфера полностью деградирует. Этот процесс займет примерно то же время. Оживление астеносферы произойдет тогда, когда придет тепло из мантии, которая в свою очередь получит тепло от медленно нагревающегося ядра. Начнется движение литосферных плит, и с его завершением, мы возвратимся к стационарному режиму тепловых источников внутри Земли, который заканчивает очередной цикл Вильсона. Циклам Бертрана соответствуют фазы состояния астеносферы. Циклы Штилле будут проявляться при движении отдельных литосферных плит при торможении или ускорении. «Сборка» и «разборка» континентов объясняется наличием силы Кориолиса при движении литосферы относительно мантии. Значительно упрощается описание геомагнитного поля, потому что отпадает необходимость в объяснении инверсий и экскурсов за счет внутренних причин. Если предположить, что твердое ядро является магнитом, то мы получим генерацию магнитного поля за счет действия приливообразующей силы и инерционных потоков в жидком ядре. Разница между инверсией и экскурсом магнитного поля будет состоять в следующем – при инверсии поля произойдет переполюсовка постоянного магнита, каким является твердое ядро от мощного удара метеорита, а при экскурсе магнитного поля этого не случится.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Б. В. Прикладная теория гироскопов. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1976. 400 с.
2. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л.: ЛГУ, 1978. 590 с.
3. Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН» №1 (16)`2001, с. 36-40. Отчет института динамики геосфер РАН. URL:http//www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2001/results_2000.idg.pdf
4. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 278 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА (территория России)

Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г.Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

Свекофеннский аккреционный ороген (пояс, домен), представляющий собой область новообразованной раннепротерозойской коры, сложен преимущественно комплексом пород ювенильного происхождения, где практически полностью отсутствуют признаки архейской коры [2]. Тектоническая обстановка формирования свекофеннид, как предполагается [4, 9, 11], отвечала условиям активной континентальной окраины. Граница между Свекофеннским аккреционным орогеном и архейским Карельским кратоном для территорий России и Финляндии выделяется как Раахе-Ладожская сутурная зона, протягивающаяся в Северную Швецию (зона Лулеа-Иоккмокк) и Норвегию (зона Феуске-Буде). Еще в 70-е годы XX века Раахе-Ладожская структура считалась основоопределяющей для идентификации зоны сочленения свекофеннид с архейским кратоном и ей придавалось важное металлогеническое значение [10, 12]. Она характеризовалась как множественная совокупность протяженных складок и разломов северо-западного простирания, отражающихся в гравиметрических полях [8]. По другим геофизическим данным [3] рассматриваемая структура представляется как сдвинутая в целом на северо-восток призма, в пределах которой широко проявлены зоны сдвиговых дислокаций раз-

ного порядка и простирания с доминированием северо-восточных и северо-западных направлений. Непосредственно контакт протерозоя и архея в ее пределах проходит по Янисъярвинскому разлому, имеющему по результатм МОВЗ ширину ~15 км и близкое к вертикальному падение [7]. Окончательное формирование Раахе-Ладожской зоны сочленения Свекофеннского домена и Карельского кратона, на всем своем протяжении представляющейся как дискретно развивавшаяся взбросо-надвиговая структура, завершилось 1,80-1,78 млрд лет назад [2]. Ее металлогения для российской территории определялась проявлением магматизма активной континентальной окраины (базальты и туфы соанлахтинской свиты, долериты; раннеорогенные габбродиорит-тоналитовый /Суйстамский/ и габбро-диоритовый /Кааламский/ комплексы), людиковийским (углеродсодержащие сланцы, доломиты) и калевийским (преимущественно турбидиты) осадконакоплением и коллизией, сопровождавшейся сдвиговыми дислокациями и метаморфо-метасоматическими процессами.

В пределах российской части Раахе-Ладожской зоны известно значительное число рудопроявлений нескольких рудных формаций, главным образом, вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического происхождения (табл.).

Таблица

Формационно-генетическая классификация оруденения зоны сочленения Карельского кратона и Свекофеннского аккреционного орогена

Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	**Элементы** (**главные**, *второстепенные)*	Месторождения Рудопроявления	**Прогнозные ресурсы** Содержания
Свекофеннская эпоха (2,1-1,65 млрд лет)					
Гидротермальный амагматический	Золото-теллуридная кварцевожильная в shear-зонах	Золото-халько-пирит-галенит-теллуридный	**Au, Ag, Te, Se, Cu, Pb** *Zn, Cd*	р. Ройконкоски	Au до 25 г/т
	Серебро-свинцовая кварцевожильная	Галенитовый	**Pb, Ag** Au, Zn	р. Вуохенлампи	Ag до 0,04% Au до 0,5 г/т
Гидротермально-метасоматический	Золото-арсенидная в березитоидах shear-зон	Золото-арсено-пиритовый	**Au, As,** Mo, Cu, Pb, Zn, Sb	р. Алатту, Пякюля, Янис	Au до 34 г/т P_3 – 40 т
	Cu-полиметалли-ческая с золотом в пропилитах shear-зон	Халькозин-галенит-сфалеритовый	**Cu, Zn, Pb,** Au, Ag, Ba, U	р. Фаддейнкелья Колас, Пячин-коски	Cu~1,6%, Pb, Zn~1%, P_3 – **n** тыс т Au до 175 г/т
	Медно-никелевая благороднометаль-ная в метапироксенитах shear-зон	Халькопирит-сперрилитовый	**Cu, Pt, Pd, Au, Ag** *Ni*	р. Сурисуо, Арамінлампи	МПГ до 1 г/т Au до 0,5 г/т Ag до 0,05%
Вулканогенно-осадочный	Золото-сульфидная	Золото-пиритовый	**Au,** Ag,	р. М.Янисъярви	Au до 1,5 г/т P_3 –10 т
	Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая	Молибденит-V-биотит-пиритовый	**V, Mo, Zn** Ag, Pb, Pt, Au	р. Леппясюрья Ковадъярви Ройконкоски	V_2O_5 – 0,27%, P_3 – 320 тыс т Mo – 0,06% P_3 – 70 тыс т

Примечание. м. – месторождение, р. – рудопроявление. P_{1-3}, – категории прогнозных ресурсов. Таблица составлена с использованием архивных и фондовых материалов ИГ КарНЦ РАН, ПГО «Севзапгеология», ТГФ Республики Карелия, ГТП «Невскгеология».

Оруденение вулканогенно-осадочного генезиса представлено *комплексной молибден-ванадиевой черносланцевой и золото-сульфидной рудными формациями.* Первая выделяется на базе многочисленных проявлений, наиболее крупными и перспективными из которых являются Леппясюрьское, Ковадъярвинское [1] и Ройконкоскское. Общей особенностью для них является приуроченность к толщам углеродсодержащих кварц-биотитовых и биотит-полевошпат-амфиболовых сланцев с горизонтами графитистых сланцев мощностью до 50-60 м, содержащими сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, кобальтин и др.), ванадистый (V ~1% в) биотит и имеющими аномально повышенные содержания ряда элементов (V, Mo, Co, Ni, Se, Cu, Pb, Zn, Ag, МПГ и др.). На *Леппясюрском рудопроявлении* выделяются три ярусно расположенные стратифицированные залежи высокоуглеродистых сланцев со средним содержанием V_2O_5 – 0,27% на мощность 16 м, прослеживающиеся по простиранию на 700 м. Рудная минерализация, образующая тонкорассеянную вкрапленность и микропрожилки в брекчиевидных разностях сланцев, помимо высоких содержаний главных рудных элементов (V – 0,27%, Mo – 0,06%), сопровождается повышенными концентрациями Co (до 0,05%), Ni (0,15%), Sc (до 150 г/т), Pd (до 0,3 г/т), Ag (до 10 г/т), Ce, Y, Mo, Cu, Pb, As, Sb, Bi, Se и др. Прогнозные ресурсы категорий P_1+P_2 для всей зоны оценены в количестве – 320 тыс т V_2O_5 и 100 тыс т Mo [1].

Преобладающим генетическим типом оруденения в российской части Раахе-Ладожской зоны является гидротермально-метасоматический, к которому относится большинство установленных здесь рудопроявле-

ний, значительная часть которых имеет благороднометальную специализацию (табл.). *Золото-арсенидная в березитоидах* и *медно-никелевая благороднометальная в shear-зонах* рудные формации по аналогии с благороднометальным оруденением на сопредельной территории Финляндии представляются наиболее перспективными в промышленном аспекте.

К *золото-аресенидной в березитоидах shear-зон* рудной формации относятся несколько проявлений в золоторудном поле Алатту-Пякюля-Янис, приуроченном к тектонически активной зоне, испытавшей интенсивные многофазные сдвиговые деформации.

Благороднометальное оруденение локализуется в золоторудоконтролирующем структурно-вещественном комплексе, представленном системой сдвиговых дислокаций в суйстамских тоналитах и ладожских турбидитах и приуроченных к ним сингенетичных изофациальных метасоматитов – березит-пропилитового ряда в габброидах, амфиболовых сланцах и скарноидах. Мощность дискретных, но пространственно сближенных элементарных сдвигов преимущественно северо-восточного простирания варьирует от 3-5 см до 3 м, а формируемых ими зон до 50 м при прослеженной протяженности 500 м. Рудная минерализация в метасоматитах представлена несколькими генерациями арсенопирита, халькопирита, пирита, пирротина, марказита, мельниковита, сфалерита, галенита, блеклой руды, гудмундита, антимонита, самородной сурьмы, ульманнита, сурьмяных сульфосолей свинца, электрума и самородного высокопробного (940-980) золота [5]. Наиболее высокие его содержания золота – до 33 г/т приурочены к местам максимального проявления дислокационных дефектов в породах и минералах, где они подверглись сначала брекчированию, а затем сдвиговым деформациям и метасоматозу. Кроме самородного золота главными золотосодержащими минеральными фазами являются арсенопирит (до 250 г/т), гудмундит (Au –0,01%), самородная сурьма (Au –0,25%). Размерность выделений золота варьирует от <1 мкм до 0,2 мм. В рудах также содержатся: Ag – до 0,22%; As – 0,11->1%; Sb – до >1%; Bi – 0,3%; Pb – 0,001->1%; Zn – до >1%; Mo – до 0,3%; Cu – 0,003->1%; Cd – до 0,02%; B – до 0,1%; Sn – до 0,0015%. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 на проявлении Пякюля составляют ~20 т, а в целом по рудному полю ~ 40 т.

Медно-никелевая благороднометальная в метапироксенитах shear-зон рудная формация представлена рудопроявлениями Сурисуо и Араминлампи в габбро-диоритовых интрузиях Кааламсокого комплекса.

На проявлении *Араминлампи* медно-никелевая минерализация локализована в зоне контакта амфиболизированных пироксенитов с оливиновыми пироксенитами и представляет собой неравномерно распределенную сингенетичекую вкрапленность пирротина и халькопирита. Отмечаются также зоны с богатым эпигенетическим оруденением, содержание пирротина в которых варьирует от 10 до 50%, а содержания халькопирита достигают 1%. Мощность отдельных рудных зонок изменяется от 10-20 см до 2-3 м при суммарной мощности всей оруденелой зоны 11 м. Оруденение гнездово-вкрапленное, местами прожилковое представлено преимуществено пирротином, халькопиритом, пентландитом и ильменитом. В незначительных количествах содержатся валлериит, молибденит, сфалерит. Средние содержания меди в эпигенетических рудах составляют 0,1-0,22%, никеля – 0,03-0,08%, кобальта 0,01-0,03% [6]. Среди эпигенетического оруденения в тектонических зонах выделяется кварцевожильное с самородными висмутом и серебром (до 500 г/т), содержащее также золото (0,2 г/т).

Рудопроявление *Сури-суо* локализовано в одноименном массиве, расположенном в 1,5 км северо-западнее Кааламской интрузии. Оруденение локализовано в зонах сдвиговых дислокаций и смятия в метасоматически преобразованных пироксенитах и габброидах. Рудовмещающие в различной степени подсланцованные и биотитизированные (±хлорит, карбонат, кварц) порфиробластические амфиболизированные пироксениты и их оливинсодержащие разновидности имеют повышенные содержания меди (0,2-1,0%), никеля (0,01-0,1%), кобальта (до 0,05%), платины (0,19 г/т), палладия (0,3г/т), золота (0,034 г/т). Мощность рудных зон в пироксенитах, содержащих халькопирит, пирротин, пирит, пентландит, виоларит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин, ильменит, магнетит, арсенопирит, самородные платину, золото и серебро, сперрилит, висмутотеллуриды, минералы системы Pd-Bi-Te (майченерит, котульскит, соболевскит, фрудит), англезит и барит составляет 3-14 м.

Гидротермальное амагматическое оруденение по состоянию изученности имеет ограниченное распространение в рассматриваемой структурной зоне. К нему относятся два рудопроявления – Ройконкоски (*золото-теллуридная кварцевожильная в shear-зонах* рудная формация) и Вуохенлампи (*серебро-свинцовая кварцевожильная*).

Рудопроявление *Ройконкоски* представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадолеритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR_1. Рудоносные жилы (общим числом 5-6 в пределах карьера) имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на юго-запад – запад. Они приурочены к осевым частям зон сдвиговых дислокаций мощностью до 1-1,5 м и видимой протяженностью в плане до 70-100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Рудная минерализация в жилах подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пирито-

вую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометальную с интерметаллическими соединениями. Ведущими среди них на золото и серебро являются две последние ассоциации. Содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10% и соответственно содержания меди и свинца – 5%, цинка, висмута – 1%, селена – 219 г/т, теллура – 171 г/т, сурьмы – 3 г/т, мышьяка – 5 г/т, серебра – >0,1%, золота – 25,28 г/т. Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудоносными карбонат-кварцевыми жилами, по данным бурения интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Mo – 0,022-0,046%, Cu – 0,05%, Pb – 0,032%, Zn – 0,05%, V – 0,1-0,15%, Ag – 1-3 г/т, Au и элементов платиновой группы. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковелин, галенит, клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, осмиридий, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~35%), никель, железо, олово (Pb – 5%), свинец (Sb – 7%, Sn – 5%), серебро. Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в области сочленения Карельского кратона (AR_2) и Свекофеннского аккреционного орогена (PR_1). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (селенистый галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

Среди охарактеризованных рудных формаций ведущими являются *комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая* и *золото-арсенидная в березитоидах shear-зон,* масштабное проявление которых обусловливалось особенностями строения и геологической эволюции зоны сочленения Свекофеннского аккреционного орогена и архейского Карельского кратона в ее российской части. Широкое проявление в ее пределах по геолого-геофизическим данным сдвиговой тектоники являлось одним из главных рудогенерирующих факторов, определявших формирование оруденения в shear-зонах с преимущественно благороднометальной специализацией. Это происходило при условии наложения дислокационно-метасоматических преобразований на рассеянную рудную минерализацию базовых золоторудных формаций – черносланцевой, порфировой и сульфидной медно-никелевой. В этом аспекте выделяемые рудные формации shear-зон соответствуют мезотермальному орогеническому типу золоторудных месторождений по международной классификации. Именно с этим типом оруденения связаны главные промышленные перспективы на золото сопредельных с Северным Приладожьем территорий Финляндии.

Таким образом по совокупности приведенных данных зона сочленения Свекофеннского аккреционного орогена и архейского Карельского кратона представляется перспективной на благороднометальное оруденение мезотермального орогенического типа на всем своем протяжении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонова Н.А., Духовский А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет. ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск. 1989.

2. Балтыбаев Ш.К. Свекофенниды Фенноскандии: пространственно-временная корреляция эндогенных процессов. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Спб. 2005. 454 с.

3. Генке А.А., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Глубинное строение и сейсмичность юго-восточного склона Фенноскандинавского щита // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Тез. докл. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2002. с. 61-62.

4. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геол. металлогения. 1993. № 1. С.7-37.

5. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // ДАН. 2002. Т. 384, №2. С. 232-237.

6. Макарова Г.В., Леонтьев А.Г., Аксентьева Л.А. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель, кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969-70 гг. 1971. Фонды КГЭ.

7. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. вып.7. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2004. с. 55-74.

8. Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Reasearch. 1993. V.64. P.295-309.

9. Gaàl G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. V.35. № 1. P.15-25.

10. Kahma A. The vain metallogenic features of Finland // Bull.Com. Geol. Finl. 1973. N 265. p.1-29.

11. Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precambrian Research. 1997. V.86. № 1-2. P.21-44.

12. Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1980. № 304. 58 p.

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АСЕЙСМИЧНЫХ ХРЕБТОВ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Илларионов В.К.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, lab303@ifz.ru

Изучение осадочных толщ асейсмичных поднятий восточной части Индийского океана (ИО) на примере Западно-Австралийского хребта (ЗАХ) и плато Кергелен позволило проследить историю геологического развития этих структур в течение длительного времени, начиная с мезозоя. В результате анализа батиметрических и геолого-геофизическиз данных в Центральной котловине (ЦК) ИО были изучены морфоструктуры хребта Ланка и плато Осборн. Было установлено, что в развитии структур ЦК и асейсмичных поднятий восточной части ИО прослеживаются общие закономерности. Все они длительное время развивались в условиях мелководного режима осадконакопления в непосредственной близости от крупных участков суши, которые служили источником размыва и сноса мелководных осадков. В третичный период мелководный режим осадконакопления сменился на глубоководный и поднятия испытали дифференцированные погружения до современных глубин.

1.ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

ЗАХ имеет резко асимметричное строение. Южный склон представляет собой сброс осложненный ступенями. Северный – полого наклоненный к северу, покрыт стратифицированной толщей осадочных отложений, в строении которой было выделено три региональных сейсмоакустических комплекса (СК). Верхние два комплекса, вскрытые глубоководным бурением датируются как кайнозойский и меловой (бурение было остановлено в известняках сантона). Особый интерес представляет возраст нижнего СК незатронутого бурением. По ряду косвенных признаков он может быть определен как юрский. В пользу этого предположения свидетельствует скоростная характеристика пород нижнего СК – 4,1-4,4 км/с, поскольку юрские отложения, установленные во многих регионах Мирового океана, характеризуются аналогичными или близкими по значению скоростями продольных волн. Акустический фундамент характеризуется скоростями продольных волн 6,1-6,3 км/с. Общая мощность коры ЗАХ достигает 20 км (рис. 1).

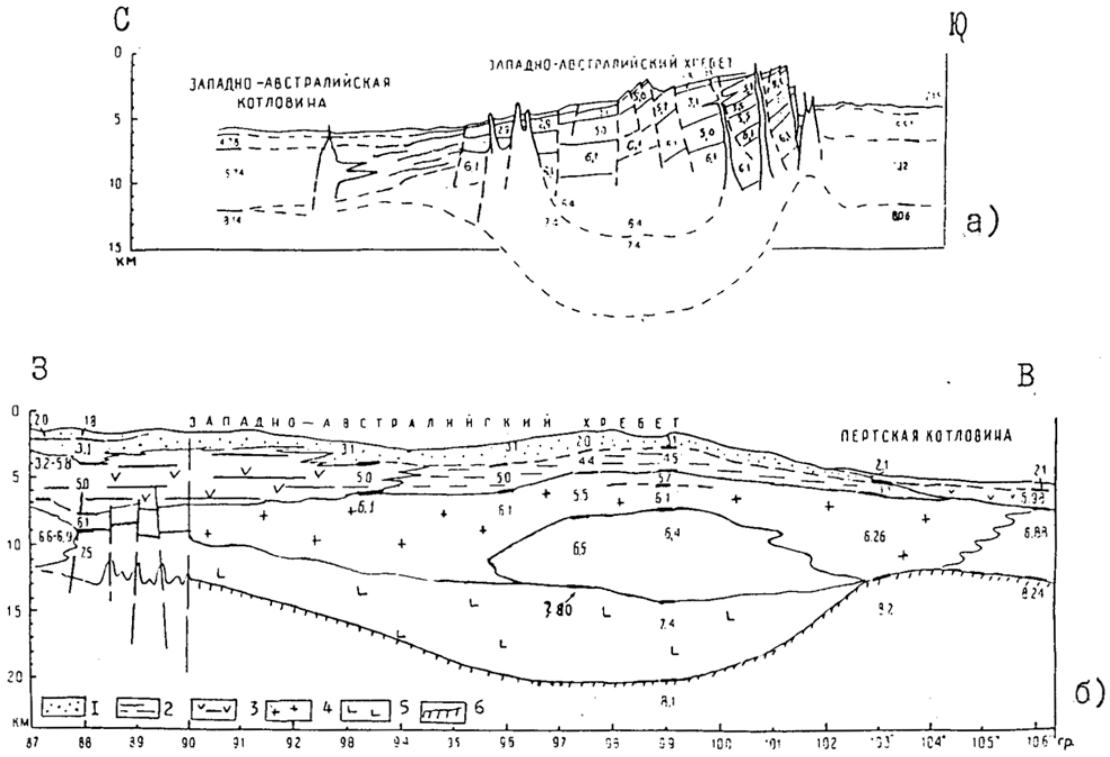


Рис. 1. **Сводные геолого-геофизичесиие разрезы предполагаемого строения коры Западно-Австралийского хребта а) по меридиональному профилю, б) по субширотному профилю.**

1 – мел-кайнозойские отложения; 2 – предполагаемые юрские отложения; 3 – предполагаемый эффузивно-базальтовый комплекс с прослоями осадков; 4 – предполагаемый гранито-гнейсовый слой; 5 – предполагаемый гранулит-базитовый слой; 6 – граница верхней мантии по данным ГСЗ

Сейсмостратиграфический анализ условий формирования выделенных СК позволяет заключить, что северный склон ЗАХ представлял область длительного, предположительно с юрского периода, развития палеошельфа древнего участка суши и (или) эпиконтинентального моря, свойственного переходным зонам от континента к океанам «пассивного» типа. С олигоцена эта область испытала значительное погружение.

2. ПЛАТО КЕРГЕЛЕН

По профилю ориентированному вкрест простирания плато Кергелен представляет собой расчлененную глыбо-сбросовую структуру. Банка Банзарэ с минимальной отметкой глубины 185 м выступает в роли центра симметрии, распределяя осадочные бассейны по обе стороны от нее (рис.2). К северо-востоку от банки Банзарэ расположено два осадочных бассейна – Рагат и Лабуан. Анализ сейсмоакустических и геологических данных позволили выделить в строении осадочной толщи бассейна Рагат четыре СК и предположить, что фундамент бассейна сложен метаморфическими и кристаллическими породами кислого и основного состава, которые обнажаются на склоне банки Банзарэ, что позволяет рассматривать южный блок плато Кергелен как структурный выступ материковой окраины Антарктиды.

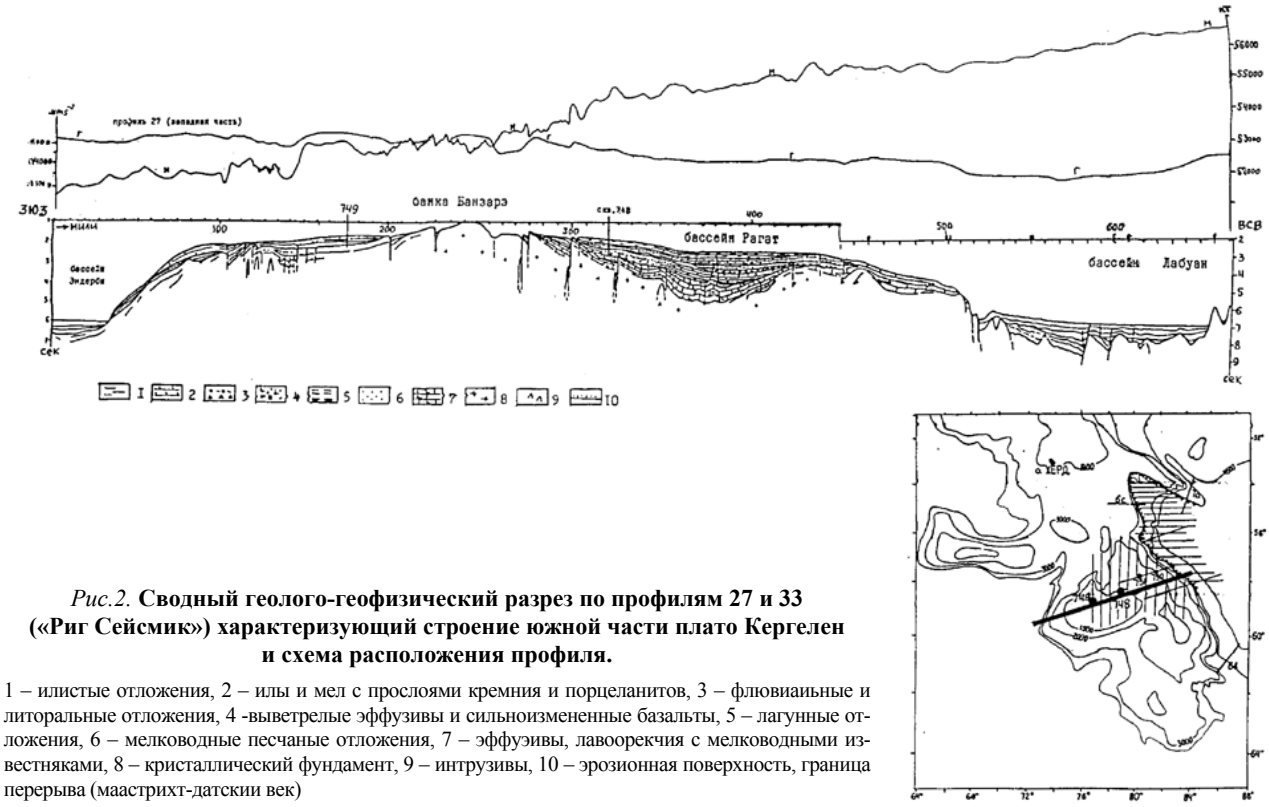


Рис.2. **Сводный геолого-геофизический разрез по профилям 27 и 33 («Риг Сейсмик») характеризующий строение южной части плато Кергелен и схема расположения профиля.**

1 – илистые отложения, 2 – илы и мел с прослоями кремния и порцеланитов, 3 – флювиаильные и литоральные отложения, 4 -выветрелые эффузивы и сильноизмененные базальты, 5 – лагунные отложения, 6 – мелководные песчаные отложения, 7 – эффуэивы, лавоорекчия с мелководными известняками, 8 – кристаллический фундамент, 9 – интрузивы, 10 – эрозионная поверхность, граница перерыва (маастрихт-датскии век)

Четвертый (нижний) СК сложен, в основном, мелководными известняками раннемелового возраста. Третий СК изучен достаточно полно, что позволяет расчленить его на литолого-стратиграфические единицы и проследить в них фациальные замещения по латерали с запада на восток. В нижней части комплекса в этом направлении прослеживается замещение флювиальных фаций лагунно-литоральными, а в верхней части наблюдается переход от литорально-мелководных к мелководным отложениям. Смена вверх по разрезу указанных типов фаций свидетельствует о развитии в регионе прогрессирующей трансгрессии приходящейся на позднемеловое время.

Второй СК залегает на поверхности размыва, который соответствует перерыву в осадконакоплении в бассейне Рагат на рубеже мел – палеоцена. Он сложен относительно глубоководными (батиальными) отложениями. Возраст этих отложений установлен от палеоцена до среднего эоцена.

Верхний СК сложен типично морскими (илистыми) отложениями, который с перерывом в осадконакоплении залегает на породах нижележащего СК. Установленное относительно согласное залегание верхних двух комплексов, свидетельствует о спокойной тектонической обстановке, существовавшей в среднеэоценовое время. Это положение важно в связи с тем, что в плейттектонических построениях с перерывом в осадконакоплении, установленном на границе двух верхних комплексов, связывают начало развития рифтогенеза и последующего отделения Кергелена от ЗАХ. Развитие этих катастрофических процессов трудно увязать с той спокойной тектонической обстановкой, которая существовала в указанное время.

Таким образом, в развитии южной части плато Кергелен, можно выделить три этапа. Первый, раннемеловой характеризуется широким развитием эффузивного магматизма в субаэрально-мелководной обстановке. Второй позднемеловой, установился после длительного перерыва, он отвечает геократическому режиму, который определял условия осадконакопления на больней части южного Кергелена. Третий этап наступил на рубеже мел – кайнозоя. Он характеризуется сменой условий седиментации, преимущественно на глубоководные, в относительно спокойной тектонической обстановке.

3. СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

Изучение морфоструктуры обширного поднятия, расположенного к западу от плато Осборн (известного в литературе как хребет Ланка) позволили выделить в его строении западную и восточную части, различающиеся по своему строению. Восточная часть представляет собой систему расположенных кулисообразно островершинных гряд и желобов. Простираясь от 6° 30′ ю.ш. в южном направлении, эта система на широте плато Осборн (11° ю.ш.) отклоняется к югу – юго-западу, как бы огибая плато с запада, и выклинивается на широте 13° ю.ш. В тектоническом отношении эта узкая сложнорасчлененная зона, представляет собой разлом, который, учитывая его географическую принадлежность к 85° в.д., можно назвать «Разломом 85°». Этот разлом отделяет хребет Ланка от одноименной котловины, расположенной к востоку от него.

Западная часть поднятия является собственно хребтом Ланка. Для него характерно мозаично блоковое строение, что подчеркивается извилистыми контурами изобаты 5 тыс. м., огибающей хребет с запада и примерно совпадающий с его подножьем. Наибольший интерес представляет строение южного блока, который на широте 14° – 15° ю.ш. в плотную смыкается с плато Осборн. Между ними, по имеющимся батиметрическим данным, прослеживается седловина с глубинами порядка 4600 м. не затронутая разломом 85°.

На СРТМ «Хийуранд» в 1989 г. (Гутников А.С.) драгированием были обследованы склоны южного блока хребта Ланка. На его северном склоне на 12° ю.ш. были установлены выходы вулканических пород и под чехлом современных рыхлых отложений обнаружены участки более древних образований – плотных глин, аргелитов, органогенных известняков. На южном склоне хребта на 14° ю.ш. с глубины 4454 м. были подняты образцы тектонической брекчии, состоящие из обломков глинистых пород с останками органики (радиолярии датируемые мезозоем).

Таким образом, учитывая, что между южным блоком хребта Ланка плато Осборн прослеживается структурная связь и общие черты строения осадочных толщ, можно говорить об их морфогенетичесоком единстве. Исходя из этого, можно предположить существование обширной реликтовой структуры на месте современной центральной котловины. Эта структура, так же как и асейсмичные поднятия восточной части ИО, в своем развитии испытало мелководную фазу развития, сменившуюся в среднем эоцене устойчивыми дифференцируемыми блоковыми погружениями, приведшими, в конечном счете, к современному облику дна Центральной котловины.

О ВАРИАЦИЯХ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПОКАЗАТЕЛЕЙ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ КЕРНА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ И ПОРОД-АНАЛОГОВ КЕРНА СГ-3 ИЗ ОБНАЖЕНИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА

Ильченко В.Л.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Считается, что кристаллические щиты являются прочными и стабильными участками, наиболее перспективными и пригодными, в том числе, и для захоронения в них высокотоксичных отходов [1]. Кристаллические платформенные основания и щиты отличаются сложно-складчатым строением и частой сменой по разрезу петрографического состава при небольшом наборе породных разновидностей (в нашем случае преобладают гнейсы и гнейсограниты), исторически обусловленными процессами становления этих геологических образований. Кроме того, такие районы характеризуются низкой сейсмичностью и глубокой древностью пород. Древность предполагает накопление большого количества информации, обусловленной различными видами геохимического и силового воздействия на горные породы и слагаемые ими структуры. Всевозможные виды воздействия на породу отражаются в степени её метаморфизма, а физические характеристики во многом зависят от её напряженно-деформированного состояния, прямым отражением которого является анизотропия упругих свойств породы.

На Центрально-Кольском мегаблоке лучше всего в плане исследования анизотропии упругих свойств (и других физических характеристик) изучен разрез, вскрытый Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3) [2]. После проведения работ по проекту МПГК-408, цель которого состояла в сопоставлении всеми доступными научными методами керна СГ-3 с его аналогами из обнажений коренных пород на поверхности [3], были

сделаны некоторые новые выводы. Один из них заключался в том, что распределение керна по степени анизотропии упругих свойств может быть описано графиком затухающего колебания, откуда следует, что в совокупность параметров, контролирующих геодинамику данного мегаблока, входит волновая компонента [4]. Для образцов-аналогов из обнажений коренных пород с поверхности аналогичная зависимость описывалась кривой, похожей на график степенной функции. Тогда же было высказано предположение, что такая зависимость может быть обусловлена способом отбора образцов – неравномерным распределением точек отбора по довольно обширной площади (от провинции Сёр-Варангер в Норвегии до Ура-губы – Мурманский блок), в то время как керн СГ-3 был опробован по всему разрезу с шагом около 100 м и «нанизан» на траекторию скважины, что равносильно отбору образцов по почти прямому профилю.

В ходе заключительных работ по проекту МПГК-408, из архейского обрамления Печенгской структуры было отобрано 110 ориентированных образцов с шагом около 200 м по субширотно ориентированному профилю от п. Печенга до оз. Ларасъярви (рисунок). Протяженность профиля составила более 22 км. Этот профиль трассирует восточную часть Лиинахамарского блока и почти весь Суормусский блок (являющиеся составными частями Центрально-Кольского мегаблока). Оценка тектонизированности пород этого района комплексным методом (в том числе и их анизотропии упругих свойств по скоростям распространения продольных волн) была проведена ранее исследователями ИГЕМ РАН и ОИЯИ [5]. Геология этого района ранее было хорошо изучена геологами из ВСЕГЕИ [6].

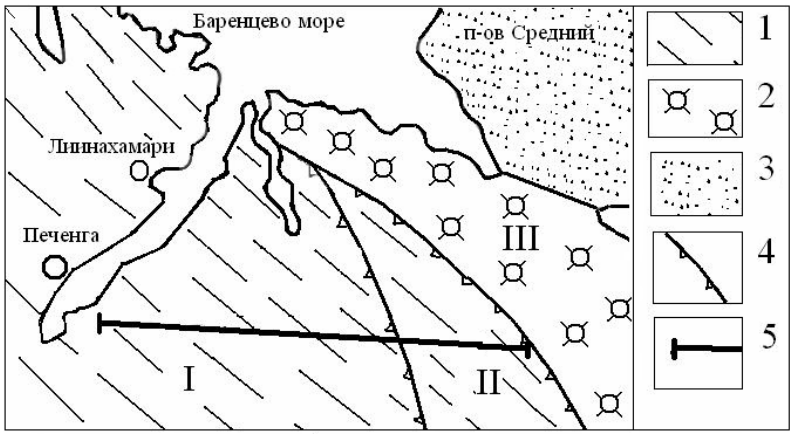


Схема расположения профиля отбора образцов.

1 – архейские биотитовые гнейсы, мигматиты и амфиболиты Лиинахамарского (I) и Суормусского (II) блоков, 2 – архейские гранитогнейсы и эндербиты Мурманского (III) блока, 3 – рифейские осадки, 4 – разломы, 5 – линия профиля

В описываемой здесь работе образцы были изучены посредством акустополяризационного метода, суть которого, а также формулы для вычисления анализируемых показателей анизотропии упругих свойств пород и способ определения плотности, изложены в статье Ильченко В.Л. «Петрофизические особенности нижнего расслоенного горизонта Панского массива (Кольский полуостров)», опубликованной в настоящем сборнике.

Для всех образцов были проанализированы геологические параметры (азимут и угол падения) залегания пород и вариации пространственного положения (азимут и угол падения) главных плоскостей упругой симметрии. Затем была вычислена разность между геологическими элементами залегания пород и пространственным положением их плоскостей упругой симметрии для азимута $\Delta A_{пд.}$ и для угла падения $\Delta \angle_{пд.}$, что также вынесено на соответствующие графики.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Геологами из ВСЕГЕИ [6] ранее было установлено, что в пределах Лиинахамарского блока с запада на восток уменьшается глубина эрозионного среза. Профиль, по которому были отобраны описываемые здесь образцы, проложен субширотно и отражает, скорее, уменьшение с запада на восток степени эродированности поверхности, которая подчеркивается вариациями сложности рельефа и возрастанием в восточном направлении высотных отметок профиля над уровнем моря. Это возрастание начинается довольно резко после участка, который приблизительно соответствует разломной зоне, отделяющей Лиинахамарский блок от Суормусского.

Результаты акустополярископии Большинство акустополяриграмм имеет характерную для гнейсов и гнейсогранитов форму, почти все образцы проявляют эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) плоскостного типа (свойственный породам с гнейсовидными текстурами) [7]. Не взирая на неоднородность петрографического состава и частую смену пород по профилю, на обоих рисунках читается тенденция к уменьшению в образцах с запада на восток показателей анизотропии. При этом величины показателей анизотропии с запада на восток имеют волнообразный характер вариаций. «Волны» Лиинахамарского блока имеют «длину» (как расстояние между соседними минимумами) приблизительно 6.5 км и «амплитуду» – максимальное значение величины показателя A_p варьирует в пределах 50-60%, B – 35-45%. На Суормусском блоке также можно выделить две «волны» «длиной» около 2.2 км и «амплитудами» для A_p в пределах 15-25%, для B – 20-30%.

В зоне контакта Суормусского и Лиинахамарского блоков (особенно это проявлено в значениях показателя анизотропии В) наблюдается «сбой», смена западного «мотива» восточным. Отсюда вытекает, что эти блоки, как автоколебательные системы [10], развивались каждый в своём собственном волновом режиме [11].

Данные о вариациях плотностных характеристик образцов по профилю дают достаточное представление о петрографической неоднородности разреза. Подавляющее количество образцов имеет плотность в интервале значений 2.6-2.8 г/см^3 (при средней плотности пород для Балтийского щита 2.72 г/см^3 [12]). По плотностным характеристикам Лиинахамарский блок почти не отличается от Суормусского, за исключением нескольких образцов, отобранных из пластовых тел амфиболитов. Явных признаков какой-либо периодичности в чередовании петрографических разностей по профилю не обнаружено.

Исследование вариаций значений $\Delta A_{пд.}$ и $\Delta \angle_{пд.}$ имело своей целью оценить, как сильно отличается пространственное положение (элементы залегания) породных тел от определенного акустополяризационным методом пространственного положения плоскостей упругой симметрии образцов.

Совпадение элементов залегания породы (текстуры) с положением плоскости упругой симметрии может означать, что такая порода либо всё время своего существования находилась в неизменном поле напряжений, либо обладает несокрушимой прочностью и жёсткостью, на которые никак не могут повлиять тектонические процессы, что крайне сомнительно. Тем не менее, около 25% изученных образцов показали совпадение элементов залегания плоскости упругой симметрии с элементами залегания и текстурой геологических тел, из которых были отобраны эти образцы. Отсюда вытекает, что избирательность воздействия геодинамических процессов на породы в пределах отдельных геоблоков в их границах оставалась практически неизменной на протяжении всей истории их существования.

Подобная же картина наблюдалась при сопоставлении пространственного положения (относительно оси керна) текстурных особенностей и плоскости анизотропии (то же, что и плоскость упругой симметрии) образцов керна СГ-3 [2]. Там (в СГ-3) наибольший разброс значений приходится на тектонизированные интервалы: 1.2-2.1 км, зона Лучломпольского разлома и др. Все эти интервалы являются концентраторами избыточных напряжений, сохранившихся со времени тектонических событий, поскольку тамошние породы отличаются повышенной вывалоопасностью в стенках скважины и высокими значениями анизотропии упругих свойств [2]. Не исключено, что породы изученного профиля также, в соответствии с вариациями показателей анизотропии упругих свойств и значений $\Delta A_{пд.}$ и $\Delta \angle_{пд.}$ также являются концентраторами напряжений.

При изучении керна из зоны Лучломпольского разлома было установлено, что этот интервал представляет собой пачку тектонических пластин. Вариации значений анизотропии упругих свойств в пачке тектонических пластин имеют волнообразный характер распределения по разрезу и величина показателей анизотропии пород в отдельной пластине максимальна в краевых частях (у основания и кровли), минимальна во внутренних, а пространственное положение плоскости упругой симметрии образцов с ориентировкой их текстур в большинстве случаев совпадает [13]. Примерно то же самое наблюдается в породах исследованного здесь профиля.

ВЫВОДЫ

1. Сопоставление величин анизотропии упругих свойств образцов с относительными высотами их точек отбора показало наличие здесь обратной корреляции. В большинстве случаев, чем выше над уровнем моря точка отбора образца, тем менее он анизотропен. Таким образом, чем выше значение показателя анизотропии упругих свойств породы, тем более она подвержена разрушительному экзогенному воздействию и наоборот.

2. Индивидуальный характер волнообразного распределение анизотропии упругих свойств пород в соседних геоблоках (Лиинахамарском и Суормусском) подтверждает гипотезу [11] о наличии волновой компоненты в совокупности сил, контролирующих геодинамическую эволюцию литосферы.

3. Исследование вариаций значений $\Delta A_{пд.}$ и $\Delta \angle_{пд.}$ образцов показало, что динамическое воздействие на горную породу в масштабе геоблока, влекущее за собой изменения в пространственном положении её элементов упругой симметрии, происходит избирательно и избирательность, по-видимому, носит консервативный характер.

4. Установление предпосылок возникновения упомянутой выше избирательности может стать полезным при инженерно-геологических изысканиях, направленных на оценку литосферных блоков, рассматриваемых для строительства в них стратегических объектов и сооружений с весьма длительными сроками эксплуатации (могильники РАО и т.д.).

За помощь при выполнении данной работы автор весьма признателен сотрудникам ГИ КНЦ РАН Ф.Ф.Горбацевичу, П.К.Скуфьину и Н.Е.Козловой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 03-05-64169, 07-05-00100-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Омельяненко Б.И. и др. Новые подходы к подземному захоронению высокоактивных отходов России. //Геоэкология. 2000. №-1. С.3-12.

2. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. – М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. – 260 с.

3. Inaugural meeting of IGCP project N408: comparison of composition, structure and physical properties of rocks and minerals in the Kola Superdeep borehole (KSDB) and their homologues on the surface. //Episodes, 1998, v.21, N4, p.266.

4. Ильченко В.Л. О наличии волновой компоненты в вариациях анизотропии упругих свойств образцов керна Кольской сверхглубокой скважины. //Сборник трудов XV сессии Российского акустического общества, т.1.- М.: ГЕОС, 2004, с.313-316.

5. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В. и др. Сопоставление архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины и их аналогов с поверхности по результатам структурно-петрологических, петрофизических и нейтронографических исследований. //Петрология, 2002, т.10, №1, с.30-45.

6. Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. – Л.: Недра, 1986. – 228 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т. Труды, новая серия, т. 335).

7. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. – Апатиты, 1995, 204 с.

8. Горбацевич Ф.Ф., Балаганский В.В., Иванова Н.Г. Акустополяриметрия и определение упругой симметрии горных пород. (Методические рекомендации). – Апатиты, 1990, 84 с.

9. Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л. и др. Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ».//Физика Земли, 2002, №-7, с.46-55.

10. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию (опыт адаптации теории структур к геологической практике). – Апатиты, 1996, 185 с.

11. Ильченко В.Л. Волновые аспекты тектонической расслоенности литосферы, их роль в геодинамике и возможном прогнозе землетрясений. /Геофизика XXI столетия: 2005 г. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В.Федынского (3-5 марта 2005 г., Москва).- М.: Научный мир. 2006.- с.213-220.

12. Петрофизика. Справочник. В трёх книгах. Книга третья. Земная кора и мантия. /Под ред. Н.Б.Дортман.- М.: Недра, 1992. 286 с.

13. Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Анизотропия упругих свойств керна и состояние пород околоствольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. №3, 2005, с.1-11.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА ПАНСКОГО МАССИВА (Кольский полуостров)

Ильченко В.Л.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Западно-Панский расслоенный ультрамафит-мафитовый массив является частью раннепротерозойского Фёдорово-Панского комплекса. Массив этот имеет протяженность около 30 км, максимальную мощность 3840 м и юго-западное падение под углами 30-40^0. Он представляет собой пластовое тело, сложенное, главным образом габбро-норитами, среди которых выделяют два горизонта интенсивно расслоенных пород: нижний (НРГ) и верхний (ВРГ) расслоенные горизонты [1]. В пределах НРГ (имеющего мощность 40-80 м) локализован Северный платиноносный риф. Характерной чертой НРГ является чередование пластов и протяженных линз разнозернистых габброноритов, лейкогаббро, анортозитов, норитов и ортопироксенитов [1]. При этом расслоенность НРГ лишена какой-либо ритмичности и представляется в значительной мере условной [2].

Помимо прочего, в НРГ обращают на себя внимание формы обособления некоторых местных пород и их механические свойства. В частности здесь (впрочем, как и в других частях Панского массива) имеют место небольшие (до 10 м) участки (тела) с чёткими, напоминающими зоны закалки границами (изометричные или продолговатые по форме), сложенные довольно рыхлой породой. Зона закалки представляет собой хрупкую мелкозернистую корку 2-4 см толщиной, разбитую со стороны дневной поверхности образующими многоугольники трещинами. Под коркой порода из этих участков выглядит так, словно из неё вынесен цемент и остались лишь кумуляты кристаллов породообразующих минералов. Эти участки выделяются в рельефе массива и представляют собой заполненные разупрочнёнными породами камеры, вскрытые с поверхности. Подобные аномалии (по более ранним наблюдениям) встречаются и в других местах Панского массива (в пределах ВРГ) и не только на поверхности, но и подсечены скважинами на разных глубинах. Во время прохождения буровым инструментом подобных зон (по словам бурильщиков) скорость проходки заметно возрастает, а вместо керна на поверхность поднимаются дресва и щебень. При этом подавляющее большинство слагающих массив пород обладает высокой механической прочностью.

В изучении рудоносных расслоенных горизонтов, как правило, больше внимания уделяется изучению вещественного состава пород и их петрологии и почти не проводится исследований их физических свойств. В данной работе сделана попытка на основании петрофизических данных проанализировать геологические (геодинамические) условия, в которых формировался нижний расслоенный горизонт Западно-Панского мас-

сива. Для этого из обнажений с поверхности в районе НРГ (в верхнем течении ручья Марьйок) были отобраны ориентированные образцы. Образцы отбирались по сетке из серии параллельных профилей, ориентированных с запада на восток, с шагом отбора 20 м. Количество образцов в профилях варьирует от 2 до 10. Всего было отобрано, изучено и проанализировано 84 образца.

МЕТОДИКА

Из образцов изготовили кубики с ребром около 30-40 мм и маркировкой граней *X, Y, Z (1, 2, 3)*. Маркировка проводилась следующим образом: грань *Z* всегда нормальна к вертикали, а направления *X, Y* выбирались произвольно. Измерения проводили акустополяризационным методом [3], который является аналогом оптического поляризационного. Конструкция акустополярископа аналогична конструкции поляризационного петрографического микроскопа. Прибор содержит излучатель и приемник поперечных линейно-поляризованных ультразвуковых колебаний, гониометр и указатель угла поворота платформы, в центре которой крепится образец. Перед измерениями образец устанавливают на платформу и фиксируют держателями между излучателем и приемником колебаний. Предварительно на рабочие поверхности излучателя и приемника наносится контактная среда, хорошо проводящая сдвиговые волны. В процессе измерений платформа поворачивается с заданным (в нашем случае 10°) шагом в пределах полного угла поворота – 360^{0}. Датчики акустополярископа соединены с ультразвуковым дефектоскопом УД2-12. Измерения осуществляются на рабочей частоте прибора 1,2 МГц. В точках наблюдений, на экране дефектоскопа фиксируется амплитуда импульса проходящих колебаний. Измерения проводятся в два этапа: сначала при параллельных (ВП), затем - при скрещенных (ВС) векторах поляризации. Скрещение векторов поляризации производится поворотом датчика-приемника на 90^{0}.

Измерения выполняются на всех трех парах граней кубического образца. Затем строят акустополяриграммы ВП и ВС – круговые диаграммы изменения амплитуды импульса в пределах полного угла поворота платформы. Эти диаграммы имеют вид 4-лепестковых (для твёрдых сред поперечно-изотропного или орторомбического типа упругой симметрии) розеток. Диаграммы ВП традиционно принято изображать сплошной линией, диаграммы ВС – пунктиром. Проведением прямых линий через противоположные минимумы акустополяриграммы ВС определяют количество и ориентировку проекций элементов (оси, плоскости) упругой симметрии на каждую пару граней образца.

Для всех образцов были построены акустополяриграммы, по которым определялась ориентировка проекций элементов упругой симметрии на трех гранях куба. Данные проекции являются направлениями, в которых скорости поперечных колебаний принимают максимальные значения. Затем, в соответствии с выявленными направлениями, совмещая с ними плоскость поляризации источника и приемника прибора для определения времени задержки сигнала, определяли скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) колебаний и составляли квазиматрицы скоростей V_{ij} [3]:

$$Vij = \begin{vmatrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{vmatrix}, \qquad (1)$$

где V_{11}, V_{22} и V_{33} – величины скорости продольных колебаний, измеренные, в направлениях *1, 2, 3,* соответственно, а остальные значения – скорости поперечных волн, где первый подстрочный индекс обозначает направление распространения волны (грань прозвучивания), второй – направление вектора поляризации сдвиговых колебаний, ориентированного вдоль проекции элемента упругой симметрии, выходящего на боковую грань образца. По квазиматрицам скоростей определяют пространственное положение главной плоскости упругой симметрии образца.

Величины показателя упругой анизотропии по поперечным волнам *B* определяют, используя данные квазиматриц и следующие формулы [4]:

$$B = \sqrt{B_1^2 + B_2^2 + B_3^2} \times 100\% , \qquad (2)$$

где $B_1 = \dfrac{2(V_{12} - V_{13})}{V_{12} + V_{13}}$, $B_2 = \dfrac{2(V_{21} - V_{23})}{V_{21} + V_{23}}$, $B_3 = \dfrac{2(V_{31} - V_{32})}{V_{31} + V_{32}}$,

– коэффициенты двулучепреломления по граням 1, 2 и 3 образца.

Коэффициенты анизотропии по продольным волнам рассчитывают как девиатор величин V_{ii} в квазиматрице [4]:

$$A_p = \frac{1}{V_{ср}} \sqrt{(V_{11} - V_{ср})^2 + (V_{22} - V_{ср})^2 + (V_{33} - V_{ср})^2} \times 100\% , \qquad (3)$$

где $V_{ср} = (V_{11} + V_{22} + V_{33})/3$ – средняя скорость распространения продольных волн в образце.

Плотность образцов была измерена методом Архимеда.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Плотность пород является наиболее консервативной характеристикой, поскольку даже наличие систем микротрещин, которые могут существенно повлиять на упругие характеристики, не оказывает на неё заметного влияния. Результаты измерений значений плотности образцов, отобранных из НРГ, позволяют сделать следующие выводы. Средняя плотность (среднее арифметическое) пород составляет 2.94 г/см^3. Вариации значений плотности отдельных образцов распределены от 2.72 до 3.2 г/см^3. Распределение высоких и низких (относительно среднего) значений хаотичное, условно можно выделить «полосу» субмеридионального простирания, в которой преобладают породы со значениями около 3.02 $\pm$ 0.03 г/см^3. При этом НРГ имеет субширотное простирание [1]. Образцы из упомянутых выше зон разупрочнения имеют высокие плотности: для № Р-6А (габбронорит) и № 1-4L (ортопироксенит) это 3.02 и 3.20 г/ см^3 соответственно. В большинстве случаев породы с плотностью выше среднего соседствуют с породами с плотностью среднего и ниже среднего значения.

Результаты акустополярископии образцов показали наличие в породах значительных вариаций их степени анизотропности и неоднородности. Часть из них проявляет линейную акустическую анизотропию поглощения (ЛААП или ЭЛАП [3]), свойственную метаморфическим породам (вроде сланцев и гнейсов). При этом, большая часть образцов, по результатам акустополярископии, проявляет довольно слабую анизотропию и неоднородность. На небольшом количестве образцов, в том числе на ксенолитах № Р-6А и № 1-4L, получены акустополяриграммы с аномально изломанными формами, схожими с диаграммами, полученными на керне Кольской сверхглубокой скважины с глубин 9-11 км [5].

Анизотропия упругих свойств подсчитывалась отдельно для скоростей распространения в образцах продольных (**А**) и отдельно для поперечных (**В**) ультразвуковых колебаний. Для показателей анизотропии **А** вариации следующие. При средней (среднее арифметическое) величине 10.62% имеем разброс значений от 0.32 до 137.44 %. При этом для подавляющего большинства образцов установлено значение **А** гораздо ниже среднего, величина которого обусловлена наличием 9 образцов с очень высокими показателями, например, для особо упоминавшихся выше образцов № Р-6А и № 1-4L это 83.65 и 137.44% соответственно. Распределение по площади аномально высоких значений анизотропии **А** хаотичное. Для показателей анизотропии **В** вариации следующие. При средней (среднее арифметическое) величине 6.13% имеем разброс значений от 0.00 до 33.00 %. При этом примерно 30% образцов имеет значение **В** выше среднего, величина же **В** для образца № Р-6А не была определена (поскольку, из-за наличия систем микротрещин, в нём не удалось померить скорости поперечных волн в одном из направлений), а для № 1-4L составила 7.53%. Совершенно изотропным по показателям анизотропии (А=1.14%, В=0.00%) оказался образец Р-1А из дайки базитового состава (плотностью 2.98 г/см^3), имеющей субмеридиональное простирание.

Из обсуждаемых в работе физических свойств вариации пространственного положения плоскости упругой симметрии в исследованных образцах наиболее разнообразны. Положение плоскости упругой симметрии в образце определяется по совокупности пар элементов упругой симметрии на гранях образца кубической формы, в направлении которых скорости распространения поперечных волн оказываются максимальными [3]. Собственно этот параметр определяет направление главной составляющей литостатического давления, которому подвергалась горная порода на заключительном этапе её развития. Как было сказано выше, исследуемый массив имеет юго-западное падение под углом 30-40^0. Схожими характеристиками обладают только 4 образца из изученной коллекции. Пространственные ориентировки плоскостей упругой симметрии остальных 80 образцов различаются одна от другой в существенных пределах и практически нет двух схожих, находящихся по соседству.

ВЫВОДЫ

1) Расплав, при остывании которого получился НРГ, по-видимому, представлял собой некую механическую смесь магмы и ксенолитов. Эта магма сцементировала и частично ассимилировала захваченные ксенолиты.

2) Наличие в исследованном горизонте крупных разупрочнённых тел, обладающих корочками закаливания, предполагает, что данные тела являются ксенолитами, захваченными на значительных глубинах. В приповерхностных же условиях они были дезинтегрированы в результате тектоно-кессонного эффекта [6].

3) Вынос ксенолитов на поверхность (или почти на поверхность) происходил (согласно [7]) с глубин не менее 10 км.

4) Ксенолиты встречаются не только в НРГ, но и в других частях Западно-Панского массива, причём распределение ксенолитов в массиве хаотично, как и распределение рудных зон, из чего вытекает, оруденение Федорово-Панского массива имеет «ксенолитную» природу. Рудные ксенолиты, по-видимому, могли быть захвачена магматическим расплавом, продвигающимся к поверхности, в некой глубинной и очень богатой рудной зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных выше выводов следует, что для окончательного установления локализации месторождения ЭПГ в пределах Федорово-Панских тундр необходимо исследовать генетические РТ-параметры и возраст соответствующих ксенолитов и проводить дальнейшие поисковые работы с учётом этих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габов Д.А., Рундквист Т.В., Субботин В.В. Платинометальная минерализация Западно-Панского массива (Кольский полуостров). // ДАН. 2007, т.414. №2. С.215-218.

2. Припачкин П.В. Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем горизонте Федорово-Панского массива Кольского полуострова? // Отечественная геология. 1997. №5. С.29-32.

3. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. – Апатиты, 1995, 204 с.

4. Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л. и др. Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ». // Физика Земли. 2002. №-7. С.46-55.

5. Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7-11.4 км. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. №3. С.151-159.

6. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбацевич Ф.Ф., Ланев В.С., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явление дезинтеграции), геодинамические следствия. В кн. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты, 1992, с.136-144.

7. Горбацевич Ф.Ф., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П. Явление дезинтеграции керна Кольской сверхглубокой скважины, причины и следствия. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1996. № 5. С. 46-54.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЕКОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУР ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ГЕНЕРАЦИЮ УВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТОЙ

Исаев В.И.[1,2], Попов С.А.[2], Литвинова О.Г.[2]

[1] Томский политехнический университет, г. Томск, isaev_sah@mail.ru
[2] Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, postal578@mail.ru

Начало применения палеотемпературного моделирования для оценки степени катагенеза потенциально нефтематеринских пород приходится на рубеж 80-90-х годов прошлого века (Ермаков, Скоробогатов, 1986; Галушкин, Смирнов, 1987; Курчиков, Ставицкий, 1987; Дучков и др., 1990; Кутас, Цвященко, 1993; Исаев, Волкова, 1995: Подгорный, Хуторский, 1998). Получили широкое распространение методы математического моделирования, учитывающие изменение во времени многочисленных параметров геотермополя, что позволяет достаточно достоверно и точно рассчитывать температуры на любой момент геологического времени в любой точке разреза. Наряду с другими важнейшими для нефтегазовой геологии параметрами термополя, такими как нестационарность глубинного теплового потока и скорости осадконакопления, обращается внимание на необходимость учета палеоклиматических условий – векового хода температур поверхности земли. Причем, большое значение придавалось факторам изменения климатических условий в олигоцен-раннечетвертичное время и резкому похолоданию в позднечетвертичное время [3]. Тем не менее, нам не известны специальные публикации, посвященные конкретным количественным оценкам влияния палеоклимата на интенсивность генерации УВ глубокопогруженных нефтепроизводящих осадочных комплексов. Настоящее сообщение посвящено этому вопросу.

Мы проводим исследования методом палеотемпературного моделирования в центральной части Западно-Сибирской плиты с целью «трассирования» в геологическом времени очагов генерации нефти баженовской (K_1b-J_3tt, 142-151 м.л.н.) и шеркалинской (J_3t-р, 185-196 м.л.н.) свитами в пределах Верхнеляминского вала (рис. 1).

В нашей модели (рис. 2) процесс распространения тепла в слоистой осадочной толще описывается начально-краевой задачей для уравнения

$$\frac{\lambda}{a}\cdot\frac{\partial U}{\partial t}-\frac{\partial}{\partial Z}\left(\lambda\frac{\partial U}{\partial Z}\right)=f, \qquad (1)$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, f – плотность внутренних источников тепла, с краевыми условиями

$$U\big|_{Z=\varepsilon}=U(t), \qquad (2)$$

$$-\lambda\frac{\partial U}{\partial Z}\bigg|_{Z=0}=q(t) \qquad (3)$$

где $\varepsilon=\varepsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи. Осадочная толща описывается мощностями стратиграфических комплексов h_i, для каждого из которых заданы теплопроводность λ_i, температуропроводность a_i, плот-

ность радиоактивных источников f_i и скорость осадконакопления v_i. Скорость осадконакопления может быть отрицательной. Для решения одномерной начально-краевой задачи (1)-(3) с разрывными коэффициентами применен метод конечных элементов [4].

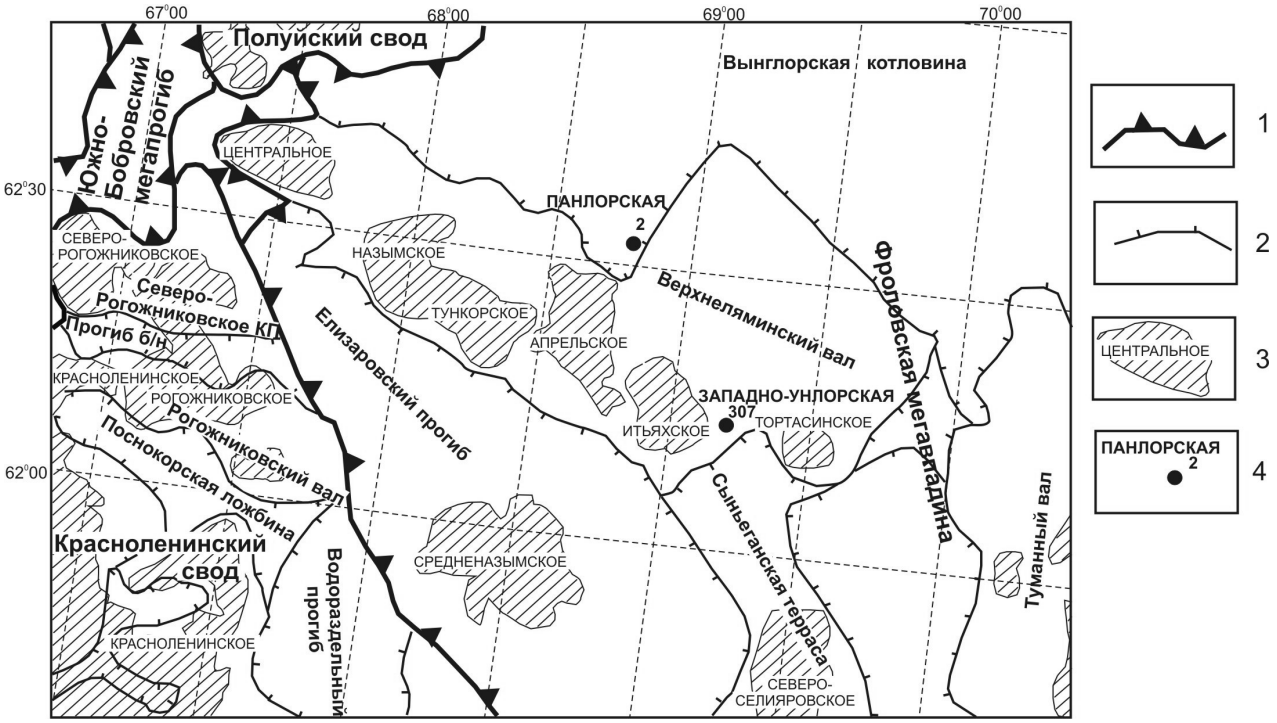


Рис. 1. **Схематическое изображение слоистого осадочного разреза при палеотемпературном моделировании.**

Условные обозначения и пояснения в тексте

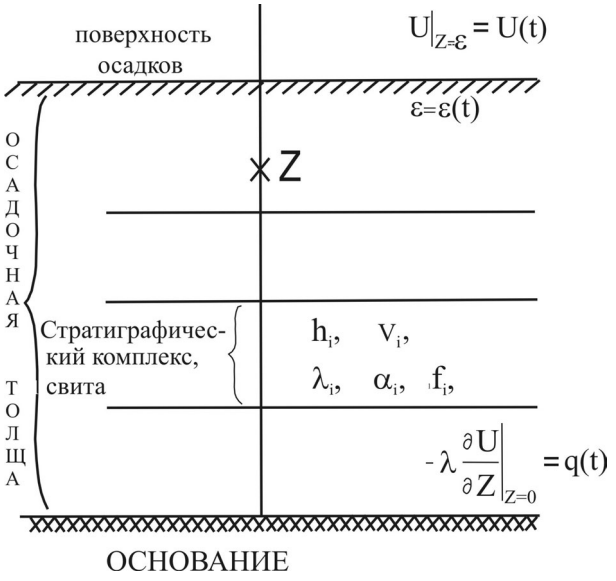


Рис. 2. **Схематический фрагмент «Тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты»**

(под ред. В.И. Шпильмана и др., 1998):

1 – границы тектонических элементов I порядка; 2 – границы внутреннего районирования; 3 – месторождение и его название; 4 – скважина и ее название

В случае стационарности глубинного теплового потока q, решении обратной задачи определяется из условия

$$\sum_{i=1}^{k_1} \left(U\left(Z_i, t, q\right) - T_i\right)^2 \xrightarrow[q]{} \min \qquad (4)$$

Решение обратной задачи строится с учётом того, что функция U(Z, t, q), являющаяся решением прямой задачи (1) с краевыми условиями (2) и (3), в этом случае линейно зависит от q.

Краевое условие (2) определяет температуру «нейтрального» слоя и может задаваться в виде кусочно-линейной функции **U(t)** векового хода температур поверхности земли. А краевое условие (3) может задаваться в виде кусочно-линейной функции **q(t)** изменения значения глубинного теплового потока. $\mathbf{T_i}$ – измеренное распределение температур.

