











СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ ЧАСТЬ 2



СВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГЛУБИННЫМИ

ЧАСТЬ 2

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 2

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 2

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. 2 part. 2008. P. 390

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. 2 часть. 2008. С. 390

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
Леденцов В.Н. БАЗИТЫ ОРАНГЪЮГАНСКО-ЛЕМВИНСКОГО И ЛЕКВОЖСКОГО КОМПЛЕКСОВ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) 12
Леонов М.Г. КВАЗИПЛАСТИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ 14
Ломтев В.Л. К ТЕКТОНИКЕ НЕВЕЛЬСКОГО (02.08.2007 г., M~6,1) ЦУНАМИГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (ЮЗ САХАЛИН) 17
Ломтев В.Л. СЗ КОРОВАЯ ПЛИТА ПАЦИФИКИ 21
Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. ЦУСИМСКАЯ МЕГАДАЙКА (Японское море) 23
Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. АНОМАЛЬНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГЛУБИННОГО ИСТОЧНИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КАЛЬЦИФИРОВ ОХОТСКОГО МАССИВА: СЛЕДЫ ПОЗДНЕАККРЕЦИОННЫХ ДИФФЕРЕНЦИАТОВ ЗЕМЛИ? 27
Лохов К.И., Антонов А.В., Устинов В.Н., Лукьянова Л.И., Прасолов Э.М., Гольцин Н.А. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА КОСТОМУКШИ: К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА ИЗОТОПНО – ЛЕГКОГО УГЛЕРОДА В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЛЮДИКОВИЯ 29
Лубнина Н.В., Слабунов А.И. ПАЛЕОМАГНИТИЗМ АРХЕЯ (НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ 32
Любоженко Л.Н. ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ХАРАМАТАЛОУСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ (Полярный Урал) 35
Макарова Н.В., Макаров В.И. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ (на примере Пачелмского и Днепровско-Донецкого авлакогенов) 37
Макарьев А.А., Орлов В.В. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА И ПРИЛЕГАЮЩЕГО ШЕЛЬФА ПО МАТЕРИАЛАМ ОПЕРЕЖАЮЩЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000 (ЛИСТЫU-37-40; U-41-44) 39
Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Малахов М.И., Харада Н. ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА И СРЕДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ НА ГЕНЕЗИС И МАГНИТНОЕ СОСТОЯНИЕ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ ДОННЫХ ОСАДКОВ 41
Маловичко А.А., Годзиковская А.А., Никонов А.А., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. ОБ УТОЧНЕНИИ СВОДНОГО КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЗА ПЕРИОД С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2005 ГОДА 44
Милановский С.Ю. КОЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ - ОТ ПОВЕРХНОСТИ К НИЖНЕЙ КОРЕ 47
Минц М.В. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В СЕВЕРНОЙ, ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА 50
Митрофанов Ф.П. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 53
Михайлова Р.С. ОТКЛИК СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В МАНТИИ В СЕЙСМИЧНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ 57
Михальский Е.В., Куринин Р.Г., Лайба А.А. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА АНТАРКТИЧЕСКОГО ЩИТА В СТРОЕНИИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ 61
Мищенко О.Н. МОНИТОРИНГ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ ГРУНТОВ 64
Мясникова О.В. ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ДИНАМИЧЕСКИХ НАГРУЗКАХ 67
Надежка Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Семенов А.Е., Ипполитов О.М., Пивоваров С.П., Сафронич И.Н. НЕКОТОРЫЕ ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА 70
Наркисова В.В., Цветков Л.Д., Кирьяков А.Ф., Злобин О.М., Неронова И.В. ЛЮДИКОВИЙ В РАЗРЕЗЕ ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ: НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА 74
Никитина Л.П., Пушкарев Ю.Д., Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Крымский Р.Ш. ПАРАДОКСЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ 75
Никонов А.А. ВОЛНЫ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И МИГРАЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ФЕННОСКАНДИИ 76
Никонов А.А., Энман С.В., Флейфель Л.Д. ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА К ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В РАЙОНЕ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА 79
Никулин В.Г. ПРОЯВЛЕНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛАТВИИ 81

Нуриева Е.