Оценка влияния векового хода температур земной поверхности [2, 5] на термическую историю баженовской свиты приводится для скважин Панлорская 2 и Западно-Унлорская 307 (рис. 1). Характеристика разрезов скважин приведена в таблице 1.

На первом этапе исследований палеоклиматические температуры не учитывались, т.е. температура «нейтрального слоя» принималась постоянной, нулевой. В этом случае, для согласования температур по ОСВ (табл. 1) и максимальных палеотемператур баженовской свиты оказалось необходимым принять размыв верхнепалеогеновых отложений в объеме 530 м (скв. Панлорская 2) и 450 м (скв. Западно-Унлорская 307). Однако, по имеющимся геологическим данным такие размывы для центральной части Западно-Сибирской плиты не установлены.

Поэтому на втором этапе исследований палеотемпературное моделирование выполнено с учетом векового хода температур земной поверхности за последние 142 млн. лет (табл.2). В этом случае максимальные палеотемпературы баженовской свиты вполне согласовались с температурами по ОСВ, без включения в модель как размыва верхнепалеогеновых отложений, так и нестационарности глубинного теплового потока.

Таблица 1

Характеристика разрезов скважин Панлорская 2 и Западно-Унлорская 307

№ п/п	Характеристики	Панлорская 2	Западно-Унлорская 307
1	Забой, м	3333	2780
2	Отложения на забое (свита)	Кора выветривания (P-T)	Тюменская (J_2bt-b-a)
3	Кровля баженовской свиты, м	2783	2724
4	Мощность баженовской свиты, м	15.0	17.5
5	Мощность олигоценовых отложений, м	157	130
6	Мощность неогеновых отложений, м	0	0
7	Мощность четвертичных отложений, м	65	50
8	Результаты испытаний (интервал, тип флюида, пластовая температура)	3170 м – вода; 90^0C	2741 м – ФБР, Г+сл.Н; 83^0C
9	Температура по ОСВ	2785 м – 93^0C	2724 м – 93^0C

Таблица 2

Геотемпературы баженовской свиты в разрезе скважин Панлорская 2 и Западно-Унлорская 307
(жирным шрифтом обозначены температуры «нефтяного окна»)

№ п/п	Время, млн. лет назад	Вековой ход температур на поверхности земли, ^{0}C	Скв. Панлорская 2			Скв. Западно-Унлорская 307		
			Геотемпературы с учетом палеоклимата, ^{0}C	Геотемпературы без учета палеоклимата, ^{0}C	Разница, ^{0}C	Геотемпературы с учетом палеоклимата, ^{0}C	Геотемпературы без учета палеоклимата, ^{0}C	Разница, ^{0}C
1	0	0	79	79	0	82	82	0
2	0.03	-4	78	79	-1	81	82	-1
3	0.07	-4	78	79	-1	81	82	-1
4	0.11	-4	79	79	0	82	82	0
5	0.19	-8	79	79	0	82	82	0
6	0.235	-10	80	79	1	83	82	1
7	0.245	0	81	79	2	**85**	82	3
8	0.5	2	82	78	4	**86**	82	4
9	1.64	3	81	77	4	**85**	81	4
10	3	3	82	77	5	**86**	81	5
11	5	4	83	77	6	**87**	81	6
12	10	7	**85**	77	8	**89**	81	8
13	15	10	**88**	77	11	**92**	81	11
14	20	7	**85**	77	8	**89**	81	8
15	24.0	4	83	77	6	**87**	81	6
16	30	8	**85**	75	10	**89**	79	10
17	35	13	**89**	73	16	**92**	77	15
18	37.6	20	**92**	72	20	**97**	76	21
19	40	20	**91**	70	21	**96**	74	22
20	45	21	**87**	66	21	**89**	70	19
21	50	21	83	62	21	**87**	65	22
22	54.8	20	79	58	21	82	61	21
23	61.7	20	74	54	20	77	56	21
24	73.2	20	71	52	19	74	54	20
25	89.8	20	66	46	20	69	48	21
26	91.6	20	64	43	21	66	45	21
27	98.2	21	57	35	22	60	38	22
28	114.1	21	50	28	22	51	30	21
29	116.3	20	41	20	21	43	21	22
30	120.2	20	39	18	21	41	20	21
31	142.2	22	22	0	22	22	0	22

Анализ таблицы 2 позволяет сделать следующие выводы: 1) вековой ход температур земной поверхности оказал существенное влияние на термический режим (интенсивность генерации УВ) глубокопогруженных осадков баженовской свиты; 2) наиболее существенное влияние на формирование геотемператур баженовской свиты оказало изменение климатических условий в олигоцен-раннечетвертичное время (37 – 0.5 м.л.н.); 3) резкое похолодание в поздечетвертичное время (0.25 – 0.03 м.л.н.) не столь значительно понизило геотемпературы баженовской свиты, однако, вывело свиту из «нефтяного окна» [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геология и геофизика, 1997, №6. – С. 1070-1078

2. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. – М.: Недра, 1986. – 222 с.

3. Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. – М: Недра, 1987. – 134 с.

4. Рояк М.Э., Соловейчик Ю.Г., Шурина Э.П. Сеточные методы решения краевых задач математической физики. – Новосибирск: Изд-во НГТУ, 1998. – 120 с.

5. Шарбатян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. – М.: Наука, 1974. – 123 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ, БЛАГОРОДНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ МЕТАЛЛОВ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА НА ОСНОВЕ ПРОФИЛЬНО-ПЛОЩАДНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ (МРС)

Исанина Э.В, Кушнеренко В.К.

РГЭЦ – филиал ФГУГП «Урангео», г. Санкт-Петербург

Геологическую историю Фенноскандинавского щита можно представить как чередование этапов дробления литосферы на блоки различных порядков в результате постоянной генерации энергии и ее резкого проявления при достижении критического значения. Этот процесс имеет циклический характер, что и отражается в существовании тектоно-магматических циклов. Блоки первого порядка (геоблоки) и последующих порядков были разделены зонами глубинных разломов, которые осуществляли транспортировку магматических расплавов, циркуляцию флюидно-тепловых потоков и вынос рудогенных элементов из глубинных частей планеты к поверхности.

Значительный интерес для обнаружения перспективных месторождений представляют те геологические структуры, в которых проявлены признаки многократных геодинамических преобразований земной коры в разные эпохи развития Земли. Главным признаком таких структур являются сквозькоровые зоны тектонических нарушений, по которым и происходили внедрения мантийного вещества в нижнюю, среднюю и верхнюю кору на последующих этапах развития структур.

Указанные зоны глубинных разломов (мобильно-проницаемые зоны) были тектонической каркасом верхнеархейских зеленокаменных поясов (протогеосинклиналей), протерозойских (карельских) рифтогенных структур, свекофеннских подвижных поясов геосинклинального типа и зон активизации. Эти структурные элементы оказывали определяющее влияние на закономерности региональной металлогении и ее эволюции во времени.

Анализируя связи минерагенических признаков и глубинного строения земной коры по сейсмическим данным, можно установить ряд особенностей структурных форм и геодинамических признаков с минерагенией блоков.

Некоторые результаты изучения глубинного строения земной коры методом разведочной сейсмологии (МРС) в различных минерагенических провинциях представлены в данной работе.

Для юго-восточной части Балтийского щита (БЩ) предлагается дополнить имеющиеся данные МРС полевыми наблюдениями для построения объемной прогнозной модели глубинного строения.

Таким образом, по результатам профильных и детализационных площадных работ МРС могут быть выделены источники и пути транспортировки рудогенных флюидов с больших глубин к поверхности, определены направления движения блоков (поднятие или опускание), оценены перспективы обнаружения в районе исследований крупных медно-никелевых месторождений, месторождений алмазов, золота, МПГ, выполнено уточнение минерагенического потенциала Южной Карелии.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ

Исанина Э.В.[1], Крупнова Н.А.,[1] Шаров Н.В.[2]

[1] РГЭЦ – филиал ФГУГП «Урангео», г. Санкт-Петербург
[2] Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Выполнено сопоставление результатов сейсмических работ МОВ-ГСЗ-МОВЗ и МОВЗ-МОГТ в Южной Карелии.

На участке профиля МОВ-ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив (1975 г.) сейсмический разрез сопоставлен с соответствующим фрагментом итогового глубинного разреза МОВЗ Гдов – Спасская Губа (участок Суоярви – Спасская Губа, 2001 г.)

По трассе профиля Новая Ладога – Вознесенье сопоставлены итоговые глубинные разрезы МОГТ (2001 г.) и МОВЗ (1986 г.).

На профиле МОВ-ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив – Белое море выполнена сейсмотомографическая обработка ретроматериалов. Получены дополнительные сведения о глубинном строении земной коры.

Сложность сопоставления разномасштабных сейсмических материалов МОВЗ, МОГТ, ГСЗ состоит в существенно различной природе волн, по которым строятся разрезы, и поиске общих физических основ методов.

Технология метода обменных волн от землетрясений (МОВЗ) позволяет уверенно выделять сейсмические границы на глубине от 0,8-1,0 км до верхов мантии, углы наклонов границ могут быть любыми. По материалам ОГТ возможно уверенно дифференцировать горизонтально-слоистые структуры верхней и средней частей земной коры, границы и зоны с крутыми углами наклона не выделяются. В методе ГСЗ в земной коре могут быть выделены как слои, так и блоки на глубинах от 0,5-0,8 км до подошвы коры и определены скорости волн.

Рассмотрим участок профиля МОВ-ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив и профиль МОВЗ Суоярви – Спасская Губа, схема расположения которых представлена на рис. 1.

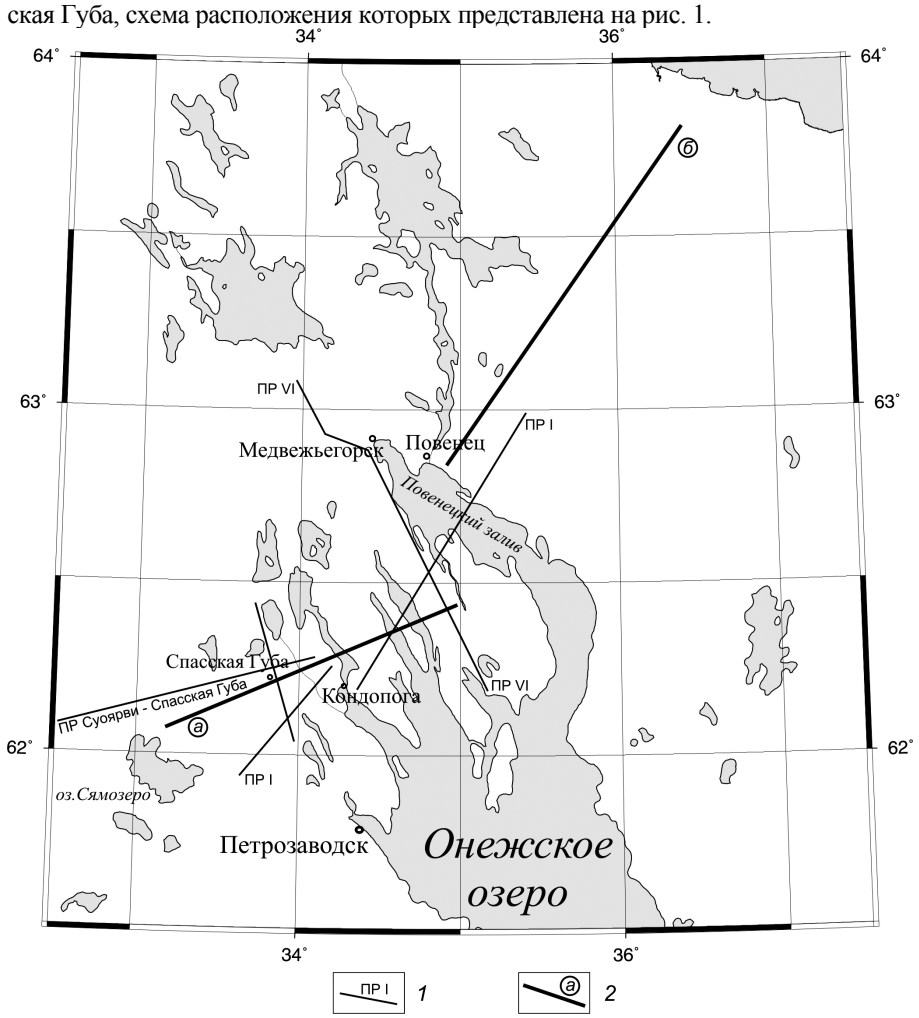


Рис. 1. **Схема расположения сейсмических профилей в Южной Карелии.**

1. Линии профилей МОВЗ и их номера. 2. Линии профилей МОВ-ГСЗ: а) профиль Сямозеро – Повенецкий залив; б) профиль Повенец –Белое море

Следует отметить довольно сложную сопоставимость разрезов (рис. 2), полученных двумя различными методами (МОВ – отраженные продольные волны, КМПВ – преломленные продольные волны и МОВЗ – проходящие поперечные волны). На самом разрезе ГСЗ (МОВ, КМПВ) видны весьма противоречивые результаты. На участке ПВ 7 –ПВ 8 профиля имеются разнонаправленные площадки на всех глубинах от поверхности до 10 км. Вся работа по сопоставлению состоит в оценке совпадений и расхождений результатов. Отраженные продольные и проходящие поперечные волны, что они «видят» в разрезе? Начнем с того печального факта, что поверхность Мохоровичича под Онежским прогибом на разрезах МОВ-ГСЗ построена по данным гравиразведки, так как отраженных и преломленных продольных волн от этой поверхности не наблюдалось в силу малой длины годографа и слабых источников. Однако, с точностью до 1,5 км, поверхность М на разрезе (по данным гравиразведки) совпала с поверхностью M_I, выделенной по обменным волнам (МОВЗ) и построенной на разрезе Суоярви – Спасская Губа.

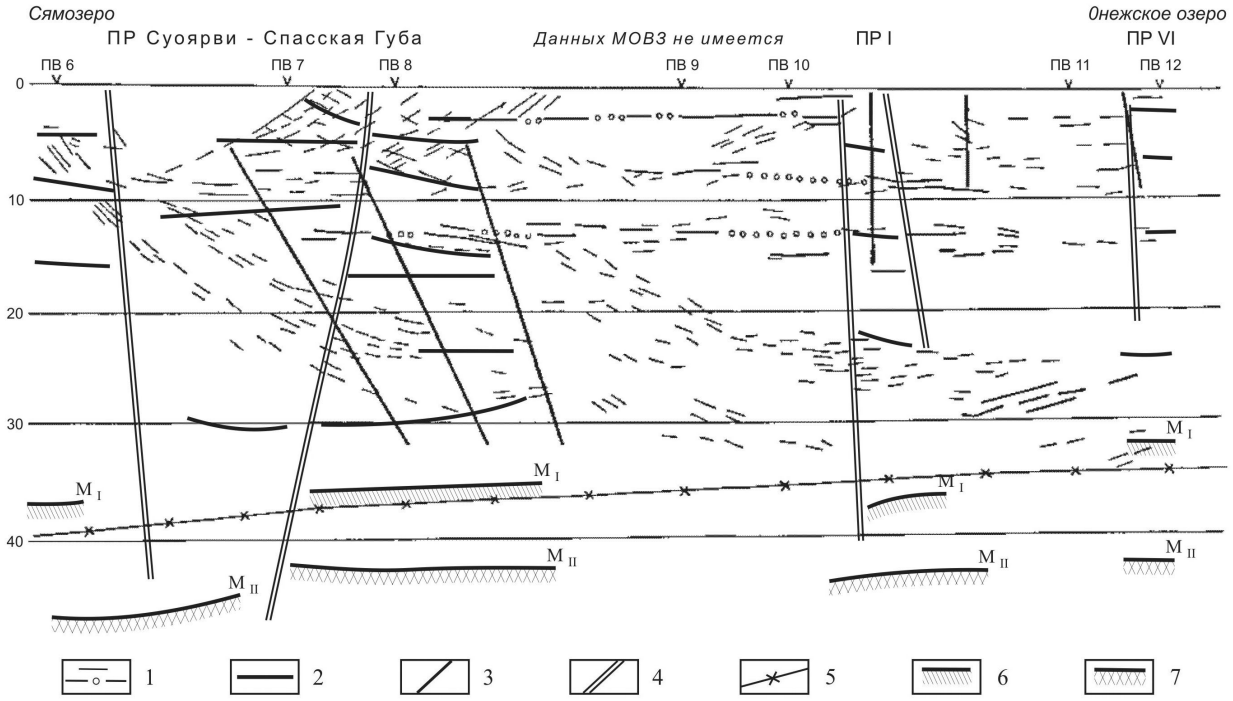


Рис. 2. **Сопоставление глубинных разрезов по профилю ГСЗ Сямозеро – Онежское озеро (Повенецкий залив) и по участкам профилей МОВЗ Суоярви – Спасская Губа, I, VI.**

1. Границы по данным ГСЗ. 2. Границы по данным МОВЗ. 3. Зоны нарушений по данным ГСЗ. 4. Зоны нарушений по данным МОВЗ. 5. Положение поверхности М по данным гравиразведки. 6. Положение поверхности M_I по данным МОВЗ. 7. Положение поверхности M_{II} по данным МОВЗ

Сейсмическая граница на глубине 3,6-3,8 км, выделенная по данным МОВЗ вблизи ПВ 8, ближе всего расположена к преломляющей поверхности на глубине 3,0-3,2 км на разрезе ГСЗ. В том же блоке еще одна граница, на глубине 13-15 км оказалась исключительно четкой, выраженной как в продольных, так и в поперечных волнах.

Анализ участков профилей МОВЗ (профили I и VI), пересекающих профиль ГСЗ в восточной части подтверждает равные возможности сейсмических методов в части обнаружения зон тектонических нарушений. Так, положение двух зон нарушений, выделенных по преломленным волнам в районе ПВ 10 и ПВ 11-12 хорошо совпадает с положением зон на профилях I и VI МОВЗ. В западной части разреза четко выделенный слабо расслоенный блок между ПВ 6 и ПВ 8, ограниченный двумя мощными глубинными падающими навстречу зонами (Гирвасской и Западно-Онежской), не нашел своего адекватного отражения в разрезе ГСЗ. В разрезе МОВ-ГСЗ в области ПВ 7 – 8 присутствуют три внутрикоровых разлома, секущих сейсмические границы в различных направлениях.

В результате анализа материалов, полученных сейсмическими и сейсмологическими методами на рассматриваемой территории, установлено следующее:

1) Поверхность M_I, выделенная по данным МОВЗ, совпадает с границей Мохоровичича по данным гравиразведки.

2) Зоны тектонических нарушений с различной степенью точности совпадают по всем сопоставляемым разрезам.

3) Дифференциация блоков земной коры по расслоенности надежно определяется по данным МОВЗ.

Для получения дополнительной информации о строении среды проведен сейсмотомографический анализ данных МОВ-ГСЗ по участку профиля Сямозеро – Повенецкий залив – Белое море. По годографам первых вступлений продольных волн получена скоростная модель среды, представленная на рис. 3.

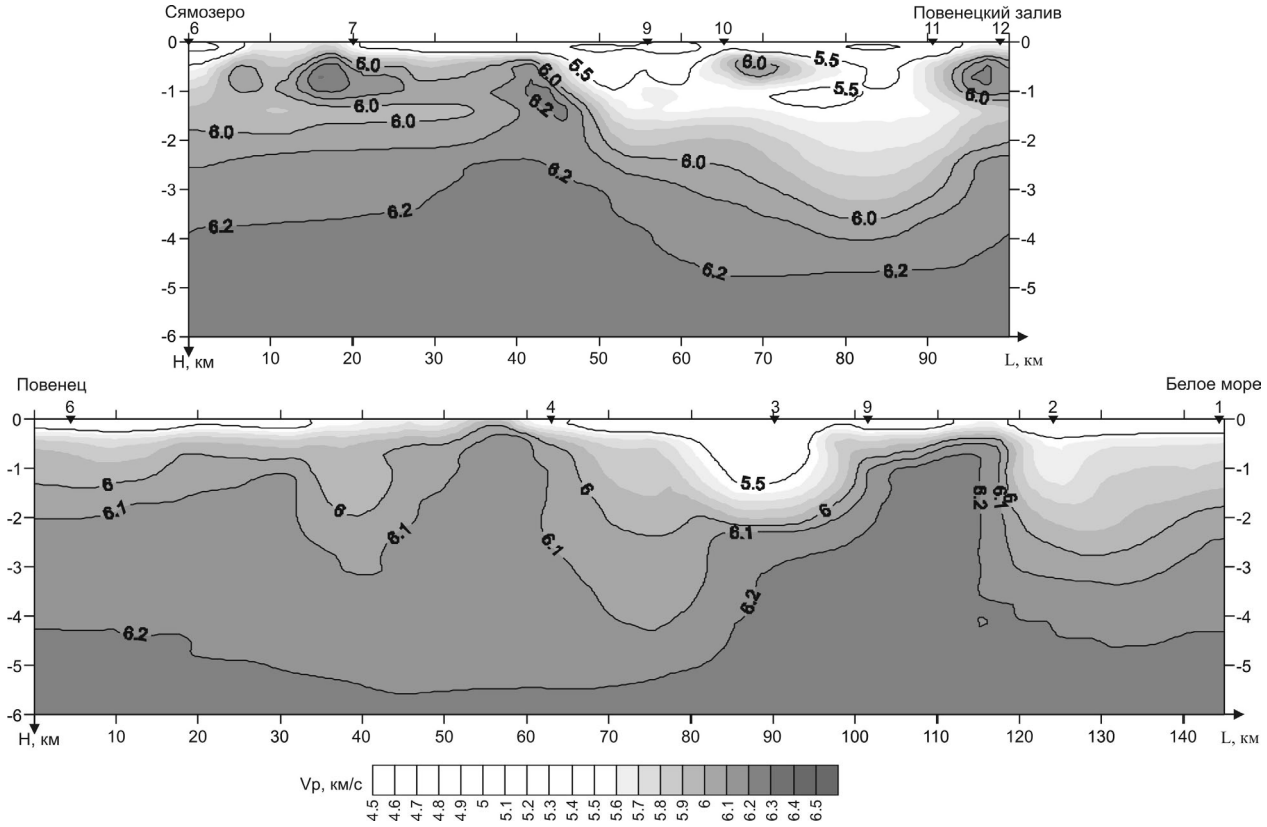


Рис. 3. **Сейсмотомографический разрез по участку профиля МОВ-ГСЗ Сямозеро – Повенецкий залив – Белое море**

На разрезе Сямозеро – Повенецкий залив значительно уточнено положение Западно-Онежского разлома, ограничивающего положение Онежской структуры с запада. Появление низкоскоростной области в верхах земной коры в районе ПК 30-35 хорошо совпадает с выделенным по МОВЗ Западно-Онежским разломом (рис. 2). Впервые на площади выделена высокоскоростная аномалия на глубинах 0,5-1,0 км ($V_p \approx 6{,}0$ км/с) в районе ПК 70, ограниченная двумя низкоскоростными блоками.

На профиле Повенец – Белое море в районе ПК 100-120 обнаруживается мощный внутрикоровый высокоскоростной диапир, прослеживаемый почти до дневной поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Возможность получения дополнительной информации о глубинном строении земной коры при проведении современных способов обработки ретроматериалов (сейсмотомографическая обработка).

2. Все сейсмические методы изучения глубинного строения земной коры имеют одну общую физическую основу в части обнаружения и прослеживания зон тектонических нарушений. По этой причине при сопоставлении разрезов лучше всего совпадают участки выделенных тектонических нарушений.

3. В случае изучения одного и того же участка различными методами геологические разрезы обогащаются дополнительными сведениями о глубинном строении. Чем шире спектр волн, просвечивающих земную кору, тем полнее набор геолого-геофизических параметров в построенной модели глубинного строения. В этом случае значительный интерес будут представлять не только участки совпадения параметров разреза, но участки различающихся геолого-геофизических параметров.

В связи с вышесказанным, авторы считают необходимым для создания более полного и точного представления о глубинном строении земной коры выполнять не одометодные, а комплексные (МОГТ, МРС-МОВЗ, ГСЗ) и многоволновые (P, S, PS) сейсмические исследования.

ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР С ПОЗИЦИИ НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.

ИПНГ РАН, г. Москва, kazankova @ IPNG.ru

Подавляющее большинство объектов традиционного геологического анализа, строго говоря, являются объектами не классической, а нелинейной геологии – науки о процессах упорядоченности, структурирования, организационных процессах, дифференциации (Г.Ю. Иванюк, П.М.Горяинов, Д.Г. Егоров, 1996). Геодинамические процессы имеют ряд общих признаков, связанных с особенностями строения литосферы, инициирования и механизма протекания. Моделирование нелинейных процессов связано с исследованием динамических эффектов, которые в масштабе геологического времени не могут быть изучены ни прямыми, ни косвенными методами, а их проявление связано с регулярными диссипативными структурами.

Одним из важнейших направлений нелинейной геодинамики является исследование поля напряжений и моделирование его поведения в геосферных оболочках Земли. В геологических разрезах пространственные и временные координаты геометрически и физически связаны. Этот феномен постулируется принципом Н.Стенона выше/ниже = позже/раньше, который плодотворно эксплуатируется в геологии уже более 300 лет. И прошлое и будущее как бы «вморожены» в пространство, занятое геологическими телами. Применительно же к соотношениям возраста и времени можно констатировать, что любому возрасту всегда соответствует время, но не любому времени отвечает возраст, то есть фиксированное состояние объекта. Наблюдаемые в разных регионах различия приводят иногда некоторых исследователей к отрицанию общих закономерностей, отрицанию этапности геологических процессов. Общие закономерности существуют, но они не отрицают особенностей развития отдельных районов, также как различия в развитии отдельных районов не должны отрицать общих закономерностей.

Обобщение результатов предшественников по делимости земной коры в совокупности с представленными новыми данными дают возможность более глубокого понимания структуры земной коры и причин ее закономерной организации. На основе системных исследований (Кутырев Э.И.,1997г.) для Вселенной в целом обосновано 11 уровней организации, из них 8 включают объекты геологии. Первому порядку геологических ритмов отвечает элементарная ячейка структуры минералов, второму – элементарный ритм осадочных, метасоматических, магматических пород, третьему – парагенерация горных пород (например, ритм флиша), четвертому – формационный ритм, пятому – слой коры, шестому – серия блоков, седьмому – оболочка (как ритм геотектонических систем), восьмому – планета на определенном этапе ее развития.

В основу нашего подхода легли физика неравновесных состояний, демонстрирующая фундаментальную особенность сильно неравновесных систем порождать высокоупорядоченные структуры и теория динамических систем, изучающая каким образом это происходит. По мнению И.Р. Пригожина «…во многих геологических отложениях для целого ряда пространственных масштабов наблюдается занятная регулярность структур», а в мире не происходит ничего, кроме изменения кривизны и кручения пространства (Г.И.Шипов,1997). В полях напряжений (разных рангов) Земли каждая структура имеет свою динамику напряжений и свой вращательный момент, способствующий «закручиванию» структуры (или блока) по или против часовой стрелки. Таким образом были определены реликтовые многокольцевые концентрические системы центрально-упорядоченных структурных особенностей литосферы и рельефа, объединяемые общими закономерностями организации и недоступные для непосредственного восприятия в качестве единого природного объекта.

Глобальная структура поля напряжений, по-видимому, отражает разломы, входящие в систему регматической сети. Возможность сдвиговых перемещений по таким разломам, по мнению Д.И.Гарбара (1987г.) заложена в самой их природе с периодичностью, равной одному галактическому году.

Планетарные системы разломов могут рассматриваться как глобальные системы центрально-симметричных зон тангенциальных сжатий и растяжений литосферы, поднятий и опусканий, разделяемых кольцевыми и деструктивными зонами, сменяющимися в пространстве в определенных ритмах, подобных для всех систем Земли (рис.1). Структура поля напряжений разных рангов отражена в ортогональной и диагональной системах линеаментов. Глобальные линейные неоднородности земной коры образуют на поверхности полигональные сети, выделяемые дистанционными и наземными методами. Азимуты простирания, углы падения, неровности поверхности, размеры и другие характеристики разделов делимости в основном зависят от характера, направленности и величины действовавших сил, скорости роста разрывов и менее – от физических свойств пород, закономерно изменяясь в пространстве и во времени (В.А Невский, 1979 г; В.К.Келли,1990 г. и др.).

Очевидно, что тела одинаковой конфигурации создаются в однотипных силовых полях в любой точке земного шара. Следовательно, если установлен механизм образования тел определенной конфигурации, например, в Европе, то он будет таким же и в Азии, и в Африке, и в Америке (Е.С.Кутейников, Н.С.Кутейникова, 1994 г.).

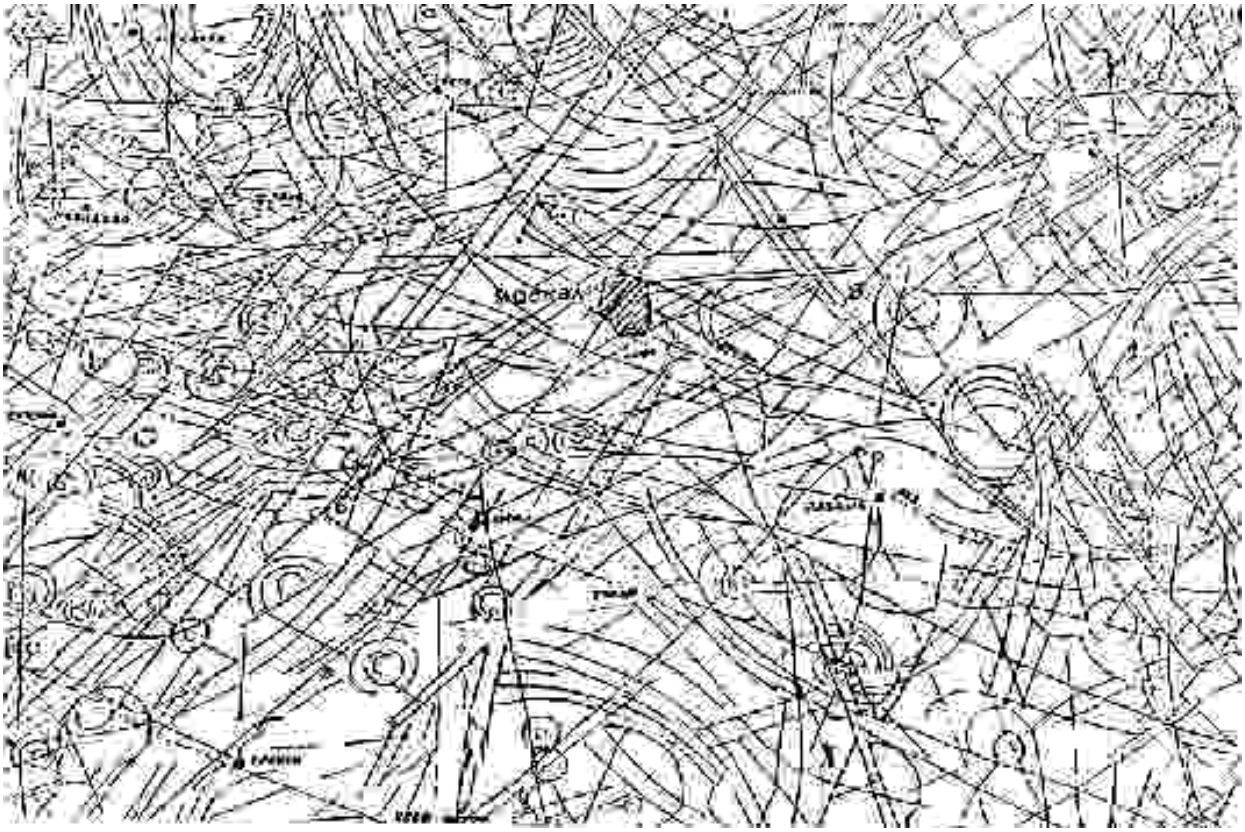


Рис.1. **Выкопировка из космогеологической карты** (уменьшено с масштаба 1:2 500 000)

Механизм эволюционных преобразований действует с удивительным постоянством как на микро-, так и на макроуровнях. Накопление напряжений идет непрерывно, а разрядки напряжений происходят дискретно. Неизбежность тех или иных преобразований материальной среды имеет строго событийно-пространственную привязку, проявляющуюся в виде геологических особенностей.

На космическом снимке отчетливо видно, что Мугоджары смещены относительно Южного Урала против часовой стрелки на расстояние не менее 100 километров. Разобщение произошло по фрагменту Таласо-ферганско-Самарской зоны сдвига. На влияние ротационных движений при образовании структур Тихоокеанского пояса указывали П.Н Кропоткин и К.А.Шахварстова в 1965 г., Л.И.Красный в 1978 г. В действительности объяснить возникновение спиралей Банда в Индонезии, завихрения в районе архипелага Бисмарка, а также конфигурацию структур островов Сулавеси и Хальмахера, как бы закрученных вокруг определенного центра, проще всего, основываясь на закономерностях, установленных для конформных им образований в атмосфере и гидросфере. С позиций существования вихря логично объясняется поворот структур Центрального Казахстана по часовой стрелке на 27°, установленный А.С.Кумпаном с соавторами в 1968 г. по палеомагнитным данным.

Стремление к познанию процессов эволюции горных пород в земной коре и проявлений пластических и разрывных деформаций издавна привлекали внимание не только геологов, но и физиков-механиков. Примеры сопоставления результатов экспериментального моделирования с данными отображения картографических образов приведены на рисунке 2.

На рис. 2а приведено графическое изображение функции Грина, обозначающее прогибание (изгибающие и кружащие моменты) закрепленной по краям тонкой пластины под действием сосредоточенной силы, приложенной в некоторой точке (А.Надаи,1969 г.). На рис. 2б изображено, как проявляется та же функция Грина в природе, зафиксированная в ее картографическом образе. Эта структура обнаружена на глубине 300 метров в протяженной зоне тектонического выдавливания, «коробления» участка земной коры, заключенного между двумя мегаблоками.

В.Гартман (1925г.) развил общую теорию равновесия среды, подчиняющейся условию пластичности, в том числе разработал неизвестные ранее поля линий скольжения. В.Б.Соколовой (2000г.) было установлено, что такие формы деформации в конкретной геологической ситуации встречаются весьма часто в виде окружностей, созданных линеаментами (разрывами).

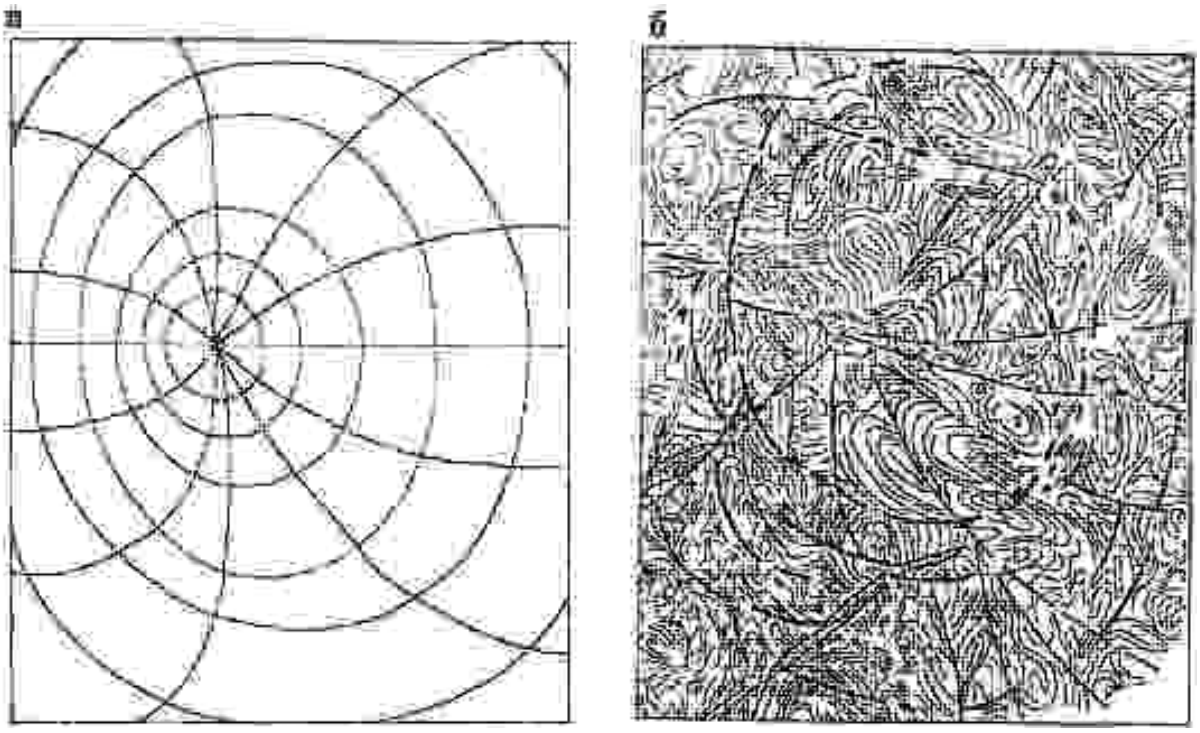


Рис.2 **Сопоставление результатов экспериментального моделирования с данными отображения картографических образов:**

2а – графическое изображение функции Грина, 2б – проявление той же функции Грина в природе.

Бесспорность сходства результатов экспериментального моделирования с данными отображения картографических образов может обеспечить правомерность геологических построений, целиком базирующихся на геометрических построениях. Регулярность и пра- вильность всех этих соотношений сама по себе свидетельствует об организованности, о самоорганизации структур.

На рис.3 приведен фрагмент геологической карты – полосы развития пород протерозоя. По границам отдельных блоков дешифрированием выявлены кольцевые деформации диаметром от 1800 до 3600 метров. Согласно А.Надаи (1969г.), подобное сочетание разрывных нарушений и кольцевых форм могло образоваться в пластичных условиях вдоль линий расколов и при «проскальзывании» краев блоков под воздействием растягивающих или сжимающих напряжений. Результаты дешифрирования также подтвердили существование сжимающих напряжений на исследованной территории, проявившиеся серией чешуйчатых надвигов, ориентированных с юго-запада и северо-востока к центру территории (В.Б.Соколова,2000г.).

Закономерности, установленные для изучаемых объектов, не являются уникальными особенностями только этих структур. Таким образом, не только морфология, но и степень заполнения пространства практически идентична для современных и глубинных комплексов, что говорит о когерентности процессов самоорганизации на удивительно широком интервале масштабов от минерального зерна до литосферы в целом.

Налегание метаморфических пород архея или нижнего протерозоя на юрские в Прибайкалье подтверждено бурением, материалы которого опубликованы С.М.Замараевым и другими в 1983 году.

В Западной Сибири помимо разрезов, в которых васюганская свита редуцирована, установлены локально распространенные разрезы, в которых васюганская свита имеет повышенные мощности. Впервые разрез, в котором мощность васюганской свиты резко увеличена, зафиксирован К.И.Микуленко еще в 1967 году (скв. Ивановская-1). Нетипично большая мощность, присутствие пластов с крутыми углами залегания (вплоть до «стоящих на головах») и прослоев с признаками мутьевых потоков дали основание интерпретировать пройденную описываемой скважиной толщу как оползень, обусловленный сейсмическими процессами. Позднее Е.А.Гайдебуровой, на основе кернового материала и геофизического исследования скважин, разрезы повышенной мощности зафиксированы в многочисленных скважинах на Сургутском, Нижневартовском сводах и смежных с ними территориях. Так, установлено, что в скважинах Тагринских-53,60,63, Тевлинской-1, Равенской-163, Покачевской-57, Кечимовской-1, Федоровской-97 и других толщах между хорошо опознаваемыми здесь тюменской и баженовской свитами имеет аномально высокие, по сравнению с типичными для васюганской свиты мощности. Строение васюганской толщи в

упомянутых выше разрезах своеобразно, здесь происходит удвоение васюганской свиты. На Восточно-Перевальной площади нижнемеловые отложения деформированы за счет смещения нижних слоев свит по отношению к вышележащим, с образованием структуры «скручивания». Фиксируется поворот антиклинальной структуры по кровлям выделенных свит, снизу вверх против часовой стрелки (Щекатуров А.В.,2002).

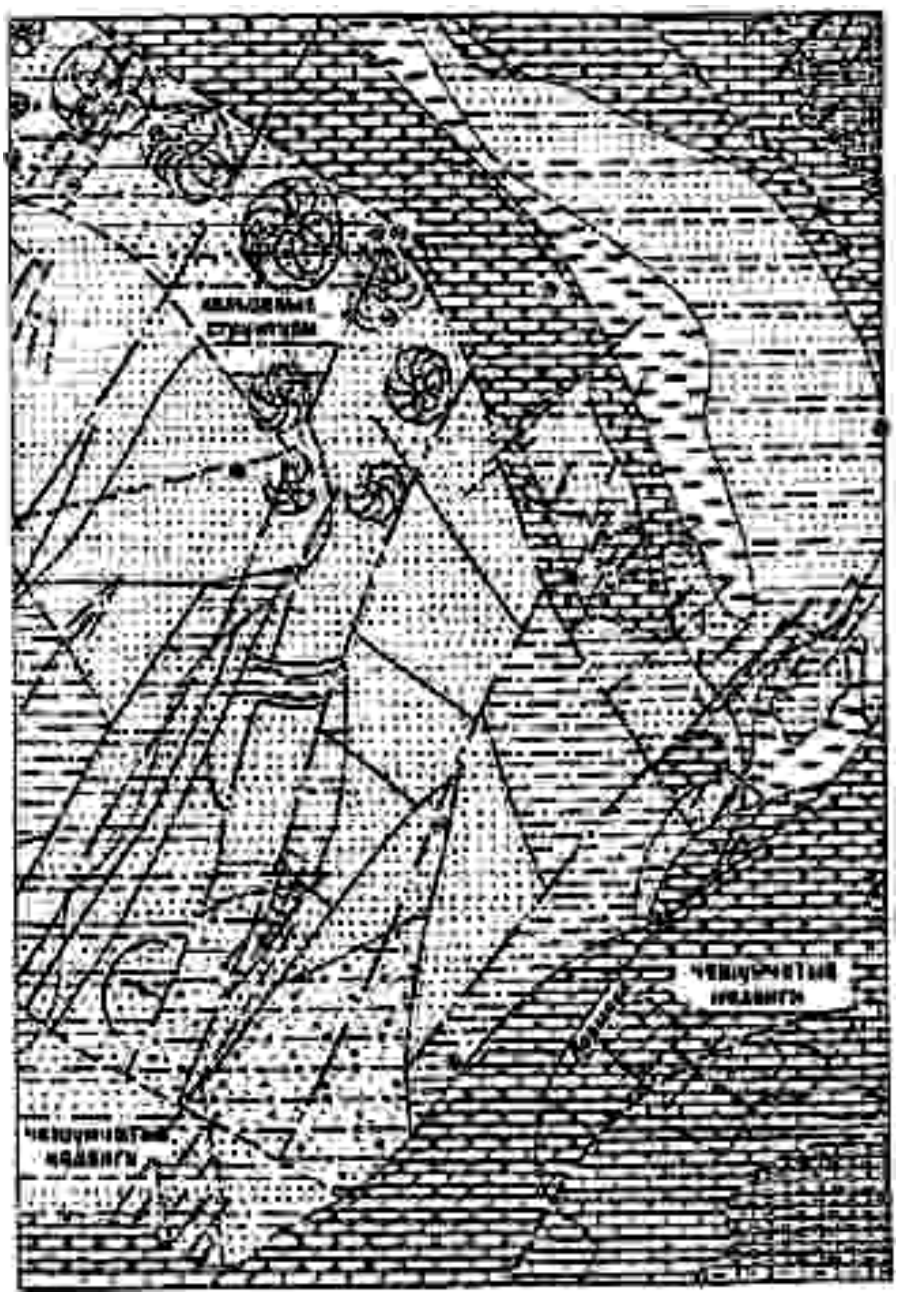


Рис.3. **Фрагмент геологической карты – полосы развития пород протерозоя**

Ранее в результате детальных исследований на отдельных участках территории Восточно-Европейской платформы было установлено, что Калужкая, Якшуновская, Щелковская и Невская геологические структуры расположены в условиях сдвиговых деформаций и вертикальных колебаний; Касимовская – в условиях регионального нелинейного сжатия, вертикальных колебаний и сдвиговых деформаций. Получено подтверждение существования и закономерного размещения геологических зон, характеризующихся однотипность геологического разреза и приуроченностью их к одним и тем же глубинам.

ПЕЧЕНГСКОЕ CU-NI РУДНОЕ ПОЛЕ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ) КАК ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР

Казанский В.И.[1], Лобанов К.В.[1], Соколова Е.В.[1], Чичеров М.В.[1], Исанина Э.В.[2], Шаров Н.В.[3]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, lobanov@igem.ru
[2]Государственное геологическое предприятие «Невскгеология», г. Санкт-Петербург
[3]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, sharov@krc.karelia.ru

Основой для интерпретации Печенгского рудного поля как деформированного палеопротерозойского вулканического центра является ранее разработанная интегральная глубинная модель Печенгского рудного района (Казанский и др., 1994). В рамках этой модели был сделан вывод, что Северное крыло Печенгской структуры, в котором сконцентрированы Cu-Ni месторождения, представляет собой фрагмент вулканической кальдеры, осложненный согласными зонами рассланцевания, а ее Южное крыло – комбинацию чешуйчатой моноклинали с надвинутыми на нее гранитными куполами. Одновременно было высказано предположение, что современный эрозионный срез Печенгского района отвечает горизонтальному сечению мантийной рудообразующей системы центрального типа. В настоящее время эти соображения могут быть дополнительно аргументированы и развиты.

В последние годы показано, что вулканогенно-осадочные серии, слагающие Северное и Южное крыло Печенгской структуры, отличаются по возрасту, литологии, геохимическим характеристикам вулканитов и, в то же время, тесно связаны между собой (Skuf'in, Theart, 2005). В обеих сериях преобладают вулканические и вулканокластические породы, варьирующие по составу от андезитобазальтов до трахибазальтов и трахиандезитов, и от базальтов до пикрит-базальтов. Более ранняя Северопеченгская серия (2234-1905 Ma) имеет циклическое, а более молодая Южнопеченгская серия (1905-1700 Ma) – моноциклическое строение. Вместе с тем вулканиты верхней части Северопеченгской серии обнаруживают признаки сходства с таковыми Южнопеченгской серии. Они выражены в виде прослоев ультракислых риолитовых туфов и лав, перемежающихся с ферропикритовыми лавами и щелочными высокотитанистыми базальтами. Появление этих пород согласуется с развитием в Южнопеченгской серии локальных вулканических центров, сложенных пестрыми по составу ассоциациями пород: от пикрит-базальтовой до андезит-дацит-риолитовой. В частности, Порьиташский центр, расположенный на границе Северного и Южного крыла Печенгской структуры, сложен дацитами, подчиненными риолитами и андезитами.

О сопряженном развитии в пространстве и времени Северопеченгской и Южнопеченгской серий свидетельствуют и результаты корреляции стратиграфии и магматизма Печенгской структуры и примыкающего к ней пояса Пасвик (Melezik et al., 1995). Установлено, что палеопротерозойские осадочные и вулканические формации обеих серий непрерывно продолжаются из Печенгской структуры в пояс Пасвик (рис. 1). При этом их мощности уменьшаются в несколько раз. Параллельно изменяются их условия залегания. Наиболее резкие изменения зафиксированы на западном фланге Печенгской структуры, где дугообразно-концентрическое расположение осадочных и вулканических пород сменяется их линейной ориентировкой. Соответствующие изменения характерны и для туфогенно-осадочной Продуктовой толщи, которая в Северном крыле Печенгской структуры достигает мощности 1.5-2 км и насыщена многочисленными габбро-верлитовыми интрузиями и Cu-Ni месторождениями, а в поясе Пасвик уменьшается по мощности в несколько раз и вмещает небольшие габбро-верлитовые тела, не содержащие Cu-Ni руд (Hodges, 1995). В поясе Пасвик находит продолжение и крупный Порьиташский разлом северо-западного простирания.

Медно-никелевые месторождения не только занимают определенное положение в разрезе Северопеченгской серии и структурах Северного крыла. Никеленосные габбро-верлитовые интрузии близки по возрасту (1980 Ma) и генетически связаны с ферропикритами формации Пильгуярви, перекрывающей Продуктивную толщу (Смолькин, 1992; Hanski, 1992). Базальты формации Пильгуярви были образованы из деплетированного мантийного источника, а ферропикриты и соответственно габбро-верлиты из метасоматически обогащенного мантийного источника, который в большей степени подвергся контаминации коровым материалом. В этом заключается одно из отличий никеленосного интрузивного магматизма Печенги от предшествующего базальтоидного вулканизма Северопеченгской серии.

Вместе с тем, в Печенгском рудном поле никеленосные габбро-верлитовые интрузии вместе с окружающими туфогенно-осадочными и вулканогенными породами деформированы и метаморфизованы, а его Cu-Ni месторождения кроме магматических руд содержат эпигенетические руды (Горбунов и др., 1999).

Яркий пример – месторождения Восточного рудного узла, приуроченные к самому крупному Пильгуярвинскому массиву габбро-верлитов и его флангам (рис. 2). В результате глубокого бурения установлено, что массив расчленен на несколько блоков, надвинутых друг на друга, что ему присущи сдваивание разрезов основных и ультраосновных пород, тектоническое выклинивание вмещающих метаосадочных пород в промежутках между блоками, развитие мощных зон рассланцевания на контактах массива. Со структурно-петрофизических

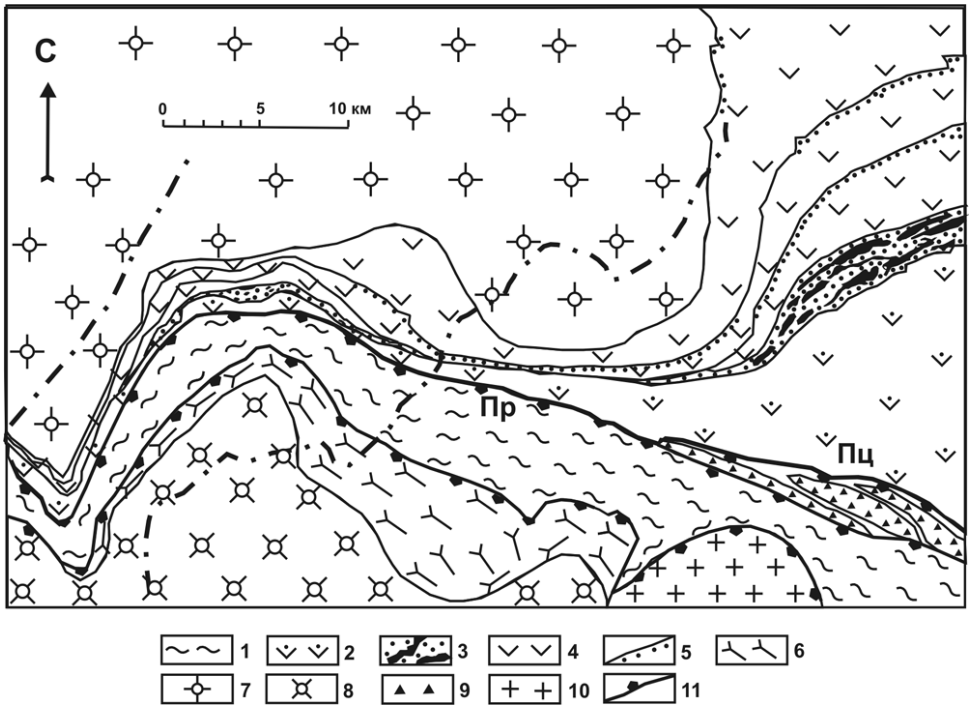


Рис. 1. **Схема места сочленения Печенгской структуры и пояса Пасвик.** Составлена на основе геологической карты пояса Пасвик-Печенга в масштабе 1:200000. Авторы В.А.Мокроусов, Л.С.Молотков, Г.Юве и др., 1995, с изменениями.

1-5 – палеопротерозой: 1 – Южнопеченгская серия, метавулканические и метаосадочные породы; 2-5 – Северопеченгская серия: 2 – метабазальты и метапикриты (формация Пильгуярви, 3 – Продуктивная толща (черным показаны никеленосные габбро-верлиты), 4 – метабазальты и метаандезиты и 5 – метаосадочные породы (формаций Коласйоки, Куэтсярви, Ахмалахти); 6 – кристаллические сланцы (PR-AR?); 7-8 – архей: 7 – гнейсы, мигматиты, граниты, амфиболиты, 8 – гнейсы, кристаллические сланцы; 9 – субвулканические дациты и андезиты; 10 – реоморфические гранитоиды (PR); 11 – разломы: Пр – Порьиташский разлом, Пц – Порьиташский локальный вулканический центр

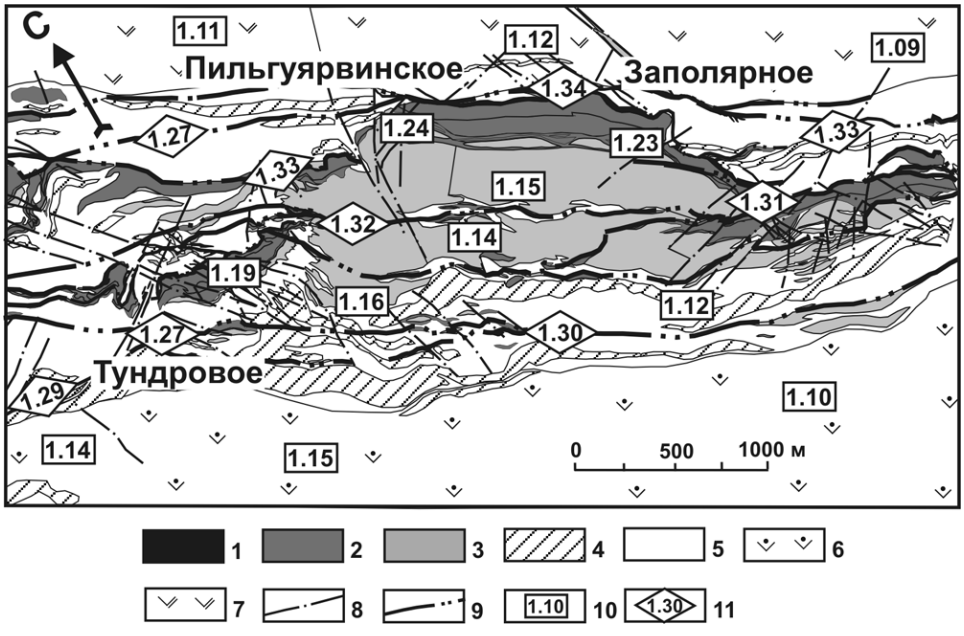


Рис. 2. **Петрофизическая схема Восточного узла Печенгского рудного поля.**
Составлена с использованием материалов ГМК «Печенганикель» (Лобанов, 2008).

1 – брекчиевидные, сплошные и богатые вкрапленные Cu-Ni руды; 2 – верлиты и пироксениты; 3 – габбро; 4 – габбро-диабазы; 5 – туфогенно-осадочные породы Продуктивной толщи; 6-7 – вулканогенные породы: 6 – формация Пильгуярви, 7 – формация Коласйоки; 8 – диагональные разрывы; 9 – межпластовые зоны рассланцевания; 10-11 – средние значения коэффициента объемной анизотропии продольных волн: 10 – тектонических блоков, 11 – межпластовых зон рассланцевания. Заполярное – название месторождения.

позиций гетерогенная Продуктивная толща выделяется в разрезе Северопеченгской серии не только по литологии слагающих ее пород. Она отличается и по физическим параметрам пород, в том числе по величинам упругой анизотропии продольных волн, характеризующей интенсивность синметаморфических деформаций (Лобанов, 2008). Если в туфогенно-осадочных породах эти величины находятся в пределах 1.15-1.17, в габбро-верлитовых телах, содержащих магматические вкрапленные руды, варьирует от 1.15 до 1.22, то в межпластовых зонах рассланцевания, вмещающих ремобилизованные брекчиевидные Cu-Ni руды, они достигают максимальных значений 1.30-1.32. Предполагается, что ремобилизация руд произошла в температурных границах зеленосланцевой фации.

Несмотря на чешуйчато-надвиговые тектонические деформации Печенгской структуры, по данным сейсмических исследований ее Северное и Южное крыло прослеживается в разрезах земной коры. С помощью сейсмотомографического моделирования под Печенгской структурой обнаружен подъем поверхности раздела Мохо на максимальную отметку в 36-34 км, интерпретированный как некогда существовавший мантийный плюм. На большей части Кольского полуострова раздел Мохо выделяется фрагментарно. Но здесь он выражен наиболее четко. По соотношению скоростей продольных и поперечных сейсмических волн под Печенгской структурой на глубине 15-25 км выявлены аномальные объекты со значениями V_p/V_s 1.80-1.90. Они аналогичны таковым под Норильским рудным районом и рассматриваются как некогда существовавшие промежуточные очаги (Исанина и др., 2000; Казанский и др., 2002).

Исходя из предполагаемой связи Печенгского рудного поля с деформированными приразломным вулканическим центром (deformed fault-bound volcanic center), медно-никелевые месторождения этого рудного поля можно отнести к вулкано-плутоническому классу, а соответствующую рудообразующую систему к мантийно-коровому типу (Lobanov, Kazansky, 2008).

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В., Корчагин А.У., Нерадовский Ю.Н., Смолькин В.Ф., Соколов С.В., Шаров Н.В., Яковлев Ю.Н. Медно-никелевые месторождения Печенги (отв. Редактор Н.П.Лаверов). М. ГЕОС, 1999, 236 с.

2. Исанина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М., Казанский В.И., Шаров Н.В. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 476-487.

3. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500-519.

4. Казанский В.И., Исанина Э.В., Лобанов К.В., Предовский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т.44. № 4. С. 276-286.

5. Лобанов К.В. Структурно-петрофизические условия локализации раннепротерозойских пегматитовых и магматических месторождений северо-восточной части Балтийского щита. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, ИГЕМ РАН, 2008, 70 с.

6. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука, 1992. 272 с.

7. Hanski E. Petrology of Pechenga Ferropicrites and cogenetic Ni-bearing Gabbro-wehrlite Intrusions, Kola Peninsula, Russia // Geol. Surv. Finland. Bull. 1992. no. 367. 195 p.

8. Lobanov K.V., Kazansky V.I. The Paleoproterozoic mantle-crustal Cu-Ni ore-forming system of the Pechenga ore district (Fennoscandian shield). 33 IGC. Oslo. 2008. CD.

9. Melezhik V.A. Sturt B.A., Mokrousov V.A. et al. The Early Proterozoic Pasvik-Pechenga Greenstone Belt: 1:200000 geological map, stratigraphic correlation and revision of stratigraphic nomenclature // Geology of the eastern Finmark–western Kola region. Trondheim. 1995. P. 81-91.

10. Skuf'in P.K. and Theart H.F.J. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola greenstone belts, Russia // Precambrian Research. 141. 2005. P. 1-48.

ИДИОМОРФИЗМ ХРОМИТА И ОБОГАЩЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ РУД НА ВИНТОВОМ СЕПАРАТОРЕ

Кевлич В.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kevlich@krc.karelia.ru

В отечественной и зарубежной практике хромитовые руды обогащаются с применением комплекса методов – гравитационных, магнитных и флотации [1,2,4], в основе которых лежит использование формы, размеров зерен минералов и технологических свойств – флотационных, плотности, магнитной восприимчивости.

Запасы хромитовых руд Карелии сконцентрированы в Аганозерском и Шалозерском месторождениях хромитовых руд.. Проблема освоения хромитовых руд состоит в необходимости детального технолого-минералогического изучения уже на поисково- исследовательском этапе работ, что позволит выявить технологические свойства, контрастность, изменения свойств и оценить возможность их обогащения.

Геолого-минералогическое опробование хромитовых руд Аганозерского месторождения проводилось в пределах главного хромитового горизонта (ГХГ), с учетом основных текстурно-структурных особенностей руд.

В генетическом отношении ГХГ представляет стратиформную залежь, слои которой обособляются в породы разной степени обогащенные хромитом[3, 5]. Мощность горизонта 0,27 -2,10м. и до 3,10м. По литологическому составу четко выделяется подошва интервала проведенная по границе между хромитсодержащим (6,20% $Cr_2 O_{3)}$ апопередотитовыми пойкилитовыми серпентинитами и хромитовыми пироксенсодержащими аподунитовыми серпентинитами. Верхняя граница богатых руд здесь также литологическая. Перекрываются они безрудными апопередотитовыми серпентинитами ($Cr_2 O_3$ – 0.48%). Текстуры руд слагающих ГХГ ритмичнополосчатая, ветвистополосчатая, вкрапленная. Для вкрапленной более подходит термин микротекстуры вследствии тонкого (0,03-0,2мм) размеров кристаллов хромита образующих пойкилитовую вкрапленность в крупных и гигантских (10мм) ойкокристаллов моноклинного пироксена.

Структура массивных руд – полигональная доростания, вкрапленных идиоморфнозернистая. Преобладают однако руды с вкрапленной микротекстурой.

Основные элементы морфологии хромита – габитус кристаллов октаэдрический, облик для большинства идиоморфный, а для части ксеноморфный. В руде хромиты по генерационно разноразмерны (рис.1).

1 – тонкие 0,03-0,05мм и менее зерна, октаэдрического габитуса, часто округлые, в виде включений в оливине.

11 – тонкозернистая 0,06-0,2мм, густая, с характерной цепочечной структурой вкрапленности. Габитус октаэдрический. Идиоморфные зерна равномерно рассеяны в обьеме породы и законсервированы в пойкилитовых кристаллах пироксена. Ксеноморфные зерна выполняют интерстиции.

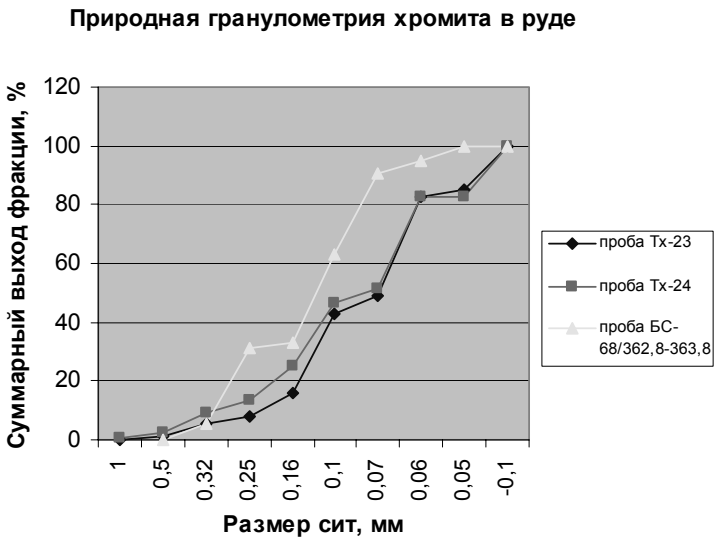


Рис. 1. **Размер зерен хромита в пробах руды**

111 – генерация размером 0,2-1мм и более до 4-5мм в виде вкрапленников в руде и сплошной агрегатной массой с полигональными очертаниями зерен в слойках и гнездах. На гранях следы роста, зоны закалки, вмятины, отпечатки, микротрещенки залеченные нерудным веществом, порой магнетитом.

Гранулометрия хромитовых руд Аганозерского месторождения представлена на рис. 1 по скважинам и пробам отобранным с ГХГ. Откуда следует, что содержание классов крупности хромита для проб из данных точек несколько различно, но вместе с тем существует закономерность – преобладающий класс в нашем случае – 0.2 +0мм составляет 70-80%, а класс -0,16 +0,05мм, в процентном отношении достигает почти 40% от суммарного выхода классов.

Минеральный состав проб: с интервалов 0,27-2,10м В % – моноклинный пироксен 23,75; хромит 57,8; серпентин 17,6; оливин 0,86; плагиоклаз 0,17; магнетит 0,12; и ед. зерна -карбонат, биотит, пирит, кварц, тальк, анатаз, циркон, апатит, сфен, пирротин, рутил, роговая обманка, халькопирит, молибденит, лейкоксен. С интервала 0,27-3,10м хромит 39,77; моноклинный пироксен 30,8; серпентин 28; плагиоклаз 0,3; карбонат 0,5; магнетит 0,53; и ед зерна – карбонат, биотит, пирит, кварц, тальк, анатаз, циркон, апатит, сфен, пирротин, рутил, роговая обманка, халькопирит, молибденит, лейкоксен.

Состав хромитов ГХГ был изучен микрозондовым и химическим анализами, откуда следует,что хромит в рудах ГХГ заметно изменяется в разрезе по содержанию окиси хрома, закиси и окиси железа. При этом снижение содержания Cr_2O_3 и FeO приурочено к верхней и нижней границе выделяемых богатых руд соответственно $Cr_2 O_3$ – 44,37% и FeO-32,39% и CrO-49,56% и 29,72% в центральной части $Cr_2 O_3$ 50,52%, FeO-22,44%. Имеет место изменение содержания указанных компонентов и в породообразующих минералах– ромбическом и моноклинном пироксенах, оливине, серпентине. Исследование состава хромитов по генерациям (рис.2) свидетельствует об однородности состава, но вместе с тем, количественно разнится по содержание компонентов, размерами, формой, что влияет на поведение хромита в обогатительных операциях.

Проба / Компоненты	984 *			Тх-23			Тх-24		
	генерации			генерации			генерации		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Cr_2O_3	50.692	50.060	50.817	50.77	49.77	50.24	48.83	48.78	49.72
MgO	10.954	10.926	10.819	3.77	3.73	3.91	3.26	3.40	3.94
FeO	26.426	27.390	27.018	38.19	38.71	39.53	42.26	43.21	39.17
Al_2O_3	8.222	9.026	8.838	3.13	3.32	3.57	3.52	3.90	3.66
NiO	0.22	0.22	0.268						
TiO_2	1.052	1.014	1.089	0.98	0.88	1.03	1.00	0.99	1.03
ZnO	0.041	0.076	0.106						
V_2O_5	0.164	0.154	0.135						
MnO	0.554	0.545	0.544						

Рис. 2. **Состав рудообразующих хромитов Бураковской интрузии ГХГ**

Испытания по обогащению проб хромитовой руды измельченной в шаровой мельнице до крупности 0,5 и 0,2мм, проводились на винтовом лабораторном сепараторе, который состоит из четырех витков диаметром 100мм с возможностью изменения шага и производительностью 10кг/час. При этом оптимальным для обработки на сепараторе является размер зерен 0,5-0,2мм, расход воды в приделах 1-5литра. Учитывая, что контрастность свойств хромита (плотность от 4,3 и до 4,64-4,8г/см$^{3)}$ и нерудных минералов (серпентин 2,6 и до 3,1г/см^3 с включениями и бронзита-диопсида 3,2-3,4г/см$^{3)}$ испытания по обогащению на винтовом сепараторе предусматривали определения расхода воды, положения отсекателей, соотношение твердого к жидкому в питании сепаратора и необходимое количество перечисток. Результаты опытов обогащения на винтовом сепараторе проб хромитовой руды ГХГ с интервала 0,27-2,10м, где содержание хромита 57,8% свидетельствуют, что возможно получить концентраты хромита с выходом 33-35% , содержанием хромита 67-78 %, извлечением 38-42% , а для пробы 0,27-3,10 м, пробы с содержанием хромита 39,8% выход 25-27%, содержание хромита 65-75%, извлечение 40,8-50,0%. Отвальные хвосты состоят в основном из серпентина, пироксенов, оливина и хромита – 24-32%, в виде тонких зерен и включений. При этом режим обработки следующий: расход воды в пределах 2-3литра/минуту, соотношение жидкого к твердому Т : Ж =1 : 4, угол наклона витка спирали 16^0 -18^0 , и количество перечисток три-четыре, для повышения извлечения ценного компонента в концентрат. Положение отсекателя менялось от 3 до 5мм в зависимости от содержания хромита в продуктах обработки проб. При увеличении количества перечисток содержание хромита в концентрате повышается, а извлечение снижается. Потери согласно минералогическим данным рудного минерала в хвостах представлены тонкими включениями в породообразующих минералах и шламовыми тонкопластинчатыми частицами хромита образовавшимися в процессе дробления и измельчения. Разубоживание концентрата происходит за счет сростков породообразующих и рудных минералов, тяжелых акцессорных минералов, тонкой вкрапленности в серпентине, пироксене и оливине.

Анализ морфотипов хромита в продуктах обогащения свидетельствует о взаимосвязи морфологических особенностей зерен, соответственно их распределении и потерях в продуктах обогащения. При этом в концентрат переходят идиоморфные зерна хромита (рис.3), и существенно меньше их содержание в промпродуктах и хвостах.

Таким образом выполненные испытания по обогащению проб хромитовых руд свидетельствует о существенном повышении содержании хромита в продуктах обогащения на винтовом сепараторе и при этом идиоморфные зерна в основном переходят в концентрат, а потери хромита связанны в большей степени с осколками и шламистыми частицами, что предполагает необходимость щадящего режима дробления для хромитовых руд .

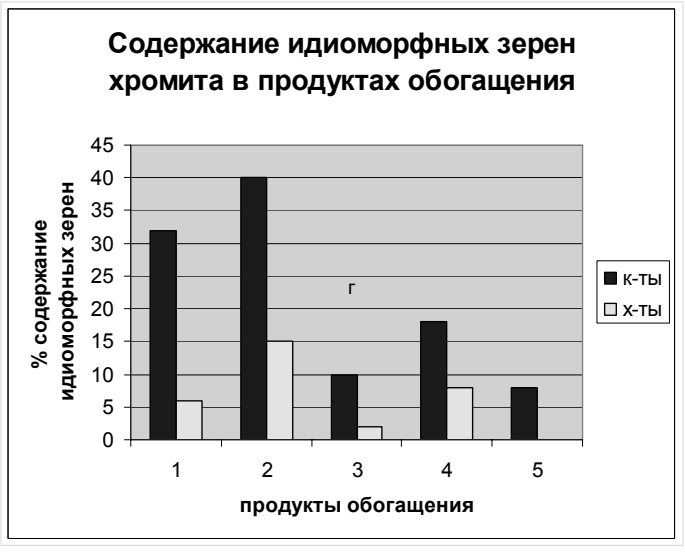


Рис. 3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барский.Л.А.,Кевлич В.И. Выделение мономинеральных фракций при оценке обогатимости хромитовых руд. // «Механобр». Ленинград 1990. С.152.
2. Кевлич.В.И., Светов.С.В.,Фофанов.А.Д. Типоморфные особенности хромита и влияние их на выбор и условия направленного изменения свойств. // Направленное изменение физико-химических свойств минералов в процессах обогащения полезных ископаемых (Плаксинские чтения), Материалы международного совещания. – Москва.: Альтекс, 2003г. С.145
3. Лавров М.М., Кевлич В.И., О происхождении хромитового оруденения Бураковской интрузии. Оперативно информационные материалы. Петрозаводск. 1986г.
4. Металлогения Карелии / От. Ред. С.И.Рыбаков, А.И.Голубев. Петрозаводск, 1999. С.340
5. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений. Москва: Недра, 1987г. С.162.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ЭВОЛЮЦИИ ФУНДАМЕНТА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кирилюк В.П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г. Львов, Украина, Kyrylyuk.V@i.ua

Общие вопросы тектоники Украинского щита и отдельные ее проблемы разрабатывались в течение всей истории исследования региона и полностью зависели от уровня его изученности и доминирующих в науке геотектонических идей соответствующего времени. Все геотектонические построения относительно фундамента Украинского щита длительное время базировались почти исключительно на общеизвестных геотектонических концепциях и представлениях о формировании структурных элементов земной коры. Между тем, на протяжении последних 40 лет по отношению к нижнему докембрию сложилось два разных направления его изучения, или точнее два идеологических подхода, которые условно можно назвать «*актуалистический*» и «*неактуалистический*». Первый из них исходит из представлений о стабильности, или малой изменчивости, геологических процессов в течение всей истории формирования земной коры, второй – исповедует идею о «специфических чертах поступательного развития земной коры, не повторявшихся в более поздние эпохи, которые определяют несоответствие такого развития концепции униформизма» [6, стр. 3].

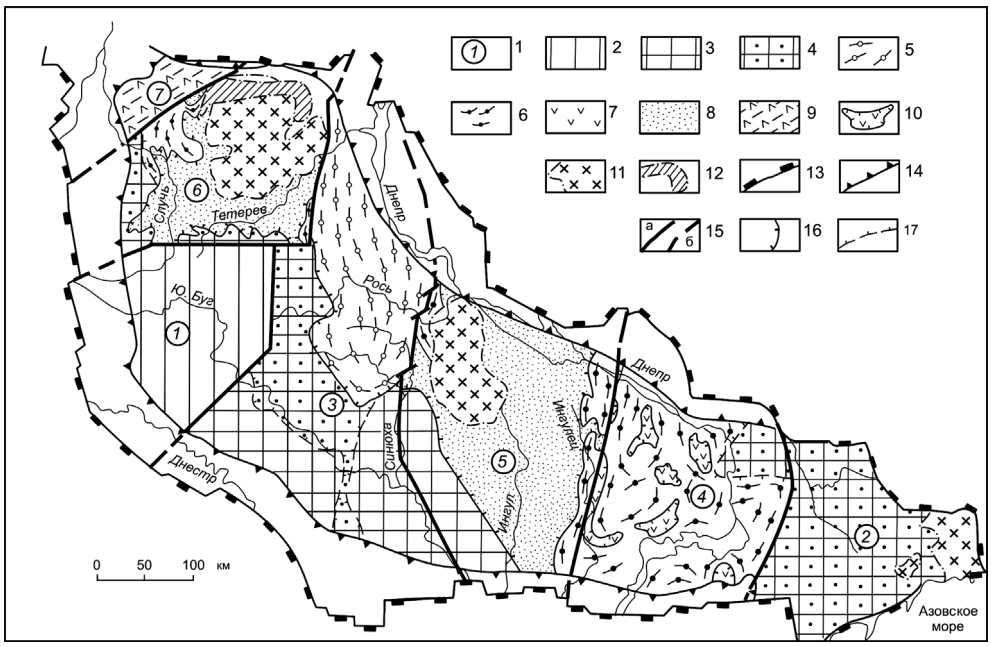
По нашему мнению, современный уровень изученности раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ, их сопоставление между собой и со складчатыми областями неогея, показывает безусловное подобие геологического строения фундамента разных щитов и неповторимые геологические особенности этих раннедокембрийских геотектонических элементов земной коры по сравнению со структурами неогея [1]. Именно эти особенности свидетельствуют о ***специфическом характере развития земной коры щитов – и фундамента древних платформ в целом – в течение всего раннего докембрия*** и невозможность априорного применения к ним известных геотектонических концепций.

Ярким отражением специфических тектонических условий и сопутствующих геологических процессов формирования раннедокембрийской земной коры, таких как литогенез, магматизм, метаморфизм и ультраметаморфизм, является раннедокембрийский фундамент Украинского щита. Основные особенности тектонического строения и геотектонической эволюции раннедокембрийской земной коры нашли свое отображение на составленной автором тектонической карте фундамента Украинского щита в масштабах 1:2 000 000 и 1:1 000 000, первая из которых уже опубликована [3]. Схематическое изображение этой карты показано на рисунке.

Проведенный при составлении карты геотектонический анализ фундамента Украинского щита дал возможность обосновать ряд выводов относительно его структуры и эволюции, которые имеют не только региональное, но и общее значение для раннего докембрия и проверены на материалах других щитов Северной Евразии. В сжатом изложении эти выводы сводятся к следующему.

1. На Украинском щите представлены все главные типы стратометаморфических комплексов нижнего докембрия щитов: а) гранулито-гнейсовые, б) амфиболито-гнейсовые, в) зеленокаменные (метавулканогенные), г) железисто-кремнисто-сланцевые (метавулканогенно-хемогенно-теригенные), д) гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные) комплексы. Гранулито-гнейсовые комплексы на значительных площадях испытали диафторез амфиболитовой фации и изофациальный ультраметаморфизм.

2. Сравнительный геолого-формационный анализ показал, что последовательно сформированные разнофациальные стратометаморфические комплексы по своему формационному составу не могут быть мысленно, путем «элиминации» метаморфизма, приведены ни друг к другу, ни к известным геотектоническим формационным рядам структур неогея [1, 2]. Это свидетельствует о направленной геоэволюционной природе изменения условий образования этих комплексов и их формационного состава.



Тектоническая схема фундамента Украинского щита

1 – главные структурные элементы: 1-6 – мегаблоки (цифры на схеме): Подольский (1), Приазовский (2), Бугско-Росинский (3), Приднепровский (4), Кировоградский (5), Волынский (6); Волыно-Полесский вулкано-плутонический пояс (7). 2-9 – главные структурно-формационные комплексы: 2 – гранулитовый супраструктуры Подольского мегаблока, 3 – гранулитовый инфраструктуры Бугско-Росинского и Кировоградского мегаблоков, 4 – гранулит-диафторит-гранитные инфраструктуры Бугско-Росинского и Приазовского мегаблоков, 5 – амфиболит-гранитный супраструктуры Бугско-Росинского мегаблока, 6 – амфиболит-гранитные инфраструктуры Приднепровского, Кировоградского и Волынского мегаблоков, 7 – зеленокаменный (метавулканогенный) и железисто-кремнистосланцевый (метатерригенно-вулканогенно-хемогенный) супраструктуры Приднепровского мегаблока (объединены в масштабе схемы), 8 – гранитно-гнейсосланцевые супраструктуры Кировоградского и Волынского мегаблоков. 9 – вулкано-плутонический структурно-формационный комплекс Волино-Полесского пояса. 10 – зеленокаменные пояса – фрагменты супраструктуры Приднепровского мегаблока. 11 – крупные автономные интрузивные массивы (мелкие массивы объединены с комплексами, которые они прорывают). 12 – Овручский прогиб и его сателлиты. 13 – граница щита по краевыми сбросами. 14 – граница щита по выходам фундамента. 15 – пограничные межмегаблоковые зоны разломов (а) и их продолжение под платформенным чехлом (б). 16 – граница структурных этажей мегаблоков (подошва супраструктуры мегаблоков); 17 – граница гранулит-диафторитовых зон инфраструктуры.

3. В структуре Украинского щита практически общепринятым является выделение шести мегаблоков (рисунок) и Волыно-Полесского вулкано-плутонического пояса на крайнем северо-западе щита. Названные стратометаморфические комплексы вместе с замещающими их ультраметаморфическими образованиями составляют структурные этажи мегаблоков. На основании разных сочетаний стратометаморфических комплексов (структурных этажей) различается пять типов мегаблоков [4]: а) гранулитовый (тип А – Подольский); б) гранулит-диафторитовый (тип Б – Приазовский), в) гранулит-амфиболитовый (тип В – Бугско-Росинский); г) амфиболит-зеленокаменный или гранит-зеленокаменный (тип Г – Приднепровский); д) гранитно-гнейсосланцевый(тип Д – Волынский и Кировоградский).

4. Анализ распространения стратометаморфических комплексов в пределах мегаблоков щита дает возможность выделить две группы комплексов: а) распространенные во всех или большинстве мегаблоков – гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые, б) распространенные только в определенных типах мегаблоков – зеленокаменные, железисто-кремнистосланцевые и гнейсо-сланцевые. На этом основании в эволюции Украинского щита выделяется два геотектонических этапа [1]: а) этап неотчетливой догеоблоковой тектонической дифференциации, б) этап отчетливой геоблоковой тектонической дифференциации. Для обозначения этих этапов полностью подходит предложенное В.И. Шульдинером [5] геотектоническое деление раннего докембрия на два ***мегахрона – эогей*** и ***протогей***. В каждом из мегахронов выделяются ранняя та поздняя стадии, или *геохроны*, которые отличались формированием разных по геолого-формационному составу стратигенных комплексов. По отношению к эогею наиболее удачным представляется использование введенного Л.И. Салопом названия «пермобильный геотектонический режим». В протогее оформились уже три типа областей – мегаблоков, различающихся геотектоническим режимом: а) эвмегаблоки (гранитно-зеленокаменные – тип Г), б) миомегаблоки (гранитно-гнейсосланцевые – тип Д), в) анастабильные мегаблоки (типы А и В), которые характеризовались общим воздыманием и продолжающимися унаследованными процессами метаморфизма и ультраметаморфизма эогейских стратигенных комплексов.

6. Комплексные наблюдения на границах структурных этажей мегаблоков свидетельствуют об их согласованных структурно-метаморфических соотношениях, что является признаком длительного совместного эндоген-

ного тектоно-метаморфического развития в качестве ***инфраструктуры*** *(нижний структурный этаж)* и ***супраструктуры*** *(верхний структурный этаж)* ***мегаблоков***. Такие соотношения часто осложняются на контактах этажей разрывными нарушениями, явлениями ультраметаморфизма и гранитными интрузиями.

7. Сравнительный анализ однотипных гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов разных мегаблоков показывает существование в них наряду с общими геолого-формационными признаками, некоторых индивидуальных особенностей, присущих комплексам разных типов мегаблоков. Среди этих особенностей выявляются как первичные, так и приобретенные в результате их длительной эндогенной эволюции в условиях разных тектонических режимов во время автономного развития отдельных мегаблоков. Первичные особенности (неоднородности) определяют эогей как этап неотчетливой геотектонической дифференциации. Приобретенные признаки однотипных комплексов (особенности метаморфизма и ультраметаморфизма, а также характер деформаций соответствующих структурных этажей), объясняются перемещением в ходе геологического развития мегаблоков комплексов супраструктуры предыдущего этапа в инфраструктуру, в связи с формированием более молодых толщ верхних структурных этажей. При этом является вполне очевидным, что одновременно с интенсивными эндогенными (термическими и деформационными) процессами, которые охватили верхние структурные этажи, в инфраструктуре должны были также проходить активные превращения более ранних комплексов. Этим, очевидно, в значительной мере и вызваны отличия однотипных комплексов в разных мегаблоках, которые проявились в характере метаморфизма, гранитообразования и особенностях складчатой структуры, а также в разных изотопно-геохронологических определениях возраста однотипных комплексов.

8. В связи с общей эндогенной эволюцией структурных этажей мегаблоков, все они закончили свое структурно-вещественное развитие и приобрели современный вид почти одновременно, в конце позднего протогея, в результате общей кратонизации фундамента около 2100-1900 млн. лет назад. Поэтому, *структурные этажи фундамента щитов, в отличие от структурных этажей неогея, которые выделяются по времени завершающей складчатости, следует выделять по возрасту их заложения в раннем или позднем эогее, или раннем протогее, а время формирования этажей в их законченном состоянии определять как период от их заложения и до конца позднего протогея*, который в системе геохронологической периодизации примерно отвечает палеопротерозою.

9. Исходя из сказанного следует отметить, что последовательное изменение тектонических и палеогеографических условий на поверхности Земли, которые обусловили формирование разных стратометаморфических геолого-формационных комплексов, не укладывается в концепцию тектоно-магматических циклов и резкого изменения всех параметров на границах разных стадий, по мнению одних исследователей, или повторения условий – по мнению других. Более вероятным представляется то, что унаследованные по *PT*-параметрами от предыдущих стадий процессы эндогенеза комплексов продолжались на более глубинных уровнях в пределах своих этажей и в течение следующих стадий. Таким образом, тектоническая и связанная с ней петрологическая эволюции происходили не путем полного отмирания условий предыдущей стадии, а путем *смены на рубежах разных стадий условий и места проявления процессов экзолитогенза и общего наращивания обстановок тектогенеза и глубинного петрогенезиса.*

10. Одной из особенностей всех нижнедокембрийских комплексов является повсеместная совмещенность в них признаков экзогенного и эндогенного формирования. В их составе отсутствуют неметаморфизованные осадочно-вулканические образования, а метаморфизм, преимущественно высокотемпературный, обычно сопровождается ультраметаморфизмом. Все это *свидетельствует о специфическом высокотемпературном состоянии земной коры и поверхности Земли в раннем докембрии, что является, на наш взгляд, основной причиной кардинальных геогенетических отличий раннего докембрия –* ***эогея и протогея*** *–* *от* ***неогея***. Суть этих отличий заключается в том, что для неогея, как известно, определяющей причиной структурно-вещественных особенностей разных структур и стадий их развития является тектонический режим, который и обусловливает геолого-формационный состав, метаморфизм, магматизм, характер дислокаций и особенности металлогении. В то же время, *для донеогея определяющим явилось температурное состояние земной коры и других внешних оболочек Земли, длительная тепловая эволюция которых обусловила изменение обстановок и типов раннедокембрийского литогенеза, особенности метаморфизма и ультраметаморфизма разновозрастных комплексов, их металогеническую специфику и даже структурную эволюцию фундамента щитов, в частности переход от* ***эогея*** *к* ***протогею***.

Выше коротко освещены лишь основные результаты исследования фундамента Украинского щита, которые являются первой попыткой непредвзятого геотектонического анализа этого региона. Следствием его является законченная в целом система представлений о ранньодокембрийской структурно-вещественной и геотектонической эволюции региона, которую можно определить как ***концепцию кратоногенеза***.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кирилюк В.П. Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ (опыт геотектонического анализа) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 281-285.

2. Кирилюк В.П. Структурное положение архейских комплексов щитов и геотектоническая периодизация архея // Материалы I российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Геология и геодинамика архея. 27-29 сентября 2005 г. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2005. С. 145-150.

3. Кирилюк В.П. Тектоніка фундаменту Українського щита (Пояснювальна записка до «Тектонічної карти фундаменту Українського щита» масштабу 1:2 000 000). Київ: УкрДГРІ, 2007. 76 с.

4. Кирилюк В.П., Смоголюк А.Г. Об основных структурных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита // Геол. журн. 1993. № 3. С 54-69.

5. Шульдинер В.И. О периодизации раннего докембрия // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 115-119.

6. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов / К.О. Кратц, В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский и др. Л.: Наука, 1980. 164 с.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЕОБЛОКОВЫХ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Кирилюк В.П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г. Львов. Украина, Kyrylyuk.V@i.ua

Тектоническое расчленение и изображение структуры фундамента Восточно-Европейской платформы, как и других древних платформ, длительное время проводилось, а иногда и сейчас еще базируется, на основе выделения разновозрастных складчатых областей. Такой подход, как показывают многочисленные структурные схемы, является маловыразительным, дает лишь некоторые представления об общем структурном плане-узоре фундамента и до сих пор не привел к выявлению устойчивых структурно-тектонических закономерностей фундамента и установлению его типовых структурных элементов. Широко распространенным, и как будто логически выдержанным, на некоторое время стало представление об архейских серединных массивах, или архейских «кратонах», и обрамляющих их протерозойских подвижных поясах [12 и др.], но и оно не отвечает действительности, как с точки зрения реальной структуры, так и по своему содержанию.

Ситуация начала в корне меняться с появлением представлений о закономерной блоковой фрагментации земной коры вообще, и фундамента платформ в частности, которые были системно заложены трудами Л.И. Красного [8, 9]. Именно они стали основанием для последующей типизации блоковых структур Восточно-Европейской платформы.

На первых порах выделение блоковых структур – геоблоков и блоков разного порядка, как на щитах, так и в погруженном фундаменте Восточно-Европейской платформы, проводилось главным образом по геофизическим данным, но впоследствии эти блоки начали наполняться геологическим содержанием. Геоблоковое деление обнаженных частей фундамента было начато работами Г.И. Каляева [5] на Украинском щите. Отсюда этот подход распространился на Балтийский щит и другие регионы развития фундамента.

За последние двадцать лет представления о геоблоковом строении как Восточно-Европейской платформы в целом [2, 10], так и ее фундамента [1, 3 и др.] значительно расширились и нашли свое отражение на структурных схемах региона, на которых геологические блоки разного порядка разделены межблоковыми зонами глубинных разломов и структурами, которые их сопровождают, – приразломными прогибами, авлакогенами и другими. Этому способствовали как разработка учения о геоблоковой делимости литосферы [4, 10, 11 и др.], так и продолжавшиеся исследования Восточно-Европейской платформы, в частности межгосударственные работы 90-х годов, в которых принимали участие научные коллективы Украины, России и Беларуси. Вначале это было составление опубликованного комплекта карт масштаба 1:1 000 000 «Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы (Украинский щит, Белорусский и Воронежский массивы») (1992), а позднее и следующего комплекта карт масштаба 1:2 500 000 для всей территории Восточно-Европейской платформы, который, к сожалению, так и не был завершен. Результатом теоретических разработок этого периода стало дальнейшее упорядочение терминологии учения, в частности определение понятий «геоблок» и «мегаблок», их перевод из терминов свободного пользования в категорию научных терминов, хотя такое их использование пока еще не стало правилом. Следствием практических работ по блоковому расчленению платформы стало разделение региона в целом, без остатка, на ряд кратонных геоблоков и расчленение их фундамента на мегаблоки, а для некоторых регионов и на блоки более высоких порядков. И хотя в вопросах геоблокового районирования остаются еще дискуссионные вопросы, достигнутый уровень расчленения уже дает возможность для типизации блоковых структур фундамента Восточно-Европейской платформы и их сравнения с подобными структурами других регионов.

Следует заметить, что типизация блоковых структур Восточно-Европейской платформы началась не с фундамента, а с платформы в целом. В ее границах Л.И. Красный [10] выделил шесть геоблоков, которые он объединил общим названием «кратонные геоблоки». Среди них автор различал геоблоки высокого стояния, или *анаста-*

бильные, с выходами на поверхность древнейших кристаллических комплексов фундамента, и *катастабильные* геоблоки с погруженным фундаментом, полностью перекрытым осадочным и осадочно-вулканогенным чехлом.

Принадлежность геоблоков к разным типам определяется Л.И. Красным по структурно-вещественными признаками – по характеру распространения верхнего, платформенного чехла и по выходам фундамента на поверхность. А определение *геокинематического типа* геоблока – *анастабильного* (с общей тенденцией к поднятию, *от греч. «ана» – снизу вверх*) или *катастабильного* (с общей тенденцией к опусканию, *от греч. «ката» – сверху вниз*) – является его интерпретационной характеристикой. Второй тип геоблоков позднее получил название *«плитный»* [2], по аналогии с которым первый тип целесообразно назвать *«щитовым»*.

По современным данным наиболее обоснованным и рациональным представляется геоблоковое деление Восточно-Европейской платформы в целом, и одновременно ее фундамента, на четыре геоблока: *щитовые* – Беломорско-Балтийский и Днепровский (или Украинско-Воронежский) и *плитные* – Белорусско-Прибалтийский и Волго-Камский (или Волго-Уральский). В структуре платформенного чехла эти геоблоки не имеют четких ограничений и их границы являются достаточно условными. Однако в фундаменте они разделены между собой крупными линейными зонами, или *межгеоблоковыми поясами: Волынско-Двинским*, который протягивается в северо-восточном направлении через всю платформу, а также *Рязанско-Саратовским и Таллиннским поясами* северо-западного простирания. Эти пояса являются самостоятельными историко-геологическими структурами, одноранговыми и комплементарными к геоблокам фундамента, вместе с которыми они определяют главные, наиболее масштабные черты его поясово-блокового строения.

Как показывает сравнение кристаллического фундамента разных геоблоков, каждая из приведенных выше пар плитных и щитовых структурных элементов имеет между собой общие черты геологического строения и четкие отличия от фундамента геоблоков другого типа. Наиболее выразительно это подобие и отличия проявлены в наборе и составе распространенных в разных типах мегаблоков геолого-формационных комплексов.

Напомним, что главными раннедокембрийскими комплексами являются гранулито-гнейсовые, амфиболито-гнейсовые, зеленокаменные (метавулканогенные), железисто-кремнистосланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные) и гнейсосланцевые (метакарбонатно-терригенные) стратометаморфические геолого-формационные комплексы [6]. Эти комплексы четко различаются между собой не только степенью метаморфизма, но и наборами формаций и структурной позицией. Они являются отражением общей геологической и геотектонической эволюции фундамента кратонов и в полном объеме распространены на большинстве щитов древних платформ. В региональных стратиграфических схемах они выступают в качестве местных стратиграфических подразделений в ранге комплексов или серий как подразделения архея и палеопротерозоя. Как показывает изотопно-геохронологическое сопоставление однотипных подразделений разных щитов, они имеют скользящие возрастные рубежи, что является вполне естественным, принимая во внимание геотектоническую природу комплексов. По нашему мнению, названные стратометаморфические комплексы отвечают разным геотектоническим этапам и стадиям развития земной коры фундамента древних платформ, для которых предлагается использование подразделений геотектонической периодизации [7, 13] – *эогея* и *протогея*. Высокотемпературные эогейские гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые комплексы в результате ультраметаморфизма обычно преобразованы в изофациальные гранулитовые и амфиболит-гранитовые гранитно-метаморфические комплексы.

В фундаменте плитных геоблоков резко доминируют высокотемпературные стратометаморфические и сопутствующие гранитно-метаморфические комплексы и очень ограничено, несопоставимо со щитовыми геоблоками ни по площади, ни по полноте разрезов, распространены другие, более молодые комплексы. Своеобразие фундамента плитных геоблоков заключается и в том, что они отличаются от щитовых геоблоков редуцированным разрезом наиболее распространенных в них гранулитовых комплексов.

В отличие от плитных геоблоков, фундамент щитовых геоблоков характеризуется представительным развитием всех комплексов и полнотой их стратиграфических разрезов. На Балтийском и Украинском щитах, и в фундаменте Воронежской антеклизы развиты все известные типы стратометаморфических комплексов, которые определяют собой разные геоисторические этапы и геотектонические условия их формирования. Они представлены на разных щитах с различной полнотой, но, тем не менее, их геолого-формационная корреляция и соответствие определенным этапам развития не вызывают сомнения. Площадное распространение разных геолого-формационных комплексов в фундаменте щитовых мегаблоков существенно отличаются. Не менее половины площади занимают гранулито-гнейсовые комплексы и их диафторитовые и ультраметаморфические производные. Вторыми по масштабам распространения являются амфиболито-гнейсовые комплексы и замещающие их ультраметаморфические гранитоиды. Зеленокаменные и постзеленокаменные комплексы заметно менее развиты, но все они в определенных типах мегаблоков имеют площадное распространение.

Геоблоки фундамента, в свою очередь, разделяются зонами разломов разного порядка на ряд более мелких блоков. В отдельных регионах фундамент геоблоков наибольшими разломами делится на несколько, как правило, два-три в разных схемах, блоков условно первого порядка, которые в свою очередь разделяются на несколько блоков условно второго порядка. Деление на блоки первого порядка у разных авторов часто существенно различается,

поскольку в основе их выделения лежат не особенности самих блоков, а представление о ранговости разграничивающих их разломов. Деление на блоки второго порядка более однозначно, особенно для щитовых геоблоков. О них сейчас можно достаточно уверенно говорить как о закономерных – *типовых* – структурных элементах следующего порядка за геоблоками, *или мегаблоках*. Что же касается блоков фундамента плитных геоблоков, то их выделение проводится только по геофизическим данным, они в силу более однообразного состава и меньшей изученности из-за закрытости фундамента не могут пока еще быть типизированы по геологическим признакам и идентифицированы как типовые мегаблоки.

Если же использовать для характеристики региональных блоков II-го порядка на щитах, или *мегаблоков,* типовые стратометаморфические геолого-формационные комплексы, то среди них можно выделить пять типов мегаблоков: гранулитовые (тип А), гранулит-диафторитовые (тип Б), гранулит-амфиболитовые (тип В), амфиболит-зеленокаменные (больше известные как гранитно-зеленокаменные – тип Г) и гранитно-гнейсосланцевые (тип Д). Принадлежность региональных мегаблоков щитовых геоблоков к разным типам показана в таблице, в которую наряду с мегаблоками Восточно-Европейской платформы включены региональные мегаблоки щитов Сибирской платформы.

Кроме характерного вещественного состава в виде определяющих стратометаморфических геолого-формационных комплексов, составляющих основу структурных этажей мегаблоков, разные типы мегаблоков несут ряд других свойственных им признаков, таких как особенности проявления метаморфизма и ультраметаморфизма, характерные интрузивные формации и даже некоторые особенности деформационной структуры. Все это дает возможность рассматривать мегаблоки как закономерные структурные элементы щитов и фундамента платформ в целом и считать названия и индексы типов мегаблоков носителями их обобщенной системной характеристики.

Мегаблоки щитовых геоблоков Восточно-Европейской и Сибирской платформ

Типы мегаблоков		Восточно-Европейская платформа			Сибирская платформа	
		Балтийский щит	Украинский щит	Воронежская антеклиза	Алдано-Становой щит	Анабарский щит
Гранитно-гнейсо-сланцевый (тип Д)		Ладожский (Свекофеннский)	Тетеревский Кировоградский		Чарско-Удоканский	
Гранитно-зелено-каменный (тип Г)		Приднепровский	Карельский	Курский (КМА)	Олекминский	
Гранулит-амфиболи-товый (тип В)		Бугско-Росинский			Становой	
Гранулит-диафторито-вый (тип Б)	Подтип $Б_1$		Беломорский	Брянский		Анабаро-Мукунский
	Подтип $Б_2$	Приазовский	Кольский			
Гранулитовый (тип А)		Подольский	------	------	Алданский	Попигайский

Наборы структурных этажей типовых мегаблоков позволяют отнести их к нескольким геокинематическим типам, которые с использованием терминологии Л.И. Красного могут быть названы: тип А – *анастабильный* (погружение в раннем эогее с последующим устойчивым воздыманием на протяжении всего раннего докембрия); тип В – *ката-анастабильный* (погружение в эогее и воздымание в протогее); тип Г – *катастабильный* (погружение на протяжении всего эогея и протогея); тип Д – *мобильный* (чередование этапов погружений и поднятий). Гранулит-диафторитовые мегаблоки, вероятнее всего, являются глубоко денудированными мегаблоками типа В (подтип $Б_1$) и типа Д (подтип $Б_2$).

К настоящему времени уже накоплен определенный опыт комплексного геофизического исследования конкретных блоковых структур щитов с целью выяснения их глубинного строения и его связи с приповерхностными структурами [14 и др.]. Можно надеяться, что дальнейшее изучение геоблоков и мегаблоков, как закономерных, *типовых* структурных и геоисторических элементов фундамента кратонов, будет способствовать дальнейшему прогрессу в решении этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галецкий Л.С, Колосовская В.А., Шевченко Т.П. и др. Геологическое развитие и металлогения докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы // Международная конференция «Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр Земли». Тезисы докладов. Киев, 1996. С. 138-140.

2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 1. Русская платформа / Под ред. В.Д. Наливкина и К.Э. Якобсона. Л.: Наука, Лен. отд., 1985. 356 с.

3. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.

4. Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 50 с.

5. Каляев Г.И. Геотектоническое районирование Украинского щита по структурно-формационным критериям // Петрография докембрия Русской платформы (Труды первого регионального петрографического совещания по Европейской части СССР). Киев: Наук. думка, 1970. С. 87-94.

6. Кирилюк В.П. Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ *(опыт геотектонического анализа)* // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 281 -285.

7. Кирилюк В.П. Геотектоническая периодизация раннего докембрия // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. С. 292-296.

8. Красный Л.И. Геоблоки // Геотектоника. 1967. № 5. С. 103-120.

9. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1972. 152 с.

10. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

11. Красный Л.И. Основы учения о блоковой (геоблоковой) делимости литосферы // Геол. журн. 1993, № 3. С. 4-13.

12. Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Наука, Лен. отд., 1990. 491 с.

13. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

14. Starostenko V.I., Pashkevych I.K., Kutas R.I. Deep-Seated Structure of the Ukrainian Shield // Mineral. Journ. (Ukraine). 2002. 24. № 2/3. P. 111-121.

ОБЩЕКОРОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ – УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Кисин А. Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, kissin@igg.uran.ru

Благодаря быстрому и динамичному развитию геофизических методов исследований за последние 100 лет, представления о глубинном строении земной коры качественно изменились. На основании преимущественно геофизических исследований строятся различные модели многослойной коры, выявляются разноранговые неоднородности и признаки упорядочности. В последние десятилетия в тектонофизике возникло и активно развивается направление на изучение структурированных сред [2, 3 и др.]. С этими представлениями тесно переплетаются разработки М.Г. Леонова в области «реидной» тектоники. Показано, что структурирование среды – явление многоуровневое. Деформация структурированных сред протекает по своим законам и структурированность среды при этом сохраняется. Концентраторами напряжений в структурированных средах выступают отдельные домены, вызывающие неравномерную деформацию. Известно, что при горизонтальном ориентированном сжатии земная кора деформируется. В свете выше сказанного, было бы нелогично ожидать, что деформации коры проходят без системно и ограничиваются лишь разрывными нарушениями и надвиганием тектонических пластин одна на другую. Логичней ожидать, что деформации коры породят новую (или видоизменят старую) структурированную область. Складчатость, вероятно, является идеальным кандидатом на эту роль.

Еще в 1922 г. Э. Арган [1] выдвинул идею о **подкоровых течениях** и существовании **складок основания** и **складок чехла**. Идея приобрела сторонников, но не приобрела признания и не получила соответствующего теоретического развития. Развиваемая здесь модель общекоровой складчатости принципиально отличается от модели Э. Аргана, поскольку в основе ее лежат ориентированные горизонтальные напряжения в земной коре и изгибная тектоника. Лучше всего она ложится на концепцию реологически расслоенной коры, разрабатываемую в ГИН РАН. В этом случае верхняя (упругая) кора подходит под определение «компетентный слой», а нижняя (пластичная) кора и атмосфера + гидросфера подходят под определение «некомпетентные слои». В результате этого мы имеем классическую слоистую модель, способную к продольному изгибу. Потеря изгибной устойчивости упругой коры при горизонтальном ориентированном сжатии имеет место при наличии любой крупной неоднородности. А поскольку земная кора является внешней, самой тонкой и самой анизотропной из твердых оболочек Земли, то можно утверждать, что **изгибная неустойчивость коры уже заложена в ее анизотропии**. Следовательно, анизотропия коры определяет знак изгиба (положительные изгибы на выступах фундамента, а отрицательные – на впадинах, рифтах), что хорошо согласовывается с принципом унаследованности. Классической тектонопарой при общекоровой складчатости являются «надвиг + продольный изгиб», которые не могут существовать друг без друга (как и общекоровая складчатость без них). Благодаря этой тектонопаре – изгибающие моменты являются **максимальными** изначально, а угол кривизны изгиба начинается, примерно, с 90^0(!). То есть, изгиб стартует уже с небольшим радиусом, что сильно уменьшает длину волны (вероятно, в несколько раз). Энергия фокусируются на минимально возможный объем. Градиенты напряжений максимальные, из возможных. Это чрезвычайно важно для функционирования модели общекоровой складчатости, как это будет видно ниже. В итоге **деформации изгиба осуществляются практически при любых сжимающих напряжениях**. Меняется только скорость деформации, что отражается на конечном результате.

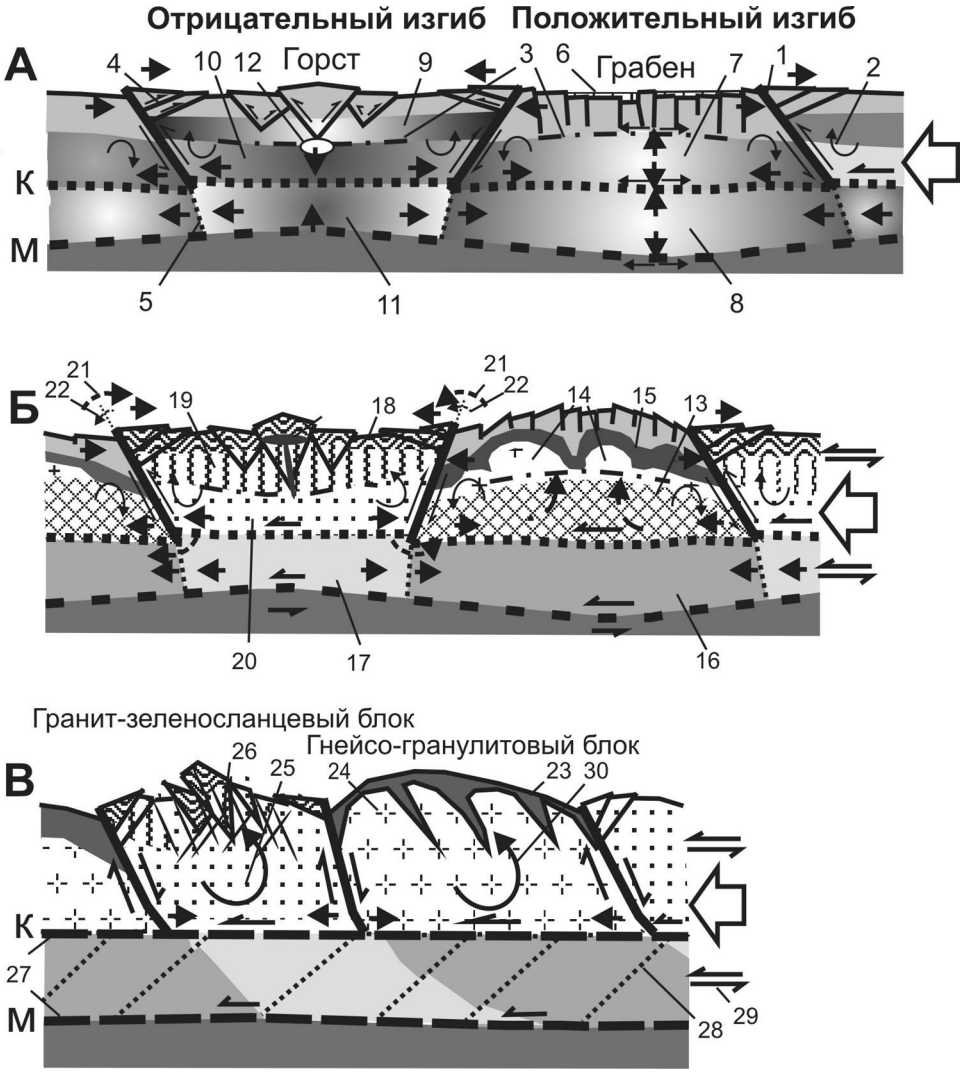
Сущность тектонических процессов заключается в передаче механической энергии на расстояние. Сущность же продольного изгиба коры заключается в **локализации** и **фокусировке** этой энергии, **аккумуляции** и **трансформации** ее в другие виды энергии (тепловую, химическую и др.). Без преувеличения можно сказать, что продольный изгиб коры является самым энергоёмким из всех процессов тектонического ее преобразования.

Общекоровая складчатость принципиально отличается от всех известных типов складчатости и, прежде всего тем, что **не образует синусоидальных изгибов** (рис.). Вместо них наблюдается чередование блоков утоненной и утолщенной коры. Закономерен вопрос: относится ли она, в таком случае, к складчатости вообще? Ответ здесь может быть только положительный, поскольку в основе механизма деформации лежат изгибающие моменты. Именно они обеспечивают локализацию и фокусировку механической энергии сжатия. И именно для их функционирования необходима слоистая модель из «компетентных» и «некомпетентных» слоев. Надо также принимать во внимание масштабы модели, силы гравитации и геологические масштабы времени. Суть релаксации напряжений, в т.ч. и изгиба, заключается в переводе упругих деформаций в остаточные. Отсюда главное, **релаксация напряжений сжатия происходит всеми возможными способами**, которые обладают объемными эффектами. К ним относятся, например, механическое перемещение вещества, закрытие порово-трещинного пространства, метаморфические реакции, уплотнение вещества, реакции дегидратации, перекристаллизация, растворение под давлением и т.д. Таким образом, изгибающие моменты создают резко метастабильную систему и условия для перераспределения вещества; можно сказать – полной перестройки структурированной среды.

Положительный изгиб. Выше нейтральной поверхности (НП) возникают условия растяжения, и может формироваться осевой грабен (рис. а). Поглощение энергии при этом минимальное. Ниже НП реализуются условия сжатия. Напряжения прямо пропорциональны расстоянию до НП. Поровое пространство сокращается, а флюидное давление растет. Механическая энергия сжатия трансформируется в другие виды энергии. Имеет место высокобарический метаморфизм и реакции дегидратации, что ведет к появлению **восстановленных флюидов**. Возможно, что дополнительно флюиды поступают и из дестабилизированной верхней мантии. **На прогрессивном этапе положительного изгиба действует прямой градиент стрессовых напряжений**. Это значит, что в кровле любого бесконечно малого объема коры стрессовые напряжения будут меньше, чем в его подошве. Поэтому любое вещество способное к течению в этих условиях – отжимается вверх. По этой причине ниже НП происходит осушение пород земной коры. Восстановленные флюиды поднимаются на верхние горизонты коры, где смешиваются с метеорными водами. По этой же причине в зоне сжатия не может возникнуть магматический очаг: в результате разогрева горные породы образуют пластические и квазипластические потоки раньше, чем достигается температура их плавления. Вместе с тектоническими потоками переносятся вверх тепловая и химическая энергия. В результате этого над НП возникает латеральная по PT-условиям аномалия, что может быть причиной возникновения здесь высокоградного зонального метаморфизма, куполообразования и появления анатектических гранитов (рис. Б).

Отрицательный изгиб. Зона сжатия расположена выше НП. Холодные трещиноватые породы в условиях низких литостатических давлений подвергаются хрупким деформациям: брекчированию и мегабрекчированию. Эта область благоприятна для циркуляции метеорных вод. С глубиной, с ростом литостатического давления и в зависимости от реального геологического разреза, зона брекчирования сменяется бескорневой складчатостью, затухающей около НП (напомним, что напряжения при изгибе прямо пропорциональны расстоянию до НП). Основные же напряжения сжатия при отрицательном изгибе снимаются осевыми тектоническими клиньями и околонадвиговыми клинодислокациями и/или антиклинальными вздутиями. Благодаря стрессовым напряжениям и разогреву пород над НП имеет место низко-среднетемпературный метаморфизм повышенных давлений, достигающий зеленосланцевой фации. Ниже НП реализуются условия растяжения, разуплотнения и разогрева пород. Происходит метаморфизм пород в условиях пониженных и умеренных давлений. Снижение всестороннего давления способствует увеличению объема флюидной фазы и возникновению магматических расплавов. Но **при отрицательном изгибе коры действует обратный (запирающий) градиент горизонтальных напряжений**. Это значит, что в верхней части любого элементарного объема горизонтальные сжимающие напряжения больше, чем в его нижней части. В этих условиях движение флюидов и расплавов вверх становится невозможным. Движению их вниз препятствует отсутствие свободного пространства. Магматические расплавы при этом могут перегреваться, насыщаться флюидами и рудными компонентами. Запертые флюиды, вероятно, могут быть причиной появления здесь волноводов на различных глубинах и аномальных пластовых давлений. Возможно, что деформациями земной коры дестабилизирована и верхняя мантия. В таком случае часть материала могла поступать и из мантии. Разгрузка флюидных резервуаров и магматических очагов происходит либо при временном снятии/ослаблении стрессовых напряжений, либо в результате перехода к регрессивному этапу процесса.

Данная модель могла функционировать, вероятно, только в неогее, поскольку в более ранние периоды температура на поверхности Земли была, по-видимому, слишком высокой и, соответственно, «жесткость» коры была низкой. Судя по структурам и текстурам архейских пород, в это время в земной коре преобладали пластические и квазипластические деформации. Вероятно, только с появлением «холодной» верхней коры напряжения сжатия могли передаваться на некоторые расстояния и появились реальные условия для образования реологической и тектонической расслоенности. Без передачи напряжений сжатия на расстояния и реологической расслоенности – эта модель общекоровой складчатости существовать не может.



Динамика и эволюция развития общекоровой складчатости

А – общекоровая складчатость на начальном этапе развития; Б – то же, на позднем этапе; В – трансформация общекоровой складчатости в чешуйчато-надвиговые структуры (завершенная складчатость). Цифры с указателями: 1 – надвиг; 2 – изгибающие моменты; 3 – нейтральная поверхность; 4 – трещины скалывания (клинодислокации), околонадвиговые валы; 5 – зона пластического сдвига; 6 – синскладчатые осадочные образования; 7 – зона сжатия в верхней коре; 8 – то же, в нижней коре; 9 – зона сжатия; 10 – зона растяжения в верхней коре; 11 – то же, в нижней коре; 12 – магматический очаг; 13 - область разогрева и высокобарического метаморфизма; 14 – куполовидные структуры; 15 – высокоградиентный зональный метаморфизм; 16 – область разогрева и высокобарического метаморфизма в нижней коре; 17 – область разогрева и низкобарического метаморфизма; 18 – область мегабрекчирования и мелкой складчатости; 19 – область разогрева и зеленосланцевого метаморфизма; 20 – область разогрева и низкобарического (зеленокаменного) метаморфизма; 21 – направление разворота плоскости надвига при изгибе; 22 – направление разворота плоскости надвига в результате простого горизонтального сдвига; 23 – высокометаморфизованные породы; 24 – гранулиты; 25 – зеленокаменные породы, амфиболиты; 26 – дайковый комплекс; 27 – основные тектонические срывы; 28 – пластический сдвиг; 29 – простой сдвиг в горизонтальной плоскости; 30 – направление вращения и течения вещества. Пояснения в тексте

Толщина упругой коры является важным фактором для конечного результата реализации нашей модели. Она определяет не только длину волны, но и количество передаваемой тектоническим процессом энергии, а также энергоемкость системы, которая напрямую зависит от структурно-вещественных преобразований коры. Например, результаты продольного изгиба плиты толщиной 1 км будут разительно отличаться от результатов подобного изгиба плиты толщиной 20 км. Для первого варианта, для изгибов столь маломощной коры возникновение условий высокобарического метаморфизма или магматических очагов представляется нереальным. Для изгибов же толстой коры они становятся весьма реальными.

Режимы горизонтального сжатия коры могут сменяться режимами растяжения различной продолжительности. Снятие напряжений горизонтального сжатия немедленно переводит систему в регрессивную стадию, и она начинает функционировать за счет запасенной энергии. Однако изгибная неустойчивость коры сохраняется, и когда вновь установится режим сжатия – регрессивная стадия процесса сменится прогрессивной стадией. Такая ситуация

может повторяться неоднократно. Интенсивность сжатия, его продолжительность, количество и продолжительность режимов растяжения, сохранение направления вектора тектонических сил и другие факторы слагают историю нагружения системы, определяют ее эволюцию и конечный результат. Поэтому все складчатые системы на Земле имеют индивидуальные черты, несмотря на схожесть образования.

Всякий процесс имеет свой ресурс. В общекоровой складчатости он исчерпывается, когда плоскости граничных надвигов (взбросов, флексур) окажутся параллельными, поскольку в процессе изгиба они вращаются и стремятся к вертикальному положению. Но в результате изгиба кора испытывает горизонтальное укорочение и пропорциональное вертикальное утолщение. Поскольку зоны граничных надвигов первоначально закладываются под углом около 45^0 к горизонту, то максимальное утолщение коры при изгибе не превысит 1,5 раза. На столько же кора и укоротится. Термин «надвиг» в модели общекоровой складчатости использован для обозначения тектонических границ между блоками положительного и отрицательного изгибов. На самом деле – он не отвечает классическому определению надвига. В реальности – это зона простого сдвига (в физическом понимании), появление которой обусловлено невозможностью образования арки при продольном изгибе коры. Смещения крыльев по данной зоне минимальные, только обеспечивающие изгиб.

В процессе деформаций реологические свойства упругой коры изменяются. Это вызвано, прежде всего, разогревом ее нижней части. Горизонтальные перемещения деформируемой упругой коры вызывает деформации простого сдвига (физического) в горизонтальной плоскости. В результате этого к вращению плоскостей граничных надвигов, вызванных изгибающими моментами, добавляется вращение, вызванное горизонтальным сдвигом (рис. Б). Количество движений суммируется. Там, где направления вращений совпадают, разворот надвигов ускоряется, а там где они имеют противоположные направления – скорость такого разворота уменьшается. По этой причине при завершении общекоровой складчатости границы блоков оказываются наклоненными в одну сторону, создавая иллюзию шарьяжно- или чешуйчато-надвигового строения коры (рис. В).

ЛИТЕРАТУРА

1. Талицкий В.Г. Структурные уровни деформаций в земной коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика: Сб. науч. тр. Киев: Наукова думка, 1991. С. 297-301.
2. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: Учеб. пособие. М.: КДУ, 2005. 496 с.
3. Argand E. La tectonique de I'Asie. C.R. 13 Congr. Geol. Intern., Liege, 1922, 1924, p. 169-371.

ОПЫТ АНАЛИЗА УРАЛЬСКИХ СТРУКТУР С ПОЗИЦИЙ ОБЩЕКОРОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Кисин А. Ю.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, kissin@igg.uran.ru

Мы не знаем природу тектонических сил, вызывающих масштабную деформацию коры. Следовательно, мы не знаем, как они приложены к коре. Анализ глубинного строения Южного Урала по профилю УРСЕЙС-95 приводит к выводу, что тектонические силы приложены к верхней коре (либо передаются ей на расстояния). По крайней мере, в ней зафиксированы результаты работы этих сил. Нижняя кора относительно ее выглядит пассивной. Пассивной выглядит и верхняя мантия. Под Восточно-Уральской мегазоной граница Мохо весьма отчетливая, а нижняя кора изобилует сейсмическими неоднородностями, имеющим преимущественно западное падение. Этой части Урала в рельефе соответствует низкое плато. Под Магнитогорским прогибом граница Мохо погружается вниз и теряется, а западнее вновь появляется и несколько приподнимается. В этом интервале, западнее Магнитогорского прогиба, до Предуральского прогиба рельеф гористый. Предложено достаточно много интерпретаций наблюдаемого на данном профиле структурного рисунка земной коры Урала. Каким образом напряжения сжатия возникли в верхней коре, пока неясно. Но волна деформаций распространяется в ней с востока на запад (для Урала). То есть, максимальные укорочения/утолщения коры достигается на востоке.

К восточной мегазоне приурочен так называемый Главный гранитный пояс Урала. В работах Г.А Кейльмана [1] показано, что данный пояс представлен преимущественно гнейсово-мигматитовыми комплексами. Некоторые исследователи называют их зональными метаморфическими комплексами. Есть высказывания об их реликтовой, терейновой природе. Однако с этих позиций трудно объяснить их линейность, строгую подчиненность уральским простираниям, металлогеническую специализацию, выдержанность размеров и ряд других особенностей. Автором [2, 3], для Кочкарского метаморфического комплекса (Ю. Урал), было показано, что формирование его началось в позднем девоне (около 370 млн. лет) с формирования осевого грабена, который в условиях морского мелководья заполнялся терригенно-осадочным комплексом, включая известняки. В поствизейское время здесь уже формировались купольные структуры, сложенные гранито-гнейсами, которые оказались на одном горизонте с визейскими, фаунистически охарактеризованными известняками. Данные купольные структуры явились источниками тепловых аномалий и

стрессовых напряжений, что выразилось в образовании зонального метаморфического комплекса. Известняки подверглись мраморизации, перекристаллизации и пластическим деформациям. Кристаллизационная полосчатость полностью контролируется кливажем течения, субконформным границам купольных структур. Только вблизи внешних границ комплекса сохранились мраморизованные известняки с фауной. Внутри мраморной толщи фаунистические остатки сохранились только в случаях дометаморфического околотрещинного избирательного магнезиального метасоматоза, наложенного только на субстрат. Переход к регрессивному этапу фиксируется становлением дайкового комплекса, представленного гранитами и пегматитами. Длительность «коллизионного гранитообразования» здесь оценивается периодом 305-290 млн. лет [4]. Последняя цифра отвечает, вероятно, упомянутому дайковому комплексу. Следовательно, продолжительность прогрессивного этапа составила около 80 млн. лет. На раннем регрессивном этапе в мраморах проявился магнезиальный метасоматоз, контролируемый трещинами кливажа. Западная граница комплекса проводится по зоне надвига западного падения. Восточная его граница также тектоническая и представлена, вероятно, надвигом восточного падения, поскольку здесь, как и на западе, с визейскими известняками граничат вулканогенно-осадочные толщи девон-силурийского возраста.

Остальные гнейсово-мигматитовые комплексы гранитного пояса Урала в главном подобны, но отличаются в деталях. Их единство подтверждается и наличием рубиновой минерализации в мраморах [2, 3 и др.], и редкометальной специализацией пегматитов. Все это позволяет отнести их к *блокам положительного изгиба коры*. Параллельно этой полосе, по обе стороны от нее имеются еще две схожих полосы, которые также могут быть отнесены к положительным складкам коры. У них есть свои отличия, и, прежде всего в металлогении. Между ними располагаются области слабого метаморфизма, не превышающего зеленосланцевой фации. Еще в 1945 г. А.В. Пейве отметил наличие в их осевой части тектонических клиньев, к которым приурочены магматические интрузии и рудные месторождения. Они отчетливо видны и на профилях ГСЗ. В модели общекоровой складчатости осевые тектонические клинья (горсты) характерны для блоков отрицательного изгиба (см в настоящем сборнике). Эти и другие признаки позволяют отнести данные области к *отрицательным изгибам коры*. Синусоидальных изгибов коры геофизическими методами не установлено, что находится в полном соответствии с моделью общекоровой складчатости.

Перейдем теперь к рассмотрению образования Горного Урала. Здесь закартировано большое количество тектонических пластин восточного падения, создающих шарьяжно-надвиговую структуру западного Урала. Большинство исследователей объясняют данный факт горизонтальным давлением с востока. Как было отмечено выше, под Магнитогорским прогибом граница Мохо опускается и теряется, что свидетельствует, вероятно, об изменении реологических свойств верхней мантии. Предположим, что упругая верхняя кора двигалась на запад *не деформируясь*, и напряжения сжатия снимались только образованием шарьяжно-надвиговой структуры перед ее фронтом (рис. 1 а). В этом случае в нижней коре локализовалась бы зона простого сдвига, которая область реологически ослабленной верхней мантии под Магнитогорским прогибом – просто бы игнорировала. Рассмотрим другой вариант (рис. 1б). Упругая верхняя кора восточной части Урала в результате давления с востока *деформировалась по механизму общекоровой складчатости*. Фронт деформаций перемещается с запада на восток, вызывая метаморфизм, магматизм, укорочение и утолщение коры. Следовательно, сдвиговые деформации в нижней коре возникали бы уже только под деформируемой частью верхней коры, в соответствии с ее сокращением. Но, в таком случае, возникает проблема пространства, которая может решаться только возникновением тектонического течения. Тектонический поток продвигается в западном направлении вместе с фронтом деформации. Он уже не может игнорировать реологически ослабленную верхнюю мантию и нагнетается в эту область. Возможно, что здесь материал нижней коры перемешивается с мантийным веществом и подвергается высокобарическому метаморфизму. Далее тектонический поток направляется уже по восходящей и оказывает давление снизу на верхнюю кору в области Горного Урала. Кора приподнимается, глубинные породы выводятся на верхние горизонты. Одновременно упругая кора испытывает горизонтальное давление с востока. Совместное действие вертикальных и горизонтальных сил создает шарьяжно-надвиговую структуру даже без участия сил гравитации. Рифейские осадочные породы, и даже блоки кристаллического фундамента (например, Тараташский блок), оказались выведенными к дневной поверхности и надвинуты на палеозойские породы. Таким образом, горообразование запаздывает относительно складчатости, метаморфизма и гранитного магматизма восточного склона Урала.

В артинское время волна деформаций достигает окраины Русской платформы. Сооружение Горного Урала создает вертикальную нагрузку на ее восточном краю. Одновременно она испытывает горизонтальное давление с востока. Совместное действие этих двух сил вызывает формирование краевого прогиба. К западу от него одновременно возникает краевое поднятие, «форбальдж», по [5]. В его возникновении, по нашему мнению, определяющую роль играет горизонтальное сжатие. Об этом свидетельствуют тектоническая граница с Предуральским прогибом [5 и др.] и ундуляция изгиба, разбившего его на несколько крупных структур. Здесь, к югу от Тиманских структур, по кровле артинских (кунгурских на севере) отложений выделяются Камский и Кунгурско-Красноуфимский своды, разделенные седловидным прогибом, осложненным Пермским поперечным блоком (известным как Пермский свод). К югу от Кунгурско-Красноуфимского свода седловидный прогиб краевого вала осложнен поперечной горстовой структурой блока Каратау.

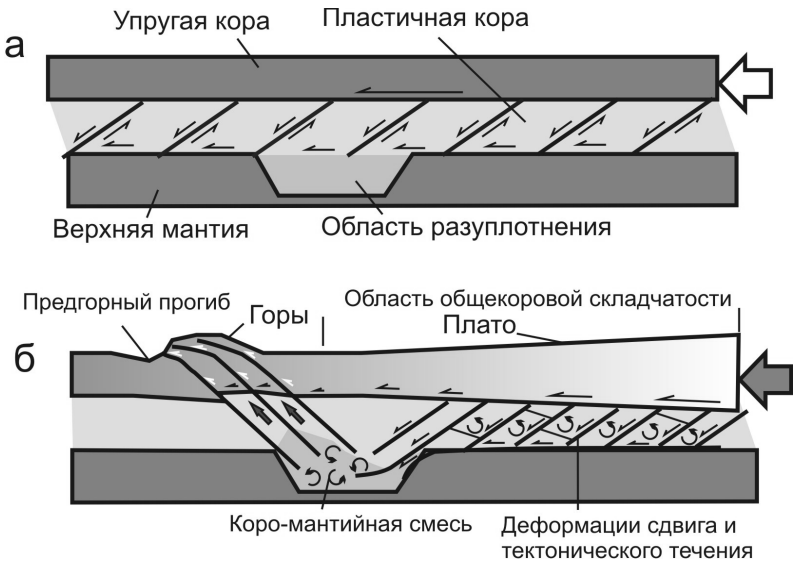


Рис. 1. **Общекоровая складчатость и горообразование**
(пояснения в тексте)

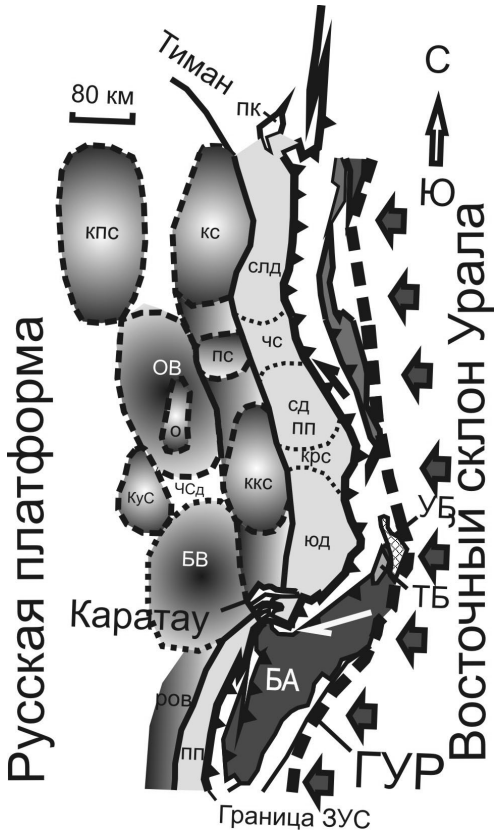


Рис. 2. **Схема расположения платформенных структур, которые предположительно принадлежат к общекоровой складчатости раннепермского времени**

КПС – Коми-Пермяцкий свод; КС – Камский свод; ПС – Пермский свод; ККС – Кунгурско-Красноуфимский свод; КуС – Куединский свод; ОВ – Осинская впадина; О – Осинское осевое поднятие; БВ – Бирская впадина; ЧСд – Чернушенское седловидное поднятие; РОВ – Рязано-Охлебнинский вал; ПП – Предуральский прогиб (СЛД – Соликамская депрессия; ЧС – Косьвинско-Чусовская седловина; СД – Сылвинская депрессия; КРС – Красноуфимская седловина; ЮД – Юрюзанская депрессия). БА – Башкирский антиклинорий; ТБ – Тараташский блок; УБ – Уфалейский блок; ПК – блок Полюдова Камня. Большие стрелы показывают направление фронта деформаций. Полустрелы показывают места и направление сдвиговых деформаций. Пояснения в тексте.

Относительно происхождения данного блока имеются различные точки зрения, которые здесь не обсуждаются, в виду краткости сообщения. На современных геологических и тектонических картах он отнесен к *складчатому Уралу* и включен в состав Башкирского антиклинория. По представлениям автора, блок Каратау принадлежит краевому валу и относится к *платформенным структурам*. В модели общекоровой складчатости поперечные горстовые структуры характерны для седловидных прогибов на положительных складках коры. Генетически они близки к осевым тектоническим клиньям в блоках отрицательного изгиба коры, но сжимающие горизонтальные силы ориентированны, в данном случае, вдоль простирания складки и вызваны вторым главным напряжением. С Башкирским антиклинорием блок Каратау совмещен лишь пространственно. Причина этого кроется в наличие «подземного горста» А.П. Карпинского, известного как Красноуфимский выступ фундамента. Это крупный блок кратонизированной коры, протягивающийся до Главного Уральского разлома. С наличием этого блока большинст-

вом исследователей связывается образование Уфимского амфитеатра. К югу от него, в область горной части Ю. Урала выходят два рифейских авлакогена: Камско-Бельского, север-северо-западного простирания, и Сергиевско-Абдулинского, субширотного, в зоне сочленения которых сформировалась обширная и глубокая Бельская впадина. В результате этого фронт деформаций на этом участке продвинулся значительно западнее. Зона слепого сдвига пришлась на южную границу блока Каратау. Смещенным оказался и Предуральский прогиб. Краевым валом здесь является, вероятно, Рязано-Охлебнинский вал.

К западу от Пермского свода расположена Осинская впадина Камско-Кинельской системы девонских прогибов, во многом унаследовавшей систему древних авлакогенов. По разным оценкам, мощность осадочного комплекса достигает здесь 9-12 км. Примечательно, что в осевой части впадины имеется поднятие Осинского блока, ограниченного тектоническими нарушениями. Амплитуда поднятия по данным сейсмических исследований составляет около 60 м. Абсолютное превышение рельефа около 100 м. На востоке данный блок граничит с Тулвинской возвышенность, с абсолютным превышением до 300 м. И Осинский блок, и Тулвинская возвышенность относятся к неотектоническим поднятиям. Ширина Осинского блока более 20 км. Река Кама подходит к нему с севера, круто поворачивает на запад и огибает его. Внутри блока многочисленные речки берут начало на западе, вблизи р. Камы, и текут по кругу, обращенного выпуклостью к югу, образуя несколько вложенных друг в друга дуг, показывающих крупную кольцевую структуру со смещенным центром. Долины речек асимметричные: северные борта крутые, а южные пологие. Все это дает основание считать Осинский блок осевым клином блока отрицательного изгиба коры. Судя по результатам сейсмических исследований, граница Осинской впадины с Кунгурско-Красноуфимским сводом тектоническая, надвигового характера. К ней приурочена долина р. Ирень. Примечательна минералогия рыхлых отложений. Все правые притоки р. Ирень, текущие с Кунгурско-Красноуфимского свода, чрезвычайно богаты ставролитом, дистеном и силлиманитом. Все левые притоки, текущие с Тулвинской возвышенности, столь же богаты магнетитом, эпидотом и гранатом. В обоих случаях окатанность материала слабая. Следует отметить, что дистен-ставролитовая ассоциация рыхлых отложений характерна для этого свода и строго ограничена его границами. Только к югу она прослеживается почти до блока Каратау. В Предуральском прогибе состав шлихов иной и представлен уральским материалом.

К югу от Осинской впадины расположено Чернушинское седловидное поднятие, южнее которого расположена Бирская впадина. На ее границе с Кунгурско-Краснофимским сводом параметрической скважиной вскрыто тело лерцолитов мощностью около 7 м, что указывает на ее тектоническую природу. Признаки блока положительного изгиба коры имеет Коми-Пермяцкий свод, расположенный к СЗ от Осинской впадины. Признаки блока положительного изгиба отмечены для Куединского блока, расположенного к ЮЗ от данной впадины. Но он попадает на область древнего прогиба. Возможно, что западнее расположенный прогиб частью наложен на Вятско-Кажимский авлакоген, в котором по данным Р. Валеева имеются осевые горсты.

Это первый опыт анализа структур Урала и смежной части Русской плиты с позиций модели общекоровой складчатости, но он показывает, что она в состоянии непротиворечиво объяснить многие позднепалеозойские образования этой области, включая метаморфизм, магматизм и горообразование. Общекоровая складчатость на Урале незавершенная, и при наличии сжимающих напряжений немедленно активизируется, обновляя рельеф неотектоническими движениями. Именно такой этап испытывает Урал в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кейльман Г.А**.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

2. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.

3. Кисин А.Ю. Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранито-гнейсовых комплексов Урала // Литосфера. 2007. № 1. С. 90-108.

4. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62-85.

5. Чувашов Б.И. Структура форбальджа в Предуральском краевом прогибе: принципы диагностики, краткая характеристика, история развития, перспективы на полезные ископаемые // ДАН. 2000. Т. 374. № 5. С. 660-666.

АНИЗОТРОПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (на примере юго-восточной части Фенноскандинавского щита)

Клабуков Б.Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, klab@krc.karelia.ru

Для щита характерно наличие крупных тектонических структур – геоблоков и разделяющих их шовных зон. Они охватывают литосферу на всю ее мощность, обладают геологической и геофизической контрастностью. Соотно-

шение этих структур хорошо проявляется в гравитационном поле. Его анализ свидетельствует о существовании двух тектонических систем. Одна из них связана с возрастной неоднородностью формирования структур. Другая геологическая система юго-западного направления связана с нарушением изотропности земной коры рядом тектоно-магматических циклов, которые охватывают значительный период времени от архея до палеозоя включительно. Есть основание считать это направление главной осью современной геологической анизотропии. Наиболее хорошо анизотропия проявляется на осадочных и метаморфических породах с явно выраженной слоистостью. Так, удельное электрическое сопротивление вдоль слоистости (ρ_t) меньше, чем в вкрест слоистости (ρ_h). Степень этого различия определяется коэффициентом анизотропии $\Lambda = \sqrt{\rho_h / \rho_t}$. Какова же природа анизотропной проводимости? Электрическое сопротивление горной породы в значительной степени зависит от содержания и распределения электронных проводников (графит, сульфиды, шунгит и др.). Основным электронным проводником по распространению в земной коре является графит. Его проводимость вдоль плоскости кристаллов в 10^3-10^4 раз выше, чем поперек. Если распределение графита в породах будет связано еще и региональным направлением, то величина анизотропии проводимости может резко возрасти и будет определяться совокупностью Λ регионального и локального направлений.

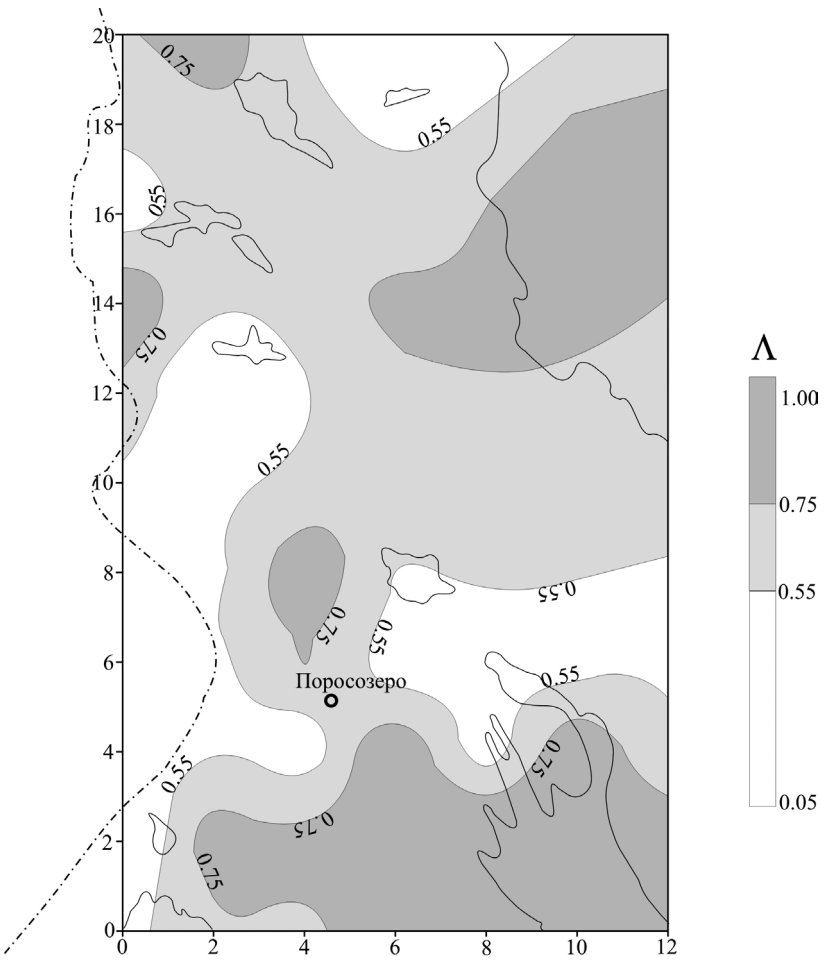
Причиной анизотропии структурно-вещественных комплексов может быть также трещиноватость горных пород. Величина коэффициента анизотропии водонасыщенных горных пород в среднем увеличивается с увеличением их пористости [1]. Для метаморфических пород, наряду с электрической Λ возможно существование магнитной анизотропии, возникающей в результате метаморфизма. Магнитная анизотропия осадочных пород характеризуются также отчетливой связью с элементами залегания [2]. Большой интерес представляет диамагнитная анизотропия некоторых пород, в которых отсутствуют ферромагнитные минералы. В качестве таких образований выступают высокоуглеродистые породы Онежской структуры [3].

Почти все породообразующие минералы имеют разные скорости распространения упругих волн в основных кристаллографических направлениях, т.е. обладают анизотропией скоростей. Анизотропия скорости в минералах оказывает влияние на свойства горных пород в том случае, если под действием тектонических напряжений минералы получили определенную ориентировку в породах [4]. Анизотропией скорости обладают высоко метаморфизованные породы. Величина ее имеет достаточно большой разброс 0-10 у гранито-гнейсов до 80, у пород с большим содержанием кианита [5]. Рассмотрим возможности использования в качестве коэффициента анизотропии данные магнитотеллурики $\Lambda = \sqrt{\rho_{xy} / \rho_{yx}}$, где ρ_{xy} и ρ_{yx} соответственно данные о кажущемся электрическом сопротивлении в меридиональном и в широтном направлении. С точки зрения геоэлектрики разница в величине ρ_{xy} и ρ_{yx} связана с индукционными и гальваническими искажениями электромагнитных полей, которые в свою очередь представляют отклик о величине анизотропности изучаемого участка земной коры. Пространственное распределение величины Λ показано на рис. Корреляция его, например, с распределением кажущегося электрического сопротивления дает новую информацию об электропроводности и связи ее с геологическим строением земной коры.

Из анализа следует, что анизотропия в высокоомных участках земной коры уменьшается. Как правило, высокоомные участки земной коры связаны с ареалами гранитизации которая приводит к выравниванию физических свойств, а значит к уменьшению анизотропности среды. Распределение электрической анизотропии сравнивалось также с региональным магнитным полем рис. Сравнение этих параметров указывает на существование такой связи в Южной Карелии и ее отсутствие в Западной Карелии. Южная часть региональных магнитных аномалий (РМА) пространственно совпадает со склонами щита. Наиболее высокая электропроводность и значительная анизотропия позволяет отнести эту область к весьма активной зоне. Отсутствие значительной величины Λ $\rho_к$ в Западной Карелии объясняется наличием выходов древнего фундамента (Вокнаволокский и Тулосский блоки), имеющих высокое электрическое сопротивление.

Распределение Λ сравнивается также с гравитационным полем и его трансформациями. По этим данным установлены линейные активные зоны корреляции. Из анализа материалов следует, что анизотропия в подвижных и ослабленных зонах выше, чем во вмещающих структурах. Так средние значения величины Λ в подвижных зонах, установленных по гравиметрическим данным составляют 4.0, а за их пределами 3.6 [6].

Выполнена оценка данных Λ $\rho_к$, полученых методом радиоэлектромагнитного зондирования (РЭМЗ) верхней обнаженной части земной коры. Работы проводились на наиболее представительных комплексах коренных пород в их естественном залегании. Методика позволяет измерять поверхностный импеданс с определением максимальных и минимальных значений удельного электрического сопротивления. В качестве анизотропных объектов заметно выделяются ряд известных структур: Онежская, Ладожская, Костомукшская. Наряду с аномальной, повсеместно наблюдается повышенная фоновая анизотропия электропроводности коренных пород, обусловленная, в основном, образованиями гранито-гнейсового состава. Измерения анизотропии электрического сопротивления проведены также на шунгитах Онежской структуры. Величина параметра Λ лежит в пределах 1,4÷2,2. Разброс данных электрической анизотропии этих пород свидетельствует о высоком содержании и значительной неоднородности распределения шунгитового вещества в шунгитоносных образованиях.



Анизотропия удельного электрического сопротивления вещества земной коры по результатам магнитотеллурического зондирования

Итак, наличие анизотропии геофизических параметров является критерием анизотропности геологической среды. Природа ее, видимо, достаточно тесно связана с глубинным строением структурно-вещественных комплексов. В зависимости от глубины анизотропию геологической среды можно упорядочить следующим образом: 1) региональная анизотропия, связанная с развитием крупных блоковых и шовных структур; 2) внутриблоковая тектоническая анизотропия, связанная с зонами трещиноватости гранито-гнейсовых куполов; 3) анизотропия осадочных образований, связанная с напластованием пород различного литологического состава; 4) реологическая анизотропия, связанная с присутствием пористости и наличием флюидов; 5) анизотропия метаморфических образований; 6) анизотропия некоторых минералов, например, графита, шунгита и др.

Вариации коэффициента анизотропии могут быть использованы для изучения особенностей горных пород. Для осадочных пород, зная анизотропию можно, например, охарактеризовать текстуру породы, её слоистость, сланцеватость, трещиноватость, а следовательно, определить условия седиментации, степень метаморфизма и тектоническое изменение пород.

Анизотропия характерна для монокристаллов минералов. В связи с этим их удельное сопротивление характеризуется тремя значениями ρ_{11}, ρ_{22}, ρ_{33}, определенными в направлении трех главных кристаллографических осей, с которыми совмещены оси x, y, z координатной системы. У поликристаллических минералов электрической анизотропии нет из-за различной ориентации кристаллических зерен [7].

Анизотропия магнитных свойств, обнаруженная у монокристаллов природных диамагнетиков часто необычна для их поликристаллических разностей из-за различий ориентации кристаллов. Значительная анизотропия магнитной восприимчивости типична для монокристаллов парамагнитных минералов.

Анизотропия сейсмических скоростей может быть использована для изучения неоднородностей верхней мантии. Понижение скорости сейсмических волн в мантии обычно сочетается с повышением поглощения и уменьшения плотности среды.

Для осадочных пород наиболее характерна анизотропия магнитной восприимчивости. Она достигает максимальных значений (Λ_χ=1,5). У сильно метаморфизованных осадочных пород Λ_χ складчатых районов больше анизотропии магнитной восприимчивость пород платформенных областей.

На основании анализа структурно-вещественных комплексов следует признать существование значительной неоднородности в организации вещества земной коры. Проблема неоднородности является фундаментальной и разрешается уменьшением неоднозначности решения обратной геофизической задачи. Уменьшение неоднозначности требует привлечения данных других методов, в том числе оценок анизотропии. Наиболее трудным в использовании данных анизотропии является привлечение ее для оценок геологической неоднородности. Хорошо разработана методика использования анизотропии физических свойств для осадочных и метаморфических пород. Использование анизотропии совместно с комплексом геофизических параметров, например, электрическим сопротивлением и магнитным полем дает корреляции, несущие новую информацию о геологическом строении земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лепешинский Ю.И. Влияние микроанизотропии на относительное сопротивление и коэффициент анизотропии горных пород. Прикл. Геофизика, 1979, вып. 95. С. 212-224.

2. Шашканов В.А., Новоселов А.И., Смирнов А.В. Природа магнитной анизотропии и ошибок наклонения ориентационной намагниченности в осадочных горных породах // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 1, 1989. С. 59-69.

3. Земцов В.А. Магнитные свойства шунгитов и генезис высокоуглеродистых пород докембрия // Вопросы геофизики. Вып. 36. СПб., 2004. (Ученые записки СПбГУ) № 434. С. 211-216.

4. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Под редакцией доктора физ.-мат. Наук М.П. Воларовича. М.: Недра, 1978. 236 с.

5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) под редакцией доктора геолого-минералогических наук Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1976. 527 с.

6. Головин И.В., Колесник Н.Н., Некрасова К.А. и др. Отчет по теме: Усовершенствование методики применения комплексных геофизических исследований для выяснения перспектив погруженных склонов Балтийского щита. Л.: Фонды Севзапгеология. 1969. 527 с.

7. Кабранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра, 1986. 392 с.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЧАСТКОВ «ОЗЕРКИ» И «ЗЕЛЕНАЯ ГОРКА» КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Климовский А.В.

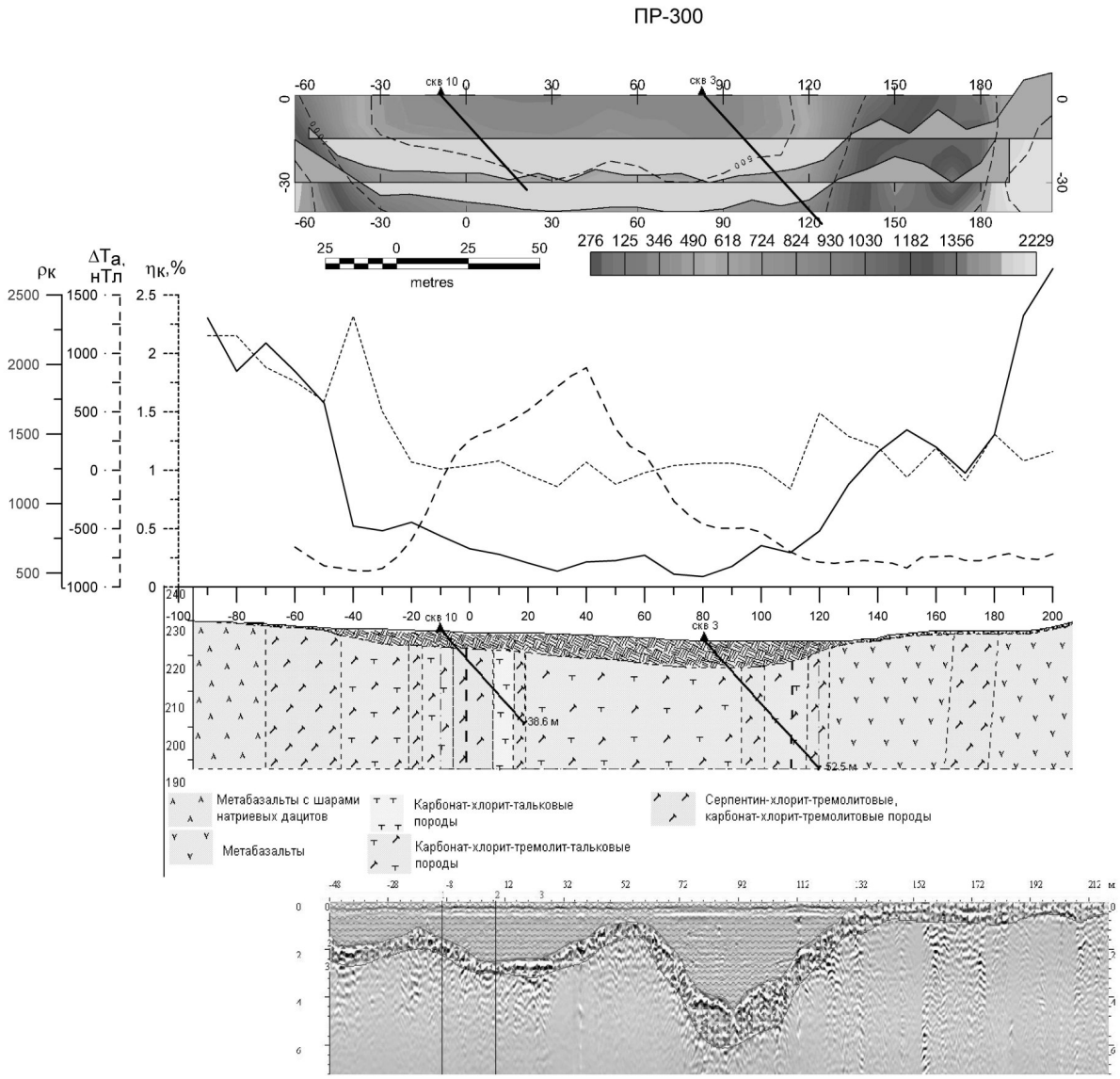
Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, klimava@gmail.com

Костомукшская структура расположена в северо-западной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны, в 50 км к югу от озера Куйто, и является северо-западным окончанием Гимольско-Костомукшкого зеленокаменного пояса. Представлена структура преимущественно вулканитами в «западной полосе» и осадочными породами в восточной дугообразной ветви лопийского возраста. Фундаментом для них является разгнейсованные тоналиты, плагиограниты и гранодиориты. Лопийские образования представлены породами нюкозерской, контокской и гимольской серий. Нюкозерская серия сложена различными гнейсами по метапесчаникам. В составе контокской серии, представленной вулканогенно-осадочными и вулканогенными метаморфизованными образованиями, выделяются ниемиярвинская, рувинваарская и шурловаарская свиты. В строении гимольской серии принимают участие метаосадочные породы суккозерской, костомукшской и сурлампинской свит [1].

Исследуемые тела талькового камня приурочены к высокомагнезиальным вулканитам ультраосновного состава рувинваарской свиты контокской серии, образующим линзовидные тела среди метабазальтов. На участках «Озерки» и «Зеленая горка» коматииты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации [2] и представлены хлорит-тремолитовыми, карбонат-хлорит-тремолит-тальковыми и карбонат-тремолит-тальковыми породами. Промышленный интерес представляют карбонат-хлорит-тальковые и в меньшей степени карбонат-хлорит-тремолит-тальковые породы.

В задачу геофизических работ входило выявление и картирование области развития ультрамафитов и выделение зон тальксодержащих пород.

Необходимость проведения комплексных геофизических изысканий на объектах, перспективных для добычи талькового камня на территории РК, обуславливается практически отсутствующими обнажениями тел данного вида полезного ископаемого ввиду характерных ему физических свойств. Анализ геологической информации и петрофизические исследования позволяют, задавая более корректные исходные условия, решать обратную задачу геофизики в суженном диапазоне возможных решений и получать более приближенные к реальной геологической обстановке параметры разведываемых геологических тел.



Профиль -300: Графики кажущегося удельного сопротивления при разносах питающей линии 30 и 60 метров (вверху). **Сводные графики кажущегося удельного сопротивления, аномального магнитного поля и кажущаяся поляризуемость с геологическим разрезом по профилю** (в центре). **Радарограмма четвертичных отложений** (внизу)

На данный момент полевые геофизические исследования участка «Озерки» и «Зеленая горка» Костомукшского зеленокаменного пояса включают в себя наземную съемку магнитного поля (сеть 50×5 метров со сгущением на участке «Озерки» до 20×5 м), кажущегося удельного сопротивления (50×10 метров со сгущением на участке «Озерки» до 20×10 м) и вызванной поляризации (время зарядки 820 мс) на участке «Зеленая горка» (50×10 м), а также пробный георадиолокационный профиль. Из петрофизических исследований образцов первой пробной выборки керна скважин участка «Озерки» произведены измерения магнитной восприимчивости (установка Kappabrige KLY-2), плотности (гидростатическое взвешивание), вызванной поляризации и удельного сопротивления. Установка для измерения перечисленных электрических свойств горных пород, выполненная по образцу, описанному Комаровым [3], включает в себя измерительную ячейку (приспособления, закрепляющие образец и включающие в себя неполяризующиеся электроды из пористой керамики с плоскими поверхностями контакта). Аппаратурная часть установки выполнена на базе портативного комплекса полевой аппаратуры TLT-30, TLR-003. Данное решение позволило получить стабильно повторяющиеся измерения удельного сопротивления и поляризуемости, для последней колебания составляли ±2 %, при токе через образец 5 мкА и временем зарядки 820 мс. Полевые работы по магниторазведке и электроразведке были выполнены в соответствии с инструкциями с удовлетворением требуемых погрешностей.

Переход во вмещающие породы основного состава отмечается различными скачками вызванной поляризуемости и кажущегося удельного сопротивления с последующим ступенеобразным ростом кажущего удельного сопротивления до уровня превышающего 1500 Ом·м, при значениях над продуктивной толщей не превышающих 700-800 Ом·м. Такие зоны в магнитном поле выделяются чуть более плавными переходами от значений на уровне 1200 нТл над метакоматиитами к низким в районе 0 нТл и менее (данные для профиля 0, рис.), уровень аномального магнитного поля имеет различные значения на профилях, но неизменно переход во вмещающие породы характеризуется падением значений приблизительно на 1000 нТл.

Сложность интерпретации геофизических данных связана с неоднородностью распределения рудных минералов. Это обусловлено дифференцированностью первичных лавовых потоков. Вторичные преобразования коматиитов приводят к серпентинизации с образованием магнетита. В нижних частях потока, где содержание оливина максимально, магнетита выпадает больше, чем в остальной толще. Помимо магнетита из рудных минералов присутствуют ильменит и сульфиды (пирротин, пентландит и др). Последующие метасоматические преобразования приводят к потере магнетита. Таким образом, в породах участков имеют место вариации содержаний рудных минералов, размерности их зерен и количественных соотношений. Вариации сложно распределены по площади. Эти факты в свою очередь определяют пространственное поведение полей физических параметров.

Выявление характера зависимости геофизических параметров от минерального состава пород участков является целью описываемых исследований. Полученные закономерности должны послужить основой корректной геологической интерпретации геофизических данных. На данный момент, примененный комплекс исследований позволил уверенно выделить контакты с вмещающими породами основного состава. Задача разделения разновидностей измененных ультрамафитов геофизическими методами требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, «Карелия», 1981. 143 с.

2. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формации Карелии. Л. 1991. 176 с.

3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1972. 344 с.

ДРЕВНЕЙШИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В АРХЕЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Кожевников В.Н.[1], Скублов С.Г.[2], Сергеев С.А.[3], Родионов Н.В.[3]

[1] Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kvn04@sampo.ru,

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, sergey@SS12518.spb.edu,

[3] ВСЕГЕИ имени А.П.Карпинского, Центр изотопных исследований, г. Санкт-Петербург, Sergey_Sergeev@vsegei.ru

Гидротермальные и гидротермально-метасоматические минеральные ассоциации, включающие растворы/флюиды как активный агент тепло-массопереноса, являются важным источником информации о геохимических и физико-химических характеристиках минералообразующих сред,. Будучи одним из главных компонентов рудогенных, в том числе золоторудных систем, они могут возникать на разных стадиях магматических и метаморфических процессов. Явления ремобилизации и переотложения вещества, проявленные практически во всех золоторудных регионах от архея до неогея, требуют точной возрастной оценки. Принципиально важной она становится для архейских зеленокаменных комплексов, в которых полихронные, в том числе протерозойские и более молодые, рудоконтролирующие структуры нередко носят унаследованный характер, и рудные ассоциации оказываются пространственно совмещенными. Именно этим обстоятельством определяется актуальность прецизионного датирования гидротермальных событий в архейских комплексах Карелии, поскольку наряду с представлениями о преобладающе архейском возрасте деформационных структур, массивов «внутренних гранитоидов» и золоторудных процессов в пределах архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) [1], существует точка зрения об их палеопротерозойском, постсвекофеннском (1.72 Ga) возрасте, основанная на Rb-Sr- датировании слюд, полевых шпатов и карбонатов [2]. Второе обстоятельство, определяющее важную роль датирования всех, в том числе наиболее ранних гидротермальных событий, связано с возможностью реконструкции условий и геохимических обстановок минералообразования и флюидных режимов на ранних этапах развития нашей планеты.

Наиболее ранние гидротермальные процессы хадейского (4.5-3.85 Ga) возраста в истории Земли зафиксированы в детритовых цирконах гидротермального или гидротермально-измененного типа, выделенных из палеопротерозойских кварцевых аренитов и конгломератов района Джек Хиллз в Западной Австралии [3]. Геохимические и морфологические характеристики этих цирконов во многом аналогичны тем, которые были описаны в публика-

циях по цирконам гидротермального типа из разнообразных, преимущественно рудных объектов [4-6]. На территории Фенноскандинавского щита признаки наиболее древних гидротермальных систем обнаруживаются в Ведлозерско-Сегозерском ЗКП, где они проявлены в виде пропилитов, связанных с син-поствулканическими автометасоматическими процессами мезоархейского (3.0-2.9 Ga) возраста [7, 8].

Ранее нами в результате локального датирования на ионном микрозонде SHRIMP-II единичных зерен циркона из кварцевых аренитов и полимиктовых граувакк, входящих в разрез так называемой платформенной стратотектонической ассоциации в Маткалахтинском ЗКП Восточной Карелии, были: – впервые получено древнейшее конкордантное значение возраста детритового циркона 3329±16 Ma (СКВО=1.6) для Восточной Карелии;

– оценены возрасты (здесь и далее приводятся $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты) двух последующих метаморфических событий как 3.25 и 3.17-3.10 Ma; – определен конкордантный возраст 2821±15 Ma (СКВО=0.26) магматических пород в Восточной Карелии [9]. Последующее дополнительное датирование еще 16-ти зерен цирконов из кварцевых аренитов показало, что распределение возрастов носит мультимодальный характер, и на PD- кривой серия пиков отвечает значениям – 3332, 3294, 3248, 3236, 3159, 3099, 2958 и 2822 Ma. В ходе исследования было установлено, что наряду с типично магматическими зернами циркона, в изученной совокупности существуют зерна, несущие геохимические и морфологические признаки, отвечающие гидротермальному или гидротермально-измененному типу цирконов. К ним относятся: более высокое (в 10-50 раз) содержание U и Th, приводящее к черному цвету в CL; отсутствие магматической осцилляционной зональности; обилие включений других минеральных фаз; наличие пятнистых, амебовидных, развивающихся по первичному циркону и трещинам в нем участков изменения. Сходная картина наблюдалась и в детритовых цирконах из граувакк.

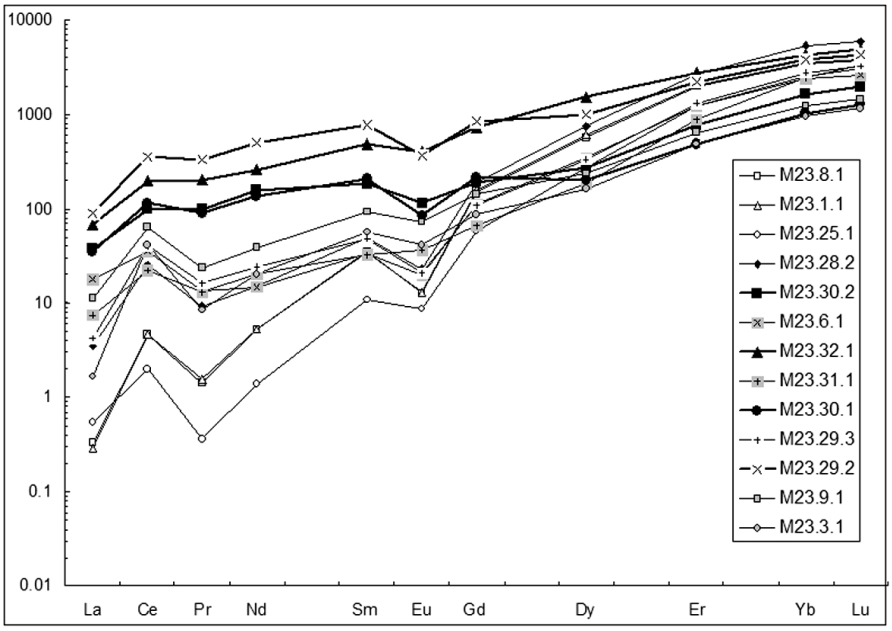
С целью определения состава минеральных включений в датированных зернах цирконов, а также геохимических характеристик подвергшихся гидротермальным изменениям участков цирконов было проведено их изучение на микроанализаторе TESKAN. В результате этих исследований доказано, что наиболее древние (3334±11 – 3296±29 Ma) и наиболее молодые (2827±12 – 2825±12 Ma) зерна циркона либо не содержат минеральных включений, либо имеют «примитивный» минеральный набор, представленный кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, диопсидом. В то же время для зерен, возраст которых определяется интервалом 3285±11 – 2938±31 Ma, весьма типичными признаками является наличие сферических, гнездовидных и связанных с трещинами полостей, выполненных минералами, содержащими летучие (гидроксил, галогены, CO_2): апатит, хлорит, слюда, амфибол, карбонат. В зерне, возраст которого определен как 3095±13 Ma (точка M23.32.1), гнездообразное включение выполнено биотитом, хлоритом, фтор-апатитом, монацитом и пиритом [10]. В подвергшихся гидротермальным изменениям участках зерен цирконов в количестве до первых массовых процентов появляются Ca, Fe, Al, Na и LREE. Низкий предел обнаружения REE и других редких элементов на электронном микрозонде, определяемый значениями 100-1000 ppm, сделал необходимым провести более прецизионное их определение.

На ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г.Симакин, Е.В. Потапов) по стандартной методике [11] было определено содержание REE и ряда редких элементов в зернах циркона. Диаметр анализируемого участка не превышал 15-20 мкм, относительная ошибка измерения для большинства элементов не превышала 15%, порог обнаружения в среднем составлял 10 ppb. В четырех ранее выделенных группах цирконов в 11 зернах были проанализированы 13 точек, в которых ранее была исследована U-Th-Pb система [9]. Было определено содержание 11 лантаноидов, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Ba, Hf, Th и U, а также рассчитаны наиболее важные геохимические параметры, включающие величины: Th/U отношения, Eu- и Ce – аномалий, ΣREE, ΣLREE, ΣHREE и нормированные по хондриту C1 [12] отношения Lu_N/La_N, Lu_N/Gd_N и Sm_N/La_N.

По большинству геохимических параметров, типоморфных для гидротермальных изменений цирконов, выделились 3 группы зерен или доменов в отдельных зернах- неизмененные, претерпевшие слабое или сильное изменение. Две группы неизмененных цирконов, включающие наиболее древние (3334±11 – 3296±29 Ma, точки M.23.8.1, M.23.1.1 и M.23.25.1) и наиболее молодые (2827±12 – 2825±12 Ma, точки M.23.9.1 и M.23.3.1) зерна, заметно различаются между собой по содержаниям Ca (средние соответственно: 0.26 и 2.89 ppm), Ti (5.78 и 23.85 ppm), Y(1620 и 568 ppm), Th (19.6 и 46.0 ppm), U (54.3 и 89.0 ppm), ΣREE (1036 и 435.5 ppm), ΣLREE (4.33 и 49.0 ppm), ΣHREE (1027 и 372.5 ppm) и по отношениям Lu_N/La_N (10005.9 и 414.2), Lu_N/Gd_N (33.9 и 11.6), и Sm_N/La_N (81.2 и 21.1). Такие различия скорее всего отражают прогрессирующее влияние на состав цирконов континентально-корового материала за счет вертикального наращивания в течении полумиллиарда лет коры Водлозерского палеократона, снижения геотермического градиента и углубления очагов генерации кислых магм.

Наиболее чуткими индикаторами степени изменения выступают: выполаживание профиля распределения REE и редуцированная Ce-аномалия, более высокое в измененных участках содержание Th (среднее по 4 точкам – 300.5 ppm), U (669 ppm), Ca (132.4 ppm), Sr (9.05 ppm) и Ba (17.3 ppm). Большие вариации содержания P (157-464 ppm), Ti (15.0-46.0 ppm), Nb (8.24-29.2 ppm) и Hf (6324-9164 ppm), Th/U отношения (0.22-0.54), величины Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.29-0.79) носят несистематический характер, перекрываются со значениями в неизмененных зернах и в нашем случае скорее всего не отражают степень изменения цирконов. Распределение REE (см. рис.) является типичным для немантийных магматических цирконов, в разной степени претерпевших гидротермальное из-

менение. В неизмененных зернах и участках (точки M.23.8.1, M.23.1.1, M.23.25.1 и M.23.3.1) наблюдается резко фракционированное с увеличением от LREE к HREE распределение REE с положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* = 4.58-11.23). Слабоизмененные цирконы (точки 28.2, 31.1, 6.1, 29.3 и 9.1) характеризуются менее фракционированным распределением REE, меньшей величиной Ce- аномалии (Ce/Ce* = 2.23-4.48). Наконец, наиболее измененные цирконы (точки M.23.30.2, M.23.32.1, M.23.30.1 и M.23.29.2) характеризуются слабофракционированным распределением REE (Lu_N/La_N = 35.4-72.7), резким обогащением LREE (Σ = 150-499 ppm) и редуцированной Ce-аномалией (Ce/Ce* = 1.61-2.32).



Нормированное по хондриту C1 распределение REE в не измененных магматических (M.23.8.1, M.23.1.1, M.23.25.1 и M.23.3.1), слабоизмененных (M.23.28.2, M.23.31.1, M.23.6.1, M.23.29.3 и M.23.9.1) и сильноизмененных (M.23.30.2, M.23.32.1, M.23.30.1 и M.23.29.2) зернах циркона из кварцевых аренитов Маткалахтинского ЗКП

В двух зернах, где были сделаны определения по двум точкам, обнаружились важные соотношения возраста и характера изменения цирконов. В зерне M23.30 в точках 2 и 1, имеющих практически идентичные геохимические характеристики сильноизмененных цирконов, возраст определен как 3231±9 и 3095±13 Ma, соответственно. С другой стороны, в зерне M23.29 возраст в точке 3 с признаками слабого гидротермального изменения и в точке 2, где проанализирован сильноизмененный циркон, оказался практически одинаковым (2957±8 и 2953±8 Ma, соответственно). Ранее измеренный в этом зерне в точке M.23.1 возраст неизмененного циркона составил 2963±8 Ma [9]. Возрастной интервал в 136 Ma между обоими определениями в первом зерне скорее всего отражает два эндогенных события, нарушившие исходные геохимические системы в цирконах. Во втором – интервал в 10 Ma с тремя фиксированными возрастами отвечает длительности (возможно неполной) функционирования автометасоматической постмагматической системы.

Судя по минеральным включениям и геохимическим характеристикам измененных участков зерен цирконов, можно выделить два кульминационных события, возрасты которых соответствуют 3.15 и 2.95 Ga. Интенсивность первого события была достаточно велика. Она определялась ростом содержания REE в измененных участках цирконов (с преобладанием LREE), Ca, Ba, Th, U, Fe, Al, Na на фоне падения содержания Zr, что объясняется как изоморфным вхождением ряда элементов в решетку циркона, так и, по-видимому, присутствием криптокристаллических минеральных фаз. Подобный процесс мог быть обеспечен наличием в системе F, Cl и, возможно, S, обеспечивавших подвижность Zr [13-15], и углекислоты, которая обеспечивала мобильность REE. Признаки всех агентов мобилизации и транспорта элементов обнаруживаются в вышеприведенных данных по минеральным включениям в изученных зернах.

Для оценки положения древнейших гидротермально-метасоматических событий в изотопно-возрастной шкале восточной части Карельского кратона и Фенноскандинавского щита важную роль играет сопоставление этих результатов с данными, полученными при аналогичном изучении цирконов из гранитоидов Водлозерского палеократона [16]. Для зонального зерна, имеющего ядро с твердофазными (ортоклаз, ортопироксен, ильменит, галенит, кварц и бастнезит) и расплавными включениями, а также зональные магматическую и метасоматическую оболочки, был определен возраст последних – 3127±15 и 3146±25 Ma. Эти значения очень близки к возрасту кульминационного нарушения геохимических систем в детритовых цирконах из терригенных осадочных пород Маткалахтинского ЗКП, одним из источников которых могли являться тоналиты р.Выг.

Геохимическая специфика автометасоматических изменений древнейших магматических цирконов и минеральных включений в них свидетельствуют об их «примитивном» характере и малом объеме «эфемерного» флюида, подобно тому, как это имеет место в хадейских цирконах Джек Хиллз [3]. Все это накладывает ограничения на возможную рудогенерирующую роль древнейших гидротермально-метасоматических процессов.

Исследование выполнено в рамках бюджетного финансирования инициативных тем плана НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез» и «Раннедокембрийская геодинамика юго-восточной части щита Фенноскандинавского щита: геологический, геохимический, геохронологический и палеонтологический аспекты», Программы президиума РАН № 18, грантов МД-551.2007.5 и РФФИ-08-05-98815-р_север_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Факторы контроля золотометаллльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отеч. геология, № 3, 1998, с.55-64.

2. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Шатагин К.Н.. Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Геология и геодинамика архея. СПб. 2005, с. 220-226.

3. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta, V. 69, №3, 2005, P.637-648.

4. Claoue-Long J.C., King R.W., Kerrich R. Achaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization // Earth Planet. Sci.Lett. 98, 1990, pp.109-128.

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

6. Mernagh T.P., Lawrie K.C., Belousova E.A., van Achterbergh E., Ryan C.G. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits // Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover, Eugen Stumpfl Memorial Symposium, Perth, Western Australia 27 September-10 Clober, p.444-447.

7. Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980, 136 с.

8. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987, 269 с.

9. Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. т.14, №3, 2006, С.19-41.

10. Кожевников В.Н., Сергеев С.А., Сыстра Ю.Й., Сафронов А.Н., Кевлич В.И., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В. Цирконы из терригенных метаосадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения // Мат-лы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». 12-15 ноября, Петрозаводск 2007. С.173-176.

11. Smirnov V.K., Sobolev A.V., Batanova V.G. et al. Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H_2O // Eos Trans. AGU. 1995. V. 76 (17), Spring Meet. Suppl., S270.

12. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

13. Rasmussen B.. Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at ~250^{0}C // Contrib. Mineral. Petrol., 2005, v.150, № 2, P.146-155.

14. Jiang S.-Y., Wang X.-S., Zhao K.-D. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, V. 30, №17-18, 2005, P. 1020-1029**.**

15. Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. The mobility of zirconium and other «immobile» elements during hydrothermal alteration // Chemical Geology, V.110, №1-3, 1993, P. 29-47.

16. 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.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОНИТОРИНГА РАДОНА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

Кожухов С.А.[1], Белашев Б.З.[2], Савицкий А.И.[2]

[1]Институт динамики геосфер РАН, г. Москва
[2]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, belashev@krc.karelia.ru

Радоновая съемка ориентирована на поиск уран содержащих минералов, выявление напряженно деформированных участков и тектонических нарушений земной коры. Часто данные радоновой съемки, приводимые в литературе по одному и тому же участку, отличаются в несколько раз, что существенно превышает погрешности приборов и статистический разброс. Эти различия объясняют искажением поля давлений в подпочвенной атмосфере и вариациями потока радона под влиянием приливных сил, колебаний метеорологиче-

ских параметров, волновой нагрузки и других сильных возмущений природного и техногенного характера, меняющих структуру среды и проницаемость каналов миграции газов.

На выявление и изучение таких связей были направлены исследования объемной активности радона, проводимые в Карелии в 2007 г. Выбор территории обусловлен ее расположением в восточной части устойчивого Фенноскандинавского щита, в настоящее время испытывающего медленное поднятие, существованием районов, различающихся по уровню тектонической активности, раздробленности фундамента, контрастности движений в геологическом прошлом, наличием крупных водоемов и разрабатываемых месторождений полезных ископаемых.

Измерения вариаций объемной активности радона выполняли автоматизированным радиометром радона РРА-03 с погрешностью не более 20%. Отбор проб из грунта проводили по стандартной методике с глубины 50-80 см. Интервал мониторинга объемной активности радона выбирали в соответствие с задачей от 10 минут до часа. Продолжительность мониторинга в одном месте составляла несколько суток. Радоновое картирование выполняли радиометром альфа-активных газов РГА-500. Для измерения фоновых содержаний естественных радионуклидов (калия-40, радия-226, тория-232) в горных породах в окрестностях прилегающих к станциям мониторинга радона использовали гамма-спектрометр РКП-305М.

Для районов глубинных разломов и приповерхностной сейсмичности, было показано, что вариации гамма фона и объемной активности радона, нормированные на среднесуточные значения, могут характеризовать геологические особенности, выявлены статистически значимые корреляции временных рядов объемной активности радона и приливной силы, проявляющиеся в наличие общих детерминированных полусуточных и суточных периодов 12.2 и 23.3 час [1].

В данной работе изучали влияние на эсхаляцию радона волновой нагрузки и промышленных взрывов. Измерения проводили в южной части губы Домашняя Белого моря в деревне Паньгома, на берегу р.Кузема на расстоянии 2.5 км от моря и в п. Сигма, расположенном 25 км западнее. Волновая нагрузка, характерная для Белого моря в это время, генерирует упругие волны в грунте, превышающие по амплитуде уровень сейсмического фона, способные изменить объемную активность сорбированного радона. Возмущения от массовых взрывов на поле подпочвенного радона изучали в районе г. Костомукша на расстоянии 25 км от карьера.

Зарегистрированные средние отклонения от нормированных среднесуточных значений объемной активности радона во всех случаях находятся в пределах точности измерений. В частности, для измерений на берегу р.Кузема отклонения составили 16%, а для п.Сигма – 12%. Таким образом, предложенная методика традиционно требует проверки на большем массиве данных.

Повысить информативность измерений можно их апостериорной обработкой при помощи вейвлет преобразования, как средства фильтрации данных, выделения скачков и моментов смены режимов [2].

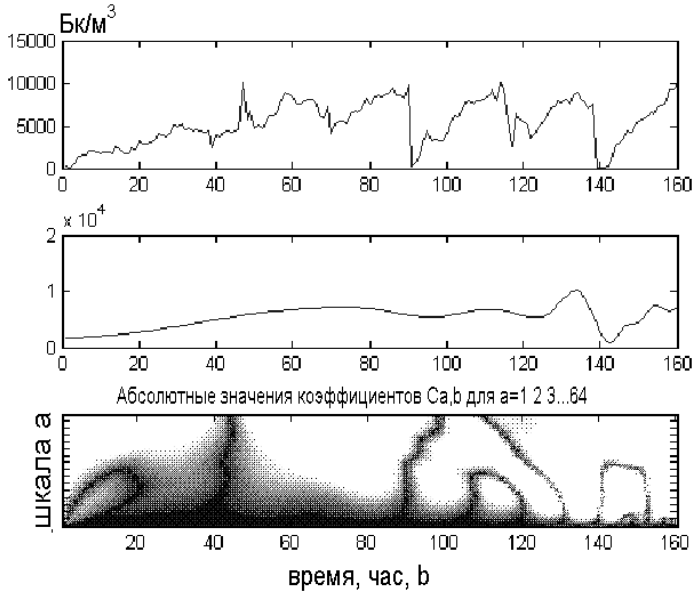


График объемной активности радона от времени в г.Костомукша; Временная зависимость детального коэффициента 1 уровня стационарного вейвлет-преобразования; спектрограмма коэффициентов стационарного вейвлет-ареобразования

Характерная особенность спектрограммы коэффициентов стационарного вейвлет преобразования объемной активности радона в г.Костомукша (рис.) по времени совпадает с промышленным взрывом в карьере, отвечающим времени регистрации 140 часов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 08-01-98804 р_а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин В.В.,,Дивнов И.И, Кожухов С.А. Поля подпочвенного радона в восточной части Балтийского щита // В кн. Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер – М., Геос, 2005, с.173-178.
2. Малла С. Вэйвлеты в обработке сигналов – М., Мир, 2005, 671с.

ТЕКТОНИКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

Колодяжный С.Ю.

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: kolod@ginras.ru

Долгоживущие зоны сдвиговых дислокаций являются важнейшими элементами тектоники палеопротерозойского этапа развития Карельского гранит-зеленокаменного массива (КМ). Сдвиги обычно унаследуют ранние структурные неоднородности КМ: лопийские зеленокаменные пояса, области обрамления и элементы внутренней тектонической делимости Западно-Карельского и Водлозерского древнейших доменов. В свою очередь, зоны сдвиговых дислокаций контролируют тектоническую позицию палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов (карелиды), слагающих протяженные пояса, узко сжатые синклинальные структуры или относительно пологие мульды (рис. 1, А). Практически все палеопротерозойские структуры размещаются в пределах зон сдвиговых дислокаций или в областях их динамического влияния. Их тектоническая форма в плане и в разрезе зависит от характера размещения сдвигов и режима сдвиговых деформаций. Пережатые синклинали обычно маркируют транспрессионные сегменты сдвиговых зон; области их постепенного раскрытия и перехода в мульдообразные структуры соответствуют сегментам развития транстенсионного веера сдвигов, как, например, Онежская и Сегозерская мульды, расположенные в области южной виргации Центрально-Карельской зоны сдвига (рис. 1, А). Лехтинская и Шомбозерская синклинали приурочены к сегментам изгиба сдвиговых зон. Реконструируются синклинали с пережатыми килевидными днищами, испытывающие вместе с осложняющими их нарушениями раскрытие по восстанию наподобие пальмового дерева. Эта особенность подчеркивает транспрессионную природу вмещающих такие структуры сдвиговых зон.

Крутопадающие зоны сдвига густо пронизывают весь массив и образуют системы овально-концентрических и диагональных нарушений. К первой из них относятся сдвиговые структуры краевых частей КМ, образующие полузамкнутый Циркум-Карельский пояс (Восточно-Карельская (ВК), Северо-Карельская (СК), Ветреный пояс (ВП), сдвиги западной части КМ). В центральной части кратона фрагмент овально-концентрической системы сдвигов составляет Центрально-Карельская зона. Диагональные сдвиги представлены субмеридиональными зонами (Койкарско-Выгозерская, Хаутоваарская и др.), обнаруживающими признаки сопряженного развития с овально-концентрическими системами нарушений. В целом эти системы сдвиговых зон организованы по принципу крупномасштабной вихревой структуры, кинематически связанной с дифференцированным, но общим вращением области карелид по часовой стрелке [2,3]. Такой стиль тектоники, предопределяемый крутопадающими сдвигами, сопряженными с ними надвигами и сбросами свойственен лишь верхним уровням коры КМ.

В сейсмических разрезах КМ обособлено четыре субгоризонтальных, но сильно тектонически нарушенных слоя с различными отражающими свойствами: 1) верхнекоровый слой с отражениями средней – слабой интенсивности; 2) среднекоровый слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями; 3) средне-нижнекоровый сейсмически "прозрачный" слой; 4) нижнекоровый слой с интенсивными субпараллельными отражениями (рис. 1, Б, В). На профиле 4В общая конфигурация этих слоев во многом сопоставима со скоростной субгоризонтальной расслоенностью, выявленной методом ГСЗ [1]. Выделенные слои отражают элементы термодинамической и, как следствие, реологической и тектоно-метаморфической расслоенности раннедокембрийской коры. Данная расслоенность была наложена на архейские покровно-надвиговые ансамбли и формировалась преимущественно на протяжении раннего палеопротерозоя. Сведения о динамике беломорских комплексов, располагавшихся в этот период времени на уровне нижней – средней коры, показывают, что в глубинных слоях коры активно развивались процессы субгоризонтального течения [4]. В результате этого конфигурация слоев менялась: развивались пережимы и раздувы, поднятия и прогибы, области оттока и нагнетания. Последующие свекофеннские коллизионные события обусловили интенсивные деформации и окончательно нарушили первичную субгоризонтальную расслоенность. В частности, среднекоровый слой (2) испытал тектоническую эксгумацию в области Беломорского пояса (БП) (рис. 1, Б, В). Данный слой, реологически сопоставляемый с беломорскими комплексами пород, отличается высокой тектонической расслоенностью дисгармоничной по отношению к структурам смежных слоев. Крутопадающие зоны сдвига верхней коры (1), сохранившейся в области КМ, в его пределах листрически выполаживаются. Подошва этого слоя, расположенная на глубинах 15-20 км, по ряду признаков является зоной регионального срыва – детачмента.

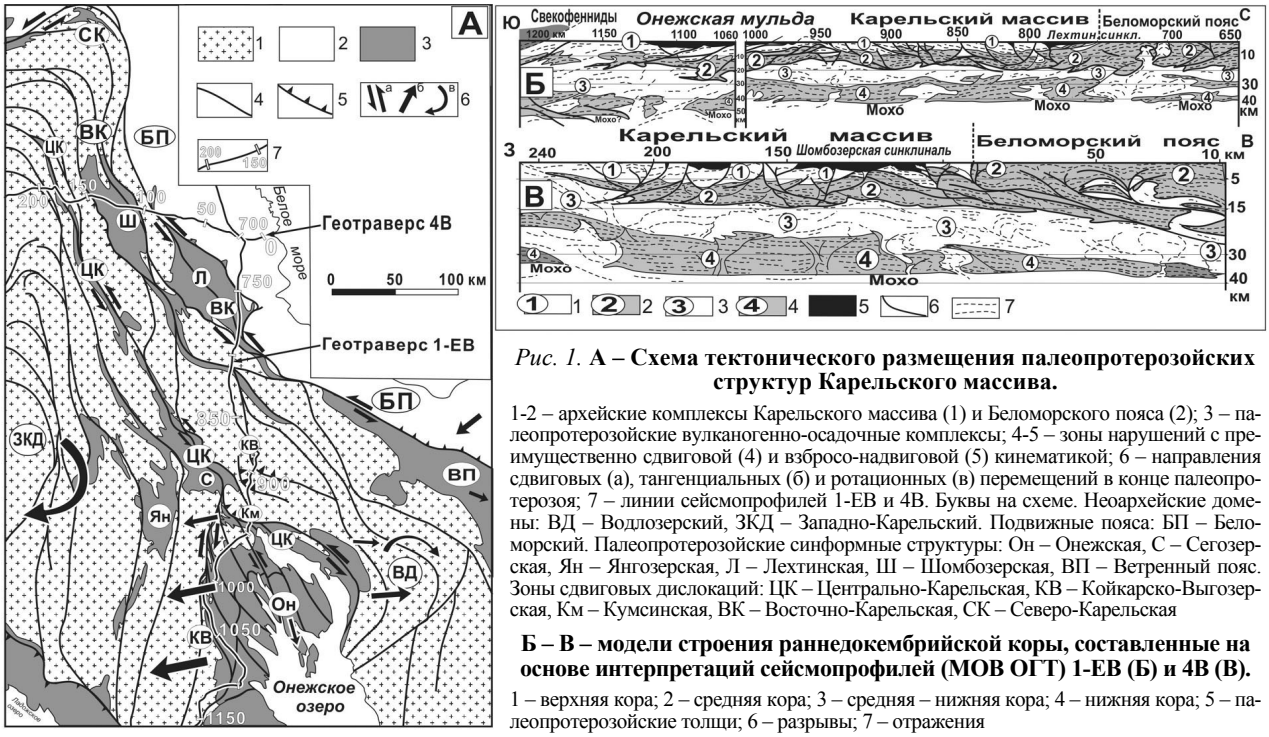


Рис. 1. **А – Схема тектонического размещения палеопротерозойских структур Карельского массива.**

1-2 – архейские комплексы Карельского массива (1) и Беломорского пояса (2); 3 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 4-5 – зоны нарушений с преимущественно сдвиговой (4) и взбросо-надвиговой (5) кинематикой; 6 – направления сдвиговых (а), тангенциальных (б) и ротационных (в) перемещений в конце палеопротерозоя; 7 – линии сейсмопрофилей 1-ЕВ и 4В. Буквы на схеме. Неоархейские домены: ВД – Водлозерский, ЗКД – Западно-Карельский. Подвижные пояса: БП – Беломорский. Палеопротерозойские синформные структуры: Он – Онежская, С – Сегозерская, Ян – Янгозерская, Л – Лехтинская, Ш – Шомбозерская, ВП – Ветренный пояс. Зоны сдвиговых дислокаций: ЦК – Центрально-Карельская, КВ – Койкарско-Выгозерская, Км – Кумсинская, ВК – Восточно-Карельская, СК – Северо-Карельская

Б – В – модели строения раннедокембрийской коры, составленные на основе интерпретаций сейсмопрофилей (МОВ ОГТ) 1-ЕВ (Б) и 4В (В).

1 – верхняя кора; 2 – средняя кора; 3 – средняя – нижняя кора; 4 – нижняя кора; 5 – палеопротерозойские толщи; 6 – разрывы; 7 – отражения

Процессы субгоризонтального течения глубинных слоев коры в раннем палеопротерозое, по-видимому, развивались неравномерно вдоль сложно построенных линейных и вихревых траекторий. Именно этим можно объяснить развитие в верхнекоровом слое компенсационных сдвиговых перемещений, подчеркивающих также процессы вращения Западно-Карельского домена. Палеопротерозойские сумийско-сариолийские комплексы (2,5-2,3 млрд. лет) на ранних стадиях формирования сдвигов накапливались в локальных грабенообразных депрессиях типа пулл-апарт, свойственных центральным частям КМ, и в более обширных рифтогенных бассейнах по периметру кратона. Эволюция последних во многом предопределялась системами листрических сдвиго-сбросов, выполаживающихся вниз по падению и сливающихся с зонами субгоризонтального течения на уровне средней коры, экспонированной в современной структуре на поверхность в области БП. Свидетельством этого процесса является сохранившаяся в переходной области от КМ к БП структурно вещественная зональность. Например, в районе Лехтинской и Шомбозерской структур обособлены следующие зоны (сверху вниз и с запада на восток): 1) сумийско-сариолийские рифтогенные вулканиты и мелкие интрузии (2,5-2,3 млрд. лет), пронизанные сдвиго-сбросами и включающие горизонты глыбовых брекчий, маркирующих сбросовые палеоуступы; 2) мощная зона высокотемпературных бластомилонитов в лопийских зеленокаменных комплексах, с характерными структурами "субслойного" течения (полосчастость, минеральная линейностью, колчановидные складки и др.); 3) зона субгоризонтального тектонического течения, развитая в гнейсах БП, с телами синкинематических чарнокитоидных гранитов (2,5-2,35 млрд. лет) со структурами течения "струйчатых" мигматитов. Во всех зонах реконструируется обстановка субгоризонтального растяжения в ССВ направлении, ориентированного несколько косо к общему простиранию зон. Реликтовые структуры растяжения в данной области дешифрируются также на сейсмопрофиле 4В. Эти данные позволяют рассматривать эволюцию зоны перехода от КМ к БП в рамках известной модели простого сдвига Б. Вернике [5].

Ятулийские вулканогенно-осадочные комплексы (2,3-2,1 млрд. лет), образующие протоплатформенный чехол КМ, отчасти «запечатывают» ранние присдвиговые депрессии. Сведения о характере распределения мощностей данных образований, пространственном положении вулканических центров и мелких интрузий указывают на важную роль сдвиговых перемещений при формировании локальных ятулийских бассейнов. В частности, в этот период времени начал активно развиваться транстенсионный веер Центрально-Карельской зоны сдвига, в области которого обособилась Онежско-Сегозерская депрессия. Тектоническая позиция этой структуры контролировалась процессами вращения Западно-Карельского домена по часовой стрелке, что обусловило проявление области относительной декомпрессии и прогибания в ЮВ секторе вращения (рис. 1, А). Формированию депрессии также способствовали процессы субгоризонтального течения глубинных слоев коры, обусловившие отток геомасс среднекорового слоя из-под области Онежского прогиба. Структуры, связанные с этим течением, дешифрируются на профиле 1-ЕВ в виде глубинных слепых надвигов, образующих дуплексы нагнетания и куполообразные поднятия в области обрамления депрессии (рис. 1, Б). Комплементарно с этими структурами в верх-

ней коре формировались пологие сбросы, залеченные силлами ятулийских и более поздних базитов. Последовательная миграция сбросов к югу контролировала соответствующее перемещение области прогибания согласно принципам модели простого сдвига [5]. В людиковийское время (2,1-1,9 млрд. лет) развитие этой обстановки сопровождалось формированием мантийного плюма, появлению которого, вероятно, способствовала декомпрессионная обстановка в области Онежской структуры.

Свекофеннские коллизионные события (1,9-1,8 млрд. лет) обусловили проявление в пределах КМ обстановки транспрессии, в условиях которой палеопротерозойские депрессии испытали интенсивное сжатие (со сдвигом) и многие из них приобрели морфологию структур «пальмового дерева». При это окончательно оформилась общая ротационно-сдвиговая структура КМ, формировавшаяся на протяжении всего палеопротерозоя.

Таким образом, развитие сдвиговых зон КМ предопределяло особенности тектонической эволюции палеопротерозойских комплексов. Сдвиговая тектоника характерна лишь для верхнекорового уровня КМ; на уровне средней коры крутопадающие сдвиги выполаживаются, а их динамика обнаруживает связь с процессами глубинного горизонтального (ламинарно-турбулентного) течения.

Гранты РФФИ № 06-05-64848, 07-05-01158, программа ОНЗ № 6, «Фонд содействия отечественной науке».

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В.Шарова. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.

2. Колодяжный С.Ю. Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003. № 3. С. 22-41.

3. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572).

4. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит) // Геотектоника, 2007, № 3. С. 46-68.

5. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 789-795.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ ЯЛОНВАРСКОЙ СТРУКТУРЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Кондрашова Н.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kondr@krc.karelia.ru

Гранитоидная интрузия, площадью 12*15 км, внедрившаяся в зеленокаменные отложения пояса Ялонвара-Иломантси, имеет трехфазное строение [2]:

1фаза внедрения представлена несколькими телами кварцевых диоритов, гранодиоритов в СВ части структуры, 2 фаза, занимающая наибольшую площадь выходов интрузивного тела, сложена гранитами и 3 фаза – штокообразные тела лейкократовых порфировидных гранитов в ЮЗ и СЗ частях интрузии.

Pb-Pb изохронный возраст гранитоидов 2 фазы равен 2600±100 млн.лет [5].

Минеральный состав гранодиоритов и кварцевых диоритов представлен плагиоклазом, биотитом, амфиболом, кварцем и калиевым полевым шпатом (КПШ). Акцессорные минералы, встречающиеся в гранитоидах 1 фазы, весьма разнообразны – апатит, титанит, рутил, пирит, халькопирит, магнетит.

Граниты 2 фазы сложены олигоклазом, КПШ и кварцем. Среди акцессорных минералов распространены, наряду с встречающимися и в гранитоидах предыдущей фазы, циркон, анатаз, сидерит, флюорит, барит, турмалин, монацит, гранат, галенит, сфалерит, молибденит, шеелит.

Лейкократовые порфировидные граниты сложены вкрапленниками плагиоклаза, КПШ, кварца в более мелкозернистой массе плагиоклаз-кварц-полевошпат-мусковитового состава. Биотит присутствует спорадически. Состав акцессориев сходен с гранитами 2 фазы, исключая анатаз, рутил, сидерит и барит.

Точки составов гранитоидов располагаются в поле пород как нормального петрохимического ряда, так и субщелочного вблизи границы раздела пород нормальной и субщелочной серий (рис.1). Учитывая высокую подвижность щелочей при метаморфизме и при метасоматических процессах, следы которых фиксируются в породах всех фаз внедрения, вряд ли можно считать повышенную щелочность данных гранитоидов информативным и надежным признаком.

Все разновидности пород соответствуют составам среднестатистических разновидностей пород соответствующей кремнекислотности за исключением окиси калия для гранитоидов 1 фазы и окиси натрия для гранитоидов 2 и 3 фаз, и относятся к породам нормального петрохимического ряда. Повышенное содержание щелочей связано с последующими метасоматическими преобразованиями данных пород и не является первичной характеристикой рассматриваемых разновидностей гранитоидов структуры.

Величина магниевого числа для интрузивных образований всех фаз внедрения изменяется в интервале 0,43-0,56, т.е. является несколько повышенной, но мантийных значений (M# >0,70) не достигает.

Для вулканитов структуры высокие значения магниевого числа (рис.2) не характерны. При содержании кремнезема от 60 до 65% магниевый показатель для вулканитов не превышает величины 0,52. При сходном содержании кремнезема гранитоиды характеризуются величинами этого показателя в пределах 0,57-0,63, приближающимися к мантийным значениям (>0,70). Следовательно, вулканиты разреза не могли при плавлении дать расплавы с большей магнезиальностью, чем обладали сами.

На петрохимических диаграммах и вулканиты, и гранитоиды образуют единые тренды , что указывает на единый источник, ответственный за формирование данных пород. На это указывают и акцессорные минералы сходного состава, фиксируемые во всех фациальных разновидностях пород структуры.

Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах (табл.2) и вулканитах структуры сходно. Для них характерно повышенное содержание легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых РЗЭ, концентрация редких земель в гранитоидах часто выше, чем во вмещающих их вулканитах.

Подобное обеднение тяжелыми редкими землями, скорее, можно объяснить фракционированием темноцветных минералов в процессе образования данных разновидностей пород, чем присутствием граната в источнике, что не подтверждается петрографическими данными.

Отсутствие европиевой аномалии указывает, что фракционирование плагиоклаза при формировании данных пород не играло существенной роли.

Диориты с жильно-штокверковой минерализацией W-Mo-Cu (обр.Я-13-43) отличаются от остальных гранитоидов спектром распределения РЗЭ (табл.2). Уменьшение отношения La/Yb в них идет за счет снижения концентрации легких РЗЭ, а отрицательная европиевая аномалия указывает на фракционирование плагиоклаза.

На петрохимических диаграммах для вулканитов и гранитоидов структуры часто наблюдаются перегибы в трендах при переходе к кислым разновидностям пород. Подобная смена корреляционных связей может быть обусловлена только резкой сменой механизма дифференциации, что можно связать с эффектом смешения расплавов, либо с отделением от расплава флюидного «раствора», воздействием которого можно объяснить наблюдающиеся петрогеохимические особенности ялонварских гранитоидов. Возможность подобного явления подтверждается экспериментальными данными [1].

После выделении на Канадском щите высокомагнезиальных постскладчатых гранитоидов с признаками корово-мантийного генезиса [10], названными «санукитоидами», подобные породы были обнаружены на многих щитах, в том числе и на территории Балтийского [7,8]. Из пород, ранее относившихся к породам TTG- серии, часть (массивы Ялонварский, Панозерский, Нюкозерский, Хаутоварский, Таловейс, Ельмус и некоторые другие) была отнесена к санукитоидам. Отличительными признаками стали высокое содержание магния, калия, фосфора, магниевого числа (0,50-0,60), сравнимого с базальтами зеленокаменных поясов, хрома, никеля, бария, стронция и легких редких земель.

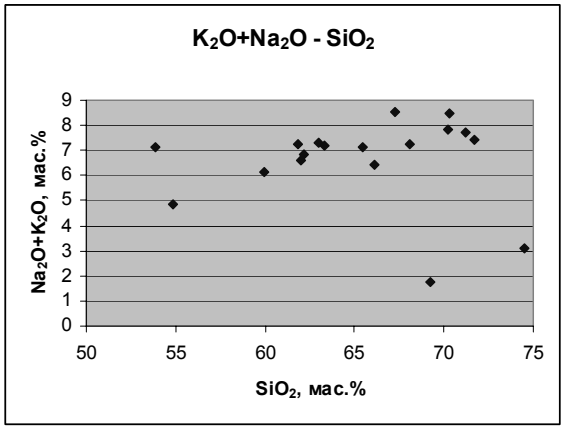
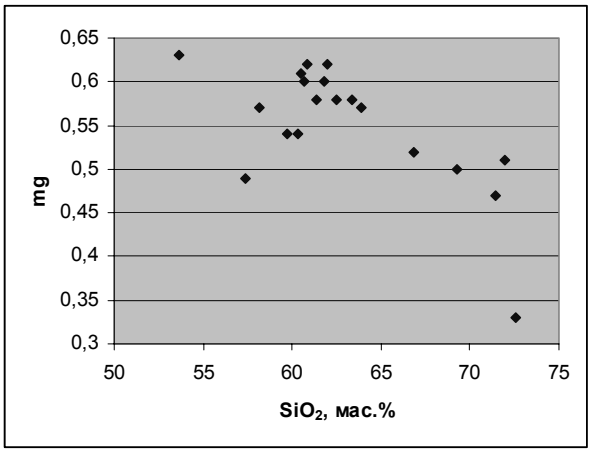
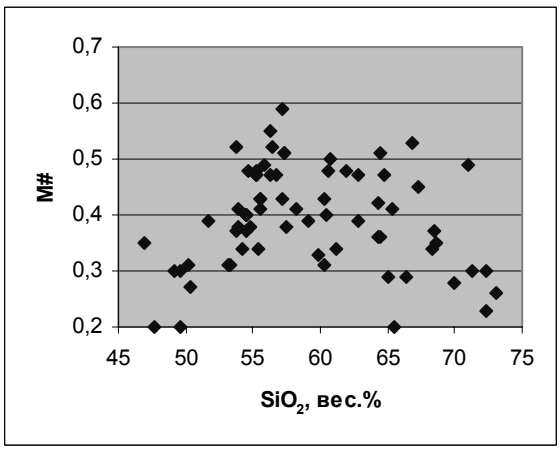


Рис.1. **Положение точек составов ялонварских гранитоидов в координатах щелочи-кремнезем**



а)



б)

Рис.2. **Величина магниевого числа в гранитоидах Ялонварской структуры (а) и вулканитах (б)**

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Ялонварской структуры

	1 фаза	2 фаза	3 фаза
SiO_2	61,88	70,32	74,52
TiO_2	0,54	0,28	0,13
Al_2O_3	15,07	13,91	13,20
Fe_2O_3	2,70	1,42	0,88
FeO	2,66	1,27	0,63
MnO	0,08	0,03	0,03
MgO	3,71	1,36	0,60
CaO	4,28	1,54	1,28
Na_2O	3,93	4,04	4,46
K_2O	3,30	4,43	3,06
P_2O_5	0,29	0,09	0,04
Li	31	15	11
Rb	156	126	89
Cs	13	7	4
Zn	84	39	91
Ba	1164	1224	806
Sr	327	142	93
Cr	285	156	121
Ni	122	19	23
Co	39	17	32
Cu	75	77	280
V	97	44	33
M#	0,56	0,49	0,43

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в гранитоидах структуры

	3-я фаза (обр.Я-56В)	1 фаза (обр.Я-13А)	1 фаза (обр.Я-13-43)
La	34,8	68	5,64
Ce	51,9	134	21,4
Nd	17,8	64,7	18
Sm	2,74	9,6	6,94
Eu	0,54	2,23	1,14
Gd	1,17	6,76	7,52
Tb	0,26	0,93	1,29
Yb	1,09	1,58	1,32
Lu	0,14	0,19	0,17
(La/Yb)n	21,3	28,7	2,8

В настоящее время источником для формирования санукитоидов признается метасоматизированнная мантия перидотитового состава [9].

При сравнении данных по гранитоидам Ялонварской струтуры с составами соответствующих по кремнекислотности пород вышеназванных массивов [4, 6] отмечается некоторое отличие ялонварских пород: в них более высокие содержания Cr, Co, Rb и меньшие Sr. Образование карельских санукитоидов [3] связывают с формированием обогащенного мантийного источника в результате корово-мантийного взаимодействия в зонах субдукции, и происходившего позднее частичного плавления мантии с образованием санукитоидных расплавов.

Предположение о субдукционном происхождении этих пород не согласуется, однако, с наблюдающимися вариациями изотопно-геохимических характеристик карельских санукитоидов [4].

Таким образом, вопрос о происхождении подобных пород остается открытым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.И., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. – М.: Научный Мир, 2000. 416 с.

2. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная (Mo, Cu, Au) система ялонварского вулканно-плутонического комплекса Карелии. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1994.128 с.

3. Коваленко А.В. Sm-Nd данные как ключ к пониманию происхождения архейских санукитоидов Карелии, Балтийский щит./Геохимия, 2008, №4, с. 403-413.

4. Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные. Петрология, 2007, том 15,№6,с. 571-593.

5. Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка.Л., 1991,с.287.

6. Ранний докембрий Балтийского щита./ред.В.А.Глебовицкий,СПб.:Наука,2005.

7. Чекулаев В.П. Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите. Докл. РАН,т.368, №5,1999,с.676-678.

8. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Гусева Н.С. Архейские высоко-Mg гранитоиды (санукитоиды) – индикаторы золотой минерализации в Карелии: геология, состав, пространственно-временной положение.//Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Тез.докл. Петрозаводск, 2002. С.251-253.

9. Rapp R., Shimizu N., Norman M.C., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge experimental constraints at 3.8 GPa. // Chemical Geology. 2000. № 160. P. 335-356.

10. Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. // Nature. 1984.V. 310. P.22-224.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ КОМПОНЕНТА НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ ЛИТОСФЕРЫ

Копп М.Л.

Геологический институт РАН, г. Москва, kopp@ginras.ru

1) Горизонтальная компонента новейших движений и признаки ее проявления. Взбросо-надвиговая составляющая крупнейших платформенных разрывов востока Русской плиты – Жигулевского, Елшанско-Сергиевского, Северодонецкого, Манычского и др. – фиксируется многочисленными буровыми и геофизическими данны-

ми [2, 14, 15, 16]. Для большинства из этих разрывов доказано, что они деформируют не только чехол, но и кровлю фундамента; при этом, судя по наклонам мел-палеогеновых слоев, смещения происходили в новейшую эпоху. На Приволжской возвышенности и Общем Сырту уже давно известны неотектонические сбросы и грабены, сформировавшиеся при участии горизонтального растяжения. И там, и там сбросовые структуры образуют зоны кулисного строения, свидетельствующие о проявлении горизонтального сдвига. Вместе с тем, сами по себе новейшие сдвиги изучены недостаточно: они откартированы пока только на Промысловско-Цубукском валу Скифской плиты – правые сдвиги северо-западного простирания (по Н.И Нестеровой и Н.П. Сарафутдинову); установлены и сдвиговые смещения овражной сети по активным разрывам в Мугоджарах [6].

Таковы фактические данные. Они немногочисленны, однако косвенные признаки: особенности структурного рисунка внутриплитных складок и валов, а также морфоструктуры современного рельефа, позволяют предполагать гораздо более широкое участие новейших горизонтальных напряжений. Так, внутри платформенного чехла обнаружены многие структурные рисунки, выявленные для складчатых областей, особенно связанные со сдвигами: эшелонированные цепочки куполов и валов (внутри Сальско-Манычского новейшего вала, Саратовских и Жигулевских дислокаций, на Южном Урале); сигмоиды и коленообразные изломы валов, сопровождающиеся характерным для сдвигов «перекручиванием» сдвинутых крыльев (Донбасс, Сальско-Манычский вал, Жигули, Тулвинский свод); виргации разного типа (Саратовские дислокации, Жигули); присдвиговые поперечные складки (Сальско-Манычский вал) и др. [5]. Поскольку некоторые из этих структурных рисунков характерны для сильных деформаций в горизонтальной плоскости – например, структуры типа домино или мегабудинажа, образуемые доменами вращающихся вокруг вертикальной оси сдвигов (Сальско-Манычский вал, Саратовские дислокации) – остается считать, что это результат смягченного проявления («просвечивания») на поверхности более сильных и глубинных структурных преобразований в фундаменте, происходивших в обстановке горизонтального сжатия.

Горизонтальная компонента смещения ощущается и в особенностях выраженной в рельефе плановой конфигурации линий разрывов [5]: наклонные сбросы выражены дугами с вогнутостью в сторону сброшенного крыла (Приволжский уступ, борта Окско-Донского прогиба), тогда как субвертикальные взбросы и взрезы относительно прямолинейны в плане. Для линий сдвигов характерна кулисность (западный борт Окско-Донского прогиба, Приволжско-Ергенинский уступ). Выраженные в рельефе разрывы сходной кинематики обнаруживают характерную для любых разрывных нарушений группировку в закономерно расположенные системы и домены. Таковы серии субмеридиональных сбросовых уступов восточной экспозиции в Нижнем Поволжье и Окско-Донском районе и субширотных, южной экспозиции – на Южном Урале и Общем Сырту; и там, и там из двух сопряженных систем сбросов разного знака развиты такие, у которых опускание сброшенного крыла направлено в сторону ближайшего депоцентра (в данном случае, Прикаспийской синеклизы в ее новейшем выражении). Участки растяжения устанавливаются по повторяющемуся структурному мотиву: система субпараллельных, удлиненных в плане валов и блоков, сильно асимметричных в поперечном сечении и поэтому напоминающих наклонные блоки рифтовых областей (Окско-Донской и Западно-Прикаспийский неотектонические прогибы).

Наконец, горизонтальная компонента устанавливается и по результатам изучения трещинных мезоструктур: зеркал скольжения, отрывов и стилолитов [1, 5, 9, 10]. Исследования такого рода позволяют как уточнить кинематику известных крупных разрывов, так и, при статистическом анализе большой массы замеров с помощью компьютера [1, 5], установить параметры регионального поля напряжений. Данные о кинематике крупных дизъюнктивов позволили составить структурно-кинематическую схему территории (рис.), где показаны знак разрывов и направления относительного смещения блоков.

2) Пространственные вариации новейшего поля напряжений/деформаций и их связь с межплитными напряжениями и внутриплитными неоднородностями. Наиболее серьезное воздействие на структурный рисунок рассматриваемых платформенных дислокаций оказала коллизия Индийского и особенно Аравийского осколков Гондваны с Евразией. Об этом свидетельствуют: 1) внутриплитная деформация происходила в обстановке субмеридионального укорочения и компенсирующего субширотного удлинения, что характерно и для находящихся южнее орогенов Кавказа и Копетдага. Это проявляется в закономерной ориентировке разрывов разной кинематики: взбросы субширотные, сбросы субмеридиональные, сдвиги диагональные (правые – северо-западного простирания, левые – северо-восточного); 2) сходство структурного рисунка с таковым Периаравийской коллизионной области (правые сдвиги сконцентрированы на западе, образуя единый домен с правыми сдвигами Западного Кавказа и Анатолии, а левые – на востоке, как в соседних Восточном Кавказе и Эльбурсе). Ось симметрии между сдвигами разного знака маркирует Транскавказскую «ось растекания» [5] – меридиональную линию, разделяющую блоки, выжимаемые к западу и востоку, и трассирующуюся к югу на Казбекский пережим Большого Кавказа и далее – на Аравийский выступ. Главные внутриплитные взбросы и надвиги, по крайней мере на юге, имеют южную вергентность, характерную для Кавказа и Тавра; 3) деформация платформенной области Юго-восточной Европы происходила преимущественно в обстановке растяжения, и в общей последовательности стресс-режимов области индентации (сильное сжатие около индентора – сдвиг на некотором удалении от него – растяжение на удалении) это соответствует внешней части области давления Аравийского инден-

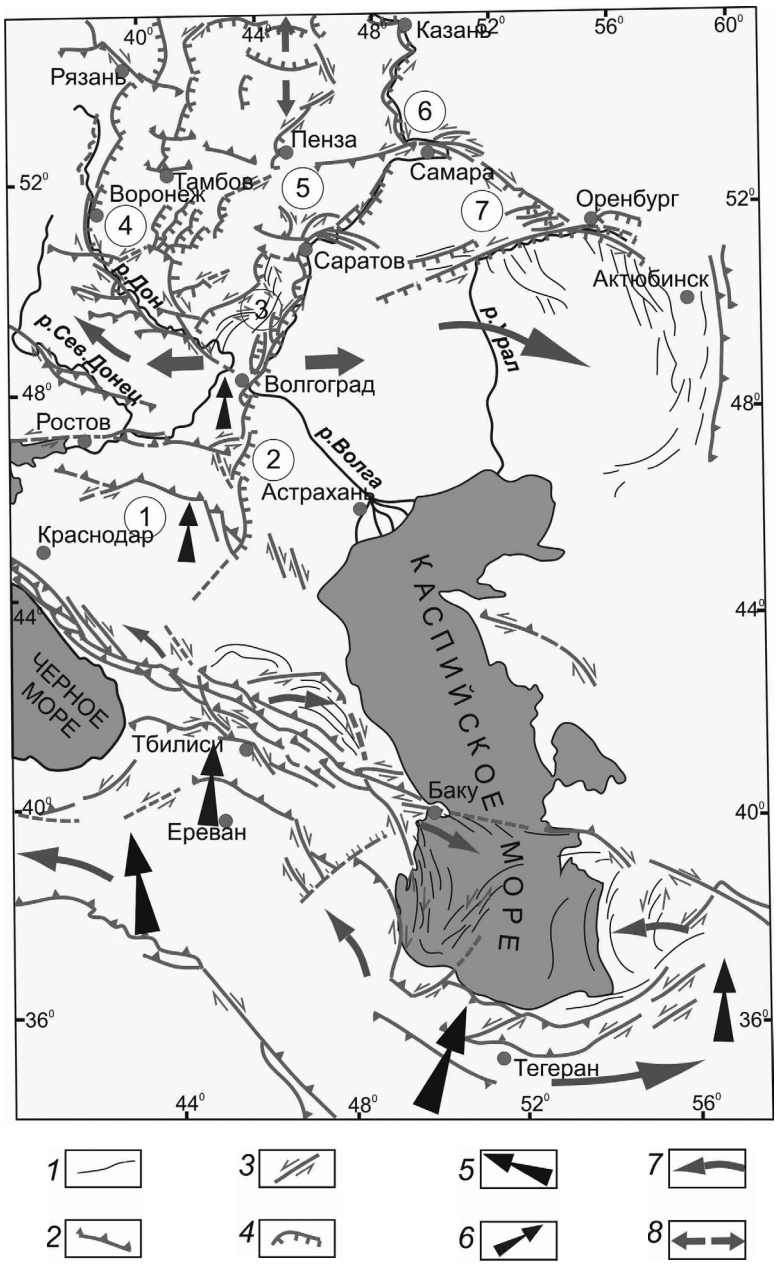
тора. При этом обычные здесь субмеридиональные сбросы к северу (Среднее Поволжье, Северный Прикаспий) сменяются субширотными, маркирующими самую дальнюю периферию такой зоны – где должны уже проявиться компенсационные деформации, смягчающие эффект индентации [5]; 4) одновременность тектонических фаз для платформенной территории, Кавказа и Аравийской плиты [3, 5]. Новейшие внутриплитные структуры начали формироваться в конце раннего миоцена, но максимум движений пришелся на рубеж миоцена – плиоцена. Таким образом, по времени эти деформации совпадают с отколом Аравии от Африки и ее максимальным дрейфом к северу.

Характер реализации коллизионных напряжений зависел от неоднородностей платформенной коры. Там, где направленное с юга давление натыкалось мощную кору Украинского щита и Воронежского массива, оно в большей степени реализовалось в форме сжатия (Донбасс); там же, где оно встречало утоненную кору Прикаспийской синеклизы, преобладало растяжение (Нижнее Поволжье, Общий Сырт) [5, 9]. В сторону последней (к востоку) было направлено и главное латеральное выжимание блоков из Транскавказской области концентрации сжатия. При всем этом наиболее сильному смятию, в надвиговом режиме, подвергался мощный чехол авлакогенов, тогда жесткие выступы фундамента испытывали хрупкое разрушение с формированием глубинных сдвигов и сбросов. Региональное поле субмеридионального укорочения – субширотного удлинения сильно искажалось около Уральского внутриплитного шва, где на новейшем этапе концентрировалось поперечное ему субширотное сжатие. Постепенное искривление осей горизонтального укорочения от субмеридионального до субширотного направления прослежено мезотектоническими замерами от Общего Сырта до Южного Урала [7, 9]. Характер неотектонического структурного рисунка и вергентности орогена Южного Урала–Мугоджар заставляет предполагать, что здесь происходило встречное взаимодействие периферических зон давления Аравийского и Индийского инденторов, которое усиливалось присутствием масштабной внутриплитной неоднородности – восточного края жесткого Восточно-Европейского кратона [6, 7, 13]. Деформация дифференцировадась и здесь: участки относительно тонкой коры Прикаспийской и Западно-Сибирской впадин пододвигались с образованием краевых надвигов – «внутриплитная субдукция» (Мугоджары, Северный Урал), а в месте схождения блоков с корой близкой мощности (Казахстанский щит Туранской плиты и Волго-Камская антеклиза ВЕП) возник высокий дивергентный ороген Южного Урала – «внутриплитная коллизия» [7].

Обобщение более широкого материала о пиренейских и ларамийских внутриплитных дислокациях Северо-Западной Евразии, о палеогеновом сдвиге вдоль линии Торнквиста, об особенностях кайнозойского развития зоны спрединга к северо-западу от Скандинавии и о сдвигах Урала убеждает в том, что сам Восточно-Европейский кратон в кайнозое слегка сдвинулся к юго-востоку [4, 5]. После того как в палеоцене западноевропейская часть Евразийской плиты и отрезок зоны спрединга к северо-западу были заблокированы коллизиями в Альпах, последняя резко распространилась в Арктику; в результате Восточная Европа вместе с Сибирью начала движение к юго-востоку по правому сдвигу вдоль линии Торнквиста. Как самостоятельная субплита Восточная Европа отделилась от Сибири в эоцене – скорее всего, в связи с блокировкой Азии Индостаном; кроме того, по курсу ее дрейфа еще сохранялось свободное пространство в виде Загросского реликта Тетиса. В плиоцене движение субплиты было остановлено Аравийско-Евразийской коллизией, и, вероятно, результатом этого явились ее общее сжатие и поднятие Фенноскандии, создавшее условия для материкового оледенения. Таким образом, представление о единстве и жесткости Евразийской плиты в кайнозое справедливо лишь в самом первом приближении. На деле же последняя представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит, с разной скоростью отходивших от оси спрединга. При этом наибольшее ускорение в движении к югу получали те фрагменты Евразии, которые не были блокированы на юге альпийскими коллизиями.

3) Новейшее поле напряжений/деформаций в вертикальном разрезе и проблема передачи межплитных напряжений. При анализе связей внутриплитных дислокаций с процессами на активных границах плит приходится решать вопрос о возможности передачи напряжений на столь далекие расстояния. В этой связи представляется существенным усложнение деформаций с глубиной, констатируемое во многих работах. Вглубь, к фундаменту, возрастает амплитуда выраженных на поверхности и пр и этом хорошо разбуренных Жигулевского и Елшанско-Сергиевского новейших взбросо-надвигов, а надвиг вдоль северного крыла Оренбургского вала (предположительно новейший [2 и др.]) вообще выражен только в нижних горизонтах чехла и в фундаменте, а в верхних он постепенно затухает. Все это можно объяснить тем, что роль передатчика позднеальпийские напряжения от коллизионного пояса играет жесткий платформенный фундамент, тогда как в чехле они лишь рассеиваются по мере ухода вверх от глубокозалегающего горизонта срыва. Общее затухание структур сжатия вверх проявляется не только в их выполаживании, но и в наличии ареалов макро- и мезотектонических структур растяжения непосредственно над приподымающими кровлю козырьками глубинных надвигов (Саратовские дислокации, Общий Сырт): из-за потери амплитуды и превращения по сути во флексуры сжатия наверху они только приподымают и растягивают свою кровлю [5, 9]. Это проявляется также и в противоречии между сложным структурным рисунком глубинных горизонтов чехла, свидетельствующим о достаточно напряженных деформациях в горизонтальной плоскости (см. выше), и пологой структурой поверхности.

Активное участие в альпийских деформациях платформенного фундамента и коры в целом проявляется также в сейсмологических и геофизических данных. С ним можно связать повышенную сейсмичность Приазовья и Воронежского массива (А.А. Никонов). Интересно, что эпицентры приурочены к новейшим разрывам, особенно сдвигам [8], что, вероятно, следует связывать с крутым наклоном последних и, соответственно, более глубоким проникновением в кору. Фиксируемый повышенной сейсмичностью на глубинах 5-18 км горизонт хрупких деформаций приурочен к верхней коре. Еще глубже (в районе границы верхней и нижней коры – в т.н. «средней» коре) на основе наличия многочисленных волноводов прогнозируется интенсивное течение материала предположительно неотектонического возраста [12]. О том же свидетельствуют и результаты сопоставления разноглубинных сейсмических моделей коры со структурным планом разновозрастных структур фанерозоя [11]: они показывают, что лучше всего выражена на глубине (особенно в нижней коре) субмеридиональная ориентировка крупнейших уступов, характерная именно для новейшей структуры (где она образовалась в результате субширотного растяжения). Таким образом, можно предполагать, что главный фронт направленных от Аравийской плиты-индентора позднеальпийских напряжений, утоняясь и погружаясь к северу, в пределах платформы оказался выражен горизонтом срыва (детачментом) в нижней коре. Блоки же прочной верхней коры выглядят в таком аспекте как реликты древней структуры, которые, как льдины, транспортируются более текучим слоем и испытывают хрупкую деформацию в виде своего рода торошения.



Структурно-кинематическая карта платформенной области Юго-Восточной Европы для новейшего этапа развития

1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направления латерального выжимания блоков; 8 – направления горизонтального растяжения.

4) Можно сделать **главные выводы:** разные тектонические процессы, происходящие на противоположных ограничениях Евразийской плиты (спрединг – на севере и коллизия – на юге), каждый по своему, способствуют ее внутриплитной деформации. При этом они протекают согласованно, и, соответственно, в каждой точке внутри плиты одновременно действуют силы, исходящие из разных источников. Коллизионные напряжения передаются через платформенный фундамент (особенно локализуясь в нижней коре), тогда как в верхней части коры и платформенном чехле глубинные горизонтальные перемещения постепенно гасились и трансформировались в вертикальные, образовавшие систему пологих структур облекания. Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации «Научные школы» № НШ-7559.2006.5, и Программы № 6 ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М., Наука. 1999. С. 108-125 (Тр. ГИН РАН; вып. 515).

2. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Гилем. 2001. 234 с.

3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе // М.: Научный Мир, 1997, 314 с. (Тр. ГИН РАН, вып.506).

4. Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М., Наука. 1999. С. 84-107.

5. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).

6. Копп М.Л. Новейшие деформации Мугоджар и динамические обстановки их формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 79. Вып. 2. С. 8-23.

7. Копп М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36-61.

8. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Никонов А.А. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба // Доклады РАН. 2002. Т. 385, №3. С.387-392.

9. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Новейшее поле деформаций Общего Сырта (Северный Прикаспий) // «Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В.Гзовского)». М.: Изд-во ОИФЗ РАН. 2002. С. 248-271.

10. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома// Бюлл. МОИП, отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18-29.

11. Копп М.Л., Щукин Ю.К. Глубинные корни новейшей структуры платформенной области Юго-Восточной Европы // Тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Мат-лы межд. конференции (компьютерная версия). 2003.

12. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.

13. Лёвин Ф.Д., Фомин В.И. Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31-40.

14. Лобов В.А., Кавеев И.Х. О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань, 1975. с. 27-33 (Тр. Тат. гос. НИПИ нефт. пром-ти; Вып.XXX).

15. Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.; Ин-т геоэкологии РАН. – М.: Наука. 206 с.

16. Sobornov K. Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // C.R. Acad.Sci. 1995, T. 321, ser. II, P. 161-169.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ТУЛВИНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С ПАЛЕОСТРУКТУРАМИ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА

Копп М.Л., Колесниченко А.А.

Геологический институт РАН, г. Москва, kopp@ginras.ru, kolesn_al@mail.ru

Тулвинская возвышенность Пермского Приуралья по мнению большинства исследователей и по нашим данным имеет неотектоническую природу [1,2,3,5,7]. Тулвинский вал, меридионального направления, отделен от соседних новейших поднятий линейными прогибами: Среднекамским – на западе и Нижнесылвинским – на востоке. О том, что Тулвинский свод представляет собой новейшее поднятие, свидетельствуют деформации террас рек, высоты вершинной и базисной поверхностей, степень горизонтальной и вертикальной расчлененности, уклоны продольных профилей рек и т.д. Особенно важно резкое увеличение горизонтальной расчлененности, что характерно именно для умеренных поднятий платформенного типа [1,2,3]. Наконец, тектоническая активность проявляется в современных вертикальных движениях, перепады которых достигают 10 мм (А.В. Сидоров и др., 1992). При этом центральной части Тулвинского вала соответствует область интенсивного современного подъема земной поверхности.

Проведенное нами полевое изучение кинематики трещинных мезоструктур позволило реконструировать послепермское поле напряжений/деформаций [5]. Оно характеризуется субгоризонтальной ориентировкой его главных осей: субширотная ось сжатия/укорочения и субмеридиональная ось растяжения/удлинения. Важно подчеркнуть, что парагенезы мезоструктур, установленные в пермских отложениях, обнаруживаются и в четвертичных. Это означает, что данные об ориентации осей главных напряжений, полученные по замерам в пермских породах, можно распространить и на новейший этап. Вместе с находящимися южнее поднятиями Общего Сырта и Бугульминско-Белебеевским Тулвинский вал образует меридиональную цепочку, которую можно рассматривать в виде единого неотектонического мегавала – Сыртовско-Тулвинского. Последний пространственно принадлежит к

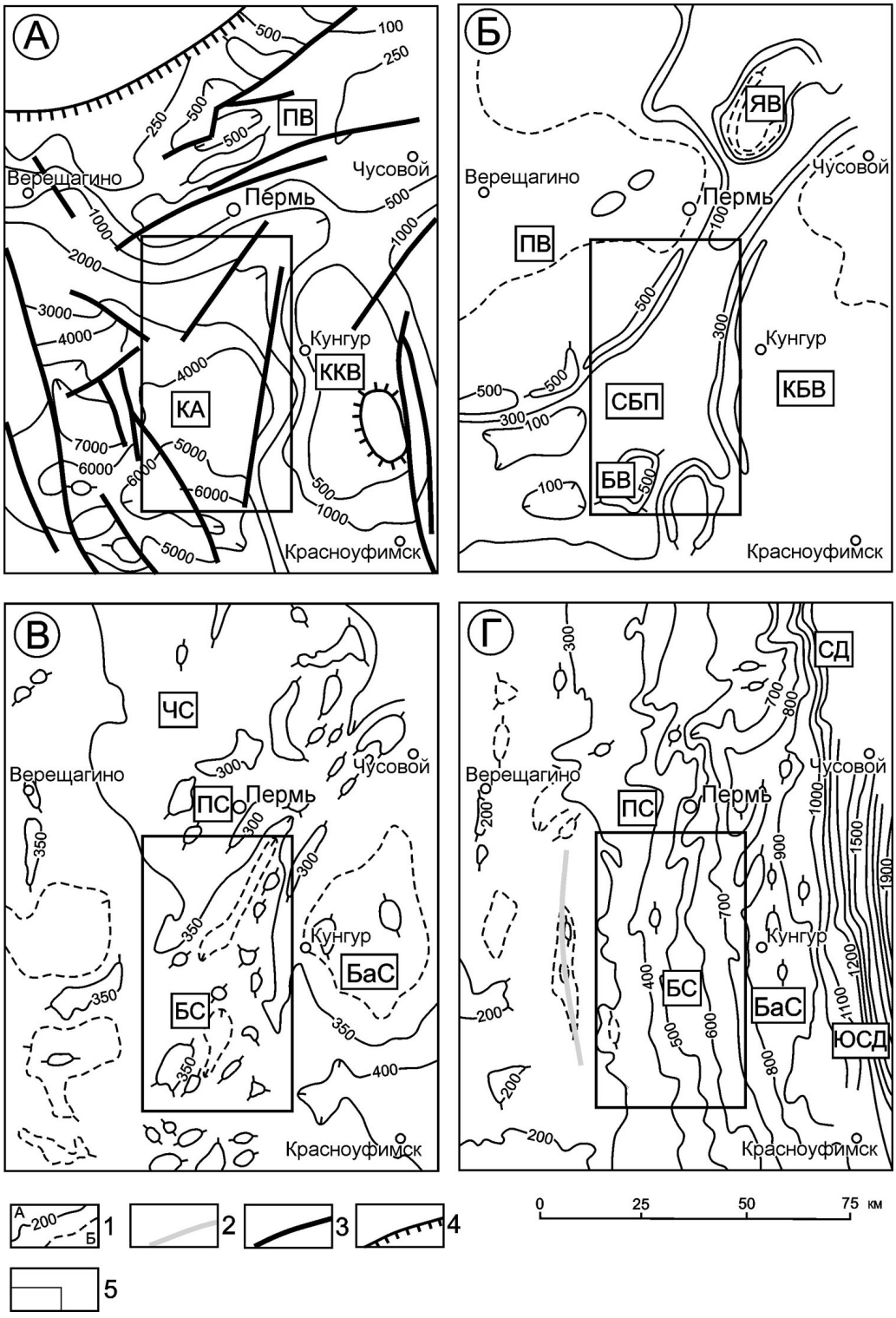


Рис. 1. **Сопоставление Тулвинского новейшего свода с палеоструктурами платформенного чехла (приведенными в интерпретации Ю.А. Жукова и др., 1980):**

А – рифей, Б – верхний девон (саргаевско-фаменский комплекс), В – средний карбон (башкирско-московский комплекс), Г – нижняя пермь (ассельско-артинский комплекс).

1 – изопахиты: а – основные (с оцифровкой), б – дополнительные, 2 – ось Осинского вала, 3 – разрывы, 4 – граница выклинивания рифейского комплекса, 5 – местоположение Тулвинского свода. Палеоструктуры: БаС – Башкирский свод, БВ – Батырбайский выступ, БС – Бабкинская седловина, КА – Калтасинский авлакоген, КБВ – Кунгурско-Башкирский выступ (палеосвод), ККВ – Кунгурско-Красноуфимский выступ, ПВ – Пермский выступ, ПС – Пермский свод, СБП – Сарапульско-Бабкинский прогиб, СД – Соликамская депрессия Предуральского прогиба, ЧС – Чермозская седловина, ЮСД – Юрюзано-Сылвинская депрессия Предуральского прогиба, ЯВ – Яринский выступ

Русской плите, но его соседство и параллелизм с Уральским эпиплатформенным орогеном заставляют считать, что он формировался одновременно и в связи с последним. Таким образом, Тулвинская возвышенность сформировалась при поперечном к ней субширотном горизонтальном сжатии послепермского (скорее всего, новейшего) возраста, которое можно связывать с давлением находящегося к востоку новейшего Урала [4].

Решить вопрос о том, почему новейший свод возник именно на этом месте, помогают результаты сопоставления новейшей структуры с палеоструктурами фанерозоя. Структурные и палеотектонические карты для разных горизонтов платформенного чехла рассматриваемой территории составлялись многими исследователями (А.А. Болотов и др., 1988; И.И. Денисов, 1984; Ю.А. Жуков и др., 1980, и др.). Контур новейшего вала четко совпадает с восточной (меридионального простирания), самой глубокой ветвью Калтасинского рифейского авлакогена, внутри которого накопилась огромная по мощности (до 6-7 км) толща терригенных пород нижнего этажа платформенного чехла (рис.1, А). В венде и раннем палеозое на месте современного Тулвинского поднятия еще сохранялась пониженная Бабкинская структурная терраса (седловина), на западе и востоке ограниченная меридиональными валами: Осинским и Кунгурско-Красноуфимским соответственно, а на севере — Пермским сводом северо-восточной ориентировки. В конце среднего и в позднем девоне, в связи с заложением Палеоуральского океана Бабкинская терраса вошла в состав Камско-Кинельской системы перикратонных прогибов в качестве одного из частных трогов между Пермским и Кунгурско-Башкирским выступами (рис. 1, Б). Современному Тулвинскому валу в то время опять соответствовала осевая зона глубокого некомпенсированного прогиба — Бабкинского, контур которого близок таковому рифейского авлакогена. В карбоне троги Камско-Кинельской системы (в том числе и Бабкинский) постепенно заполняются осадками и нивелируются (рис. 1, В). В конце карбона Бабкинский прогиб полностью исчезает, но Тулвинский вал в рельефе пока не выражен. В поздней перми территория западного борта Предуральского прогиба вовлекается в поднятие герцинского Урала, тогда как депоцентр прогиба смещается в сторону Восточно-Европейской платформы (рис. 1, Г).

Таким образом, Тулвинский вал унаследовал глубокий палеозойский прогиб. Это позволяет предположить, что его возникновение на данном месте обусловлено релаксацией новейших напряжений горизонтального сжатия. В таком случае Тулвинский вал в данном отношении не отличается от многих других зон внутриплитных дислокаций Восточно-Европейской платформы, которые приурочены к авлакогенам и обновились в альпийское время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева О.Л. Суммарная расчлененность рельефа Пермской области // Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземного Урала: Междувед. Сб. науч. Трудов. Пермь: Перм. Ун-т, 1982. С. 54-63.

2. Введенская Н.В., Голубева И.И. Спирин Л.Н. Новые направления в методике структурно-геоморфологических исследований восточной окраины Русской платформы и Западно-Сибирской плиты // Тр. Пермского политехнического ин-та, вып. 87. Геология и полезные ископаемые Урала и Приуралья. Пермь: ППИ. 1971. С. 114-122

3. Вохмянина Е.И. Проявления неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами// Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Недра, 1968. С. 179-184

4. Копп М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение. Геотектоника, 2005. № 5. С. 36-61

5. Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С. Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника, в печати, 2008

6. Шимановский Л.А., Алексеева О.Л. Крутизна наклона рельефа Пермской области / Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземного Урала: Межвед. Сб. науч. Трудов. Пермь: Перм. Ун-т, 1977. С. 73-79.

7. Шимановский Л.А., Алексеева О.Л. К характеристике новейших тектонических движений Пермской области / Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземного Урала: Межвуз. Сб. науч. Трудов. Пермь: Перм. Ун-т, 1988. С. 50-58.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ – СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Короновский Н.В.

МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, koronovsky@dynamo.geol.msu.ru

В настоящее время усилия многих геологов, геофизиков, геохимиков и математиков направлены на выяснения глубинного строения Земли и, особенно, процессов, происходящих в мантии, ответственных за события в земной коре. Сегодня уже нет сомневающихся в том, что именно глубинные процессы порождают структуры, наблюдаемые на поверхности. За последние три десятилетия, благодаря применению сейсмической томографии, математического и физического моделирования, опытов при высоких давлениях и температурах, появилось много новых данных позволяющих говорить с гораздо большей определенностью о строении и составе мантии Земли. Достаточно уверенно можно говорить о позиции астеносферного слоя под разными структурными элементами земной коры.

На глубинах от границы М и до границы в 410 км происходит фазовый переход оливина в бета-оливин. На рубеже 410-420 км скорости продольных и поперечных волн изменяются в сторону увеличения на 4%, а плотность возрастает на 6%. Глубже 420 км фазовый переход обеспечивает замещение бета-оливина в гамма-оливин, а на глубине 660 км обнаружена очень резкая и тонкая граница примерно в 4 км мощности, где скорости продольных и поперечных волн увеличиваются на 6%, а плотность на 10%. Эта граница верхней и нижней мантии обладает разной проницаемостью как для погружающихся холодных слэбов, так и для поднимающихся плюмов. Ниже этой границы вязкость мантии увеличивается в 30 и более раз и гамма-оливин переходит в минерал с перовскитовой структурой и в магнезиовюстит. Фазовые переходы на границе верхней и нижней мантии являются эндотермическими и поэтому на данном рубеже могут возникать трудности для конвективных потоков, особенно для плюмов.

В пределах нижней мантии, т.е. от глубин 670 до 2900 км картина менее ясная, но и в этом интервале выделяются несколько рубежей изменения сейсмических скоростей, а, соответственно, и плотности, позволяющих говорить о появлении все более плотных минеральных фаз. Наконец, на границе нижней мантии и внешнего ядра выделяется слой D″, обладающий неравномерной мощностью, колеблющейся от десятков км до 300-350 км, который существенно подплавлен и может служить источником для плюмов. На этом рубеже наблюдается уже переход к минералам с постперовскитовой структурой. Окончательно неясно, полностью ли расплавлено внешнее ядро, тогда и внутреннее ядро, скорее всего состоит из полутвердого вещества.

Можно считать установленным, что в мантии происходят медленные конвективные перемещения вещества, однако, какой характер носит эта конвекция, имеет ли она два или более ярусов, какую природу имеет слой D″ и представляет ли он собой только фазовые изменения или это вещество разного состава, или просто термальная граница, или, наконец, вещество из субдуцированных слэбов все еще предмет оживленных дискуссий.

Сейсмическая томография помогла нам выявить вполне определенно, что холодная океаническая литосфера в активных континентальных окраинах действительно погружается под более легкую и плавучую континентальную литосферу. Процесс субдукции однозначно доказан не только геофизическими методами НСП, но и глубоководными скважинами, результаты бурения которых показали, что в этой зоне затягиваются и осадочные отложения верхов океанической коры. Судя по томографии погружающиеся слэбы ведут себя по разному. В одних случаях, достигая рубежа в 670 км слэб образует утолщение, своеобразную «бульбу»; в других – как бы растекается вдоль границы верхней и нижней мантии (слэб в стадии стагнации); в третьих – проникает через этот плотностной рубеж и погружается в нижнюю мантию, достигая слоя D″. Иногда от «бульбы» отрывается часть, которая самостоятельно опускается вниз. Вообще, в интервале 410-660 км рисуются очень сложные взаимоотношения между остатками стагнирующих слэбов, новыми погружающимися слэбами и возникающими в этой зоне небольшими плюмами из слоя, обогащенного водой.

Что касается плюмов, то существует очень много моделей, изображающих с разной степенью доказательности их перемещение в мантии. Почти все исследователи полагают, что крупные плюмы или суперплюмы возникают в зоне D″ с ультранизкими сейсмическими скоростями, поднимаются через нижнюю мантию со скоростью до 1 см в год и, достигая рубежа в 670 км – этого четко выраженного барьера ведут себя по-разному. Вещество плюма, менее вязкое, чем низы верхней мантии, растекается вдоль этой поверхности в верхней мантии и от него могут ответвляться более мелкие плюмы. В других случаях этого не происходит. Сейчас становится более понятным значение рубежей в 410 и в 670 км, играющих роль своеобразных экранов для конвектирующих потоков. Кроме того, что они служат препятствием для потоков через них может и прорываться материал из верхней мантии в нижнюю, создавая весьма сложную картину конвектирующих струй или потоков.

В последние десятилетия были проведены многочисленные компьютерные, лабораторные и математические исследования возможных схем конвекции вещества мантии, в ряде которых большое значение придается эклогитизации погружающейся океанической коры, что сопровождается увеличением плотности почти на 20%. Именно это тяжелое вещество может «проваливаться» в нижнюю мантию, достигая слоя D″, что вызывает подъем более нагретого материала в виде плюмов. Таким образом, погружение как бы компенсируется всплыванием. Созданные модели в чем-то похожи друг на друга, но иногда и сильно различаются, т.к. фактического достоверного материала пока еще недостаточно, но все же очевидно, что конвекция в мантии, какая бы она не существовала, имеет нелинейный характер и зависит от множества крайне незначительных флуктуаций разных параметров, что особенно важно для моделей термохимической конвекции.

Существующие разные модели конвекции в пределах нескольких оболочек, по крайней мере двухъярусной конвекции неизбежно приводят их авторов к попыткам объяснения формирования и распада суперконтинентов или Пангей, которые сейчас фигурируют под разными названиями. Почти единодушное мнение о том, что распад суперконтинентов связан с плюмами, которые вызывают прогрев мантии под ними, т.к. континенты являются хорошими изоляторами, экранируя тепловой поток, что вызывает дополнительное нагревание под ними мантийного вещества. Самое любопытное следствие из хаотической, нелинейной конвекции – это формирование хорошо известной цикличности геологических событий, например, циклов Вилсона, Бертрана, Штиле и других, даже более мелких.

Таким образом, изучение глубинного строения Земли, особенно структуры ее мантии различными методами, позволяет геологам лучше понять, каким образом и почему шло развитие самой верхней оболочки Земли – земной коры.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ СВЯЗИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО БЕЛОМОРЬЯ

Корсакова М. А., Иванов Н. М.

ГГУП «Специализированная фирма «Минерал», г. Санкт-Петербург, Velikanova45@mail.ru

Анализ многочисленных материалов предшествующих исследователей, составление и подготовка к изданию четырёх листов Госгеолкарт-200 второго поколения [3, 4], а также составление геологической карты масштаба 1:1 000 000 российской части Фенноскандинавского щита [5] позволили сделать ряд выводов, касающихся различных аспектов внутреннего строения и природы беломорид, их площадного развития и границ со смежными структурными областями. Часть этих выводов носит альтернативный характер по отношению к наиболее распространенным в настоящее время представлениям о геологическом строении беломорид.

Карельское Беломорье является юго-западной частью обширного Беломорского геоблока или подвижного пояса (БПП), граничащего на востоке с Карельским кратоном (Кк). Его внутренняя структура рассматривается как система незакономерно чередующихся линейных зон и мозаично-блоковых структур, сложенных, в основном, ранне-позднелопийскими беломорскими плутоно-метаморфическими образованиями, к которым не применимы стратиграфические методы картирования и такие понятия как серия и свита. Выделяются следующие основные структурно-вещественные подразделения, имеющие широкое площадное развитие в пределах БПП: *хетоламбинский плагиомигматит-амфиболит-кристаллосланцевый (апогаббро-анортозитовый), котозерский мигматит-плагиогранитовый и керетьский мигматит-анатектит-гранитовый комплексы* [3,4].

На обширных площадях развития *хетоламбинского комплекса* не выявлено текстурно-структурных признаков вулканогенных пород. Отнесение к вулканитам (метаандезитам и метариодацитам) мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов района Тупой Губы оз. Ковдозера и района оз. Ворочистого только на основании петрохимических данных [1,2,6] нельзя считать обоснованием принадлежности их к классу вулканитов. В тоже время в амфиболитах и кристаллосланцах хетоламбинского комплекса достаточно часто устанавливаются реликтовые габбровые, пан- и гипидиоморфнозернистые структуры, свидетельствующие об их принадлежности к основным плутоническим породам. Непосредственно в обнажениях наблюдаются постепенные переходы ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев в метагабброиды и метаанортозиты с четко распознаваемыми текстурно-структурными признаками плутонитов. При этом постоянно наблюдаемое в шлифах развитие амфибола по плагиоклазу свидетельствует о более широком первоначальном развитии лейкократовых плутонитов – лейкогаббро и анортозитов. Реже в составе комплекса встречаются маломощные пластовые и линзовидные тела метаультрабазитов (гарцбургитов). Значительная часть амфиболитов и кристаллосланцев мигматизирована и превращена в различные по составу и морфологии плагиомигматиты, называемые обычно гнейсами. Максимальным развитием на современном эрозионном срезе хетоламбинский комплекс, в практически не затронутом плагиогранитизацией, виде пользуется в районе оз. Энгозеро и к югу от него, где ему соответствует высокоинтенсивное гравиметрическое поле западного склона регионального Соловецкого гравиметрического максимума. По-видимому, хетоламбинский комплекс представляет собой реликтовую мафическую кору первично ультрамафит-габбро-анортозитового состава, сопоставимую с океанической. Формирование его происходило в интервале 3.2-3.0 млрд. лет в режиме, который может быть назван протоокеаническим.

Котозерский мигматит-плагиогранитовый комплекс, имеющий преобладающее развитие на рассматриваемой территории, представлен широким кругом средне-кислых плутонитов от диоритов и кварцевых диоритов до мигматит-гранитов с преобладанием тоналитов. Все они в той или иной степени огнейсованы часто полосчаты, в основном, за счет послойной мигматизации плагиоклазовым и плагиомикроклиновым материалом. Гранитоиды содержат включения (реликты?) ортоамфиболитов, ортокристаллосланцев и амфиболсодержащих плагиомигматитов хетоламбинского комплекса, доля которых в общем объеме пород составляет обычно порядка 2%, иногда повышаясь до 5%. Котозерский комплекс рассматривается как слой земной коры, образовавшийся в процессе дифференциации и анатектического плавления нижнего базитового слоя и отвечающий стадии ранней кратонизации БПП на рубеже 2.95-2.9 млрд. лет, проходившей в режиме корово-мантийного смешения.

Керетьский мигматит-анатектит-гранитовый комплекс представлен двуполевошпатовыми гранитами, мигматит-гранитами и теневыми мигматитами с достаточно хорошо распознаваемым субстратом – плагиогранитоидами котозерского комплекса. Его формирование происходило в интервале 2.7-2.65 млрд. лет. Основная масса гранитов сосредоточена в субмеридиональной полосе вдоль западной границы БПП с КК, развиты они также и во

внутренних частях беломорид в виде прерывистых полос со сложными извилистыми границами и небольших тел неправильной или жильной формы.

В качестве стратифицируемого подразделения в составе беломорид выделяется среднелопийская (2.95-2.85 млрд. лет) *лоухская (чупинская) толща глиноземистых гнейсов (метаграувакк)*, локализующаяся, в основном, в Лоухском прогибе, заложенном на консолидированных образованиях хетоламбинского и котозерского комплексов, а также в ряде более мелких синформных и мульдобразных структур, также имеющих в качестве фундамента породы котозерского и хетоламбинского комплексов. Достаточно широкое развитие в пределах Карельского Беломорья мелких эродированных структур, сложенных глиноземистыми гнейсами, позволяет предположить наличие на его площади в лопийское время обширного мульдообразного бассейна, в котором происходило отложение слабо дифференцированных граувакк, образующихся за счет размыва и незначительного переноса пород хетоламбинского и котозерского комплексов [3,4].

На сейсмическом профиле Кандалакша-Лоухи-Кемь, пересекающем всю рассматриваемую территорию с севера на юг, достаточно уверенно различаются отражающими волновыми пакетами основные выделенные структурно-вещественные подразделения. Ортоамфиболиты хетоламбинского комплекса (фрагменты базитовой коры), сохранившиеся от последующей переработки, выделяются на разных глубинах вплоть до приповерхностных в виде монотонных участков разреза, аналогичных строению разреза на глубине ниже 12-15 км. Ортоамфиболитам в различной степени мигматизированным и гранитизированным, а также гранитоидам котозерского комплекса и перекрывающим их метаосадкам лоухской толщи отвечают пакеты с различной насыщенностью отражающими площадками. Границы между монотонным сейсмическим волновым полем и полем, насыщенным отражающими площадками являются границами раздела двух слоев земной коры: нижнего существенно базитового и верхнего гранитоидно-метаморфического. В районе оз. Энгозера эта граница проходит на глубине 7-9 км, а зачастую и менее и является значительно более приподнятой по сравнению с северной частью Карельского Беломорья (район между г. Кандалакша и ст. Пояконда), где она находится на глубине 18 км.

Установлена неоднородность строения и развития карельской части БПП как в меридиональном, так и в широтном направлении. Южная Кемско-Сосновецкая часть пояса примерно до широты губы Домашней Белого моря характеризуется сравнительной однородностью состава пород с преобладанием гнейсифицированных плагиогранитоидов котозерского комплекса и, в меньшей степени, плагиомигматитов и ортоамфиболитов хетоламбинского комплекса. В их распространении по площади отсутствует какая-либо пространственная закономерность, что находит отражение в мозаичном характере магнитного поля. Процессы сумийской и, в особенности, свекофеннской активизации проявились здесь весьма ограниченно: друзиты сумийского комплекса встречаются достаточно редко и еще реже – свекофеннские пегматиты. Область от губы Домашней – реки Поньгомы до широты оз. Энгозеро характеризуется максимальным развитием на современном эрозионном срезе Карельского Беломорья ортоамфиболитов и ортокристаллосланцев, не имеющих упорядоченного расположения и незакономерно чередующихся с полями плагиомигматитов по ним и плагиогранитоидами. Процессы сумийской и свекофеннской активизации проявлены здесь интенсивнее и разнообразнее, чем на юге: более широко развиты сумийские друзиты, свекофеннские мусковитовые и редкометальные пегматиты. К северу от оз. Энгозеро, напротив отмечается четкая поперечная зональность в развитии комплексов. Выделяются плутоно-метаморфические зоны (с запада на восток): *Нотозерская чарнокит-грантит-мигматитовая*, являющаяся пограничной между собственно БПП и Кк, *Ковдозерская мигматит-плагиогранитовая, Лоухская глиноземистых гнейсов и Ругозерско-Энгозерская плагиомигматит-ортоамфиболитовая*. Все зоны имеют в плане форму выдержанных по простиранию полос (340°) протяженностью до 100 и более км (рис.). Внутреннее строение зон сложное, характеризующееся сочетанием линейных и купольно-блоковых структур, сформировавшихся на разных стадиях развития: от раннего лопия до свекофенния. В этой части БПП интенсивно и многообразно проявились процессы сумийской (сотни тел друзитов) и свекофеннской активизации (мусковитовые пегматиты, образующие уникальную Чупино-Лоухскую пегматитовую провинцию, широкое развитие зон диафторитов и субширотных разломов). Границы между зонами либо постепенные и могут быть определены как тектоно-метаморфические (между Нотозерской и Ковдозерской зонами), либо достаточно четкие, обусловленные резким различием в составе контактирующих вещественных комплексов (между Лоухской и обрамляющими её Ковдозерской и Ругозерско-Энгозерской зонами).

Ковдозерская и Ругозерско-Энгозерская зоны отражают вещественный состав определенных слоев земной коры, сформировавшихся в раннем-среднем лопии. Лоухская зона представляет собой палеопрогиб, заложенный на образованиях Ковдозерской и Ругозерско-Энгозерской зон, а Нотозерская рассматривается как мобильно-проницаемая зона позднелопийской тектоно-магматической активизации и существенного разуплотнения первично коровых пород.

Различный структурный план развития плутоно-метаморфических комплексов во многом определяется характером и интенсивностью разрывных нарушений, по-разному проявленных в разных частях БПП. От северного берега оз. Ковдозеро до оз. Энгозеро на юге широко и интенсивно проявились северо-западные и субмеридиональные разломы, часто имеющие глубинный характер, во многом предопределившие линейный план развития основ-

ных вещественных подразделений. К югу от оз. Энгозеро происходит постепенное снижение интенсивности проявления разрывных нарушений, не имеющих к тому же четко выраженной ориентировки, что и является одной из причин мозаично-блоковой структуры этой области. Четко выделяются здесь лишь поперечные северо-восточные разломы, образующие ряд мобильно-проницаемых зон (например Подужемская).

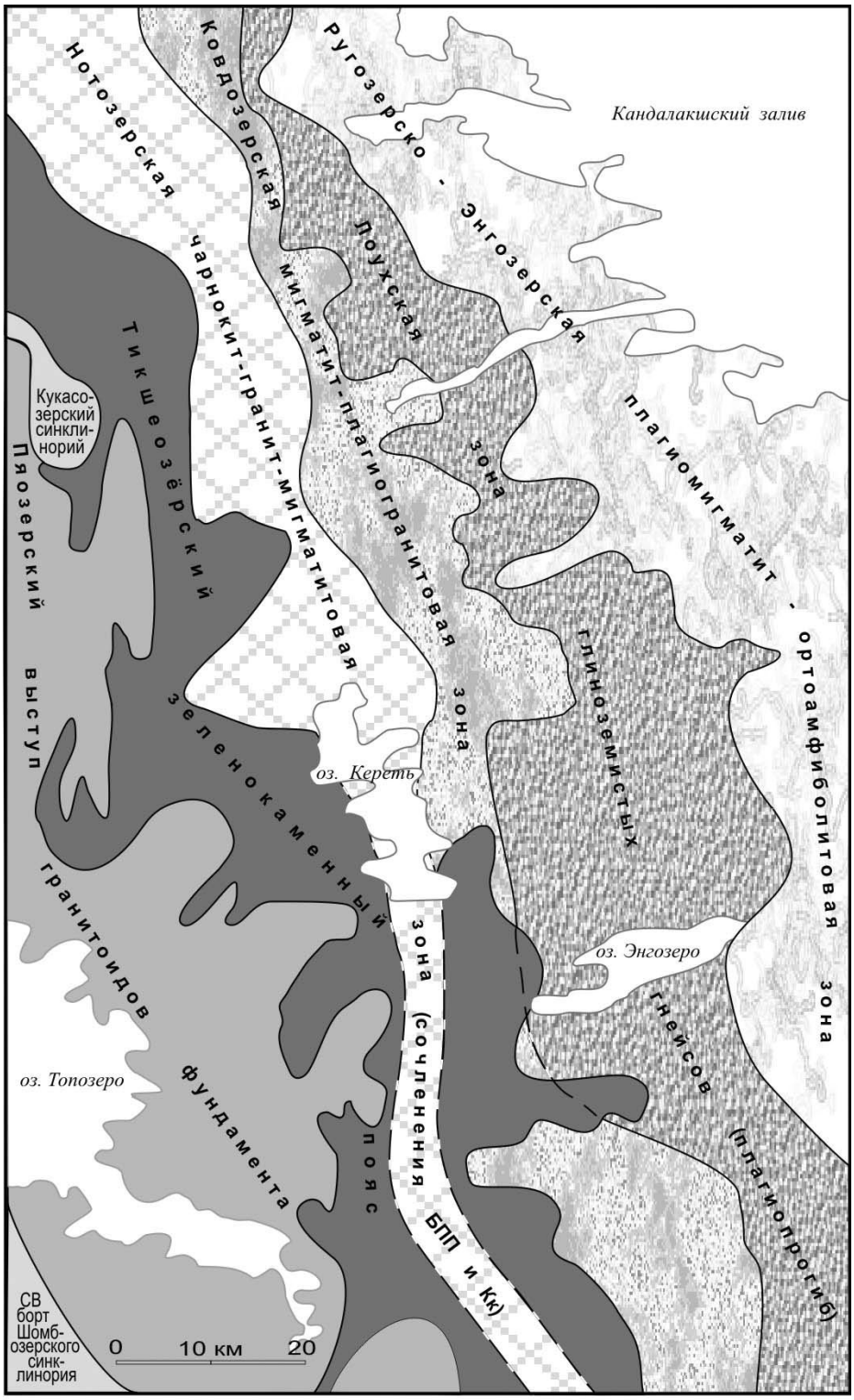


Схема тектонического районирования северной части Карельского Беломорья и северо-восточной части Карельского кратона листы (Q-36-XV, XVI, XXI, XXII)

Таким образом, понятие Беломорский подвижный пояс не является вполне корректным применительно ко всей мегаструктуре, поскольку часть её, располагающаяся к югу от широты губы Домашней является достаточно стабильным участком земной коры, консолидация которого завершилась, в основном, в позднеархейское время. То же самое относится и к южно-кольской части БПП. Вероятно, понятие БПП следует сохранить только за северной частью мегаструктуры.

Приведенные данные о составе основных вещественных комплексов БПП и их структурной позиции свидетельствуют об отсутствии в его пределах признаков архейских зеленокаменных поясов и позволяют высказать альтернативную позицию об их отнесении к разноуровневым протокоровым образованиям (океанической и континентальной коре) по-разному переработанных в различных частях (блоках) БПП и выведенных на дневную поверхность в результате сложного взаимодействия различных коллизионных процессов.

Если архейские плагиогранитоиды, представляющие континентальную протокору, имеют широкое распространение на современном эрозионном срезе Карельского и Кольского геоблоков, то апогабброидные и апоанортозитовые ортоамфиболиты в таком широком масштабе развиты исключительно в БПП, подчеркивая уникальность Беломорской геологической структуры в целом в составе Фенноскандинавского щита. Это положение достаточно надежно подкрепляется расположением Карельского Беломорья в пределах уникальной для щита геофизической аномалии – Соловецкого гравиметрического максимума, фиксирующего, как нам представляется, не только минимальную для щита мощность земной коры (30 км), но и широкое площадное развитие ортоамфиболитов и плагиомигматитов по ним с плотностью 2.8-3.0 г/см^3 на дневной поверхности в пределах наиболее интенсивных (до 40 мГл) локальных гравиметрических аномалий.

Граница рассмотренной части БПП с Кк является сложной, неоднозначно геологически и геофизически трактуемой в зависимости от геотектонических воззрений исследователей. Нами она определяется исходя из принятого для всех докембрийских регионов положения о принадлежности архейских зеленокаменных поясов к кратонам – гранит-зеленокаменным и гранулит-зеленокаменным областям. Поэтому такие ЗКП как Тикшеозерский, Пебозерский, Керетьский не включаются в состав БПП [6], а относятся к Карельскому кратону. Этим определяется сложный извилистый характер границы карельской части БПП на значительном своем протяжении, соответствующий сложной форме указанных ЗКП на современном эрозионном срезе. В большинстве случаев граница отвечает зоне разуплотнения – интенсивного проявления процессов ультраметаморфизма и интрузивного гранитоидного магматизма, в том числе, эндербит-чарнокитового. Ширина её колеблется от 10 до 30-40 км. Степень разуплотнения первично коровых образований изменяется по простиранию зоны сочленения от сильной и весьма сильной в северной половине площади до средней и слабой в южной её части. На севере, судя по расчетному глубинному геолого-геофизическому разрезу, проходящему в субширотном направлении от озера Тикшеозера на западе до мыса Картеш Белого моря на востоке, граница является глубинной, охватывающей весь разрез коры, что находит отражение в наличии четкого гравиметрического минимума, отвечающего Нотозерской зоне.Он разделяет два максимума, принадлежащие БПП и Кк. К югу от озера Кереть зона становится менее глубинной, процессы разуплотнения первично коровых образований не охватывают весь разрез коры и затухают в чехле вулканогенных образований лопия Керетьско-Поньгомской ветви Тикшеозерского ЗКП. На современном эрозионном срезе ей соответствует система линейно-купольных лопийских структур, включающих фрагменты ЗКП и разделяющие их гранитоиды. Она не имеет четких ограничений ни со стороны БПП, ни со стороны Кк и на гравиметрической карте Δg выражена субмеридиональной слабо градиентной зоной, а на карте локальных гравитационных аномалий – полосовидной отрицательной аномалией. Близкая картина наблюдается и юго-восточнее в зоне сочленения БПП с Лехтинским синклинорием. Ещё восточнее зона сочленения БПП и синклинория Ветреный пояс представлена протяженным глубинным разломом, фиксирующимся гравитационной ступенью. Таким образом, зона сочленения БПП и Кк неоднородна на всем своем протяжении и, по существу, представляет собой сложно построенную структуру разной глубины заложения и выраженности на поверхности. Имея протяженность в сотни километров и достигая в поперечнике нескольких десятков километров она может рассматриваться как самостоятельный структурный элемент в составе Фенноскандинавского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беломорский подвижный пояс. Тезисы докладов Международной конференции 1-4 сентября. 1997. Петрозаводск, 1997. 125с.

2. Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст. Петрология, «Наука», т. 7 №2, 1999 с. 115-141.

3. Иванов Н. М., Корсакова М. А. И др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе), листы Q-36-XV, XVI и Q-36-XXI, XXII. Объяснительные записки. СПб.. ФГУ ТГФ. 2001. Кн. 1 – 198 с., Кн. 2 – 220с.

4. Корсакова М. А., Иванов Н. М. Новая концепция геологического строения и развития Беломорского подвижного пояса (на основе составления Госгеолкарт-200 второго поколения). Геология Северо-Запада вчера и сегодня. Сборник научных трудов. Спб, 2000. С. 172-182.

5. Корсакова М. А., Красоткин С. И., Стромов В. А. И др. Отчет о научно-исследовательской работе «Создать металлогеническую карту на территорию российской части Фенноскандинавского щита». СПб, Фонды ВСЕГЕИ. 2007. 300с.

6. Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Автореферат. докт. дисс. М.: ГИН РАН. 2005. 46 с.

ОБЗОР МОДЕЛЕЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МАНТИИ И ЯДРА И ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ЕЕ УТОЧНЕНИЮ

Кочнев В. А. , Гоз И.В.

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, kochnev@icm.krasn.ru

Построению моделей магнитных свойств Земли и их анализу посвящено огромное количество работ, первой из которых можно считать сочинение У.Гильберта «О магните», опубликованное еще в 1600 году. Основываясь на собственных экспериментах с магнитами и компасом, Гильберт предположил, что вся Земля является гигантским магнитом. Отклонения стрелки компаса от направления на северный полюс Гильберт обосновывал (и экспериментально проверял это предположение) отклонением формы Земли от сферы. Однако уже в 1634 Г.Гелибранд открыл, что магнитное поле Земли со временем изменяется. Позднее Э.Галлей попытался объяснить это явление тем, что Земля внутри состоит из нескольких медленно вращающихся с разной скоростью сферических намагниченных слоев. Открытие Кюри перехода магнетиков в парамагнетики при достижении и повышении определенного уровня температуры (точки Кюри) поставило гипотезу Гильберта под сомнение. На смену ей пришли гипотезы, связывающие основное магнитное поле Земли с движением электрических токов на границе ядро-мантия. Открытие связи между электрическим током и магнитными полем и развитие математических методов описания полей постепенно привело к гипотезе земного динамо, первую попытку обоснования которой сделал в 1939 г. В.Эльзассер. Первое решение задачи динамо получил в 1964 г. С.И.Брагинский, а из современных работ по теории динамо необходимо упомянуть работы по численному моделированию Г.Глатцмайера и П.Робертса, Ф.Такахаси и др. Однако в этой теории столько необычных предположений, что существование их маловероятно.

В основе большинства современных моделей магнитного поля лежит математическое описание, предложенное в 1838 году К.Гауссом. Компоненты магнитного поля и его модуль предложено аппроксимировать сферическими гармоническими функциями, домножаемыми на коэффициенты, которые находятся в процессе решения системы уравнений, в правой части которых стоят данные наблюдений магнитного поля. Полученные коэффициенты могут использоваться для расчета магнитного поля в любой точке поверхности земного шара.

В данной работе сделана попытка построить модель намагниченности шара, отталкиваясь от модели однородно намагниченного шара и используя данные о величине магнитного поля эпохи 2000 г. Работа не претендует на завершенное исследование по проблеме намагниченности земного шара. Это лишь эксперимент по уточнению однородной модели шара (модель Гильберта). По результатам эксперимента можно сделать некоторые выводы, которые могут обсуждаться и использоваться при дальнейших исследованиях и экспериментах.

Модель шара включает 6 слоев. Первые три слоя моделируют северное полушарие, остальные – южное. Радиусы границ слоев – 6400, 6000 и 3200 км. Каждый слой аппроксимируется прямоугольными призмами с горизонтальными размерами 400x400 км. Высота призмы определяется вертикальной толщиной слоя в центре призмы. Таким образом, центральные призмы слоев имеют высоту 400, 2800 и 3200 км. За пределами сферы их мощности приняты равными 0.01 км. Принята декартова система координат с началом в центре шара. Таким образом, модель, с которой мы будем оперировать, включает модель шара и дополнительные «лепестки», расширяющие пространство в области экватора до квадрата. В пакете ADM-3D, используемой для моделирования, предусмотрено расширение краевых блоков в бесконечность. По этой причине плоские тонкие однородно намагниченные блоки, пронизывающие модель в области экватора, создают нулевое поле, то есть не влияют на результаты эксперимента.

Намагниченность всех блоков принята вертикальной и равной 7440 нТл, то есть средней намагниченности земного шара. Для обозначения единиц намагниченности будем использовать нанотесла, которая, на наш взгляд, более естественна для магнитометрии (вместо А/м, которая применяется в электротехнике). При необходимости величины могут быть переведены в А/м по формуле, следующей из известных соотношений [3].

Точки расчета магнитного поля находятся на центральной вертикальной оси блоков на заданной высоте от поверхности модели. Всего поверхностей расчета поля принято 2. Одна над северным полушарием, другая – над южным.

На рис.1а приведен модуль (T) магнитного поля Земли, рассчитанный по модели IGRF [6] для эпохи 2000 г. В поле северного полушария выделяются два максимума. На рисунке вблизи 90° видим «сибирский» максимум. Поле южного полушария имеет сильный максимум («южноавстралийский») и четко выраженный относительный минимум («южноатлантический»). На рис.1а видим только южноавстралийскую аномалию.

Обратную задачу будем решать с использованием пакета ADM-3D [1, 2, 10], в котором сделаны следующие изменения. 1) Обратная задача решается по значениям модуля поля, то есть по T, а не по ΔTa, как это было в исходном пакете. Соответственно, мы перешли от относительных эффективных магнитных восприимчивостей к абсолютной намагниченности. 2) В пакете реализована возможность расчета поля в точках, находящихся выше и ниже объекта, в том числе и в точках, находящихся внутри объекта.

Задачу решаем при следующих условиях. Начальная намагниченность во всех блоках вертикальная и равна 7440 нТл. Следует заметить, что в пакете ADM-3D используется адаптивный метод, который позволяет уточнять неизвестные параметры, не только учитывая априорные данные но и их априорные погрешности, а также и погрешности исходных данных. Погрешность начального приближения примем равными 100 для 1 и 6 слоев, 200 для 2 и 5 и 300 для слоев 3 и 4. Погрешность исходных данных примем равными 1000 нТл. Такой вариант параметров выбран по результатам предварительных экспериментов. Он обеспечивает наилучшую сходимость процедуры уточнения модели. Время счета составило 52 мин. Ниже приведены невязки после указанных итераций.

№ итерации	1	2	3…	8	9
Северный	5018;	3593;	2645;…	1471;	1465
Южный	7703;	5598;	4190;…	2021;	1935

Как видно, процесс уточнения сходится. В результате получена трехмерная модель намагниченности шара.

На рис.1b приведено распределение намагниченности (или эффективной восприимчивости) в верхних слоях Земли. Как видно, аномалии намагниченности сместились ближе к экватору. По географическому положению аномалия намагниченности северного полушария соответствует гималайской складчатой системе. Специалисты по тектонике [7] выделяют Альпийско-Гималайский неотектонический пояс Европы, Африки и Азии протяженностью около 17000 км. Западное окончание этой аномалии намагниченности отчетливо видим на рис.1c.

В южном полушарии видим единственную положительную аномалию намагниченности. Центральная часть ее совпадает с Австралией. Западное окончание видно на рис. 1b (80º в.д.), а восточная на рис.1e (общая протяженность аномалии около 120º, т.е. примерно 13000 км). На рис.1d видим аномалию намагниченности, совпадающую географически с северо-американским континентом. Аномалия более компактная по сравнению с двумя предыдущими. Ее протяженность по долготе около 80º, то есть не более 9000 км.

Наиболее интенсивная относительно отрицательная аномалия (с интенсивностью от –100 до 4000 нТл) находится в южном полушарии (рис.1c,d). Географически аномалия захватывает южную часть Южной Америки, Атлантического океана и Африки, а на юге она приближается к южному полюсу. Протяженность по долготе около 120º. Пониженная намагниченность может быть вызвана значительным уменьшением мощности слоев ультраосновных пород. Вторая, относительно отрицательная аномалия с центром вблизи северного полюса вытянута вдоль нулевого меридиана. По интенсивности северная отрицательная аномалия уменьшается только до 6000 нТл. Напомним, что южная относительно отрицательная аномалия доходит до отрицательной намагниченности.

Намагниченность внутренних слоев изменилась в меньшей степени, а намагниченности слоев, имитирующих ядро, практически не изменились, что видно на разрезе шара, приведенного на рис.1f. В докладе постановка задачи и результаты раскрываются более подробно.

ВЫВОДЫ

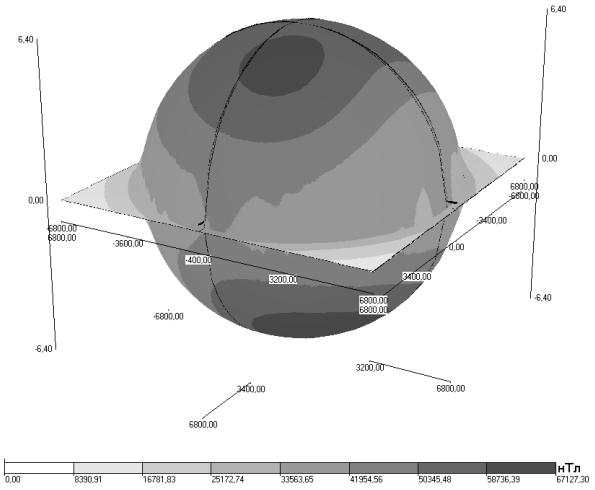
1. Получена 6-слойная модель намагниченности шара, дающая магнитное поле, близкое к модели нормального поля Земли. Намагниченности меняются от -100 до 13700 нТл, то есть в пределах реально известных по измерениям свойств горных пород [5].

2. Аномалии намагниченности верхнего слоя смещены от аномалий магнитного поля в сторону экватора. Это вызвано, в частности, тем, что в полюсных частях слои близки к пласту, в котором аномалии стремятся к нулю или слабо выражены. В экваториальных областях они близки к вертикальным объектам и, соответственно, дают большие аномалии. Изменение намагниченности в этих участках модели приведет к сильному изменению магнитного поля всего шара, в том числе и на полюсах.

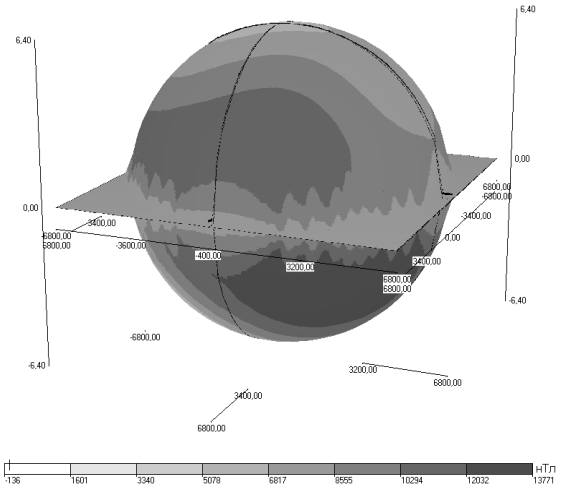
3. На результативной модели выделено пять основных (мировых, или глобальных) аномалий намагниченности. Три из них положительные, две относительно отрицательные. В северном полушарии выделены две положительные аномалии намагниченности.

4. Полученная модель намагниченности является существенно асимметричной и может быть использована как для построения, так и анализа моделей, полученных по данным других геофизических методов. В настоящее время модель земного шара строится только с учетом данных сейсмологии и гравиметрии [9].

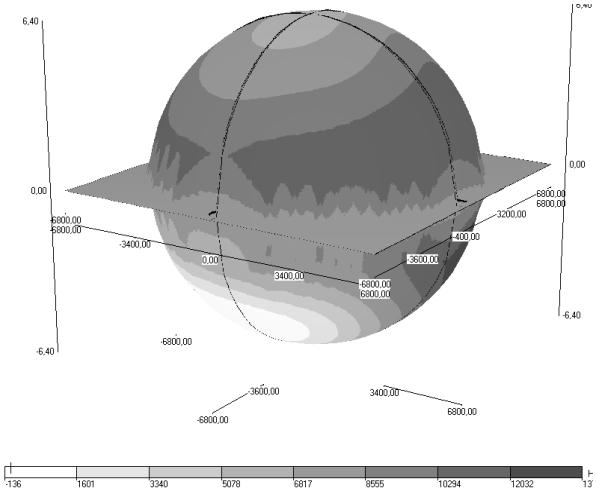
5. Для построения моделей намагниченности есть возможность использовать многоуровневые, в том числе спутниковые наблюдения. Опыт показал [1, 2, 10], что использование многоуровневых наблюдений с учетом данных других методов геофизики позволяет сузить область неединственности решения обратных задач.



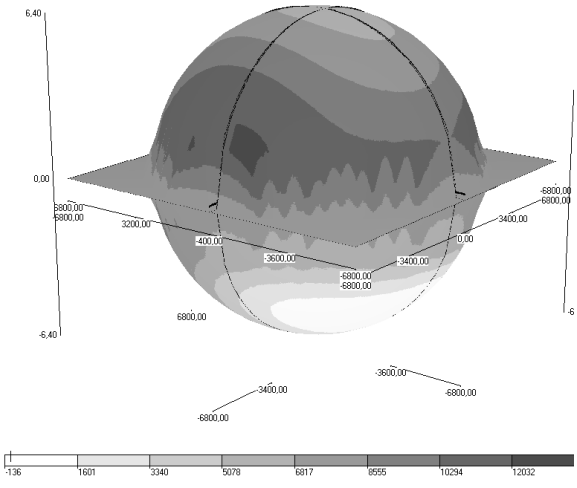
a) Магнитное поле Земли на высоте 1 км (модель IGRF) 90 в.д. Видны часть северной и южной магнитной аномалии.



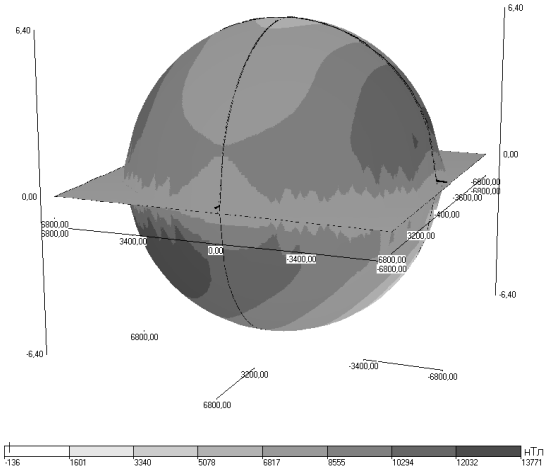
b) Модель намагниченности верхних слоев Земли. 90 в.д., видны «гималайская» и «австралийская» аномалии.



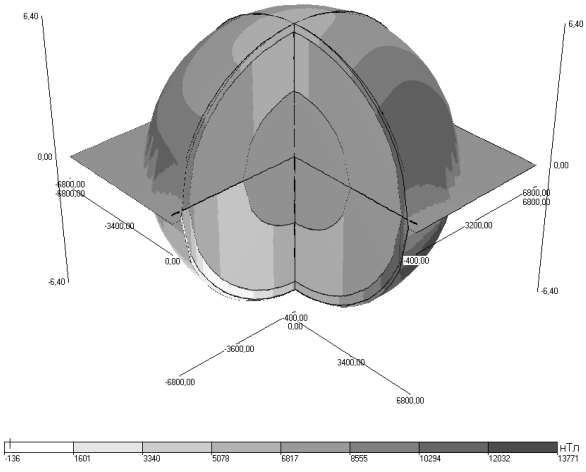
c) Модель намагниченности верхних слоев Земли. 0 меридиан, видны окончания «тибетской» и «североамериканской» аномалий и «южноафриканская» отрицательная аномалия.



d) Модель намагниченности верхних слоев Земли. 90 з.д., видны «североамериканская» положительная и «южноамериканская» отрицательная аномалии.



e) Модель намагниченности верхних слоев Земли. 180 в.д., видны края «североамериканской» и «тибетской» аномалий и «австралийской» аномалии.



f) 3D-модель намагниченности, сечение по 0 и 90 меридиану.

Логично, последующим шагом являются эксперименты по уточнению модели неоднородно намагниченного шара, включающие парамагнитные свойства внутренних слоев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочнев В.А. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. Учебное пособие. ВЦ СО РАН, Красноярск. 1995. 130 стр.
2. Кочнев В.А., Гоз И.В. Нераскрытые возможности магнитометрии // Геофизика. 2006. №6. с. 51-55.
3. Кухлинг Х. Справочник по физике. М.:Мир. 1982. 520 стр.
4. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Изд. Ленинградского университета. 1978. 526 с.
5. Дортман Н.Б. (ред.) Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра. 1984.
6. IAGA. International Geomagnetic Reference Field. 2005.
7. Хаин В.Е., Лимонов А.Ф., Региональная геотектоника. Тверь: ГЕРС. 2004. 270 стр.
8. Thomas J. Ahrens (Ed.) Global Earth Physics. A Handbook of Physical Constants. American Geophysical Union. 1995.
9. Болт Б. В глубинах Земли. М.:Мир. 1984.
10. Kochnev V.A., Goz I.V. The technology of forward and inverse modeling for 3D and 2D magnetic data. / Exp.Abstr. of International Geophysical Conference & Exhibition, Moscow 2003.

О КОРРЕЛЯЦИИ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН И ИХ ОТНОШЕНИЯ С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ И АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, amkouzin@yandex.ru

Существенное значение в глубинных сейсмических исследованиях имеет разработка общих подходов к интерпретации особенностей параметров и характеристик сейсмического поля для различных геологических сред. Критерием справедливости таких подходов, основанных на физических процессах, является их инвариантность по отношению к масштабам изучения геологической среды. Одним из наиболее сложных вопросов интерпретации сейсмических данных для консолидированной коры можно назвать исследование преобразований геологической среды под воздействием процессов флюидизации.

Зоны разрывных нарушений служат, как правило, каналами миграции флюидных потоков и резервуарами для многих полезных ископаемых флюидного генезиса, поэтому совместный анализ скоростей поперечных (Vs) и продольных (Vp) представляет несомненный интерес для прогнозирования геологического разреза.

На рис. 1а-г представлены гистограммы по Vs и Vp, построенные по преломленным волнам, зарегистрированным в Кировоградском рудном районе УКЩ (Украинский Кристаллический Щит) и на Кокчетавском массиве и его обрамлении (Северный Казахстан). Отличие рис. 1а, 1в, от 1б и 1г заключается в разделении Vs и Vp по определенным интервалам $\gamma = Vs / Vp$. Каждая отдельная гистограмма Vs и Vp имеет логнормальное распределение, они почти симметричны относительно друг друга, причем повышенным значениям Vs отвечают пониженные значения Vp (значения рассчитывались для одних и тех же интервалов на профилях). Значения γ в ряде случаев превышают пороговое – 0.707, что соответствует эффективным отрицательным значениям коэффициента Пуассона (σ), который, как известно, определяется только значениями Vs и Vp. Области аномальных значений γ наблюдались не менее чем в 1/15-1/17 части от общего числа пониженных зон, выделенных по Vp и Vs [8]. Еще меньшими значениями σ обладают высокопористые газонасыщенные, трещиноватые рифогенные известняки. Для водонасыщенных разностей σ колеблется от 0,2 до 0,37, для газонасыщенных – от – 0,3 до 0,3 [11].

Впервые случаи аномального поведения графиков скоростей PP и SP преломлённых волн (КМПВ) при изучении зон разрывных нарушений описаны М.И. Бородулиным (1966). В последующих исследованиях различие в поведении кривых Vs и Vp было объяснено А.М. Епинатьевой (1977) как эффекта более сильного влияния трещиноватости на Vs и различной рефракций P и S-волн.

Эффект аномального поведения Vs, Vp и γ установлен при полевых и лабораторных наблюдениях. Различие в поведении Vs и Vp для описываемого района УКЩ было отмечено при термобарических исследованиях на образцах [9], по данным из [12] при нагревании гранита с искусственно вызванной трещиноватостью: в интервале от 450 до 600°C Vs / Vp достигает значения 0,74, для известняка 0,70. Схожий вид гистограмм Vs и Vp (рис. 1д-ж) был получен для различных по литологическому составу пород в рудных и нефтегазоносных районах и при различных методах и масштабах измерений [3, 10].

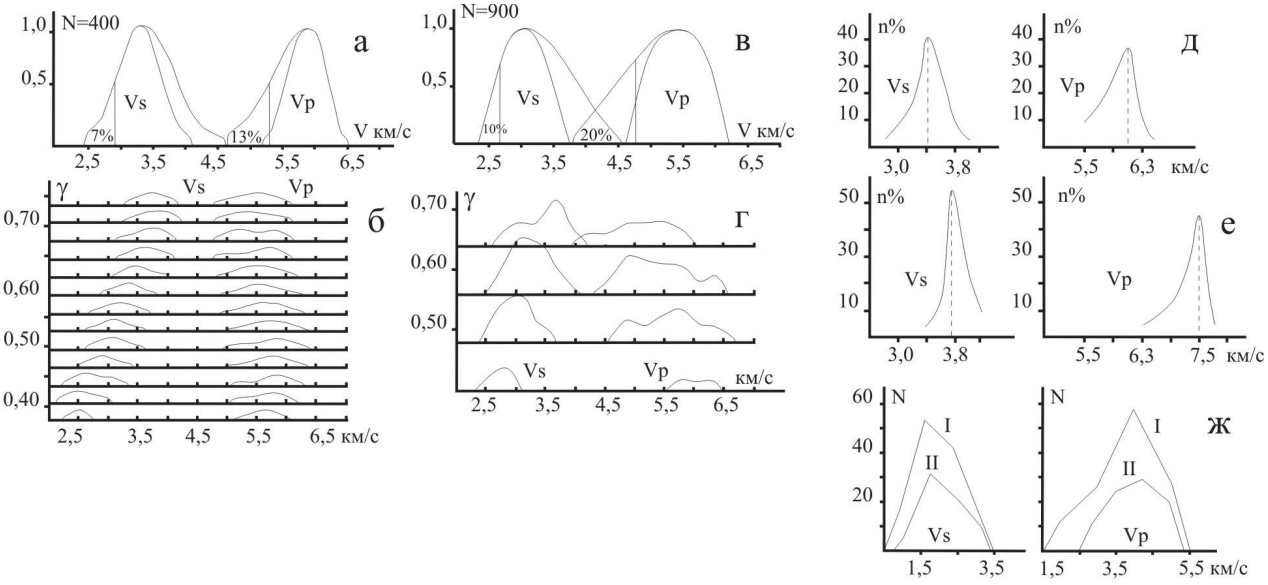


Рис. 1. **Гистограммы скорости продольных и поперечных волн и их отношения Vp/Vs = γ.**

а, б – Украиский кристаллический щит; в, г – Кокчетавский массив (Северный Казахстан и его обрамление). N – значение выборки. д, е – Распределение скоростей продольных и поперечных волн в Печенгском рудном районе по данным акустического каротажа (д – туфогенные породы, е – пироксениты) [10]. ж – Скорости продольных и поперечных волн для различных состояний скальных грунтов Восточной Сибири, I – воздушно-сухие; II – водонасыщенные [2]

В нефтегазовой (скважинной и наземной) сейсморазведке аномальные значения γ являются признаком наличия газонасыщенных пластов в разрезе. В интерпретации региональных сейсмических исследований используется зависимость Vp/Vs от содержания SiO_2. Для пород, содержащих кварц, величина σ минимальна, поскольку кварц имеет аномально низкие значения σ = 0,07-0,09. В общем случае отрицательные значения σ могут быть разделены на две группы: эффективные значения (в пористо-трещиноватых и анизотропных средах), которые определяются способом эксперимента и истинные (в полимерах-аусетиках, некоторых природных веществах, например, сурьме и др., а также при фазовых переходах).

Приведенный обзор данных позволяет сделать следующие выводы. 1. Поскольку измерения скоростей проводились в различных регионах, в различных диапазонах длин волн и на выборке, представительной по объему фактического материала, проиллюстрированная на гистограммах (рис. 1) картина распределения значений Vs(γ), Vp(γ) составляет общую закономерность для геологической среды. 2. Если линейные в плане зоны аномальных значений Vs / Vp могут быть связаны с процессом упрочнения в зонах разрывных нарушений, то образование изометричных, объемных областей среды с относительно аномальными Vs / Vp в кристаллических породах уже невозможно без учета процесса флюидизации с преимущественно газообразной фазой флюида.

В этой связи целесообразно рассмотреть концепцию В.А. Крупенникова по генезису альбит-урановых месторождений [3]. Особенностями залегания месторождений этого типа являются следующие: 1 – многие десятки и сотни километров протяженности ореолов ураноносных натриевых метасоматитов; 2 – исключительно выдержанный характер геохимической специализации натриевых метасоматитов (U, Th, TR, Zr, P, V, Ti, Be), независимый от фаций метаморфизма, возраста и состава различных вмещающих структурно-формационных комплексов докембрийских пород, 3 – постоянная приуроченность к зонам глубоко проникающих разломов подкорового заложения; 4 – существенно восстановленный характер альбитизирующих растворов, содержащих в заметных количествах водород и углеводороды; 5 – глубинный источник углерода и серы, подтвержденный данными изотопно-геохимических исследований альбититов; 6 – отсутствие у альбитизирующих флюидов кислотно-щелочной дифференциации, свойственной постмагматическим растворам.

Изучение месторождений показало, что для натриевых метасоматитов и локализованных среди них урановых руд основным типом деформаций пород, сопряженных с гидротермальной деятельностью, является катаклаз, часто называемый «массовым» или «объемным». Он отличается своеобразным характером хрупких деформаций, минералы и их обломки обычно практически не испытывают хоть сколько-нибудь значительных перемещений или вращений относительно друг друга. Контуры участков проявления катаклаза укладываются в границы ореолов натриевых метасоматитов, а сами катаклазиты наиболее контрастно выражены среди метасоматитов внутренней зоны (альбититов). Альбититы макроскопически представляют собой монолитную и очень прочную породу, сохранившую текстурные особенности исходных пород. Обычно катаклазиты рассматриваются как основные пути

движения альбитизирующих растворов, а их образование связывается с подвижками вдоль рудоконтролирующнх разломов, происходившими в период рудообразования.

Однако этому противоречат следующие факторы: – отсутствие признаков существенных перемещений вдоль крупных рудоконтролирующих разломов в период рудообразования; – изометричная или эллипсовидная в плане и нередко воронкообразная (или каплевидная) в разрезе форма альбититовых тел, часто лишь отдаленно согласующаяся с особенностями структуры месторождения; – резкое выклинивание альбититов вверх по восстанию, необъяснимое с тектонических позиций; – отсутствие внутри альбититовых тел разрывных нарушений, с которыми можно связать образование катаклазитов, а также отсутствие соответствия между масштабом рудоконтролирующих разломов и внутриминерализационных подвижек, с одной стороны, и размахом проявления катаклаза, с другой; – хаотичность расположения в контуре катаклазитов участков интенсивного катаклаза и микробрекчирования; – ограничение контуров катаклазитов границами метасоматических ореолов.

Эти данные привели к выводу, о том, что механизм формирования катаклазитов заключен не во внешней геолого-структурной обстановке, а в самом альбитизирующем растворе. Высокие значения давления альбитизирующего раствора, достигающие $2{,}3 \cdot 10^8$-$2{,}5 \cdot 10^8$ Па, а также высокое содержание углекислоты – до 300 г на кг породы, позволяют считать, что наиболее реальным механизмом формирования катаклазитов является взрывной, обусловленный в основном высоким давлением флюида и его газовой составляющей. При формировании альбититов, вероятно, происходила серия взрывов, причем новые импульсы каждый раз проявлялись после того, как более ранние катаклазиты оказывались залеченными продуктами гидротермальной деятельности. С позиций взрывного механизма формирование катаклазитов и формирование рудных залежей могло происходить только в тех случаях, когда содержание и давление углекислоты в растворе достигали величин, достаточных для локального газоразрыва пород. Аналогичное залегание имеют ураноносные натровые метасоматиты Алданского щита, контролирующиеся зонами эпидот-хлоритовых катаклазитов и наследующие положение более древних структурных элементов. Их образование также связывается с результатом массового хрупкого разрушения пород практически без смещений. Важную роль в образовании этих катаклазитов, как и для Кировоградских метасоматитов УКЩ играло избыточное давление гидротермальных растворов [5]. Совокупность этих особенностей месторождений наиболее удовлетворительно может быть объяснена с позиций мантийного происхождения ураноносных щелочных флюидов, возникавших в связи с процессами дегазации и петрохимической дифференциации глубинных оболочек Земли.

Если обратиться к данным ГСЗ [2], то отмеченный в данной работе «прогнозный признак» – корреляция радиогеохимических аномалий урана и тория с месторождениями углеводородов (рис. 2-I и 2-II), которые в свою очередь коррелируются с верхне – нижнекоровыми областями относительно пониженных значений Vp/Vs (и относительно пониженных значений Vp), подтверждает генетическую взаимосвязь в образовании месторождений углеводородов и руд, и может быть объяснен единым процессом дегазации Земли.

Помимо урана Кировоградский тектонический блок УКЩ и Кокчетавский массив являются также и алмазоносными территориями. На рис 2-IIIB можно видеть, что картина распределения Vp/Vs на разрезе алмазоносного района схожа с распределением Vp/Vs ураноносных и нефтегазоносных территорий. Это сходство дает основание к заключению, что газообразная фаза в породах консолидированной коры может существовать длительное геологическое время и/или происходит ее постоянная подпитка из мантии, а также перманентное, локальное образование и разрушение экранов на пути флюидных потоков. Контрастность границ и морфология распределения скорости Vp и Vp/Vs свидетельствуют, что имеют место все перечисленные факторы.

Линзовидно-блоковая картина проявления аномалий скорости на различной глубине может быть объяснена из следующих результатов экспериментальных исследований. Экспериментально доказано [6] наличие водородных связей даже при температурах и давлениях выше критической точки, то помимо химического состава флюидов немаловажную роль в образовании миграционного барьера будет играть вязкость флюида. Исследования взаимосвязи процесса фильтрации флюида с проницаемостью вмещающих пород [1] показали, что значения проницаемости пород и вязкости флюида убывают с глубиной, но убывают по разным зависимостям. В начальном интервале глубин вязкость изменяется быстрее, чем проницаемость. Фильтрационная характеристика ($\Phi = k/\square$, где Φ – фильтрационная характеристика, k – проницаемость, $\square$ – вязкость) в этом интервале возрастает и имеет максимум при определенном значении глубины (h). Глубже оптимальной глубины вязкость убывает быстрее, и $\Phi(h)$ также убывает. Это означает, что для конкретного флюидонасыщенного комплекса пород при определенном геотермическом градиенте существует совершенно определенное значение глубины, на которой условия фильтрации флюидов наиболее благоприятны и соответственно экранирование.

Одной из возможных причин образования аномалий Vp/Vs может являться газовая «дистилляция», когда в процессе двухфазной фильтрации происходит закономерное гидродинамическое расщепление фаз с обогащением фронтальных частей флюидных потоков газовой фазой [7]. С газовой «дистилляцией» может быть связано существование газовых струй, обогащенных инертными газовыми компонентами (азотом, гелием и т.п.). В верхних частях гетерофазных флюидных систем должна формироваться «газовая шапка», обогащенная слабо взаимодействующими с водой газами. В относительно закрытых флюидных системах со слабо проницаемыми экранами воз-

можно длительное квазистационарное присутствие «газовой шапки». Для тонкопористых сред в экспериментах наблюдалась пространственная и временная осцилляции газонасыщенности, а также величин потоков флюидных фаз, что, по-видимому, связано с задержкой и накоплением газовой фазы. Это явление – коалесценции газовых пузырей и оттеснение жидкой фазы – позволяет объяснить возможность длительного существования блоков пород с поровым, преимущественно газового заполнения пространством.

Еще одной причиной накопления газовой фазы может быть эффект блокирования атомами водорода (устное сообщение В.Н. Ларина) дислокаций в породе, кстати возможно являющимся фактором ее упрочнения.

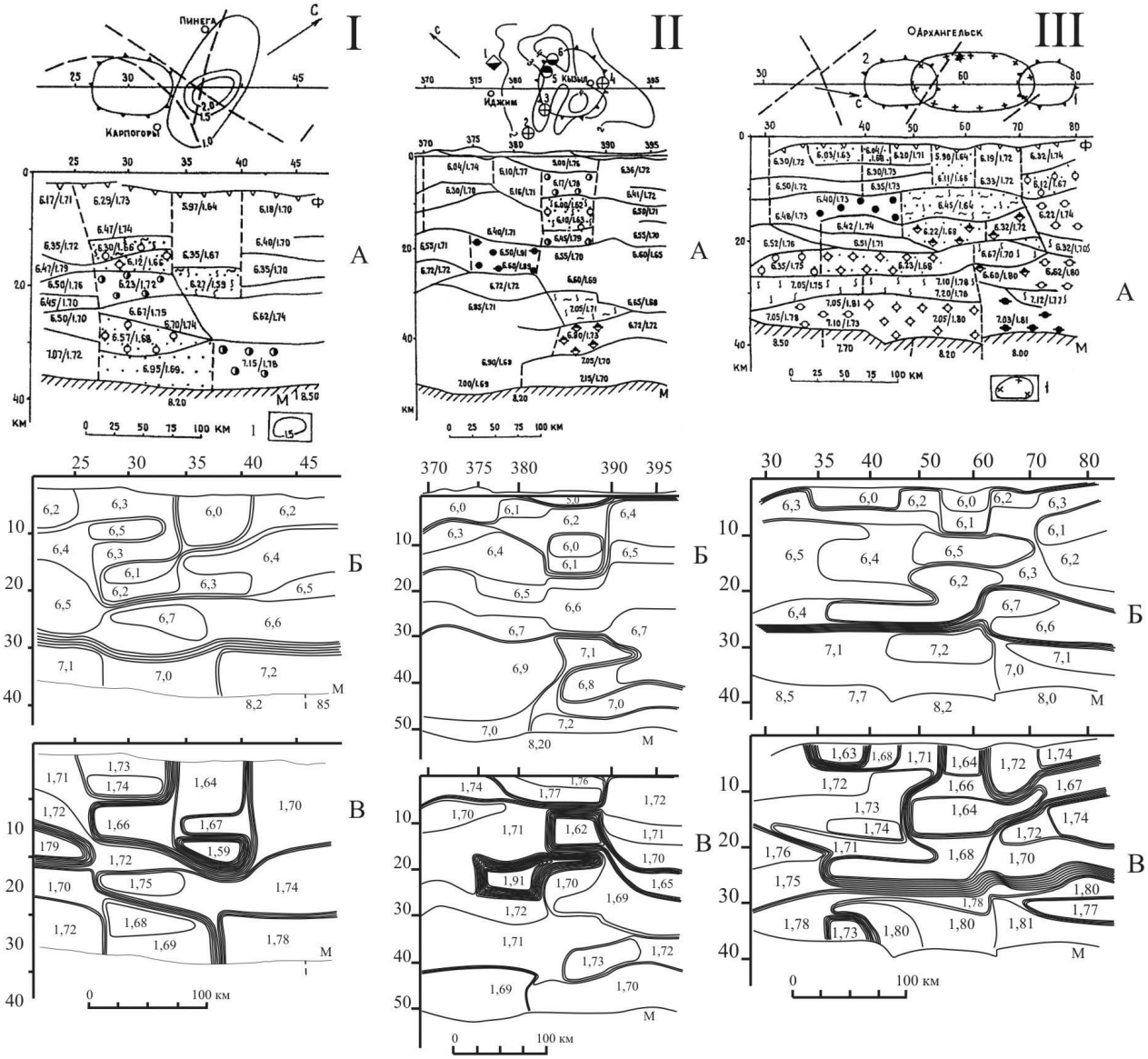


Рис. 2. **Сейсмические разрезы фрагментов геотраверсов:**

IA – р. Онега – Чешская губа, 1 – изолинии содержания урана $1x10^{-4}$ % по данным АГС. IIA – Мурманск – Кызыл, 1 – Саянское месторождение хризолитового асбеста. Месторождения ртути: 2 – Терлингхайского, 3 – Арзакское, 4 – Торасаирское, 5 – Кызык-Чадрское месторождение урана. IIIA – р. Вага – Белое море, 1 – примерные контуры Зимнебережного района кимберлитового магматизма. Перспективные в отношении нефтегазоносности площади: 1 – Ручьевская, 2- Лодьминская [2]. Б – разрез скорости продольных волн. В – разрез отношения скорости продольных волн. (Vp) к скорости поперечных волн (Vp/Vs).

Таким образом, присутствие в разрезе блоков земной коры с относительно повышенными значениями Vs и пониженными Vp, а также радиогеохимических аномалий может рассматриваться как общая закономерность в дегазации Земли и служить региональным критерием в прогнозировании месторождений углеводородов и руд.

Это, в свою очередь, дает основание к необходимости значительного совершенствования применяемых в настоящее время региональных исследований МОГТ, перехода от моноволновых наблюдений к многоволновым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирханов Х.И., Гайдаров Г.М., Курбанов М.Н. Закономерность изменения фильтрационных свойств природных систем в зависимости от глубины // Докл. АН СССР, т. 287, № 1, 1986, 194-198 с.

2. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М, Центр ГЕОН, 2000, 194 с.

3. Джурик В.И., Дренов А.Ф., Иванов Ф.И., Потапов В.А. Сейсмические свойства скальных грунтов. Новосибирск, «Наука», 1986, 134 с.

4. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. М.: «Недра», 1986, 231 с.

5. Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988, 286 с.

6. Калиничев А.Г., Горбатый Ю.Е. Роль водородных связей в структуре и свойствах гидротермальных флюидов // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М. Наука, 1998, 553 с.

7. Кошемчук С.К., Магомедов М.А., Алехин Ю.В., Лакштанов Л.З. Двухфазная фильтрация в системах вода-газ. Экспериментальное и теоретическое исследование.// Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998, 553 с.

8. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика, № 5, 1999, 3-15 с.

9. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. «Новые аспекты геофизического приложения результатов термобарических исследований упругих свойств горных пород». Геофизический журнал, том 9, № 2, 1987.

10. Лизинский М.Д., Поспелов С.Г., Терентьев В.Г., Писакина Т.Л., Паненкова М.Ю., Синельников В.П. Опыт применения комплексных сейсмоакустических исследований на Печенгском рудном поле. Записки Ленинградского горного института, т. 101, 1984.

11. Справочник геофизика. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (петрофизика). Под ред. Н.Б. Дортман, – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984, 455 с.

12. Туранк К., Фурментро Д., Дени А. Распространение волн и границы раздела в породах. //Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти./Под ред. В Мори и Д. Фурментро. – М.: Мир, 1994, 416 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ, И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ СДВИГОВЫХ ЗОН

Кулешевич Л.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

К орогеническим золоторудным месторождениям в докембрии относятся рудные объекты, локализованные в зонах сдвиговых деформаций (шир-зонах) и формировавшиеся близко по времени к пику главного метаморфизма. Эти месторождения могут быть локализованы, как в ореоле гранитоидных тел (в поясах аккреционного типа), так и не проявляют однозначной связи с интрузивным магматизмом (в поясах коллизионного типа). Генетически их можно рассматривать как гидротермальные, связанные с плутоническими образованиями, либо как метаморфогенно-гидротермальные (или гидротермально-метасоматические) в шир-зонах. Структурный контроль последних обычно осуществляется разломами, а источник вещества не только метаморфогенный, он может быть более сложный, комплексный (Groves, 1987, 1994, 2007; Internacional…, 2003).

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА В КАРЕЛИИ

На аккреционно-коллизионных стадиях развития складчатых поясов и интракратонных структур и особенно на позднем коллизионном этапе в неоархее (2,7-2,6 млрд. лет) и позднем палеопротерозое (1,9-1,8 млрд. лет) особое значение для отложения золота в Карельском кратоне приобретают сдвиговые зоны – зоны складчатых деформаций, смещений, рассланцевания и метасоматического преобразования (или шир-зоны), наложенные на разные по составу породы и приуроченные к глубинным тектоническим структурам (чаще 2-3 порядка), контролирующим деформации и являющимися каналами для проникновения растворов. В лопийских зеленокаменных поясах Карелии доминируют субмеридиональные, субширотные, либо СЗ глубинные тектонические зоны. В протерозойских толщах в западном и ЮЗ обрамлении кратона (в Раахе-Ладожской зоне и в Приладожье) выделяются преимущественно СЗ и СВ зоны сдвиговых деформаций. Сопряженное развитие деформаций в областях сжатия и растяжения коллизионного этапа определяют появление метаморфических парагенезисов и изофациальных метаморфогенных метасоматитов в складчатых структурах и метасоматитов регрессивной стадии в областях растяжения.

МЕТАСОМАТИТЫ И ОРУДЕНЕНИЕ В ЗОНАХ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

С заключительными коллизионными стадиями развития региона в позднем неоархее и позднем палеопротерозое связаны наиболее интенсивные сдвиговые деформации и метаморфогенно-метасоматические преобразования, изофациальные соответствующим зонам метаморфизма. Сдвиговые зоны и сопряженные им складчатые структуры, рассланцевание пород или другие деформации, сопровождаемые метасоматитами и жилами – наиболее благоприятные структуры для локализации рудной минерализации в докембрийских толщах. Очень часто к ним бывают приурочены золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые вкрапленно-прожилковые или жильные месторождения (проявления). Они могут формироваться в близких по возрасту гранитоидных массивах, в их ореолах, быть приуроченными и/или сопряженными с региональными тектоническими структурами. Регрессивные дорудные и синрудные метасоматиты бывают представлены более поздними или наложенными ассоциациями. Характеристика метаморфизма и метасоматоза для архейских и протерозойских структур приводится ниже по материалам автора, О.И. Володичева, В.А. Глебовицкого, С.А. Бушмина, Б.Ю. Астафьева, Geological development… (1993), Ш.К. Балтыбаева, К. Корсмана, Ю.С. Полеховского и других исследователей докембрия территории Карелии и Финляндии.

Архейские зеленокаменные пояса (ЗП) объединяют группу разновозрастных линейных складчатых структур, формировавшихся в интервале времени 3,2-2,6 млрд. лет. Время ранних метаморфических преобразований в зеленокаменных поясах, обрамляющих Водлозерский блок, близко по времени внедрения шилосского и шуйского раннеорогенного комплекса гранитоидов (~2,86-2,88 млрд. л.), условия достигали зеленосланцевой–амфиболитовой фаций. Деформации и рассланцевание сопровождают формирование гранитных массивов и даек. В Каменноозерской и Шилосско-Рыбозерской структурах ранние метаморфические преобразования в ореоле гранитоидных массивов характеризуются: P=1-3 кбар и T=450-500°C. Над полого погружающейся кровлей Шилосского массива на проявлениях Заломаевского рудного поля, изменения пород представлены эпидозитами, пропилитами, березитами, лиственитами. На коллизионном этапе (около 2,7 млрд. л.) формируются метаморфические парагенезисы и метасоматиты в зонах СЗ и ССВ глубинных разломов. В Каменноозерской структуре широко развиты порфиробластические ассоциации карбоната, хлорита, хлоритоида (T до 420-490°C, P до 3 кбар), в коматиитах – парагенезис хлорита, талька и карбоната (T=400-420°C, P=1,5 кбар). Измененные породы, лиственты и березиты формировались при снижении T от 400 до 220°C (по данным гомогенизации ГЖВ в карбонате около ~300-220°C). На уч. Золотые Пороги они секутся кварц-карбонатными жилами с сульфидами, сульфоантимонидами и сульфоарсенидами Ni, Co, Fe реже сам. сурьмой, аргентитом, золотом. $T_{обр.}$ рудных минералов снижается от 445 (арсенопирит) до 200-140°C.

В Сегозерско-Ведлозерском ЗП ранний статический метаморфизм достигал условий амфиболитовой-зеленосланцевой фаций (P до 2,2-3,9 кбар). На коллизионном этапе преобразования происходили при повышении давления до 4,6÷7 кбар; при снижении давления формировались метасоматиты мусковит-кварцевого и хлорит-турмалин-мусковит-кварцевого парагенезиса (P от 1,5-4 кбар, T=600-480°C; данные О.И. Володичева, Б.Ю. Астафьева). Вблизи границы супракрустальных пород и гранитов обрамления в Хаутоваарской структуре субмеридиональные зоны рассланцевания с наиболее поздними кварц-серицитовыми парагенезисами и сульфидной минерализацией прослеживаются на 4 км. В центральной Карелии с ССВ сдвиговыми зонами связано заложение и формирование пулл-апарт структур, таких как Койкарская, Педролампи, в которых накапливались осадки, конгломераты, граувакки. Для них характерен зеленосланцевый метаморфизм. На уч. Педролампи в шир-зоне ССВ простирания вмещающие породы преобразованы в лиственты и турмалин-содержащие березиты (T=390-240°C). В них локализуются будинированные кварцевые жилы, вкрапленно-прожилковое золото-пиритовое и наложенное, в связи с более поздними изменениями, Au-Ag-содержащее халькопиритовое оруденение (T =340-105°C).

Для Тунгудско-Воингозерской структуры характерен зональный метаморфизм от амфиболитовой до зеленосланцевой фации в ореоле гранитоидных массивов шобинского типа (~2,8-2,76 млрд. л.). Ранние метасоматические преобразования на участках Лобаш, Нигалмозеро, Пяявара, Кочкома в ореолах гранодиоритов, порфировидных K-Na-гранитов и поздних лейкократовых гранитов лобашского типа на разных уровнях эрозионного среза отвечают условиям микроклинизации, грейзенизации (T=500-360°C), биотитизации, образования пропилитов (T=440-360°C), березитов. Грейзены уч. Лобаш сопровождаются штокверковой молибденовой минерализацией (T=450-320°C). На уч. Лобаш-1 золото-полисульфидное оруденение формируется во внешнем ореоле гранитного массива и локализуется в зонах пологого рассланцевания на контактах разнородных пород: дорудный парагенезис представлен Al-Fe-паргаситом с гранатом (T=520°C), биотитизацией (T~510°C). Карбонат-кварцевые прожилки с сульфидами секут метаморфизованные и измененные породы. Оруденение отлагалось при снижении T от 310 до 145°C (пирротин, сфалерит, галенит, гессит). Метасоматиты в ССВ сдвиговой зоне уч. Нигалма во внешней зоне представлены парагенезисом хлоритоида, серицита, хлорита, кварца, пирита, во внутренней – хлоритоидом, хлоритом, кварцем, оруденение – пиритом и сульфидами полиметаллов.

В Костомукшской структуре преобразования пород коллизионной стадии протекали в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений (до 4,5-9 кбар, по данным О.И. Володичева) и в зонах складчатых дефор-

маций (ССВ и широтного простирания) сопровождались изофациальными метасоматитами. На Южно-Костомукшском участке карьера железорудного месторождения синскладчатые парагенезисы содержат гранат, роговую обманку (Т=680-750°С), грюнерит, кварц, биотит. К субширотным шир-зонам в смятых в складки вмещающим породам вблизи контакта с геллефлинтами приурочена золото-арсенидно-сульфидно-кварцевая вкрапленно-прожилковая минерализация. Околожильные парагенезисы представлены мусковитом, микроклином, биотитом, амфиболом, кварцем, турмалином (Т~500°С соответствует условиям грейзенизации), в прожилках развиты кварц, карбонат, сульфиды и арсениды (арсенопирит, леллингит, пирротин, золото, реже аурострибит, мальдонит). $T_{обр.}$ снижалась от 500-480 до 300°С и в ассоциациях с марказитом – до 200-150°С).

Внедрение тел и даек таловейсского комплекса в Костомукшской структуре, имеющих возраст 2,72 млрд. лет и приуроченных к меридиональным и широтным зонам, произошло после основного этапа деформаций и формирования главных складчатых структур и метаморфизма амфиболитовой фации. В ореоле массива Центрального и Факторного уч. Таловейс формируются эпидозиты и биотититы, развитые по тремолитовым сланцам и амфиболитам. Ранние изменения диоритов и гранит-порфиров таловейсского комплекса отвечают условиям березитизации и сопровождаются кварцевым штокверком с пиритом и золотом. В ССВ зоне деформаций на контакте с кварцевой жилой изменения сопровождались образованием микроклина, альбита, серицита, карбоната, кварцевая жила образовалась при снижении Т от 380 до 130°С и давления (по данным ГЖВ). Дорудные изменения на уч. Берендей представлены диопсидом, роговой обманкой, гранатом, скаполитом, кварц-карбонатные прожилки сопровождаются биотитом и содержат сульфиды, сульфоарсениды, золото, висмутотеллуриды, реже шеелит.

В ЗП Ялонваара-Хатту метаморфизм ранней стадии сближен по времени с тоналитами–гранодиоритами комплекса Куйттила (2,745-2,725 млрд. лет) и происходил в условиях Т=500-550°С и Р=3-5 кбар для пояса Хатту и близких для Ялонваарской структуры. В ЗП Хатту порфиробластический парагенезис граната, ставролита, кианита, биотита характеризует метаморфизм повышеных давлений, он проявлен в зонах дислокаций. Околожильные дорудные изменения на контакте золото-кварцевых прожилков в гранитоидах и в их ореоле в разных породах представлены высокотемпературными (содержащими диопсид, скаполит, амфибол, либо плагиоклаз биотит, микроклин), синрудные – более низкотемпературными парагенезисами. Околорудные метасоматиты в шир-зонах формировались при Т=500-400°С, Р=2-3 кбар, оруденение – от 445-370°С до 105°С (образование арсенопирита – петцита; Geological development… , 1993).

СВЕКОФЕННСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ И ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ НА КАРЕЛЬСКОМ КРАТОНЕ

Следующий этап тектоно-метаморфической активности проявился в Карельском кратоне в позднем палеопротерозое в свекофеннский период и связан с аккреционно-коллизионным развитием Свекофеннского орогена. Более ранние преобразования пород (1,9-1,8 млрд. лет) происходили в результате коллизии Карельского и Кольского кратонов (Беломорско-Лапландской) и сопровождались деформациями и метаморфизмом повышенных давлений в БСП и на Карельском кратоне. Для Беломорского складчатого пояса характерны повышенные Т=450-650°С и Р=6-8 кбар. В условиях высокобарического метаморфизма кианит-мусковитовой фации образуются полиминеральные хизовариты (Т=500-590°С, Р=7-8 кбар, по С.А. Бушмину). Они содержат кианит, ставролит, кварц, гранат, роговую обманку и сопровождаются сульфидной минерализацией. Перекристаллизация и регенерация первичных колчеданных руд кив-губского типа происходит с образованием вкрапленно-прожилковых существенно пирротиновых с примесью Co, Ni, иногда содержащих повышенные концентрации золота. В их ореолах или зальбандах встречаются диопсид, скаполит, гранат, роговая обманка, или мусковит и плагиоклаз. К этим же областям тяготеют пегматиты (1,8-1,74 млрд. л.) и кварцевые жилы, завершающие процесс их образования, которые также сопровождаются халькопирит-пирротиновой минерализацией, содержащей иногда висмуто-теллуриды и золото. В БСП и Северо-Карельских структурах на участках Хизоваара, Рухнаволок, Винга, Степанова Ламба развиты разнофациальные метасоматиты с минералами порфиробластического облика (Т=600-480°С). Они сопровождаются прокварцеванием и Sb-As-S минерализацией с невысокими концентрациями золота, формировавшейся при снижении температуры от 520-465 до 200°С.

На Карельском кратоне ранние преобразования пород в палеопротерозойских структурах (Лапландском и Ветреном ЗП) отвечают условиям зеленосланцевой–пренит-пумпеллиитовой фации. Коллизионная стадия сопровождалась внедрением Центрально-Лапландского батолита, в ореоле которого метаморфизм достигал амфиболитовой фации и зонами ЗСЗ и СВ сдвиговых деформаций (линия Сиркка, шир-зона Куусамо). Шир-зоны этого возраста выделяются по рассланцеванию пород и интенсивно проявленному метасоматозу и сопровождаются золото-сульфидной минерализацией, формирующей месторождения на территории Финляндии. В районе Куусамо условия метаморфических преобразований достигали гранат-ставролитовой субфации. Метасоматиты, сопровождающие сдвиговые зоны, формировались около 350-300°С. В Паана-Куолаярвинской структуре метасоматические преобразования в зонах СВ сдвиговых деформаций, содержащие альбит, хлорит, биотит, мусковит, образовались при

T=500-520°C, P=2,8-3,2 кбар и сопровождались кварцевыми жилами. На месторождении Майском синрудные метасоматиты (гумбеиты, по данным А.А. Вольфсона) представлены кварцем, Ва-калишпатом, гиалофаном, кальцитом, олигоклазом, мусковитом, биотитом, жилы образовались при снижении P и T от 220-170°C и до 105°C.

На территории Карелии в раннем протерозое на свекофеннском коллизионном этапе мощные блоковые перемещения в фундаменте кратона и складчато-разрывные пластические деформации в породах чехла карельского структурного этажа сопровождались СЗ и СВ сдвиговыми деформациями и интенсивным метасоматозом. Изменения в протерозойских породах в пределах зон разломов имеют региональную зональность. В Онежской структуре метаморфизм происходил при T=430-440°C, P=1,7-2,1 кбар (по Т.Н. Билибиной и др., В.С. Полеховскому, Н.В. Леденевой). В низкотемпературной зеленосланцевой фации широко развиты щелочные метасоматиты – эйситы, более поздние изменения представлены слюдитами (с Cr-V-слюдами) и кварц-карбонатными прожилками с сульфидами, селенидами, Bi-Te-соединениями, интерметаллидами, сам. золотом, серебром.

Для аккреционной стадии развития Свекофеннской складчатой области характерен андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с зональностью от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в условиях P=2,5-4,5 кбар, T=450-650°C в Северном Приладожье и до гранулитовой фации с T=750-800°C, P=4-6 кбар в Раахе-Ладожской зоне. В центральной части Раахе-Ладожской зоны (Раахе-Хаапаъярви-Рауталампинской площади) развит метаморфизм от низких-средних ступеней амфиболитовой фации до гранулитовой умеренных давлений, в ЮВ части (Рантасалминской площади) – низких-средних ступеней амфиболитовой фации (T=645°C, P=3,4 кбар, Korsman et. al., 1984). В этой зоне внедрились массивы тоналитов (1,89-1,88 млрд. лет), наиболее близкие по возрасту золотому оруденению. Для шир-зон характерно образование серицита, хлорита, эпидота, кварца, кальцита, турмалина при T=440°C, P до 2 кбар. Отложение рудных минералов происходило при снижении T от 400 до 105°C.

В приведенном обзоре показаны закономерности формирования сдвиговых зон в складчатых поясах разного типа, приуроченность к ним до- и синрудных метасоматитов, оруденения, а также зависимость условий образования минерализации от P-T условий метаморфизма. Большинство рудопроявлений Карелии относится к структурно-контролируемым, их локализация определяется региональными структурными элементами. Дорудные метасоматиты шир-зон обычно бывают изофациальны зонам метаморфизма, синрудные и жильные ассоциации формируются при снижении P и T. Золото-сульфидное оруденение Карельского кратона в шир-зонах по температурным условиям образования относится к гипо- и мезотермальному типу.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ, РУДНЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КОСТОМУКШСКОЙ СТРУКТУРЫ

Кулешевич Л.В., Панфилова И.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Последовательность геологических событий и рудообразования. В общем ряду геологических событий, установленных на основе геологического картирования, изучения стратиграфии, магматизма, тектоники и метаморфических преобразований в Костомукшской структуре, можно выделить возрастные рубежи формирования и преобразования вмещающих толщ и интрузивных комплексов и наметить последовательность образования основных типов золоторудной минерализации, связанных с ними (табл. 1). Возраст интрузивных пород приводится по данным, опубликованным разными авторами (Е.В. Бибиковой, С.Б. Лобач-Жученко с коллегами, В.Н. Кожевниковым, А.В. Самсоновым и др.). Изучение минералов руд и околорудных метасоматитов, а также акцессорных минералов (возможных источниках информации о возрасте оруденения), позволяет проследить их генетическую связь и позицию в общей последовательности рудообразования. По данным исследований в Костомукшской структуре (Фурман, 2000; Кулешевич, 2003), выделяются следующие **формационные типы золотого оруденения**: 1 – золотосодержащие колчеданные руды (участки Рувинваара, Ниемиярви); 2 – золото-сульфидное вкрапленное, золото-сульфидно-кварцевое штокверковое и золото-кварцевое жильное оруденение, связанное с диорит-гранит-порфировым комплексом (уч. Таловейс, Берендей); 3 – золото-сульфидное, формирующееся в единой зональности с молибденовым, в ореоле Восточного массива гранитов (уч. Кургелампи, Восточное); 4 – золото-сульфо-арсенидное в шир-зонах среди железистых и биотитовых кварцитов (уч. Южно-Костомукшский).

Золотосодержащие колчеданные руды представлены на участках *Западная Рувинваара и Ниемиярвинское* в западном борту Костомукшской структуры в шурловаарской свите (в северной и южной ее части). Золото здесь обнаружено во вкрапленно-прожилковых и послойно-полосчатых метаморфизованных колчеданных рудах, переслаивающихся с магнетитовыми кварцитами. Околорудные изменения представлены хлоритом, кварцем, мусковитом (серицитом). Руды содержат пирротин (20-40 %), незначительное количество пирита, халькопирита, Au до 1.7-3 г/т (данные КГЭ). На уч. Ниемиярвинском, расположенном в зоне влияния гранитов, золото установлено в окварцованных колчеданных рудах и железистых кварцитах в ассоциации с молибденитом, висмутином.

Таблица 1

Стадийность геологических событий, фиксируемых в Костомукшской зеленокаменной структуре

Стратиграфическая шкала	Возраст млн. лет*	Осадочно-вулканогенные образования	Возраст млн. лет*	Интрузивные комплексы	Структурно-тектоническая перестройка, метаморфизм, метасоматоз	Металлогеническая специализация
Протерозой. Средний рифей			1230-1241 (Sm-Nd, Rb-Sr)	Комплекс даек калиевых щелоч-ных ультраоснов-ных пород: лампроиты, щелочные пикриты	Активизация ССЗ, ВСВ разло-мов (калиевый метасоматоз)	Алмазы (перспективы)
Протерозой			(1900-1800)		Свекофеннский этап деформа-ций: крупные блоковые переме-щения	
Ятулий-сумий			?	Дайки габбро-долеритов (нерасчлененные)	ССЗ, СЗ и субширотные разло-мы, контролирующие развитие даек	Бедное вкрапленное титаномагнетитовое оруденение
Верхний архей. Лопий			2700+40 (U-Pb)	Комплекс шурловаар-ских и ниемиярвинских калиевых гранитов (гра-нодиориты, граниты, лейкограниты, аплиты, пегматиты)	Поздний этап деформаций (Д4), смятие железистых кварцитов, сдвиговые зоны ССВ-20° про-стирания, амфиболитовая фа-ция (мигматизация, микрокли-низация, кварцевые жилы, ок-варцевание, биотитизация, скарноиды)	Молибденитовое оруде-нение, формирование в сдвиговых зонах про-мышленных золото-кварцевых жил, золото-сульфидно-кварцевого и золото-сульфо-арсе-нидного оруденения
			2707±31 (U-Pb)	Раутаойский комплекс: натриевые риодацит-порфиры (геллефлинты)	Сдвиговые деформации (Д3), сопровож-даются низкотемпе-ратурными гидро-термальными изменениями (окварце-вание, турмалинизация)	Золото-содержащая сульфидная минерали-зация
			2720±15 (U-Pb)	Таловейский комплекс: габбро, диориты, квар-цевые диориты, гранит-порфиры, дайки анде-зитов, дацитов, микро-диоритов	Сдвиговые зоны ССВ и В про-стираний хрупко-пластичные де-формации (Д2). Приконтактовые деформации и изменения; бере-зитизация гранитоидов	Золото-сульфидное и золото-сульфидно-кварцевое штокверко-вое оруденение
	?	Гимольская серия (suc, ks, sur свиты): конгломераты, же-лезисто-кремнистая толща, биотитовые, амфиболовые, угле-родистые сланцы				Железистые кварциты
			2782±5	Массивы тоналитов, плагиогранитов в об-рамлении структуры	Ранний этап складчато-разрыв-ных деформаций ($Д1^2$). Мета-морфизм эпидот-амфиболито-вой – амфиболитовой фаций	
	2801-2795±10 (U-Pb)	Шурловаарская сви-та: риодациты, туфо-генно-осадочная толща, желе-зисто-кремнистые и угле-родистые сланцы	2791,7±6 2795±29 (U-Pb)	Дайки порфиров, экс-трузии риодацитов	Ранние сдвиговые зоны СВ про-стирания в западной части структуры ($Д1^1$)	Колчеданы, магнетито-вые руды, бедная золо-то-сульфидная минера-лизация
	2813±78 2843+39 (Sm-Nd)	Контокская серия (nm, ru свиты). Ультрамафит-ма-фитовая толща: то-леитовые базальты, коматииты, кома-тиитовые базальты, их туфы, кремни-стые осадки. В верхних горизонтах шаровые и вario-литовые лавы кома-тиитовых базальтов и натриевых даци-тов		Интрузивные перидоти-ты и габбро	Заложение субмеридиональной троговой структуры	Никель (бедная вкрап-ленная мил-лерит-пентландит-пирроти-новая минерализация, метаморфогенная)

Примечание. * Использованы результаты радиологического датирования (раными методами) С.А. Сергеева, С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Самсонова, И.С. Пухтеля, В.Н Кожевникова, Л.П. Никитиной и др. Д1-Д4 – этапы деформаций в лопийском комплексе пород.

Золото-сульфидные и золото-кварцевые руды связаны с диорит-гранит-порфировым комплексом (уч. Таловейс, Факторный, Берендей). Формирование диоритов и гранитов таловейсского комплекса контролируется зонами ССВ и субширотного простирания. На *месторождении Таловейс* золото установлено в штоке Центральном и в западном ореоле во вмещающих толщах. Здесь выделяются два основных типа минерализации: 1 – вкрапленная и прожилково-вкрапленная золото-пиритовая и золото-пирит-кварцевая, формирующие штокверк в апикальной части интрузива и 2 – золото-кварцевая жильная, приуроченная к центральной ССВ сдвиговой зоне. Золото-сульфидное вкрапленное и вкрапленно-прожилковое оруденение 1-го типа связано с березитизацией гранит-порфиров и кварцевыми прожилками в апикальной части массива Центрального. Березитизацией затронута практически вся обнаженная часть массива, но максимально изменения проявлены в его северной и западной частях. Березитизированные граниты сложены кварцем, альбитом, микроклином, серицитом, реже эпидотом, хлоритом, количество пирита в них достигает 1-5 %, карбоната 1-3 %, присутствуют сфен, апатит. Среди акцессориев размером 1-20 мкм обнаружены циркон, бастнезит, реже ортит (табл. 2), они выделяются позднее рудных: секут кристаллы пирита. Слюды перекристаллизовываются в ореоле даек лампроитов. Кубический пирит (0.2-0.5 см) содержит примесь Au до 0.5 г/т, обеспечивая его повышенный первичный фон в гранитах и отдельные участки с концентрациями до 1-5 г/т. С маломощными (0.3-1 см) прожилками связана золоторудная минерализация штокверка (Au 1-10 г/т). Прожилки содержат кварц, пирит до 5-7 %, примеси других сульфидов (пирротин, халькопирит, реже сфалерит, галенит, на отдельных участках арсенопирит) и золото. Изменения накладываются на метаморфизованные вмещающие базальты и коматииты вблизи интрузива и их ксенолиты в гранитах массива Центрального. Они представлены эпидотизацией в основных породах и ассоциацией талька, биотита, тремолита, карбоната в метакоматиитах, сопровождаются пиритом.

Таблица 2

Акцессорные минералы участков Таловейс и Южно-Костомукшский

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
F, мас.%	3.27		9.04	8.43	7.63		4.50		3.88				
P									19.65				
Ca			2.17	2.21	2.11				36.03	20.39	19.86	12.32	12.88
Ti										22.83	22.72		
Si						14.84	19.76	13.48		15.67	15.45		
Y			2.56		1.64			10.81					
La	17.15	14.39	12.85	13.33	10.80		14.02						
Ce	31.16	26.72	24.67	22.28	22.08		23.75						
Pr	3.21		1.97										
Nd	8.68		9.07	6.35	7.93		7.69	1.07					
Th								42.31					
U								6.68					
Zr						50.52							
W												61.43	61.16
Re												3.49	3.73
O	10.29	7.06	9.85	8.06	8.25	34.63	30.28	25.64	39.91	41.21	41.22	22.17	22.23
сумма	73.76	48.18	72.18	60.66	60.45								
№ обр.	Т-12	Т-12	ГП-1/34	ГП-1/15	ГП-1/23	Т-12	Т-12	ГП-1/13	ГП-1/23	ГП-1/13	ГП-1/15	ГП-1/13	ГП-1/15
Минерал	бастнезит	бастнезит	бастнезит	бастнезит	бастнезит	циркон	ортит	торит	апатит	сфен	сфен	шеелит	шеелит

Примечание. Микрозондовые анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН А.Н. Терновым. Анализы карбонатов – 1-5 даны без учета углерода, остальные пересчитаны к 100 %.

Главная золото-кварцевая жила приурочена центральной сдвиговой зоне в центральной части штока, имеющей простирание ССВ 20°. Жила имеет крутое восточное падение и ветвистое строение, она прослежена на 30 м и глубину 100 м. Средняя мощность рудного тела, ассоциирующего с ней около 10 м. Рудная минерализация представлена золотом, сульфидами и более редкими минералами в сумме до 1 % (пирротин, галенит, халькопирит, сфалерит, висмуто-теллуриды – цумоит, сульфоцумоит, сам. висмут, реже серебро, аргентит, шеелит). Золото (проба 860-970) образует чешуйки, пластинки и комковатые зерна размером 0.05-1 мм (ср. 0.1-0.5 мм). Его концентрация достигает 32-47 г/т Au, ср. 4.5-5.6 г/т, Ag – 1-3.4 г/т (данные КГЭ).

Участок Берендей сложен метакоматиитами, амфиболитами с прослоями туфогенно-осадочного материала, прорванными дайками андезит-дацитового состава (таловейсский комплекс; Кулешевич и др., 2000). Мощность даек 0.1-5 м, участков их сближенного развития – до 50-90 м. Дайки прослеживаются от участка Берендей до штока Центрального вдоль региональной шир-зоны ССВ простирания. На их контакте развиты окварцевание, биотитизация и карбонат-кварцевые прожилки. Прожилки приурочены к меридиональной и СВ системе трещин, они секут дайки и вмещающие толщи, на их контактах развиты изменения типа скарноидов (диопсид, карбонат, скаполит, иногда микроклин). Мощность прожилков от 0.1-5 см (ср. 0.2-0.5 см). Сульфиды (1-5, до 10 %) представлены пирротином, пиритом, халькопиритом, единичными зернами сфалерита, золотом, арсенопиритом (С-16П), шеелитом (С-6, 307, 141). Текстура руд вкраплено-прожилковая. Золото тонкодисперсное. Содержания золота вне рудных зон низкие 0,0031-0,48 г/т, в зонах прожилков до 0.5-20 г/т.

Золото-сульфидная минерализация, формирующаяся в единой зональности с молибденовым оруденением в ореоле гранитного массива Восточный. Проявления Кургелампи и Восточный восточного борта Костомукшской структуры связаны со сдвиговыми деформациями в толще сланцев, железистых кварцитов, метакоматиитов, амфиболитов вблизи контакта с массивом Восточным (гора Таловейс). Вмещающие толщи прорваны жильными телами гранит-аплитов мощностью до 3 м. Они сопровождаются кварцевыми жилами и прожилками мощностью до 0.5 м с вкрапленной молибденитовой минерализацией. На *уч. Кургелампи* оруденение представлено двумя минеральными типами – вкрапленно-прожилковым молибденитовым и висмутин-золото-сульфидным, в последнем встречаются пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит (1-2 %). Мелко-, среднечешуйчатый молибденит выделяется в грейзенезированных породах и жилах мощностью 0.1-1 м. В рудах установлены примеси Mo, Bi, W, Pb и Zn, Au 0.02-2.54 г/т, Ag 0.5 г/т (данные КГЭ).

На *уч. Восточном* биотит-амфиболовые и биотит-альбит-кварцевые сланцы прорваны сетью жил гранит-аплитов мощностью от 1-2 м до 20 м в раздувах. Аплиты и вмещающие окварцованы: кварц образует желваки, линзы, жилы мощностью до 1.2 м. Около жил обычно развиты мусковит, микроклин, биотит и сульфиды (1-5 %), представленные молибденитом, арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, единичными зернами висмутина, галенита. В зонах минерализации Au до 2.04 г/т, Ag 0.1-15 г/т. В протолочках выявлено 200-500 знаков золота. Акцессории представлены апатитом, сфеном, цирконом.

Золото-сульфо-арсенидое оруденение в шир-зоне в биотитовых и железистых кварцитах локализуется в карьере Костомукшского железорудного месторождения (*Южно-Костомукшский участок*). Вмещающие толщи, представленные песчано-глинистыми осадками флишевого типа, преобразованными в процессе метаморфизма в слюдистые ритмично-слоистые сланцы, углеродсодержащие и филлитовидные слюдистые сланцы с сульфидами и железистыми кварцитами, прорваны субсогласным телом геллефлинт (риодацитового состава). Участок приурочен к моноклинально падающему на север южному крылу железорудного месторождения, осложненному складчатостью и смещениями по ССВ и широтным разломам. Субширотные зоны дислокаций контролируют субвулканическое тело геллефлинт и дайки архейских габбро, СЗ разрывы определяют локализацию протерозойских габброидов, ССВ – даек лампроитов. С пластичными деформациями сопряжены складчатость, рассланцевание пород и локализация вкрапленно-прожилковой колчеданной минерализации. Осевые плоскости складок в восточной части Южно-Костомукшского участка имеют субширотное простирание и крутое погружение шарниров на восток под углом около 80°. К субширотным сдвиговым зонам по крыльям складок приурочены также зоны рассланцевания, процессы более низкотемпературного метасоматоза и золото-пирротин-леллингит-арсенопиритовая минерализация, накладывающаяся на разные типы пород, изменения установлены, в т. ч., в геллефлинтах. Основным типом руд участка являются железистые кварциты, среди горизонтов которых встречаются прослои вкрапленно-прожилковых метаморфизованных колчеданов и линзовидно-ветвящиеся кварцевые жилы, гнезда, прожилки с золото-арсенидно-сульфидной минерализацией. Околорудные изменения представлены перекристаллизованными минералами вмещающих пород – биотитом, иногда амфиболом, кварцем, дополнительно на контакте кварцевых прожилков появляются микроклин, мусковит, альбит, шеелит, карбонат, из акцессорных – апатит, сфен, бастнезит, циркон, реже рутил, торит (размером 1-10 мкм). Акцессорные минералы выделяются на контакте рудных минералов и в микротрещинках (табл. 2). Рудная минерализация представлена арсенопиритом, пирротином, леллингитом, золотом (с невысокой примесью Ag, Hg), халькопиритом, реже галенитом, сфалеритом, шеелитом и редкими минералами (аурostибитом, мальдонитом, висмутом, висмуто-теллуридами, серебром, антимонитом, брейтгауптитом). Молибденит встречается чаще в участках перекристаллизованных колчеданов. Шеелит выделяется как рудный в более крупных жилах, на контакте с микроклином и кварцем. Апатит, сфен и бастнезит наиболее распространенные акцессории, торит – редкий. Установлено послерудное образование циркона и бастнезита в золото-сульфидных телах. На современном уровне отработки карьера установлено два золоторудных тела мощностью 1-6 м в зоне до 20 м с содержанием золота 0.2-30 г/т (результаты КГОКа, КГЭ, Петров, Головина, 2003; Головина, 2007; Кулешевич, Горьковец, 2007; Горьковец, 2007).

Работа выполнена по гранту РФФИ-08-05-98815-р-север-а.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ И СИЛЛЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Куликов В.С.[1], Куликова В.В.[1], Бычкова Я.В.[2]

[1] Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, vkulikova@onego.ru
[2] МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, yanab66@yandex.ru

Изучение даек в пределах архейских блоков земной коры, а также реликтов силлов и сопровождающими их дайками в палеопротерозойских структурах позволяет оценить геодинамические условия их формирования и реконструировать соответствующие крупные магматические провинции (КМП) в раннем докембрии.

Нами [2] на территории Фенноскандии выделено три палеопротерозойских КМП: сумийская магнезиальная (2.5-2.4 Ga), ятулийкая толеит-базальтовая (2.2-2.1 Ga) и людиковийская пикрит-базальтовая (2.06-1.96 Ga). Каждая из них включает магматиты, сформированные на разных уровнях земной коры: от массивов средней коры до поверхностных вулканических образований.

Цель настоящих исследований заключалась в анализе распространения интрузивных составляющих рассматриваемых КМП с учетом полученных новых геохронологических данных. Кроме собственных геологических материалов в основном по Восточной части Фенноскандинавского щита [7] авторы использовали магнитные карты м-ба 1:200 000 по территории Карелии (ЗГТ, 1972) и 1:50 000 (1999)по акватории Онежского озера. Для воссоздания целостной картины всего Карельского кратона были учтены опубликованные материалы финляндских [9, 10 и др.] по западной и российских [1, 4 и др.] коллег по восточной его частям. Составлены три схемы распространения даек и силлов соответственно для каждой рассматриваемой КМП.

При интерпретации магнитных аномалий в пределах палеопротерозойских структур кратона авторы исключали аномалии, связанные с полями развития вулканитов (Ветреный Пояс, Заонежье и др.), а также заверенные геологическими работами пологозалегающие на большой площади силлы (Заонежье, Прионежье). Остальная часть аномалий, в том числе с достоверно установленной геологической природой, интерпретировалась как дайки или силлы. По протяженности они оказались более крупными, чем дайки в фундаменте этих структур. Вероятно, магнитные аномалии также отражают залегание тел не только на поверхности, но и на некоторой глубине. Отмечается более редкая сеть даек на территории Карелии по сравнению с Восточной Финляндией. Возможно, это связано с разной степенью изученности данной территории или в целом более мощным покровом рыхлых отложений на востоке кратона.

Анализ распространения даек и силлов на кратоне показывает существенное различие в их объеме, составах и ориентировке.

Сумийская КМП (рис.1А) характеризуется интенсивным проявлением магматизма на СЗ (С.Карелия и С.Финляндия) и ЮВ (Ветреный Пояс) кратона, где кроме даек широко развиты интрузивы, часто расслоенные, а также субвулканические и вулканические образования в пределах палеорифтов Ветреный Пояс и Лапландский. Остальная часть характеризуется редкими (?) проявлениями даек преимущественно габбро-норитов. В южной части кратона ориентировка даек СВ, в Восточной – СЗ, а в северной наблюдается смена простираний от СВ (на западе) через широтное к СЗ (на востоке). Изотопный возраст интрузивных и эффузивных тел варьирует, по разным авторам, от 2.504 до 2.398 Ga.

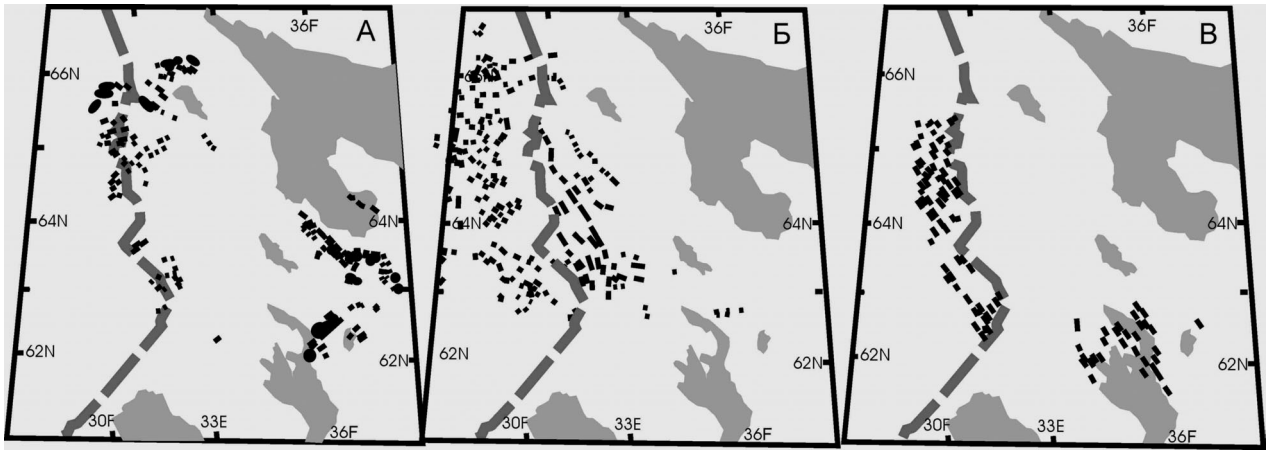


Рис. 1. **Схема распространения даек, силлов и ультрамафит-мафитовых интрузивов сумийской (А), ятулийской (Б) и людиковийской КМП на Карельском кратоне.**

Составлена авторами (2008 г.) с использованием материалов, указанных в тексте, и личным наблюдениям

Ятулийская КМП (рис. 1Б) широко проявлена в западной и центральной частях кратона (преимущественно на территории Финляндии), а на востоке предполагаются единичные дайки, возможно, этого возраста, но их изотопный возраст еще не определен. Она традиционно сопоставляется с трапповыми провинциями фанерозоя. Дайки имеют преимущественно СЗ направление на территории Финляндии, однако в Ц. Карелии (оз. Сегозеро) наблюдается разделение предполагаемой системы на субширотную (восточную) и субмеридиональную (южную) «ветви» (?). На севере кратона в зоне Куусамо – Кукасозеро направление поясов даек меняется на восточное – северо-восточное. Возраст пород варьирует от 2.220 – до 2.170 Ga (в Финляндии). В Карелии в районе пос. Муезерский известен только один изотопный U-Pb возраст (2180 Ga) подобной дайки, прорывающей кварцитопесчаники янгозерской свиты [3].

Людиковийская КМП (рис. 1В) проявлена наиболее полно в Ц.Карелии, особенно в Онежской структуре, а также в С. Приладожье и в В. Финляндии, где преобладает СЗ направление пояса даек. Дискуссионным является возраст магматитов ядерной части Куолаярвинской структуры, которая по вещественному составу сопоставима с людиковийскими породами, но не имеет надежных изотопных датировок. Возраст пород КМП от 1.971 до 1.992 Ga в Финляндии и 1980-1.984 Ga в Онежской структуре [2, 5].

В рамках Международного проекта «Карта комплексов долеритовых даек России и сопредельных регионов» [7], участником которого является В.С.Куликов (рук. Р.Эрнст, Канада), проведена корреляция соответствующих комплексов раннего палеопротерозоя Карелии, Кольского п-ова и провинции Супериор (Канада), а также намечены области сочленения этих регионов в пределах единого реконструируемого суперматерика «Суперия» [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Еин А.С. Дайки базитов Северо-западной Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии, КарНЦ РАН, Петрозаводск, 1984. с. 30-41.

2. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Крупные магматические провинции падеопроерозоя Фенноскандии и их значение для корреляции геологических событий в истории Земли // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. КарНЦ РАН. Петрозаводск. 2007. С.223-226.

3. Кратц К.О., Левченков О.А.,Овчинникова Г.В. и др. Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии. // ДАН СССР.1976 № 5. С.1191-1194.

4. Степанов В.С. Магматизм Пяозерского блока (петрохимические особенности и последовательность образования комплексов) // Докембрий Северной Карелии. КарНЦ РАН. Петрозаводск. 1994. С.118-170.

5. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н.,Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические анные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам.//Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Петрозаводск. Вып. 10. С.49-68.

6. Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., R. Kulikov V. The search for Archean-Proterozoic supercratons: new constraints on Superior –Karelia –Kola collerations within supercraton Superia, including first ca 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia.// 33 IGC Oslo 2008 (in press).

7. Geological map of the Fennoscandian shield. 1:2000 000. Helsinki. 2001.

8. Ernst R.,Fedotov Zh., Kulikov V. et al. Map of Dolerite dyke swarms and related units of Russia and selected adjacent regions.// 33 IGC. Oslo.2008 (in press).

9. Mertanen S., Vuollo J., Huhma H.,Arestova N., Kovalenko A. Early Paleoproterozoic – Archean dykes and gneises in Russian Karelia of Fennoscandian shield – New paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations. // Precam.res. 2006.V.144. P.239-260.

10. Vuollo J., Kamo S., Halls H., Mertanen S., Stepanov V. U-Pb baddeleyite ages of mafic dyke swarms in the eastern Fennoscandian shield. // GSF. 2005.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЗ ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Куликова В.В., Куликов В.С., Соколов С.Я.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, vkulikova@onego.ru

Территория ЮЗ побережья Онежского озера площадью около 120 х 40 кв. км (рис. 1) традиционно относится к потенциально перспективной на строительные материалы: щебень и блоки из долеритов Ропручейского и Голодайгорского силлов, а также красноцветных шокшинских кварцитов и др.). Выполненные рядом научных и производственных организаций в 20 в геофизические работы опубликованы в монографиях [2 и др.] и статьях [2-5, 6, 7, 12 и др.). Анализ космических снимков, а также известные карты магнитных полей как на данную территорию, так и в пределах акватории Онежского озера и карты тепловых полей по Северо – Западу Европейской части России [4, 5, 6, 7] выявили гетерогенную природу ландшафтов территории за счет присутствия здесь двух структур (~70 х ~40 км): – «Шапши» на западе и «Рыбреки» – на востоке и того же направления разделяющей их зоны, которая рядом авторов рассматривается как крупная (Петрозаводская) дайка [9] (рис. 2).

По данным авторов [2], в строении земной коры предполагается скучивание, надвигание отдельных линз друг на друга, в том числе в связи с формированием молодого Атлантического и открывающегося Ботнического океанов. В верхней части земной коры прогнозируется присутствие волновода (на гл. 7-18 км) – субгоризонтальной трещиноватой зоны, насыщенной растворами, при этом флюидодинамическое существование волновода и его равновесие обусловливаются сильными горизонтальными напряжениями со стороны Северо-Атлантической зоны спрединга. По [2], прохождение волн напряжений в земной коре вызывает периодическое повышение порового давления флюида, приводящее к текучести раздробленных пород в волноводах, а горизонтальные силы способствуют проскальзыванию верхней хрупко-жесткой части коры относительно нижней псевдопластичной.

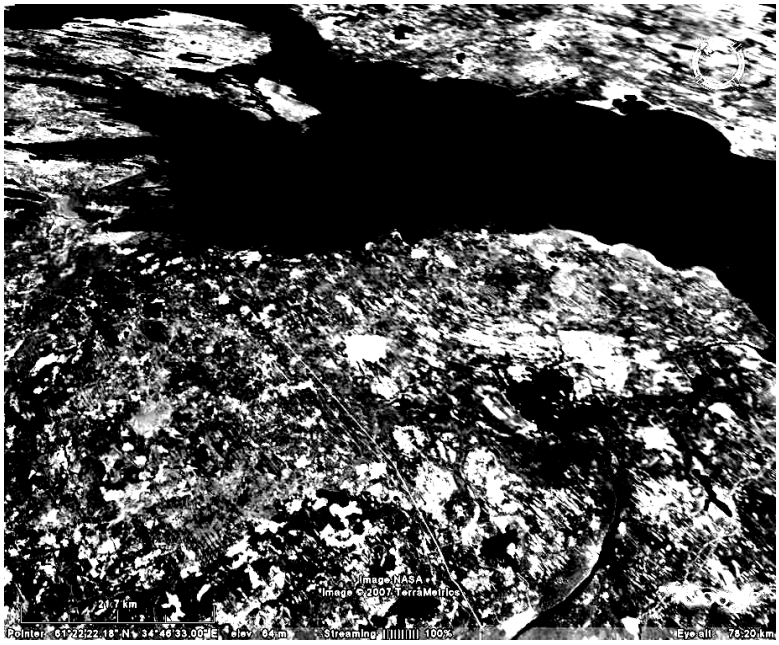


Рис. 1. **Общий план Прионежья на космическом снимке (Google Earth). 2007г.**

Профиль III-VIII. 1 – пункты наюлюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов: а – уверенные, б – менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия; 5 – подошва перехода кора – мантия; 6 – внутрикоровые разломы; 7 – мантийные разломы, разрывающие M_I и M_{II} .8 – зоны, перспективные на поиски урана; 9 – обменоспособность среды, %

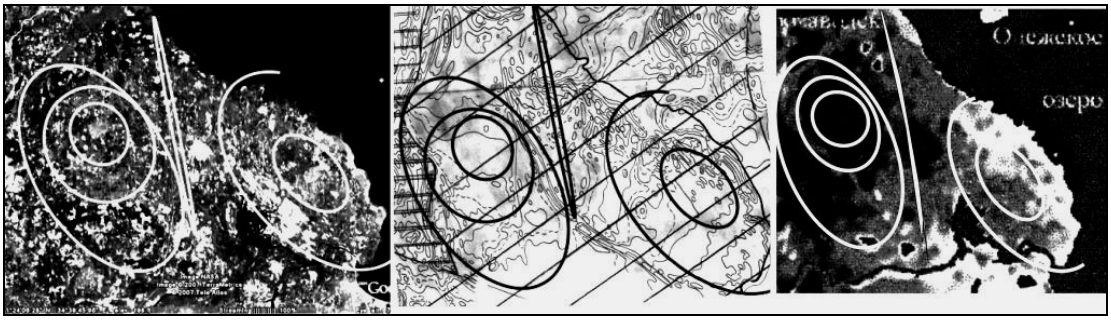


Рис. 2. **Геоморфологические (и геологические) структуры Прионежья:**

слева – на космическом снимке, в центре – в магнитных полях, справа – в тепловых полях по [4-6]

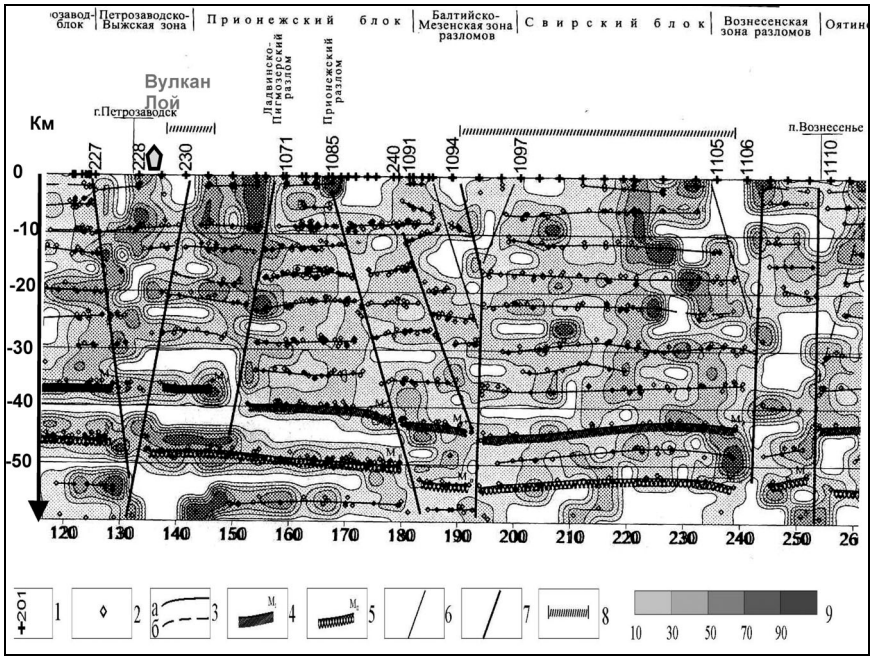


Рис. 3. **Глубинный разрез и обменоспособность среды по МОВЗ [2]**

Профиль III-VIII. 1 – пункты наюлюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов: а – уверенные, б – менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора – мантия; 5 – подошва перехода кора – мантия; 6 – внутрикоровые разломы; 7 – мантийные разломы, разрывающие M_I и M_{II} .8 – зоны, перспективные на поиски урана; 9 - обменоспособность среды, %.

На трансекте Петрозаводск – Вознесенье для анализа строения авторами [2] был использован метод, основанный на регистрации и обработке обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Профиль III–VIII длиной около 140 км по западному берегу Онежского озера (рис. 3) выявил пять разломных зон: Петрозаводскую, Выжскую, Ладвинско-Прионежскую, Балтийско-Мезенскую и Вознесенскую. На нем выделено и прослежено [2] с различной степенью детальности восемь границ, соответствующих разделам сред с различными физическими свойствами (см. рис. 3). Наиболее четкими и устойчивыми являются границы II в верхней части земной коры и M_I, M_{II}. Граница II находится на глубине 8–12 км и пропадает в зонах глубинных разломов. Локальная наибольшая обменосопособность среды характерна в структуре «Рыбрека» там же, где минимальны значения магнитных аномалий и проходит граница теплового поля, а местное погружение уровня земной коры приурочено к зоне повышенных значений теплового поля (рис. 4). Граница M_I (Мохо – ?) залегает на глубине 35–36 км на СЗ участке профиля, в центре – на 40 км и погружается до 42–45 км на ЮВ [2]. По геофизическим данным Петрозаводская дайка, прослеживается через Логмозеро на С и отражена на профиле МОВЗ. На космических снимках выделены кольцевые структуры «Шапша» и «Рыбрека». По данным С.Я.Соколова, в последней максимальные значения Δg устанавливаются в западной краевой части (рис. 4А), а рисунок магнитного поля сдвинут к В (см. рис. 4Б). В работе использован фрагмент КТП по площади структуры (рис. 4В), созданной дистанционно-геотермическим методом (ДГМ) в НИЦЭБ РАН [4 и др.], основой которого стало зондирование Земли путем передачи тепла через образование тепловой энергии в энергию электромагнитного инфракрасного излучения. На рис. 4В на территории структуры «Рыбрека» тепловой поток имеет максимальные (по градационной линейке) величины. Использованию последнего для анализа геологического строения структуры «Рыбрека», способствовали также исследования ряда авторов по ТП [4-7], которые показали, что на картах некоррелированного конвективного теплового потока (КТП) направление аномалий совпадает с направлением разломов, которые в современный геологический этап развития земной коры служат путями переноса глубинных флюидов, имеющих первостепенное значение в конвективном переносе тепла. Изучение авторами магматизма данной территории в связи с выделением ими палеопротерозойского плюма Виндибелт в ЮВ части Фенноскандии [1, 10 и др.] в том числе и на этой периферийной к нему территории показало, что преобладающим является многофазный основной магматизм. Его продукты представлены фациями, как эффузивными (подушечные лавы Шелтозера), так и интрузивными (рис. 5а, б) (силлы габбродолериты переменного со-

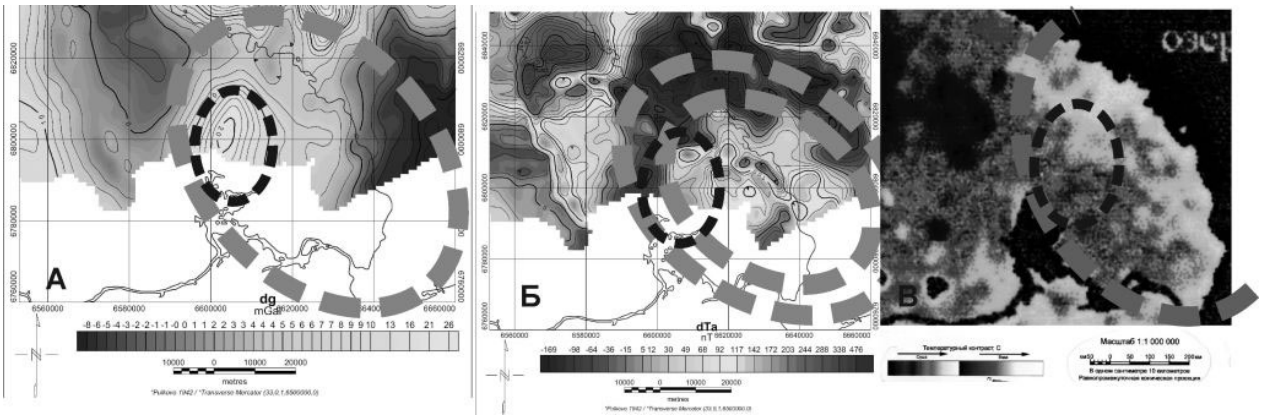


Рис. 4. **Строение геофизических полей кольцевой структуры «Рыбрека»**

А – поле Δ g со смещенным относительно предполагаемого центра максимумом.
Б – магнитное поле с Максимом в центре структуры. В – аномальное тепловое поле по [4].



Рис. 5. **Контакт подушечных лав и шокшинских розовых кварцитов (слева), кровельная зон а лавового покрова подушечных лав в центре (участок Шелтозеро). Справа Жилы сиенитовых пегматитов**

става [3 и др.], дайками щелочных пород, дифференцированными до гигантозернистых пегматитов жилами сиенитов (рис. 5в) и т.д. Они с перерывами наблюдаются с С на Ю от г. Голодай – Гора до пос. Вознесенье. На участке Шелтозеро непосредственно на шокшинских розовых кварцитах залегают подушечные лавы с хорошо выраженным слегка тектонизированным контактом (см. рис. 5а и б). Химический состав (%): (SiO_2 – 49-53; TiO_2 – 0.86-1.13; Al_2O_3 – 15%; FeO – 12.3; MgO – 9 до 5.5). Долериты на разных участках различаются по химическому составу. Индикатором служит содержание (%) MgO [11], которое закономерно уменьшается в северном направлении от 10-8 (Каскесручей – Гимрека) до 7-5 (Другая Река – Педасельга – Шелтозеро, Рыбрека) и меньше (Голодай Гора). Шелтозерский силл, представлен следующим составом (%): SiO_2 – 50.47; TiO_2 – 2.73; Al_2O_3 – 10.69; FeO – 16.34; MgO – 6.59; CaO – 9.71; Na_2O – 2.47; K_2O – 1.01. Выше залегает нерасчлененный комплекс дифференцированых силлов (вверх по разрезу): долериты → габбро → сиениты → диориты (?) с кристаллами титан-авгита, замещенного керсутитом, и микропегматитом. В центральной части выявлен пижонит. Разная железистость отдельных тел долеритов на схеме магнитного поля кольцевой структуры «Рыбрека» подчеркивается приуроченностью высокожелезистых пород к ее центральной части. Эта территория является также наиболее подверженной грозовым воздействиям [2]. Предварительные исследования некоторых минералов Шелтозерского силла на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН (определения В.В.Куликовой, куратор – А.Н. Терновой) показали наличие циркона и бадделеита, переменный состав пирротина и присутствие в нем Ta. Зерна самородного Ag содержат U, Ta и Rb. В долеритах установлено медистое золото (%) (Au_2O_3 – 65.70; Ag_2O – 11.45; CuO – 21.95; FeO – 0.90).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бычкова Я.В., Куликов В.С., Куликова В.В., Васильев М.В.. Вулкано-плутоническая ассоциация коматиитовой серии Ветреного Пояса (ЮВ Фенноскандия) как следствие деградации мантийного плюма Виндибелт // Материалы конференции «Академическая наука и ее роль в развитии производительных сил в северных регионах России» Архангельск, 2006. CD.

2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского кратона и его обрамления // Под ред. Н. В.Шарова.. Петрозаводск, Карельский научный центр, 2004.

3. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1983, с.192..

4. Горный В.И. Дистанционный геотермический метод // Спутниковые методы и системы исследования Земли. М.: ИКИ РАН. 2005. 50 с. (http://www.iki.rssi.ru/earth/)

5. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.

6. Горный В.И., Давидан Т.А., Киселев А.В., Крицук С.Г.,Латыпов И.Ш. Карта некоррелированного конвективного теплового потока Северо-Запада России. Масштаб 1:1 000 000. Листы Q37-Q38 (Архангельск). Под ред В.И.Горного. СПБ НИИЦЭБ РАН.2000

7. Дровнина С.И. Влияние конвективного теплового потока Земли на лесные экосистемы Европейского Севера России (на примере Архангельской области). Автореф. Канд.дисс. М.:2007.20 с.

8. История Земли в галактических и солнечных циклах // Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск. Карельский научный центр РАН, 2005, 250 с.

9. Куликов В.С., С.Я.Соколов, Куликова В.В., Шаров Н.В. Загадка Петрозаводской дайки //Тез.докл. на XIII научных чтениях памяти проф. И.Ф.Трусовой «Проблемы маг. И метам. Петрологии. 21-22 апреля 2003 г., Москва. 2003. с.19-20.

10. Куликов В.С., Куликова В.С., Бычкова Я.В.. Палеопротерозойский мантийный плюм «Виндибелт» (ЮВ Фенноскандия). Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» 5-8 сентября 2006 года. Россия, Республика Бурятия, г. Улан-Удэ, 2006. с. 645-649.

11. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) / Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В. Петрозаводск, Карельский научный центр, 2001, 115 с.

12. Природные комплексы Вепсской волости: особенности, современное состояние, охрана и использование // Под ред. А.Н.Громцева. Карельский НЦ РАН. Петрозаводск. 2005. 275 с.

ВУЛКАНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ШВОВ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ В СРАВНЕНИИ С СОВРЕМЕННЫМИ ВУЛКАНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Куликова В.В. [1], Куликов В.С. [1], Бычкова Я.В. [2], Бычков А.Ю. [2]

[1] Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, vkulikova@onego.ru
[2] МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, yanab66@yandex.ru

Длительная история изучения [1-19], в том числе авторами [1, 5-11, 13-14, 16, 19 и др.], докембрийского (людиковийского) вулканизма Центральной и Южной Карелии обусловлена широким распространением и

сложным наслоением лавовых образований, перемежающихся с силлами и дайками, активной современной тектоникой и небольшим количеством изотопных возрастов пород. Однако в последние годы на основе новых технологий, возможности использования космических снимков (Google Earht), а также новых результатов изотопного датирования по ряду объектов [5, 14, 16-19 и др.] позволили, в определенной степени, выявить целую серию палеовулканов, которые корректно сопоставляются по размерам, особенностям строения и вещественному составу продуктов магматизма [12] с аналогичными современными активными структурами (рис. 1).

Авторами проведен сравнительный анализ северной части Онежской структуры, где установлены реликты вулканов, и наиболее близких ей регионов: п-ова Камчатки и Галапагосских вулканических о-вов, расположенных на сложной границе океанических плит Кокос и Наска (рис. 2). На рис. 2 показано поло-

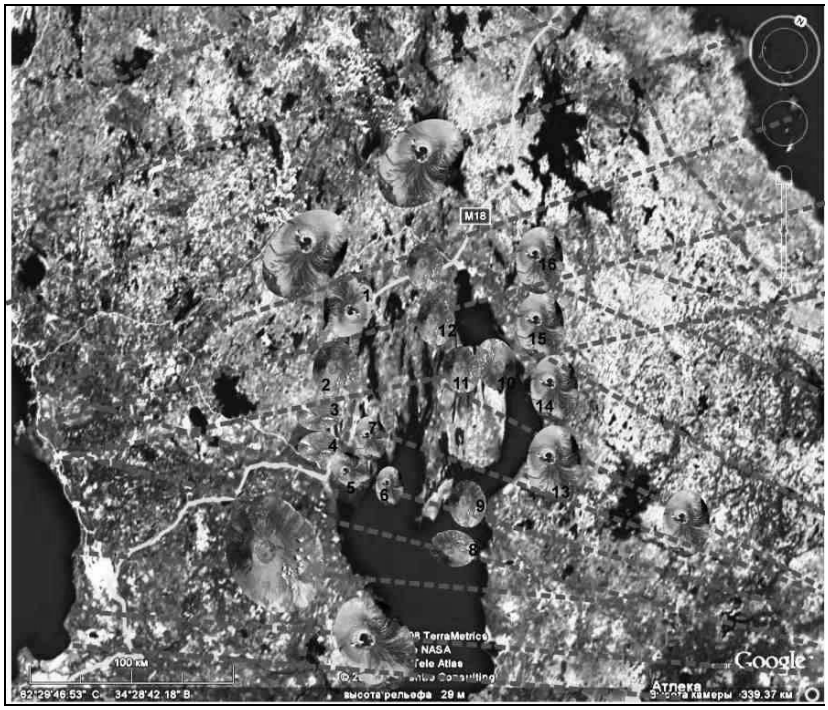


Рис. 1. **Палеореконструкция возможного местоположения людиковийских вулканов:**

1 – Гирвас, 2 – Муно, 3 – Конч, 4 – Укша, 5 – Лой, 6 – Конда, 8 – Василисин, 9 – Мудрый, 10 – Лебедь, 11 – Ким, 12 – Диана, 13 – Римский, 14 – Пяльма, 15 - Пажа, 16 – Конжа.

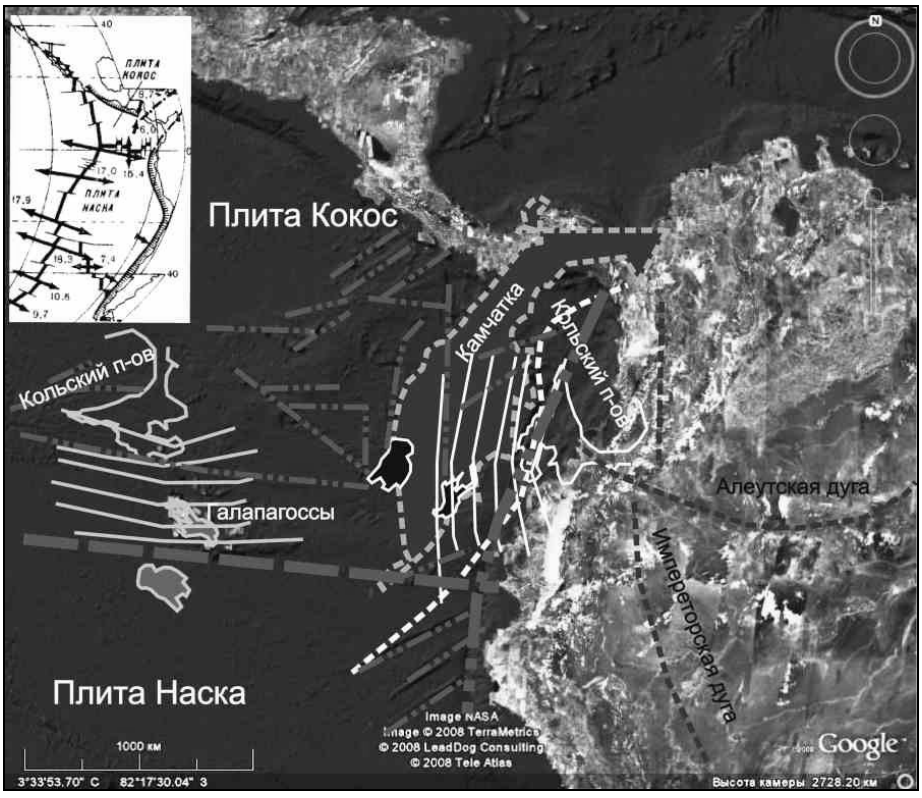


Рис. 2. **Положение контуров Ц.Карелии на фоне п-ова Камчатка и Ю.Америки и относительно Галапагосских о-вов.** Врезка из http://macroevolution.narod.ru/sorohtin11.pdf

жение главных тектонических зон, определяющих масштабность геодинамических процессов, сходство и различие в структурных позициях сравниваемых регионов. Исходя из общих закономерностей расположения современных систем основных разломов вдоль меридианов, а перпендикулярных к ним трансформных в широтном направлении, следует предположение об определенном единообразии динамики их возникновения в любом промежутке времени, что может быть обусловлено исключительно особенностями разрушения коры любого типа под воздействием горизонтальных нагрузок на блоки и их разнонаправленного перемещения. Плиты Кокос и Наска представлены корой океанического типа со сложным типом границ: дивергентные относительно Тихоокеанской плиты и границами 3-го типа относительно друг друга с мощным (?) базальтовым вулканизмом в виде Галапагосской вулканической цепи и мелкофокусной сейсмичностью. При этом они перемещаются вдоль последней в сторону американского континента со значительной скоростью до 75 мм/год. Восточная часть Фенноскандинавского щита (см. рис. 2) в генеральном тектоническом плане на период людиковия сопоставима с частями современных мегаструктур, однако по масштабу является весьма скромной. Предполагается, что в период около 2060 – 1980 Ма мог существовать несостоявшийся внутриконтинентальный палеорифт, внутри которого формировалась цепь вулканов, аналогичных по форме и размерам Галапагосским. Традиционно [3, 15, 17 и др.] считалось, что в его пределах обязательны более глубокофокусные землетрясения (до 200 км), излияния трапповых базальтов, формирование контрастный бимодальный базальтово – сиалический и щелочной магматических серий. Наши палеореконструкции позволяют рассматривать «галапогосский» вариант (см. рис. 1), где здесь отсутствуют признаки закрытия океана или возникновения коллизионного складчатого пояса, а вулканические образования с небольшим объемов осадков компактно концентрируются вблизи даек – подводящих каналов. На рис. 1 показано положение палеовулканов на системах разломов Ц. Карелии в людиковии, когда активными участками разломов являются отрезки, соединяющие две смежные разнонаправленные системы под разными углами. На основании современных сейсмических работ по субмеридиональному профилю через эту территорию (рис. 3) [2] можно обосновать, хотя и условно, местонахождение сохранившихся «корней» палеовулканов, но интерпретация этих данных остается дискуссионной. Предполагается, что вулканы были расположены в акватории неглубокого Сундозерского моря и являлись теплогенерирующими системами для окружавшего их «барьерного палеорифа», представленного постройками строматолитов. Высота вулканов составляла, возможно, до 1000 метров и более, диаметры кальдер – достигали 6 км.

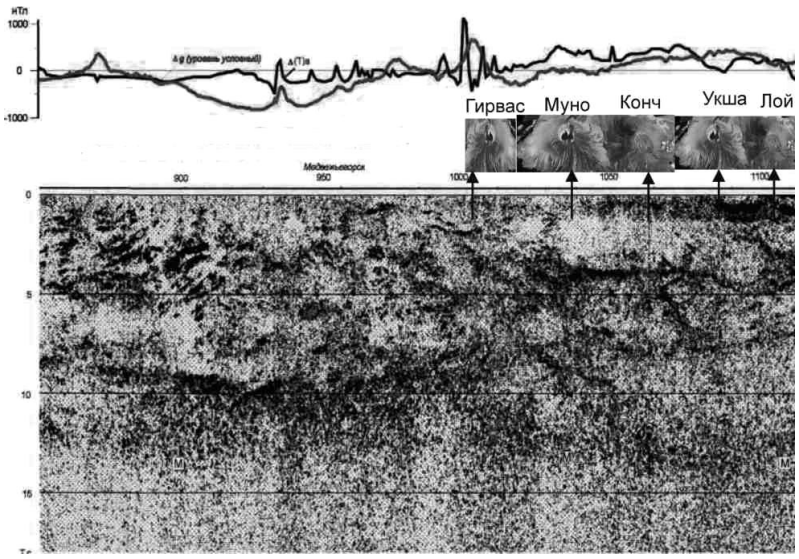


Рис. 3. **Фрагмент сейсмического профиля МОВ ОГТ-вибро [2] и предполагаемые корни суйсарских вулканов на нем**

Здесь отсутствует бимодальный вулканизм, но магматические породы по химическому составу соответствуют высокожелезистым толеитам и пикритам со щелочным уклоном, в ряде случаев, гавайитам и исландитам. Практически в каждом, за редким исключением (Василисин, Мудр и др.), из выделенных в самостоятельную структуру палеовулканов в центральной части обнаруживается подводящий канал в виде протяженной дайки, приуроченной к тектонической зоне (вулканы Гирвас, Муно, Конч, Лой, Римский, Конжа и др.). Они относятся к пикритам с повышенным содержанием FeO (до 17%) и щелочей. Изотопный возраст подводящих каналов:

- долеритов Койкарско-Святнаволокскго силла – подводящего канала для вулкана Гирвас – 1983.4 ±6.5 Ма [18];
- перидотитов и габброидов подвулканного Кончезерского силла– подвулканной камеры для вулканов Конч и Укша 1975 ± 24 Ма [5, 13-14, 16, 19];
- дифференцированного Пудожгорского силла – подводящего канала для вулкана Римский – 1983-1984 Ма [18].

Эти возрасты сопоставимы с возратом нижнего пакета лав вулкана Гирвас в каньоне р. Сунны – 1976± 9 Ма.

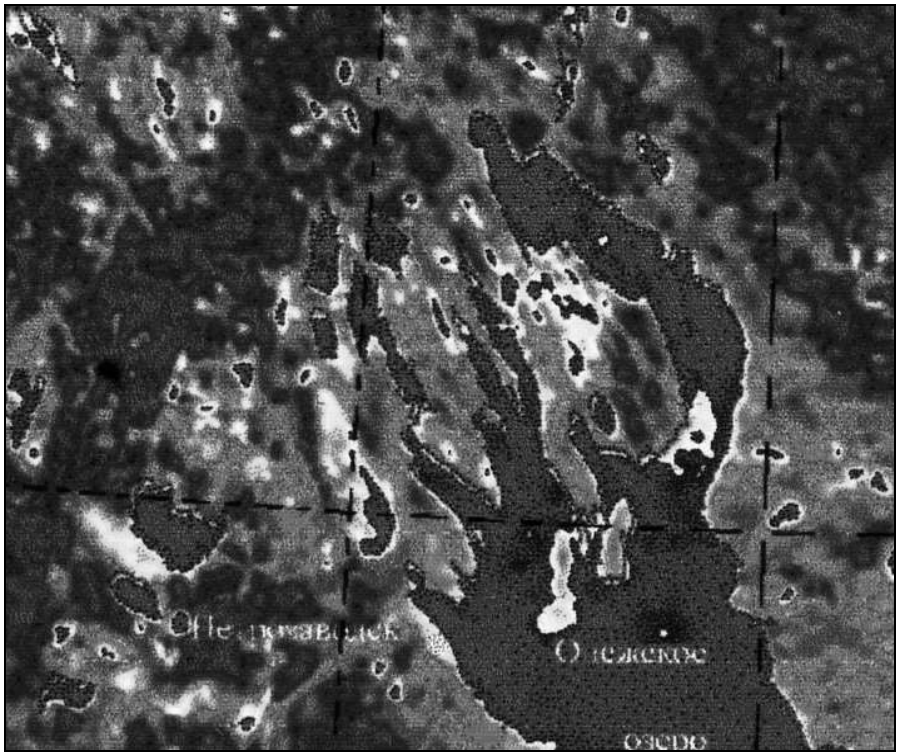


Рис. 4. **Фрагмент карты теплового поля СЗ Европейской части России [ ]**

Известные на территории Ц. и Ю.Карелии месторождения и рудопроявления ряда металлов устанавливаются в определенных зонах гидротермальной деятельности палеовулканов [1, 10 и др.] и по расположению внутри вулкана сопоставимы с современными структурами. Это отчетливо отражается на снимках теплового поля (рис. 4) [4]. Полученные результаты в значительной степени определяют стратегию исследований данной территории с новых позиций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бычков А.Ю., Куликова В.В., Куликов В.С. Реконструкция Гирвасского палеовулкана / Материалы Первого всероссийского палеовулк.симпозиума, 20-25 августа 2001 г., г. Петрозаводск «Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия», Петрозаводск, 2001, с.21-22.

2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского кратона и его обрамления // Под ред. Н. В.Шарова.. Петрозаводск, Карельский научный центр, 2004.

3. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1983, с.192.

4. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.

5. История Земли в галактических и солнечных циклах // Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск. Карельский научный центр РАН, 2005, 250 с.

6. Куликов В.С., Лавров Б.С., Куликова В.В. Опорные разрезы суйсарской свиты Онежской структуры // Тез. докл. Юбил. научн.конф.50 лет Карел.НЦ РАН. Петрозаводск. 1996. с.128-130.

7. Куликов В.С., Куликова В.В. Докембрийская геология территории Ботанического сада /HORTUS BOTANICUS (международный журнал ботанических садов), № 1, Петрозаводск, 2001, с. 19-24.

8. Куликов В.С., Куликова В.В.ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГЕОЛОГИЯ И СУЙСАРСКИЙ МАГМАТИЗМ В РАЙОНЕ г. ПЕТРОЗАВОДСКА (Ц. КАРЕЛИЯ) // Материлы Всероссийского совещания. XII годичное совещание СВ отделения ВМО, Магадан, 3-6 июня, 2003. Т.2. Магадан, 2003, с.191-194.

9. Куликов В.С., С.Я.Соколов, Куликова В.В., Шаров Н.В. ЗАГАДКА ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ДАЙКИ // Тез.докл. на XIII научных чтениях памяти проф. И.Ф.Трусовой «Проблемы маг. И метам. Петрологии. 21-22 апреля 2003 г. , Москва. 2003. с.19-20.

10. Леонтьев Н.В, Бычков А.Ю., Куликов В.С., Куликова В.В. Аксинитовая гидротермальная минерализация мыса Радколье (Большое Онего) // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма Карелии. Петрозаводск.1994. с.59-63.

11. Марковская Е.Ф., Антипина Г.С., Груздева Е.А., Демидов И.Н., Красильников П.В., Куликов В.С., Куликова В.В., Лантратова А.С., Лукашов А.Д. Экосистемные исследования на территории Ботанического сада Петрозаводского университета //Бюллетень Главного ботанического сада. Вып.173. М.: Наука, 1997. С.67-71.

12. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) / Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В. Петрозаводск, Карельский научный центр, 2001, 115 с.

13. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Ашихмина Н.А., Куликов В.С., Куликова В.В. Sm-Nd-возраст суйсарской свиты на Балтийском щите // ДАН 1992.- Т. 326,N4.-С.706-711.

14. Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куликов В.С., Куликова В.В., Журавлев Д.З. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т.3.N.4. С. 397-419

15. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.,1979. 208 с.

16. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) /Ред. В.С.Куликов, Петрозаводск.: КНЦ РАН, 1999, 96 с.

17. Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Смирнова Н.К. Условия образования и минерагения дифференцированного Пудожгорского пластового интрузива // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Материалы междунар. Конфер.-Иркутс: Изд-во ИРГТУ, 2007. с. 98-102.

18. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н.,Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические анные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам.//Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Петрозаводск. Вып. 10. С.49-68

19. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kroner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., C.-D.Garbe-Schoberg, and Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib.Mineral.Petrol.(1998) 130: 134-153.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Кутас Р.И.

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, kutro@ndc.org.ua

Полную информацию о геотермических условиях земной коры дает комплекс взаимосвязанных параметров – температура, геотермический градиент, плотность теплового потока. Наиболее информативным параметром является плотность теплового потока, определяющая количество тепловой энергии, поступающей из недр Земли через единицу поверхности в единицу времени (мВт/м^2). Для оценки геотермического режима более глубоких горизонтов литосферы необходима дополнительная информация о вещественном составе и состоянии мантийных пород, энергетике геодинамических и физико-химических процессах.

Тепловые потоки в пределах Украинского щита (УЩ) изменяются от 29 до 55 мВт/м^2 (без поправок – от 18 до 70 мВт/м^2). Преобладают значение 35-45 мВт/м^2. Аномально низкие или высокие значения встречаются локально. Их природа не всегда может быть определена из-за ограниченности информации. Четко вырисовывается полоса низких значений (30-35 мВт/м^2), которая протягивается в виде отдельных аномалий через центральную часть УЩ. Ее разделяет на западную и восточную части зона повышенных значений (42-50 мВт/м^2) Ингульского мегаблока. В западной части аномалия низких тепловых потоков имеет северо-западную ориентировку. Она пересекает на северо-западе Волыно-Полесский вулканический пояс, охватывает практически всю площадь Волынского и Подольского мегаблоков и проходит через центральную часть Росинского мегаблока, разделяя его на северо-восточный и юго-западный субблоки. На востоке этого мегаблока аномалия образует две ветви: одна затухая, продолжается в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона, а другая – в Голованевской шовной зоне.

В восточной части УЩ выделяется несколько субмеридиональных полос с низкими и повышенными значениями теплового потока. Низкие значения (30-40 мВт/м^2) характерны для западной части Среднеприднепровского мегаблока (Криворожско-Кременчугской зоны), западного Приазовья, повышенные (45-55 мВт/м^2)– для Ореховo-Павлоградской зоны, тектонического шва Донецк-Брянск. Повышение тепловых потоков наблюдается в северной части Приазовского мегаблока. Оно обусловлено молодой тектонической активизацией Донецкого бассейна. Выявленные закономерности в распределении тепловых потоков выходят за пределы УЩ. Они нарушаются по его периферии и в пределах активизированных внутриплатформенных структур.

Тепловой режим приповерхностного слоя земной коры зависит от многих факторов, определяющих распределение источников тепла и условия теплопереноса в литосфере или теплообмена на ее поверхности. Главным источником тепловой энергии в земной коре является распад долгоживущих радиоактивных элементов. Мантийная составляющая теплового потока формируется за счет многих энергетических процессов, роль которых изменяется на разных этапах геологической истории. Существенное перераспределение тепловой энергии происходит при изменении условий теплопереноса, в частности за счет движения флюидов, поднятия нагретых или расплавленных пород и т.п. Особенно значительные возмущения теплового режима создает тектономагматическая активность, которая сопровождается крупномасштабным перемещением вещества и тепловой энергии в недрах. С ней связаны

интенсивные нестационарные геотермические аномалии в тектонически-активных зонах, но в пределах стабильных древних платформ и щитов тепловое поле можно считать стационарным.

В приповерхностном слое значительные деформации теплового поля создаются разными энергетическими процессами, происходящими непосредственно в нем или на его поверхности, в частности динамикой подземных вод, изменением климата, формой дневной поверхности, типом растительности и др. Наиболее существенные вариации температурного режима связаны с изменением климата, в частности с последним оледенением, и гидрогеологическими явлениями. Климатическая поправка за счет последнего оледенения в приповерхностном слое УЩ составляет 4-8 мВт/м^2.

Для УЩ существует довольно большой объем данных о содержании радиоактивных элементов в минералах, горных породах разного типа и генезиса, формационных комплексах. На базе этих данных получены обобщающие закономерности о распределении радиоэлементов и соответственно радиогенной теплогенерации в разных слоях земной коры. Большую часть территории УЩ составляют структурно-формационные комплексы двух уровней радиогенного тепловыделения – повышенного (1,2-2,5 мкВт/м^3), который образуют протерозойские гранитоиды, и низкого (0,2-1,4 мкВт/м^3), характерного для зон, представленных метаморфизированными осадочно-вулканогенными породами с большим содержимым основных эффузивов. Ограниченные площади занимают породы со сверхвысоким или низким содержанием радиоактивных элементов.

Низкая (0,1-0,5 мкВт/м^3) генерация радиогенного тепла характерна для архейских пород Среднего Приднепровья и Побужья. В высокометаморфизированных породах Подольского мегаблока, Гайворонского и Винницкого субблоков, Голованевской шовной зоны генерация тепла не превышает 0,4-0,7 мкВт/м^3. Приблизительно столько же тепла выделяют породы конско-верховцевской, росинско-тикичской серий, продукты гранитизации архейских комплексов Волынского, Росинского мегаблоков. В амфиболитах, биотитовых гнейсах, гранитоидах генерация тепла увеличивается до 0,7-1,6 мкВт/м^3, в гранитах рапакиви – до 1,9-2,5 мкВт/м^3 и более. Для отдельных тектонических элементов с подобными условиями развития (геохимических провинций) существует линейная зависимость между плотностью теплового потока и радиогенной теплогенерацией в активном приповерхностном слое земной коры. Толщина этого слоя зависит от характера распределения в нем радиоактивных элементов, которое может быть или равномерным, или, что более вероятно, убывающим с глубиной по экспоненциальному или линейному закону. .

Верхняя часть земной коры за счет радиогенного тепла обеспечивает 8-15 мВт/м^2 теплового потока в архейских структурах и 15-25 мВт/м^2 в протерозойских. Эту разность можно объяснить или эрозией, которая привела к разрушению верхнего наиболее обогащенного радиоактивными элементами слоя земной коры, или изменением условий развития литосферы на границе архея и протерозоя, которые повлияли на ее строение и состав. Последнему фактору, очевидно, следует отдать предпочтение, учитывая целый ряд других геологических событий, происходивших в этот период.

Анализ полученных закономерностей позволяет констатировать, что колебание теплового потока на территории УЩ от 30 до 50 мВт/м^2 обусловлено неравномерным распределением радиогенных источников тепла в верхней части земной коры. Мантийная составляющая теплового потока на всей территории УЩ изменяется мало и составляет 20±2 мВт/м^2. Увеличение концентрации радиоактивных элементов в верхнем слое земной коры сопровождается уменьшением толщины этого слоя и соответственно земной коры в целом. Наоборот, низкое содержание радиоэлементов в верхнем слое компенсируется увеличением его мощности. Создается впечатление, что с начала протерозоя развитие литосферы шло в направлении ее постепенной дифференциации при сохранении суммарного количества радиогенных источников тепла в вертикальной колонке.

Уменьшить неоднозначность в выборе модели распределения радиогенных источников тепла помогают корреляционные зависимости между содержимым радиогенных источников тепла и физическими параметрами пород, в частности скоростями распространения сейсмических волн и плотностью. С увеличением скорости и плотности генерация тепла уменьшается по закону близкому к экспоненциальному. Но эти зависимости не имеют генетической природы, а лишь в какой-то мере отражают влияние состава и происхождения пород на их физические свойства и содержание радиоактивных элементов.

Расчет температуры и тепловых потоков в твердой литосфере, в которой тепло передается посредством теплопроводности горных пород, выполняется на основе теории теплопроводности. В частности, построение геотермической модели древних кратонов базируется на решении стационарного уравнения теплопроводности.

Цель моделирования теплового поля – определить параметры источников тепла (интенсивность, местоположение, изменения во времени), теплофизические параметры среды, плотность теплового потока, поступающего из недр, и на этой основе рассчитать распределение температур и тепловых потоков, согласующееся с экспериментальными данными, полученными в скважинах. Для достижения этой цели необходимо решить две задачи: обратную для построения согласованной с распределением тепловых потоков модели источников тепла и прямую для расчета температур и тепловых потоков по заданным теплофизическим свойствам среды и распределением в ней источников тепла.

Первичная модель радиогенных источников тепла создавалась для каждого пункта на основе рассмотренных выше закономерностей с учетом радиоактивности пород приповерхностного слоя и скоростного разреза земной коры. Итоговым результатом этого этапа является представление модели земной коры набором блоков или слоев с определенными значениями теплогенерации и теплопроводности (рис.1).

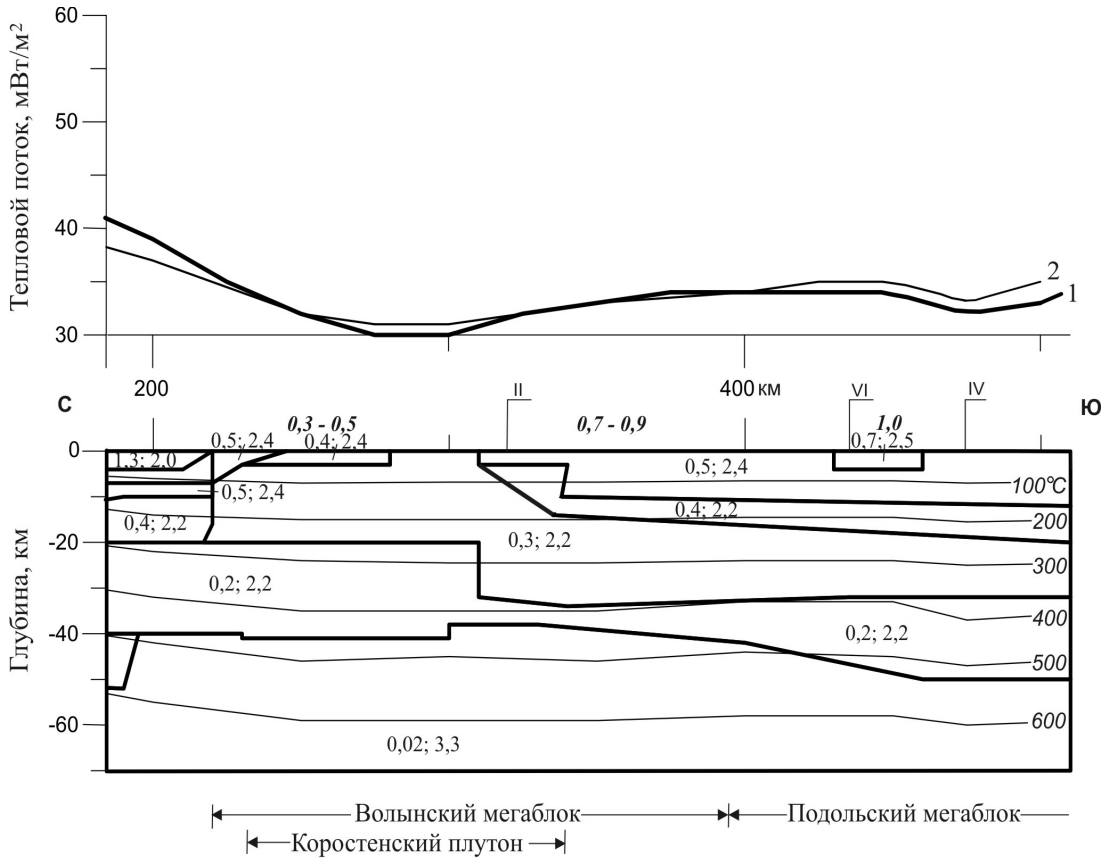


Рис. 1. **Геотермическая модель земной коры вдоль геотраверса Eurobridge.**

Вверху: средняя плотность теплового потока, определенная экспериментально в скважинах (1) и рассчитанная по содержанию радиоактивных элементов (2). На разрезе приведены: изотермы °С, средние значения радиогенной теплогенерации в поверхностных породах (мкВт/м^3), курсив, радиогенная теплогенерация (мкВт/м^3) и теплопроводность (Вт/м·К) блоков земной коры

При построении моделей использовались как аналитические, так и численные решения задачи теплопроводности. Аналитические решения использовались для построения модели теплового поля однородной среды с источниками тепла, которые можно представить набором тел правильной геометрической формы. Они базируются на методах автоматизированного подбора [1, 2]. В случае неоднородной по теплопроводности среды и произвольной формы источников тепла использовались численные методы. Технология позволяет определять фоновый уровень поля, выполнять автоматизированный подбор параметров источников тепла, рассчитывать температуру и тепловой поток в заданных точках модели. Задача решается при заданной температуре на верхней границе модели (на поверхности Земли) и плотности теплового потока на нижней.

Геотермический метод определения мощности литосферы базируется на допущении, что твердая упругая литосфера, в которой преобладает кондуктивный теплоперенос, подстилается пластичной, частично расплавленной астеносферой. Следовательно, кровля астеносферы (или подошва литосферы) может быть определена в каждом конкретном регионе по положению точки пересечения геотермы с кривой плавления или потенциальной адиабатой. Довольно часто, особенно при решении теоретических задач, за нижнюю границу литосферы принимают изотермическую поверхность 1300-1350 ºС.

При этом проблема выбора температур солидуса для деплетированной верхней мантии докембрийских структур решается в пользу ее безводного статуса. Составленная по такой методике схема поверхности астеносферы или подошвы литосферы УЩ представлена на рис. 2.

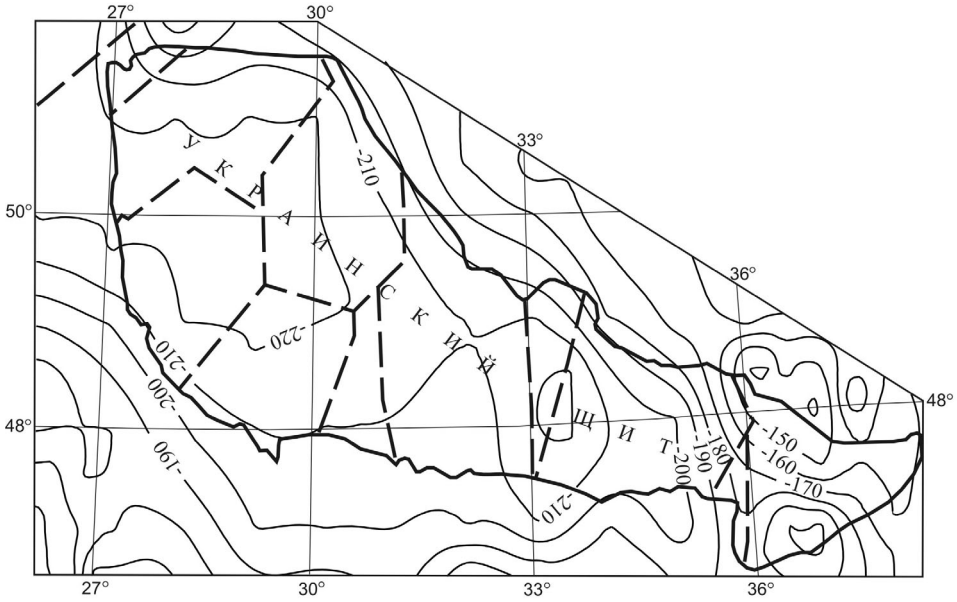


Рис. 2. **Глубины залегания подошвы литосферы под Украинским щитом.**

Штриховыми линиями обозначена сетка разломов

В пределах УЩ современные температуры в верхней мантии до глубин 250-300 км не достигают солидусных значений для сухих основных пород. Максимально они приближаются к ним на глубинах 180-250 км (разница не превышает 100-150 ºС) и составляют 1300-1400 ºС. Столь высокие температуры должны существенно влиять на физические параметры горных пород. В частности, уменьшение вязкости при таких температурах может достигать двух порядков. Очевидно, этот интервал верхней мантии не может быть отнесен к упругой литосфере. Поэтому на схеме, представленной на рис. 2, мощность литосферы ограничена этим интервалом.

Полученные по геотермическим данным мощность литосферы и региональные закономерности ее изменения согласуются с сейсмотомографическими построениями [3], однако по отдельным блокам существуют заметные отличия, причину которых следует искать в особенностях развития этих блоков и вариациях их состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев : Наук. Думка, 1989. 191 с.

2. Кутас Р.І., Корчагін І.М., Цвященко О.В., Зубаль С.Д. Технологія моделювання теплового поля в складних однорідних та неоднорідних середовищах: програмне забезпечення, методичні принципи, практичні результати // Геоінформатика. 2003. № 2. С.35-45.

3. Гейко В.С., Шумлянская А.А., Бугаенко И.В., Заяц А.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временая прихода Р-волн // Геофиз. журн. 2006.Т.23. 1. С.3-16.

МИНЕРАГЕНИЯ АРКТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кутинов Ю.Г.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, dgsdl@yandex.ru

Север России – это не только основная территория государства, но и глобальный экологический и стратегический ресурс всей планеты. На территории Крайнего Севера и приравненных к нему местностей РФ приходится почти 80% запасов всех полезных ископаемых России. Здесь добывается почти 100% алмазов, платиноидов, кобальта; более 90% природного газа; 90% меди, никеля и апатитов; 75% нефти и газового конденсата; более 60% золота; 50% рыбы и морепродуктов; 50% товарного леса. Т.е. – это основная ресурсная, в т.ч. и минерагеническая, база России.

Специфику пространственных закономерностей минерагении Арктического сегмента определяет наличие центральной симметрии в строении Арктической геодинамической системы. Эта специфика выражается в наличии

циркумполярных поясов полезных ископаемых. О правомерности выделения благородно-метального циркумполярного пояса, помимо планетарных геолого-структурных построений, свидетельствуют и прямые данные мелко- и среднемасштабного минерагенического районирования (рис.): наличие в пределах пояса Алдано-Становой, Таймыро-Норильской и Восточно-Гренландской платинометальных провинций; Прибайкальской, Ангаро-Патомской, Енисейского кряжа, Таймыро-Североземельской, Восточно-Гренландской золоторудных провинций.

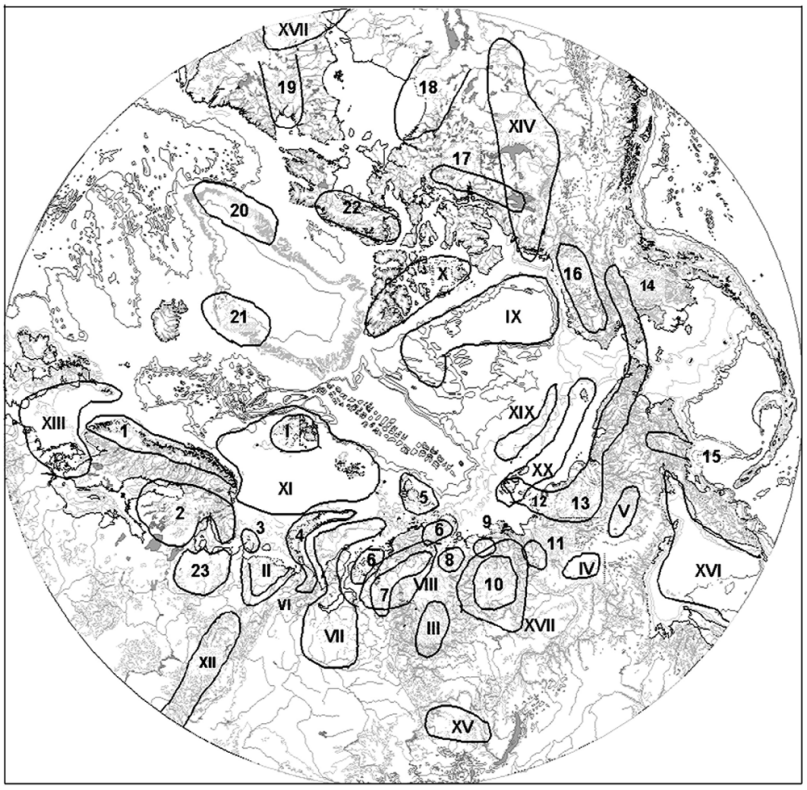


Схема размещения минерагенических и нефтегазоносных провинций

Минерагенические провинции: 1 – Сканданавская железнорудно-полиметаллическая; 2 – Карело-Кольская апатит-платино-никеленосная; 3 – Канино-Тиманская боксито- алмазоносная; 4 – Пайхойско-Новоземельская флюорит-марганец-полиметаллическая; 5 – Североземельско-Таймырская золотоносная; 6 – Быррангская (Западно- и Восточно- Таймырская) полиметаллическая; 7 – Таймыро-Норильская платино-никеленосная; 8 – Котуй-Маймеченская железорудно-апатитоносная; 9 – Анабарская редкометельно-железорудная; 10 – Якутская алмазоносная; 11 – Верхоянская хрусталеносно-полиметаллическая; 12-14 – Яно-Чукотско-Аляскинская олово-платино-золотоносная; 15 – Корякско-Камчатская платино-ртутоносная; 16 – Юконская полиметаллическая; 17 – Большого Невольничьего озера редкометально-золоторудная; 18 – Черчилл никеленосная; 19 – Лабрадорская железорудная; 20 – Западно-Гренландская (алмазоносно)-редкометальная; 21 – Восточно- Гренландская полиметаллически-платиноносная; 22 – Баффинова полиметаллическая; 23 – Архангельская алмазоносная.

Нефтегазоносные и перспективные на нефть и газ провинции: VI – Тимано-Печорская; VII – Западно-Сибирская; VIII – Енисей-Хатангская (Енисей-Анабарская); IX – Аляскинская; X – Северо-Канадская; XI – Баренцево-Карская; XII – Волго-Уральская; XIII – Центрально-Европейская; XIV – Западно-Канадская; XVI – Охотская; XVII – Предаппалачская; XVIII – Ленно-Тунгусская; XIX – Восточно-Арктическая; XX – Новосибирско-Чукотская; XXI – Восточно-Гренландская.

Угленосные бассейны: I – Шпицбергенский; II – Печорский; III – Тунгусский; IV – Ленский; V – Зыряновский; XV – Канско-Ачинский

Учитывая: перспективы Карело-Кольской провинции на обнаружение месторождений никеля, связанных с коматиитами и золота австралийского типа, платинометального оруденения стиллуотерского типа [2]; наличие на приполярных территориях Канады и Северной Америки значительного количества месторождений благородных и цветных металлов, сосредоточенных в рамках Садберийской медно-никеленосной, Стиллуотерской платиноидной и других провинций; месторождения одной из крупнейших Яно-Чукотской-Аляскинской олово-платиносно-золотоносной провинции можно сделать вывод о наличии благородно-метального циркумполярного пояса.

Аналогичная ситуация наблюдается и для алмазных месторождений (с запада на восток): Архангельская алмазоносная провинция на севере Русской плиты; проявления траппового и алмазоносного кимберлитового магматизма в пределах Канино-Тиманской провинции; кайнозойские трубки взрыва, сложенные потенциально алмазоносными щелочными базальтоидами на восточном побережье архипелага Новая Земля; алмазоносные туффизиты («рыбалиты») Полюдова Кряжа Урала [8]; Якутская алмазоносная провинция; на шель-

фе по категории P_3 оценены перспективы прибрежных зон Белого (Беломорский россыпной район) и Баренцева (Канино-Тиманский россыпной район) и южной части моря Лаптевых (Анабаро-Хатангский район) [1]. Единичные зерна алмазов выявлены в современных донных осадках и морских отложениях Восточной Чукотки и в районе пролива Лаврентия; промышленные месторождения коренных источников алмазов на территории Канады [5]; наличие трубок и даек лампроитов и кимберлитов в Гренландии [2]. В районе Якобсхавн известна небольшая лампроитовая трубка среднепротерозойского возраста, близкая по составу к алмазоносным лампроитам, а также ультрамафические лампрофиры в роях даек. Отмечается наличие трех «роев» кимберлитов в Западной Гренландии [3]: в районе Хольстейнборг – Сарфартог, на северной окраине архейского кратона (возраст 600 млн. лет); в районе Суккертоппен, в центральной части архейского кратона (возраст 600 млн. лет); в районе Пирамидфьельед -Мидтернас-Нигердликасик, на южной окраине архейского кратона (возраст 120 млн. лет). Из проб кимберлитов первого и третьего «роев» получено несколько микроалмазов, кимберлиты второго «роя» на алмазы не изучались. Таким образом, можно говорить и об алмазоносном циркумполярном Арктическом поясе.

Открытия последних лет позволяют говорить о нефтегазовом поясе. Уникальность Северного Ледовитого океана, обусловленная историей его развития, в ряду других океанов планеты заключается в наличии достаточно мощного осадочного слоя не только на шельфе и смежных прибрежных территориях, но и в собственно глубоководных, зашельфовых областях океанской акватории. Такая особенность строения территории вкупе с современной циркумполярной структурой Арктики позволила И. С. Грамбергу еще в 1983 г. на Мировом нефтяном конгрессе в Лондоне [9] высказать предположение, что Арктическая циркумполярная геодинамическая система представляет собой гигантский супербассейн. Автору представляется более корректным исключить из рассмотрения зону спрединга (Срединный Арктический хребет) и говорить о циркумполярном нефтегазовом поясе.

Таким образом, практически не вызывает сомнения наличие нефтегазоносного, благороднометального и алмазоносного циркумполярных поясов. С большей или меньшей долей достоверности можно выделять полиметаллический, редкометальный и редкоземельный пояса. Таким образом, мы имеем дело с **Арктическим циркумполярным минерагеническим поясом**, конформным с циркумполярной геологической зональностью Арктического сегмента земной коры (рис.). Для пояса характерны пространственно сближенные полигенные, полихронные и полиметаллические минерагенические провинции, располагающиеся на стыке Арктического циркумполярного планетарного и субмеридиональных поясов, а также крупные области нефтегазонакопления. На базе основных рудоносных провинций функционируют все горнодобывающие комплексы, являющиеся, как правило, градообразующими, что не может не сказаться на экологической ситуации региона. Поэтому с полным правом можно говорить и о глобальном эколого-геохимическом поясе.

В целом, в пределах Евроазиатской ветви Арктической окраинно-континентальной зоны выделяются следующие минерагенические провинции, нефтегазоносные и угольные бассейны (рис.) [2, 1, 4]: Скандинавская железнорудно-полиметаллическая, Карело-Кольская апатит-платино-никеленосная; Архангельская алмазоносная; Канино-Тиманская боксито-алмазоносная; Пайхойско-Новоземельская флюорит-марганец – полиметаллическая; Североземельско-Таймырская золотоносная; Быррангская (Западно- и Восточно-Таймырская) полиметаллическая; Таймыро-Норильская платино-никеленосная; Котуй-Маймеченская железорудно-(платино)- апатитоносная; Анабарская редкоземельно-железорудная; Якутская алмазоносная; Верхоянская хрусталеносно-полиметаллическая; Яно-Чукотско-Аляскинская олово-платино- золотоносная; Корякско-Камчатская платино-ртутоносная; нефтегазоносные провинции – Тимано-Печорская, Западно-Сибирская, Енисей- Хатангская, Баренцево-Карская; угленосные бассейны: Печорский, Тунгусссский, Ленский, Зыряновский, Канско-Ачинский. В Арктике выявлены и разрабатываются гигантские месторождения нефти и газа (Саматлорское, Приразломное, Штокмановское, Уренгойское и др.); черных металлов (Ковдорское, Аллард-Лейк, Кирунавваара и др.), меди и никеля (Норильск-1, Талнахское, Октябрьское, Садбери и др.); полиметллов (Ред-Дог, Поларис и др.); олова и ртути (Иуильтинское, Депутатское и др.); редких и редкоземельных металлов (Томторское, Ковдорское, Ловозеро); платиноидов; золота и серебра; алмазов (Айхал, Мир, Ломоносовское, им. В.П.Гриба и др.). К тому же в российской Арктике представлен практически полный набор известных на настоящий момент типов тектонических структур земной коры и следовательно ожидается широкий комплекс полезных ископаемых, сконцентрированных в крупных месторождениях.

Общими природными условиями для вышеперечисленных провинций являются: 1) наличие многолетне мерзлых пород; 2) расположение в непосредственной близости от геодинамически активных систем разных рангов; 3) сочетание денудационных и аккумулятивных форм рельефа с преобладанием последних; 4) единая область стока и переувлажнение почв; 5) питание вод суши преимущественно снеговое.

Несмотря разнообразие минерагенических провинций, преобладают щелочно-ультраосновные образования и, как следствие, щелочно-ультраосновная специализация рудно-породной составляющей Арктических регионов, которая характеризуется очень высокими содержаниями Ni, Cu, Co, S, Se, Te, P, Fe, U, Th, Cr, Ti,

металлов платиновой группы, Au, Sn, As (до 3 %), Sb, (до 1 %), Zn, Pb, Mn, Be, Mo, V, Cd, Hg (десятые доли г/т) [1]. Агентством по охране окружающей среды выделено 8 приоритетных токсичных элементов: Cd, Cu, As, Ni, Hg, Pb, Zn, Cr. Все они установлены в рудах и породах передела месторождений Евроазиатской ветви Арктической окраинно- континентальной зоны. Достаточно высоким содержанием характеризуются и нефтегазовые бассейны, относящиеся к классу нефтей, обогащенных микроэлементами (содержание «биогенных» элементов – Fe, V, Ni более 10 г/т: в г/т: Fe – 330; V – 250; Ni – 170; Zn – 12; Ti – 22; Cu – 6; As-2) [6]. Причем наблюдаются определенные различия: нефти Тимано-Печорской провинции относятся к никелево-ванадиевому типу, а Западной Сибири – к цинковому (там же). Учитывая, что большинство морских нефтегазовых бассейнов являются продолжением Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазовых провинций следует ожидать, что они относятся к ванадий-никелевому и цинковому типу.

Сходная специализация микроэлементов наблюдается и для угленосных бассейнов. Анализ содержания микроэлементов в атмосфере рабочей зоны Воркутинского угольного бассейна показал следующие значения, в г/т: Ni -80-100 мг/м^3; Co – 13.6 – 48 мг/м^3; V – 46-310 мг/м^3; Cr – 63-400 мг/м^3 ; Cu – 30 -150 мг/м^3 ; Pb – 5-35 мг/м^3; Zn – 40-400 мг/м^3; Mn – 170-1000 мг/м^3; Ba – 56-600 мг/м^3; As – 0.65- 1-10.2 мг/м^3 [7].

Таким образом, арктические минерагенические провинции являются не только основным богатством мирового сообщества, но и возможным источником экологических катастроф.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816_р_север_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии / Под ред. И. С. Грамберга и Н. П. Лаверова – СПб.: Наука, 2000. 247 с.

2. Додин Д. А., Вишневский А. Н., Гулин С. А., Кавардин Г. И. Проблемы минерагении Арктики // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С.78-90.

3. Илупин И. П., Ваганов В. И., Прокопчук Б. И. Кимберлиты: Справочник. М.: Недра, 1990. 248 с.

4. Кутинов Ю.Г. Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 388 с.

5. Лехи К., Тэйлор Р. Влияние глубинной структуры региона Гленни на алмазы в кимберлитах Саскачевана // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 2. С. 451-460.

6. Нукенов Д. Н., Пунанова С. А., Агафонова З. Г. Металлы в нефтях, их концентрации и методы извлечения. М.: изд-во ГЕОС, 2001. 77 с.

7. Рубцов А. И. Эколого-геохимическая характеристика воздуха угольной шахты Воркутинского месторождения (Республика Коми) // Город в Заполярье и окружающая среда. Труды II междунар. конфер. Сыктывкар, 1998. С. 117-119.

8. Чайковский И. И. Специфика алмазоносных образований Западного Урала // Матер. всеросс. конфер. «Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов». Сыктывкар: изд-во Коми НЦ УрО РАН, 1998. С. 150-152.

9. Gramberg I. S., Kulakov Yu. N., Pogrebitsky Yu. E., Sorokov D. S. Arctic Oil and Gas Superbassin // X World Petroleum Congress. London, 1983. P. 93-99.

ПОЛЕ ДЕФОРМАЦИЙ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА АЛТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА

Кучай О.А.

ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, KuchayOA@ipgg.nsc.ru

В данной работе анализируются сейсмотектонические деформации земной коры полученные по данным механизмов очагов землетрясений и афтершоков, до и после Алтайского (27сентября 2003г., M=7.3(φ =50.04^o , λ =87.97^o) землетрясения произошедшего в Алтае-Саянской области.

Расчет сейсмотектонической деформации (СТД) по данным о механизмах очагов землетрясений производится в соответствии с представлениями Ю.В.Ризниченко, Б.В.Кострова, С.Л. Юнги [1,2,3]. Площадки осреднения при расчете СТД до сильного события брались равными 0.5^o x 0.5^o с шагом 0.25^0 при мощности сейсмоактивного слоя в 30км. Непосредственно для афтершокового процесса площадки осреднения соответствовали 0.2 ^{o} x 0.2 ^{o} с шагом 0.1^0 при той же мощности слоя.

Для территории Алтае-Саянской области определения механизмов очагов землетрясений ведутся на основе наблюдений за знаками первых вступлений в продольных волнах. С 1992 года все построения решений механизмов очагов землетрясений в Алтае-Саянской области осуществляются по программе С.Л.Юнги, позволяющей учитывать качество знака первого вступления. Экспериментальными данными для них служат записи землетрясений на сейсмических станциях Алтае-Саянской сейсмологической экспедиции, экспедиции при ИЗК СО РАН, Казах-

ской сети станций, Казахского национального ядерного центра. Для построения решений механизмов очагов афтершоков Алтайского землетрясения, дополнительно привлекались данные китайских станций. Надежно найдены параметры механизмов очагов землетрясений с M> 4.5, где в определении участвовало от 25 до 60 пунктов наблюдения. Менее надежно строятся решения для более слабых событий с M<4.4, по 15-20 знакам первых вступлений. В качестве исходного материала для расчета СТД афтершоковой последовательности Алтайского землетрясений использованы данные о 217 повторных толчках с M = 3.5-6.9 произошедших в период с 27 сентября 2003 г. по сентябрь 2005 г.

Прежде чем анализировать СТД рассмотрим положение эпицентра Алтайского землетрясения. Механизм очага Алтайского землетрясения также – сдвиговый. Ориентация разрыва Алтайского землетрясения (130°), фиксируемая, в том числе, сейсмодислокациями на поверхности протяженностью до 60км [4], отвечает существующей региональной системе напряжений [5,6], где близгоризонтальные оси сжатия и растяжения ориентированны субмеридионально и субширотно соответственно. СЗ-ЮВ положение плоскости разрыва Алтайского землетрясения совпадает с простиранием структур на данной территории. Финальный этап подготовки Алтайского землетрясения имеет длительность не меньшую, чем 30-35 лет. Поэтому рассматривались сейсмотектонические деформации (СТД), накопленные за 30 лет до землетрясения. В области подготовки Алтайского землетрясения на более детальном масштабном уровне ориентация главных осей сейсмотектонических деформаций такова, что к западу от очага будущего землетрясения оси удлинения – близгоризонтальны при близвертикальных осях укорочения, к востоку от очага расположена зона с близгоризонтальными осями укорочения. Данные космической геодезии подтверждают этот вывод [7]. О сложном характере поля напряжений в районе Алтайского землетрясения свидетельствуют и материалы палеостресса, полученные Д. Дельво и др. [8] в полевых условиях. Кроме того, этот обширный район характеризуется веерным распределением близгоризонтальных осей укорочения от СЗ к СВ.

Следовательно, начало вспарывания Алтайского землетрясения осуществилось в зоне контакта деформаций с разнонаправленным положением максимальных осей сжатия и растяжения, а в поле широтной, меридиональной и вертикальной компонент деформаций в зоне условной границы разделяющей положительные и отрицательные величины деформаций. К интерпретации рассматриваемого явления можно подойти, исходя из мезомеханической концепции пластического состояния вещества [9]. В рамках этой концепции пластический сдвиг осуществляется по схеме: первичный концентратор напряжений – релаксационный сдвиг со стесненным поворотом, формирующим локальную зону изгиба-кручения как вторичный концентратор напряжения – последующий релаксационный сдвиг и т.д. При этом данная схема развивается на нескольких масштабных уровнях. Разрыв по магистральной трещине является финальным релаксационным сдвигом. Таким образом, моменту разрушения (на заданном масштабном уровне) предшествует образование деформации изгиба-кручения на том же масштабном уровне. Классические теории изгиба и кручения имеют дело с идеальными объектами (стержни, балки, пластины), ограниченными свободными границами, тогда как в нашем случае имеет место стесненные изгиб и кручения ограниченной области неоднородной сплошной среды. Рассматривая механизм влияния изгибной деформации на формирование главного разрыва, имеет смысл говорить о двух возможностях [10]. Первая состоит в том, что, благодаря упругому повороту жесткого блока, поле сдвиговой деформации в некоторой ограниченной области полностью трансформируется в изгибную деформацию. Изгибные деформации инициируют возникновение трещины отрыва в пределах сейсмогенного разлома (либо в полосе локализованной деформации), которая, в свою очередь, вызывает неустойчивость по всему сейсмогенному разлому. Предполагается, что землетрясение возникает на некотором расстоянии пересечения нейтральной поверхности с сейсмогенным разломом. Вторая возможность состоит в том, что изгибная деформация есть локальное осложнение общего поля сдвиговой деформации. Возникающее напряжение растяжения (при трансверсальном пересечении нейтральной поверхности и сейсмогенного разлома) снижает нормальное напряжение сжатия на разломе, что увеличивает отношение T / N (здесь T – касательное и N – нормальное напряжения на разломе) и ускоряет разрыв в рамках критерия Кулона-Мора.

Рассмотрим афтершоки Алтайского землетрясения. Развитие самого афтершокового процесса претерпевает изменение, как в пространстве, так и во времени. Зона общей вытянутости афтершоков совпадает с СЗ простиранием плоскости разрыва в очаге. Первые афтершоки слабых энергий как всегда тяжело выделить на сейсмограмме и обычно эта информация теряется. Поэтому рассмотрим распределение первых афтершоков с M>4.5. Процесс разрушения сильными повторными толчками начался в южном крыле магистрального разрыва на востоке от эпицентра в зоне образования двух расходящихся трещин, затем перекинулся к западу от главного события с возникновением двух сильнейших афтершоков, которые произошли в северном крыле разрыва. Во временном промежутке между сильнейшими повторными толчками зафиксированы афтершоки вдоль всей зоны магистрального разрыва. Возможно, в юго-восточной части южного крыла разрыва и в северо-западной части северного крыла возникли афтершоки, связанные с трассированием юго-восточной и северо-западной границ блоков, которые претерпели смещение при главном обытии..

Обратимся теперь к сейсмотектоническим деформациям, полученным за счет афтершокового процесса Алтайского землетрясения. В качестве исходного материала для расчета сейсмотектонических деформаций афтершо-

ковой последовательности использованы данные о механизмах очагов 217 повторных толчков с M = 3.6.0-6.9, происшедших после Алтайского землетрясения в период с 27 сентября 2003 г. по сентябрь 2005г.

Полученные расчеты свидетельствуют о том, что происходит изменение поля деформаций в эпицентральной области после Алтайского землетрясения. Эпицентр главного события располагается вблизи изолинии нулевой деформации, что отражено на картах широтной, меридиональной и вертикальной компонент сейсмотектонических деформаций за счет афтершоков, возникших в течение первых суток. В последующие десять дней и далее, территория занятая повторными толчками расширяется. В западной части афтершоковой области объемы земной коры испытывают широтное удлинение, меридиональное и вертикальное укорочение, их площадь увеличивается к востоку и эпицентр главного события фиксируется внутри этих областей. Восточные области афтершокового деформирования уменьшаются и для них характерно: широтное укорочение, меридиональное и вертикальное удлинение. Следующий 30-дневный период характеризуется перестройкой поля деформаций. В поле широтной компоненты сейсмотектонических деформаций области укорочения на востоке района исследования увеличиваются по сравнению с предыдущим периодом. Для всего поля меридиональной компоненты наблюдается укорочение, при небольшой области удлинения, окружающей очаг. В поле вертикальной компоненты деформаций эпицентр землетрясения вновь располагается вблизи линии разделяющей западные районы удлинения и восточные укорочения. В последний период наблюдений, после 40 дней афтершокового процесса и до конца сентября 2005 года поля сейсмотектонических деформаций достаточно мозаичные, чем за предыдущие периоды. За весь двухлетний период сейсмотектонические деформации за счет афтершоковой деятельности проявляют себя таким образом, что эпицентр главного события располагается вблизи линии нулевой деформации разделяющей области на положительные и отрицательные значения.

В рамках катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений [11] (в лаборатории вычислительной тектонофизики ИФЗ) рассчитаны ориентации осей напряжений по данным афтершоков Алтайского землетрясения. Непосредственно область эпицентра очага отличается близвертикальным положением осей растяжения и изменением в ориентации осей сжатия от субмеридиональных до субширотных. В районах к западу от Алтайского землетрясения оси сжатия преимущественно субгоризонтальные с малым углом падения на юг, к востоку – субширотные с падением на восток. Оси растяжения к западу от очага – субширотные и близгоризонтальные, к востоку – северо-восточные с падением на юго-юго-запад. Коэффициент Лодэ-Надаи меняется в пределах от -0.6 до + 0.6, при этом тип напряженного состояния земной коры за счет афтершоковой последовательности (с M>= 3.5) соответствует горизонтальному сжатию в окрестности эпицентра Алтайского землетрясения, к западу от эпицентра – горизонтальному сдвигу и в периферийных областях афтершоковой области – горизонтальному растяжению. На карты ориентации осей напряжений сжатия и растяжения нанесены эпицентры афтершоков с M >3.0, произошедших после построения этих карт (октябрь 2005-октябрь2007). Эпицентры немногочисленных афтершоков располагаются в местах изменения ориентации осей напряжений.

Таким образом, имеющийся экспериментальный материал показывает, что Алтайское землетрясения произошло вблизи линии, разделяющей положительную и отрицательную продольные деформации, рассчитанные по данным механизмов очагов землетрясений, зафиксированных до главных событий. При деформировании земной коры афтершоковым процессом Алтайского землетрясения, сохраняется положение этой условной границы при изменении типа деформирования в обеих частях афтершоковой зоны. Эпицентры афтершоков, произошедших спустя два года после Алтайского события, располагаются в местах изменения ориентации осей напряжений.

Работа была выполнена в рамках Программы 16.3 РАН, Интеграционного проекта СО РАН 116 и при поддержке РФФИ, гранд № 07-05-00986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, N11, С.34-47.

2. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР, Физики Земли, 1979, № 10, с.14-23.

3.Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., Наука, 1975, 174 с.

4.Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. и др. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003г. М.,: ИФЗ РАН, 2004, 112с.

5. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области. // Геология и геофизика, 1995.т.36, N10, С.20-30.

6. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектоническая деформация земной коры Алтае-Саянского региона по данным о механизме очагов землетрясений и афтершоков // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Материалы 2-го Международного симпозиума 12-16 сентября 2005 г.Академгородок, Новосибирск. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2005, С.277-282.

7.Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля деформаций земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады Академии наук, т. 405, № 6, 2005, с. 804-809.

8.Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депресс Горного Алтая. // Геология и геофизика, 1995.т.36, N10, С.31-51.

9. Панин В.Е., Елсукова Т.Ф., Панин А.В., Кузина О.Ю. и др. Мезоскопические структурные уровни деформации в поверхностных слоях и характер усталостного разрушения поликристаллов при знакопеременном изгибе. // Физтческая мезомеханика, 2004, Т.7, N 2, С.5-17.

10. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая. // Физическая мезомеханика, т.11, №1, 2008, с.5-13.

11.Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН, 1999, т.365, № 3, с.392-395.

СТРОЕНИЕ СРЕДЫ И МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Кучай О.А., Бушенкова Н.А.

ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, KuchayOA@ipgg.nsc.ru, BushenkovaNA@ipgg.nsc.ru

В работе анализируются особенности параметров механизмов очагов землетрясений, произошедших в разных геодинамических условиях. Район исследования включает в себя Тянь-Шань, Таримский массив, Тибет, Памиро-Каракорум, Куньлунь, Алтай, Саяны. Для территории Центральной Азии был создан каталог механизмов очагов коровых землетрясений по материалам [1-9] с M>4.5 (1950-2006гг.), основу которого составили данные Гарвадского центра (CMT catalog).

По геологичеким данным [10] со стороны поднятий Памиро-Карокорума и Западного Куньлуня Таримский массив испытывает косое давление с надвиганием горных массивов и их сдвиговым смещением в северном направлении. По геоморфологическим признакам во внутренних частях Памиро-Каракорумских и Западно-Куньлунских цепей большое значение приобретают правосторонние сдвиги СЗ простирания. Таримский массив смещается на ССВ, пододвигаясь под Тянь-Шань и сдвигаясь относительно его на восток. В полосе контакта Тянь-Шаня и Тарима наблюдаются взбросо-надвиговые (подвиговые) и левосторонние сдвиги. Зона контакта Таримского массива с системой поднятий Восточного Куньлуня-Алтынтага определяется как взбросо-сдвиговая, Алтынтагский левый сдвиг считается северной границей тибетского плато. В движении на восток Тибет опережает Таримский массив. По данным Милановского [11] в западной части Тибета происходит развитие рифтогенных грабенов, входящих в единый парагенез структур сжатия и ориентированных соответственно в направлении сжатия на ССВ. Милановский также подчеркивает, что под южной частью Тибета существует крупный мантийный диапир, что сопровождается развитием субмеридиональных грабенов и растяжением верхних горизонтов коры. Существование Тибетского плюма подтверждается работой [12].

В соответствии с геодинамикой района исследования возникают и очаги сильных землетрясений (M = 4.5-8.0). На Тянь-Шане, в полосе контакта Тарима с Тянь-Шанем, в зоне Дарваз-Каракульского разлома, ограничивающего Памир, в Восточном Куньлуне, в Гималаях землетрясения имеют преимущественно надвиговую и взбросовую подвижку. Одна из двух возможных плоскостей разрыва в очагах этих землетрясенй совпадает с положением разломов. Преимущественный азимут простирания плоскостей меняется в пределах 60-130 градусов. Очаги сдвигового типа зафиксированы южнее Цайдамской впадины (Тибет), в Алтае-Саянском регионе, на Памире, на западе Таримского массива. Землетрясения, со сдвиговой подвижкой реализованные в зонах крупных разломов, как правило, имеют тот же азимут простирания, что и разлом. Но на Тибете в некоторых очагах плоскости характеризуются СВ или СЗ простиранием. Что касается землетрясений сбросового типа, то проявление их на юго-востоке Китая, в Западном и Южном Тибете, а также на Памире вдоль 73 меридиана установлено по многочисленным определениям механизмов очагов. Нодальные плоскости этих землетрясений – субмеридиональны. При сдвиго-сбросовых подвижках в очагах простирание их меняется от СЗ до СВ.

В статье [12] было показано, что очаговые зоны сильных землетрясений располагаются в областях высоких градиентов скорости Р-волн, приуроченных к поверхности инверсионного слоя на глубинах 25-35км и к глубоким граничным разломам, отделяющим впадины от горных сооружений, вдоль раздела сред с различными физическими свойствами. Абдрахматовым и др. [13] приводятся данные, что для центральной части Тянь-Шаня при преобладающем сокращении вкрест геологических структур деформации локализовались в зонах, которые ограничивают самые крупные и глубокие третичные впадины, наиболее четко выраженные в рельефе и нарушенные наиболее активными современными разломами. Таким образом, логично вытекает вывод о том, что сильнейшие коровые землетрясения Центральной Азии в большинстве случаев возникают в зонах разломов, ограничивающих впадины, в местах, где краевые части впадин вовлекаются в поднятия (подвиг под горное сооружение-северная граница Тарима) , т.е. в местах локализации наибольших деформаций.

Логично предположить, что в распределении этих деформаций не последнюю роль играют глубинные процессы и сама структура литосферной мантии. Полученные закономерности строения скоростного поля верхней

мантии (использовалась сейсмотомографическая методика на отраженных волнах (PP-P), детально описанная в работах [14,15]) позволили оценить картину распределения мощностей литосферы. Модель построена путем осреднения полученных сейсмических аномалий в верхней части скоростной модели с учетом размывания горизонтальных границ (по результатам проведенного тестирования) и с дальнейшим пересчетом осредненных аномалий Р-скорости в вариации мощности литосферы. Отправными точками при этом послужили территории, где мощность литосферы имеет достаточно надежные оценки [16]. В качестве стандартной мощности континентальной литосферы было выбрано значение в 130 км. Для тех областей, где средняя по глубинам до 250 км аномалия скоростей Р-волн в томографической модели равна нулю, мощность литосферы равняется ее стандартному значению. Таким образом, положительная аномалия скорости маркирует утолщенную литосферу (в нашем случае со значениями до 200-230 км), а отрицательная – более тонкую, где, в соответствии с амплитудой скоростных аномалий, наблюдается сокращение мощности до 80-100 км. Интересные данные получаются и при сопоставлении полученной карты мощности литосферы с распределением сильных коровых очагов землетрясений Центральной Азии, которые концентрируются в местах, где мощность литосферы не превышает 170км.

Ориентация осей тензоров сейсмических моментов (Р и Т) сильных коровых землетрясений (с M> 4.9) такова: от горизонтальных субмеридиональных осей укорочения (Р) – на западе района до СВ – на востоке, что отмечалось в многочисленных публикациях. При более детальном анализе распределения осей удлинения и укорочения наблюдаются следующие особенности. Близгоризонтальные оси укорочения оконтуривают Таримский массив с севера, распределяясь вкрест линии контакта Тарима с Тянь-Шанем, как бы по эпюре напряжений. В большинстве очагов они полого (0-30 градусов) погружаются на юг, также как в Гималаях и на Тянь- Шане. С противоположной стороны Тарима и вдоль южной границы Цайдамской впадины оси укорочения погружаются к северу. Алтае-Саянскую область характеризует веерообразное распределение близгоризонтальных осей укорочение от СЗ на западе до СВ на востоке, условная граница разделяющая области на западную и восточную проходит через эпицентр Алтайского землетрясения 2003г. Оси укорочения западной части Памира (Дарваз-Каракульский разлом) лежат в секторе 100-160 градусов.

Наибольший интерес вызывает распределение близгоризонтальных осей удлинения в центральной части Памира и в Тибете. Субширотное простирание этих осей на Памире, меняется на юго-восточное в Куньлуне в соответствии с геологическими структурами, в южной и центральной частях Тибетского массива оси вновь становится субширотным. Таким образом, эти территории характеризуются условиями близгоризонтального растяжения, сопровождающего сбросовыми подвижками в очагах. Возникновение таких зон в земной коре может быть объяснено с позиций Е.В.Артюшкова[17], полагающего, что в местах с наиболее мощной земной корой должны возникать растягивающие напряжения, обусловленные своеобразным гравитационным «растеканием» земной коры. Заключение делается на том основании, что очаги коровых землетрясений со сбросовыми подвижками сосредоточены в объемах земной коры, обладающими наибольшей мощностью [18].

В районах, где Индийская плита глубоко внедрилась в Азиатский континент возникают глубокофокусные землетрясения до глубин 250км на Памире и Гиндукуше и в районе второго выступа Индийской плиты до глубин 150км. Эти сейсмические события формируют зону которая погружается в Гиндукуше к югу, а вторая зона занимает район, вытянутый с СВ на ЮЗ и сужается с глубиной с западной стороны.

Очаги гиндукушских и землетрясений района хребта Ракхайн происходят в районах с повышенными значениями скоростей Р-волн на разных глубинах [19]. Для Гиндукуша характерны следующие особенности, полученные по данным механизмов очагов землетрясений. В центральной части Памира, по данным механизмов коровых землетрясений выделяется область широтного близгоризонтального растяжения, которая соответствует области резкого изменения скоростей Р-волн. В западной части Памира укорочение объемов земной коры субмеридиональное, в Таджикской депрессии и в Гиндукуше – укорочения северо-западные, близгоризонтальные. Следующий слой, глубиной 56-90км – характеризуется субмеридиональным укорочением вдоль 73 меридиана и СЗ-ЮВ укорочением в остальной части района. Для слоя 91-150км наблюдается в основном СЗ-ЮВ сокращением объемов горных масс с меридиональным укорочением по западной окраине. Слой 151-200км сохраняет СЗ-ЮВ укорочение практически для всего района и меридиональное укорочение вдоль 70 меридиана. Для самого глубокого слоя 201-250км оси укорочения на западе исследуемой территории поворачиваются на СВ, в тоже время область с укорочением осей СЗ простирания уменьшается.

В области восточного выступа Индийской плиты сейсмотектонические деформации, рассчитанные по коровым землетрясениям характеризуются субмеридиональным близгоризонтальным простиранием оси укорочения в области между 21 и 23 широтой и преимущественно СВ простиранием для остальной территории, в пределах территории расположены небольшие участки широтного растяжения. В слое глубиной 56-90км характерной чертой является дугообразное изменение осей укорочения от СЗ на юге до СВ на севере. В пределах этого слоя присутсвует область близгоризонтального растяжения. Такое же дугообразное изменение осей укорочения характерно и для объемов горных пород на глубине 91-150км. Оси удлинения для всех трех слоев – близгоризонтальны, но в последнем слое, на севере района, становятся близвертикальными. Оба выступа, имеющие участки, с повышенными

скоростями Р-волн смещаясь к северу (Памир) и к северо-востоку, создают условия для изменения поля напряжений впереди лежащие объемов горных пород.

Таким образом, одним из факторов влияющих на распределение напряжений является взаимодействия блоков с разной мощностью коры и литосферы и аномалиями скоростей Р-волн (Тарим – Тянь-Шань, Памир – Тянь-Шаня, район хребта Ракхайн и Тибета, Тибета и Гималаев).

Работа была выполнена в рамках Программы 16.3 РАН, Интеграционного проекта СО РАН 116 и при поддержке РФФИ, гранд № 07-05-00986.

ЛИТЕРАТУРА

1. Широкова Е.И О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии. Известия АН СССР, серия геофизическая, 1961, N 6, с. 876-881.
2. Широкова Е.И. Особенности механизмов очагов землетрясений Средней Азии. Известия АН СССР, Физика Земли, N 10, 1979, с. 44-57.
3. Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. Известия АН СССР, Физика Земли,N 11, 1974, с.22-36.
4. Е.И.Широкова Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморского-Азиатского сейсмического. Известия АН СССР, Физика Земли, N1,1967, с.22-36.
5. P.Molnar and P.Tapponnier Active Tectonics of Tibet. J. Geophysical Research, Vol. 83, NB11, November 10, 1978, pp. 5361-5375.
6. R.K.Verma and Chandra Sekhar Seismotectonics and focal mechanisms of Earthquakes from Pfmir – Hindukush Regions, Tectonophysics, 112 (1985), pp. 297-324.
7. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, Выпуск1, М., 1993, С.113-122.
8. Соболева О.В., Кучай О.А., Шкляр Г.П., Благовещенская Е.Е.Blagovezhenskaya Каталог механизмов очагов землетрясений Таджикистана и Северного Афганистана за 1959-1979гг., М., ВИНИТИ, Деп. 2243, 1980, 25 с.
9. HARVARD CATALOG CMT (1976-2001)
10. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М. Научный Мир. 2005. 399с.
11. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М. Недра. 1991, 148с.
12. В.Н.Погребной, Т.М.Сабитова Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности высокой Азии в региональных геофизических полях // Геология и Геофизика, 2001, т.42, № 10, с.1532-1542.
13. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня // Геология и Геофизика, 2001, т.42, № 10, с.1585-1609.
14. Bushenkova N., Koulakov I., Tychkov S. Investigation of the upper mantle in southern Siberia using the RR-R scheme // Geophys. Res. Abstr. 25th General Assembly EGS. Nice, France, 2000. Vol. 2. P. 753.
15. Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на PP–P волнах // Геология и геофизика. – 2003. Т. 44. – № 5. – С. 474-490.
16. Zorin Yu. A., Novoselova M.R., Turutanov E.H., Kojevnikov M.V. Lithospheric Structure of the Mongolian-Siberia mountainous province // J. Geodynam. – 1990. – № 11. – P. 327-342.
17. Артюшков Е.В. Происхождение больших напряжений в земной коре//Известия АН СССР, Физика Земли, N8,1972, с.22-36.
18. Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К. Блоковое строение земной коры Таджикистана. Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах, М., Наука, 1974.
19. Koulakov I. and S.V. Sobolev, A Tomographic Image of Indian Lithosphere Break-off beneath the Pamir Hindukush Region // Geophys. Journ. Int., 2006, v.164, p.425-440.

ВЗАИМОСВЯЗЬ АНОМАЛИЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ПЛИТОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ПЛИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Кушнир А.Н., Зайцев Г.Н.

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАНУ, г. Киев, Antonn@ukr.net, georgez2001@mail.ru

В проблеме исследования зон повышенной сейсмической активности существенное место принадлежит электромагнитным методам, основанным на изучении естественного электромагнитного поля Земли, источником которого являются электрические процессы, протекающие в ионосфере и магнитосфере Земли. В результате индукции в Земле возникают магнитотеллурические поля различной частоты и интенсивности. Наблюдая их на земной поверхности, можно контролировать изменение электропроводности среды.

Геофизическими исследованиями последних десятилетий было установлено широкое распространение в консолидированной коре континентов сейсмических и геоэлектрических неоднородностей. В формировании этих неоднородностей, одна из основных ролей принадлежит флюидам и глубинным флюидным системам. Флюидная система консолидированной земной коры континентов объединяет заключенные в коре участки различных размеров и конфигураций, в которых порово-трещинное пространство, а также межзерновые промежутки пород заполнены флюидами. В составе флюидов преобладают минерализованная вода и углекислота, причем последняя играет существенную роль в нижних частях коры [1].

Флюидные системы (ФС) можно представить в виде двух типов: I – ФС древних платформ и кристаллических щитов; II – ФС областей мезо-кайнозойской складчатости и тектономагматической активизации. Распределение флюидного давления по глубине в мощных горизонтальных элементах ФС, формируют структуры, которые фиксируются в разрезе консолидированной коры как волноводы или зоны пониженного электрического сопротивления (рис.1). Вышесказанное позволяет понять, почему очаги коровых землетрясений концентрируются преимущественно над кровлей волноводов (электропроводящих слоев) или в верхней части слоев пониженных скоростей и повышенных поглощений сейсмических волн, а также разслоенности коры – наличия серий отражающих площадок [2].

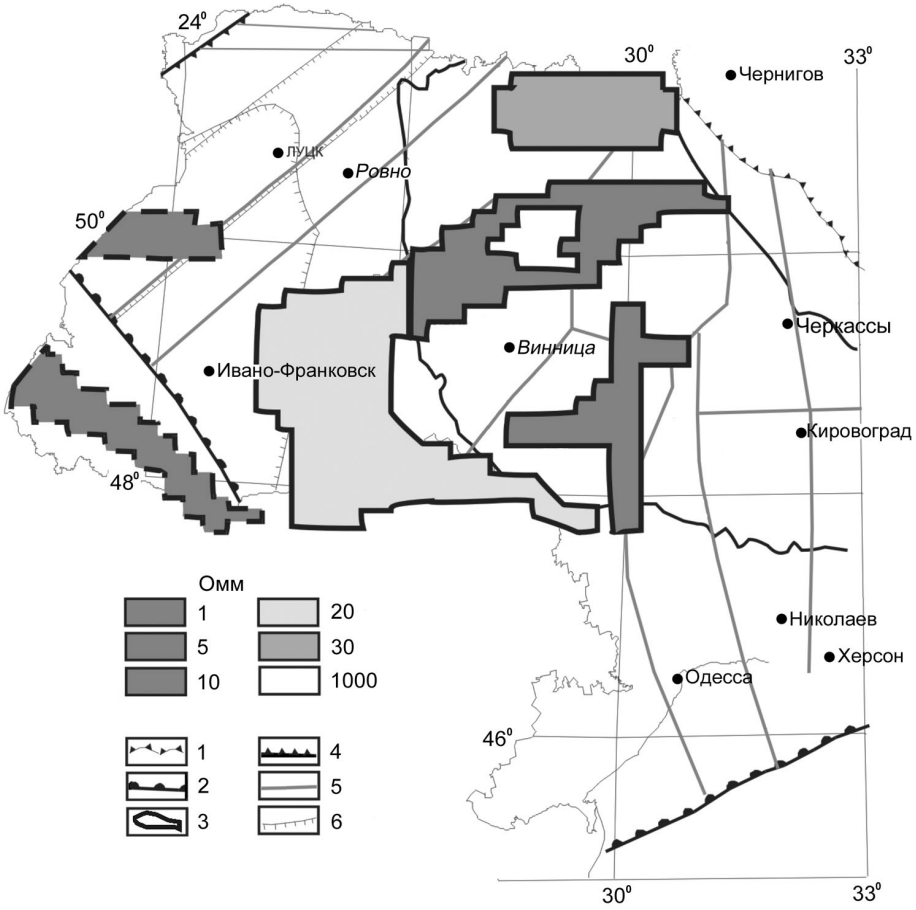


Рис.1. **Черновицко – Коростенская зона пониженного электрического сопротивления**
(по результатам моделирования [10]).

1 – граница ДДВ; 2 – граница ВЕП; 3 – контур УЩ; 4 – Волыно-Оршанский прогиб; 5 – зоны разломов; 6 – Львовский палеозойский прогиб

Поступление флюидов в глубинные зоны земной коры может происходить тремя путями [3]:

1. Сверху – с дневной поверхности или приповерхностных горизонтов (инфильтрация метеорных вод). Такая миграция воды может происходить в результате фильтрации либо совместно с породой. В нисходящие фильтрационные потоки могут быть вовлечены воды поверхностного (метеорного) или морского происхождения. Такая фильтрация обеспечивается за счет разности напоров воды между областями питания (повышенные участки суши или уровень моря) и разгрузки, т.е. под действием градиента гидростатического давления.

В данном случае областями разгрузки являются глубинные горизонты земной коры, где в породах сохраняются поры или трещины – электропроводящие зоны и волноводы [1,4];

2. Снизу – из верхней мантии (миграция летучих веществ из мантии). Поступление флюидов в земную кору из верхней мантии обусловлено процессами дегазации Земли, продолжающимися и в настоящее время. Вода и углекислота являются основными компонентами мантийных летучих веществ, которые содержат также CH_4, H_2S и некоторые другие соединения [5, 6, 1]. Ф.А.Летников допускает наличие интенсивных флюидных потоков, поднимающихся вдоль зон разломов или региональных линейных метасоматических зон под избыточным флюидным давлением из астеносферы или нижних горизонтов литосферы. Эти флюидные потоки создают напряженные системы, которые могут функционировать длительное время – десятки и сотни миллионов лет [1];

3. В результате вторичного метаморфизма (генерация флюидов в толще консолидированной коры) [3]. Водные растворы в глубоких частях земной коры при температурах около 400°С и выше находятся в надкритическом состоянии. Следовательно выделение флюидов в средней и нижней частях консолидированной коры континентов связано преимущественно с метаморфическими реакциями дегидратации. Известно, что низкоскоростные и электропроводящие слои могли образоваться в толще глубоко эродированного фундамента при повторном ее прогреве, активизировавшем метаморфические реакции, которые привели к локальному насыщению пород флюидами. Эти реакции протекают в интервале глубин с температурой от 300-400°С до 550-650°С. Согласно [7, 1], снижение удельного электрического сопротивления определяется величиной связности пор, заполненных флюидами, а уменьшение сейсмических скоростей обусловлено свойствами пород, слагающих слой диафторитов. Физические свойства надкритических флюидов существенно влияют на условия их миграции.

В последнее время все чаше можно услышать рассуждения о сейсмичности на щитах и платформах [1]. В связи с этим, актуальным является вопрос об исследовании взаимосвязей между процессами, происходящими в зонах проявления землетрясений и аномалиями повышенной электропроводности в земной коре и верхней мантии. Эти данные необходимы для исследования зон проявления современной сейсмической активности, произошедшей на платформенных участках территории Украины, таких как южная часть Волыно – Подольской плиты, на которой, как показано на (рис.2), зарегистрирована повышенная неотектоническая активность, а также расположена Черновицко – Коростенская аномалия электропроводности [10].

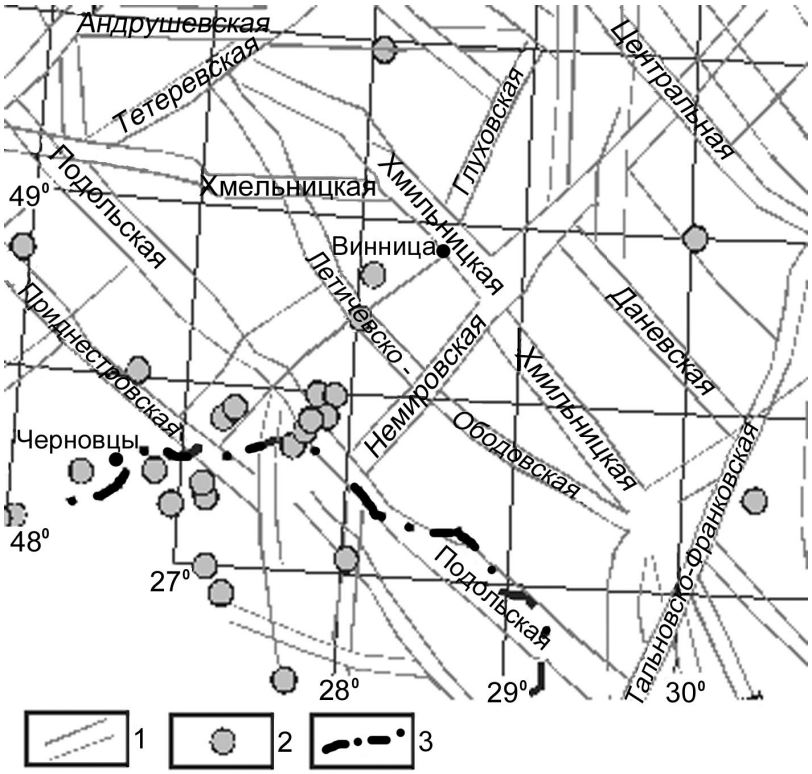


Рис.2. **Геофизическая основа тектонической карты-схемы Украины, южная часть Волыно – Подольской плиты с очагами повешенной неотектонической активностью** (по данным Мироновской Л.В., Амашукели Т.А.)

1 – разломные зоны и их границы; 2 – очаги повышенной неотектонической активности; 3 – территориальная граница Украины

Опираясь, на работы [8, 9, 1 и др.], можно выяснить основные особенности изменения скоростей упругих волн в различных глубинных породах при температурах до 900°С и давлениях до 600 МПа. Реакции метаморфической дегидратации вызывают снижение V_p и V_s, особенно интенсивное при повышении температуры до 600-

650°С. Снижение V_p хорошо коррелируется с увеличением пористости и проницаемости пород. Все эти изменения обусловлены уменьшением эффективного напряжения под действием внутрипорового давления флюида, которое вызывает раскрытие пор и микротрещин.

Обобщая вышесказанное, можно сделать вывод, что использование данных геоэлектрики для прогнозирования мест возможного возникновения внутриплатформных землетрясений является, достаточно перспективным.

Виду того, что землетрясения внутриплитового характера обычно тяготеют к зонам разуплотнения горных пород, наличие которых обычно связывают с присутствием флюидов и их воздействием на физические свойства пород. В связи, с чем можно предположить, что формирование проводящего слоя и волновода в земной коре Волыно-Подольской плиты обусловлено метаморфическими процессами дегидратации и гидратации – высвобождением воды и углекислоты. Участие в формировании этих неоднородностей принимает также миграция небольшого количества флюидов из верхней мантии в консолидированную кору.

Для перехода к решению количественной задачи прогнозирования величины и механизма возможного землетрясения на основе анализа данных о аномалиях геоэлектрического поля необходимо:

1. Исследовать наличие (на других платформах) и величину корреляционных связей между параметрами очагов землертрясений и параметрами аномалий электропроводности.

2. Провести комплекс геофизических полевых исследований пространственно-временного изменения параметров электропроводности в недрах земной коры и верхней мантии на территории Украины в зонах, для которых существует достаточно обширная информация о местных землетрясениях, с целью выяснения количественных связей между параметрами местной сейсмичности и электропроводностью среды в конкретных геологических, геотектонических и геодинамических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киссин И.Г. Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов. – Москва: ОИФЗ РАН, 2001. С. 4-19.

2. Киссин И.Г., Рузайкин А.И. Соотношения между сейсмоактивными и электропроводящими слоями в земной коре Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С.21-29.

3. Зарайский Г. П., Балашов В.Н. Механизмы транспорта гидротермальных растворов. – Геологический журнал, № 2, 1983. С.38-49.

4. Киссин И.Г. Гидродинамический режим и геологический круговорот воды в земной коре // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С.31-35.

5. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос о мантийное магмообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С.3-9.

6. Рябчиков И.Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы. Т.I. М.: Наука, 1985. С. 176-187.

7. Брыксин А.В., Хлестов В.В. Природа внутрикорового волновода в континентальных рифтовых зонах и областях современной активизации // Геология и геофизика. 1980. № 8. С.87-95.

8. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебрин СР., Дорфман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т.309, № 5. С. 1090-1093.

9. Lebedev E.B., Kern H. The effect of hydration and dehydration reactions on wave velocities in basalts // Tectonophysics. 1999. Vol. 308. P.331-340.

10. Кулик С. Н., Бурахович Т.К. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита // Физика Земли, 2007, №4. С.21-27

11. Миронівська Л.В., Амашукелі Т.А. Геодинаміка та сейсмоактивність області зчленування Карпат та південно – західного схилу Східноєвропейської платформи. – Сборник материалов Международной конференции «Уроки и следствия землетрясений» 25-28 сентября 2007г., Ялта. – Симферополь.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авенариус И.Г. 25
Антоновская Г.Н. 47
Арзамасцев А.А. 27
Арзамасцева Л.В. 27
Ассиновская Б.А. 29, 30
Астафьев Б.Ю. 31

Баженова Г.Н. 129
Балашов Ю.А. 33
Балуев А.С. 36
Баранов А.А. 39, 179
Баренбаум А.А. 43
Басакин Б.Г. 47
Басакина И.М. 47
Баталев В.Ю. 50
Баталева Е.А. 50
Белашев Б.З. 54, 272
Белоусов Т.П. 54, 57
Беляков А.С. 171, 189
Благовещенская Е.Э. 60
Богачев М.А. 62
Богданов Ю.Б. 63
Богданова С.В. 66
Божко Н.А. 69
Бойков А.М. 71
Бордон В.Е. 73
Бородулина Г.С. 62
Бугаенко И.В. 76
Бурахович Т.К. 80
Бурдакова Е.В. 84
Бурмин В.Ю. 86
Бушенкова Н.А. 321
Бычков А.Ю. 308
Бычкова Я.В. 303, 308
Бяков А.Ю. 89

Варламова А.А. 195
Ветрин В.Р. 92
Винокуров И.Ю. 95
Власов Ю.А. 107, 171
Володичев О.И. 99
Вревский А.Б. 100
Вшивцев А. Н. 104

Гаврилов В.А. 107, 161, 171
Гарецкий Р.Г. 108, 113
Гинтов О.Б. 66
Глаголев Е.В. 116
Глазнев В.Н. 27, 119
Глинская Н.В. 84, 123, 127
Глуховский М.З. 129
Гоз И.В. 290
Головатая О.С. 138
Голубев А.И. 132
Гольдфайн Н.М. 30
Гольцин Н.А. 135
Горбацевич, Ф.Ф. 138
Горбачев В.И. 142
Горбунова Э.М. 144
Горьковец В.Я. 147
Гранник В.М. 150, 153
Грановский А.Г. 156
Грекова Т.А. 57
Гуленко В.И. 89
Гусев А.И. 159
Гуфельд И.Л. 161

Данилин А.Н. 165
Дейнес Ю.Е. 167
Диденкулов И.Н. 171
Долгаль А.С. 172
Дрогицкая Г.М. 175
Дубянский В.И. 176

Евсеев А.Н. 179
Егоров А.С. 95
Егоркин А.В. 181
Екимова И.А. 54
Ермохин К.М. 183
Есипко О.А. 142

Жданова Л.А 183, 193
Жигалин А.Д. 186, 189
Жирова А.М. 119
Житникова И.А. 193
Журавлев В.А. 36, 195

Заец Л.Н. 197
Зайцев Г.Н. 323
Заяц В.Б. 175
Зеленщиков Г.В. 156
Земцов В.А. 201
Злобин Т.К. 204, 207
Зыков Д.С. 210

Иванов Н. К. 212
Иванов Н.М. 286
Иванов Н.Ю. 215, 218, 221
Иванченко Г.Н. 144
Иващенко В.И. 132, 224
Илларионов В.К. 228
Ильченко В.Л. 230, 233
Исаев В.И. 236
Исанина Э.В. 175, 239, 240, 247

Кабан М.К. 39
Казанкова Э.Р. 243
Казанский В.И. 181, 247
Каленич А.П. 95
Калинин Д.Ф. 172
Каратаев Г.И. 108, 113
Карпинский В.В. 30
Кевлич В.И. 249
Кирилюк В.П. 252, 255
Кисин А.Ю. 258, 261
Клабуков Б.Н. 264
Климовский А.В. 267
Кожевников В.Н. 269

Кожухов С.А. 272
Колесниченко А.А. 282
Колодяжный С.Ю. 274
Кондрашова Н.И. 132, 224, 276
Копп М.Л. 278, 282
Корнилова Н.В. 243
Корольков А.В. 161
Короновский Н.В. 284
Корсакова М.А. 286
Кочнев В.А. 290
Крупнова Н.А. 240
Кузин А.М. 293
Кулешевич Л.В. 297, 300
Кулик С.Н. 80
Куликов В.С. 303, 305, 308
Куликова В.В. 303, 305, 308
Куприенко П.Я. 66
Куртасов С.Ф. 57
Кутас Р.И. 66, 312
Кутинов Ю.Г. 315
Кучай О.А. 318, 321
Кушнеренко В.К. 239
Кушнир А.Н. 323

Лавров В.С. 171, 189
Лавров О.Б. 132, 224
Литвинова О.Г. 236
Лобанов К.В. 247
Лохов К.И. 135

Макаренко И.Б. 66
Малеханов А.И. 171
Маньшина Т.В. 30
Мильштейн Е.Д. 63
Мищенко О.Н. 127
Морозов В.Н. 84, 123
Морозова Ю.В. 107
Мухамедиев Ш.А. 57
Мясников О.В. 73

Наумова Ю.А. 212
Неронова И.В. 142
Никитина Л.П. 100
Николаев А.В. 189
Нилов М.Ю. 54
Новоселов О.Н. 161

Овсов М.К. 29

Паламарчук В.К. 127
Панфилова И.В. 300
Пашкевич И.К. 66
Петров Б.В. 63
Полеховский Ю.С. 135
Полец А.Ю. 207
Попов А.А. 30
Попов С.А. 236
Прасолов Э.М. 135
Пресняков С.Л. 135
Пржиялговский Е.С. 36
Прусакова Н.А. 69
Прялухина Л.А. 127
Путинцева Е.В. 193
Пушкарев Ю.Д. 100

Раевская М.Б. 147
Репкина Т.Ю. 25
Родионов Н.В. 269
Рыбалко А.Е. 195
Рыбин А.К. 50

Савицкий А.И. 272
Салтыкова А.К. 135
Севальнев А.В. 189
Сергеев С.А. 269
Скублов С.Г. 269
Соколов С.Я. 305
Соколова Е.В. 247
Старостенко В.И. 66
Стромков А.А. 171

Терехов Е.Н. 36
Тимичева В.М. 127
Трипольский А.А. 181
Трофимов Н.Н. 132
Трубицын А.П. 179
Трубицын В.П. 39, 179
Труфанова Н.В. 212

Федористов О.В. 107
Фоменко В.А. 89

Цветкова Т.А. 66

Чернов В.В. 171
Чичеров М.В. 247

Шаров Н.В. 175, 181, 240, 247
Шахрай А.В. 142

Эринчек Ю.М. 63

Яковлева Ю.Ю. 107

СПИСОК ОРГАНИЗАЦИЙ-УЧАСТНИКОВ КОНФЕРЕНЦИЙ

Архангельский научный центр УрО РАН, г. Архангельск

Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукшина, г. Бийск

Воронежский государственный университет (ВГУ), г. Воронеж

Всероссийский институт разведочной геофизики (ЗАО НПП «ВИРГ-Рудгеофизика»), г. Санкт-Петербург

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург

ГГУП Специализированная фирма «Минерал», г. Санкт-Петербург

Геологический институт Кольского НЦ РАН (ГИ КНЦ РАН), г. Апатиты

Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва

Геофизическая служба РАН (ГС РАН), г. Обнинск

Геофизический центр РАН (ГЦ РАН), г. Москва

Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН (ГАО РАН), г. Санкт-Петербург

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ГУП Карельская геологическая экспедиция (ГУП РК КГЭ), г. Петрозаводск

ЗАО «ТЕЛЛУР СПБ», г. Санкт-Петербург

ЗАО ФИП-2, г. Санкт-Петербург

Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН (ИВПС КарНЦ РАН), г. Петрозаводск

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск

Институт геологии и геохимии УрО РАН (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), г. Санкт-Петербург

Институт геологии Карельского НЦ РАН (ИГ КарНЦ РАН), г. Петрозаводск

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН (ИГ КНЦ УрО РАН), г. Сыктывкар

Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), г. Москва

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург

Институт геохимии и геофизики НАН Беларуси, г. Минск

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва

Институт динамики геосфер РАН (ИДГ РАН), г. Москва

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН (СПбФ ИЗМИРАН), г. Санкт-Петербург

Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН), г. Иркутск

Институт культурного и природного наследия им. Д.С. Лихачева, г. Москва

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН), г. Южно-Сахалинск

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород

Институт проблем геотермии Дагестанского научного центра РАН, г. Махачкала

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии НАН Беларуси, г. Минск

Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), г. Москва

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва

Институт экологических проблем Севера УрО РАН (ИЭПС УрО РАН), г. Архангельск

Казанский государственный университет, г. Казань

Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института, г. Симферополь

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

Курский государственный технический университет, г. Курск

Латвийское агентство среды, геологии и метеорологии, г. Рига

Львовский национальный университет им. Ивана Франко, г. Львов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), г. Москва

Мурманский государственный педагогический университет, г. Мурманск

Мурманский морской биологический институт Кольского НЦ РАН, г. Мурманск

Научная станция РАН, г. Бишкек

ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (ОАО МАГЭ), г. Мурманск

ОАО «Научно-производственный центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли» (ОАО НПЦ «Недра»), г. Ярославль

ОАО «Экология», г. Екатеринбург

ООО Научно-производственная фирма «ЛАНЕФ» (ООО НПФ «ЛАНЕФ»), г. Елабуга

Петрозаводский государственный университет, Кольский филиал, г. Апатиты

Поморский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Архангельск

ПСМО ОП «Спецгеофизика», г. Санкт-Петербург

РГКП «Актауский государственный университет им. Ш. Есенова», Институт нефти и газа, г. Актау

Российский геоэкологический центр (РГЭЦ) – филиал ФГУГП «Урангео», г. Санкт-Петербург

Российский государственный университет имени И. Канта, г. Калиниград

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Сахалинский государственный университет (СахГУ), г. Южно-Сахалинск

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

СПбФ ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург

Таллиннский технический университет, г. Таллин

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Томский политехнический университет, г. Томск

Университет г. Лунд, Швеция

Управление по недропользованию по РК, г. Петрозаводск

ФГУ НПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ФГУНПП ПМГРЭ), г. Ломоносов

ФГУ НПП «Севморгео», г. Санкт-Петербург

ФГУ НПГП «Иркутскгеофизика», г. Иркутск

ФГУП ВНИИ Геофизика, г. Санкт-Петербург

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГУП ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург

ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва

Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Центр региональных геологических и геофизических исследований Министерства природных ресурсов РФ (ОП «Центр ГЕОН» МПР РФ), г. Москва

Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск

Южный научный центр РАН, г. Ростов на Дону

Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону

СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ

МАТЕРИАЛЫ ЧЕТЫРНАДЦАТОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

27-31 октября 2008 года

Часть 1

Печатается по решению
Ученого совета
Института геологии КарНЦ РАН

Материалы опубликованы в авторской редакции

Сдано в печать 15.10.08 г. Формат 60x84 1/8. Гарнитура Times. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 41. Усл. печ. л. 38,5. Тираж 250 экз. Изд. № 109.
Заказ № 745

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50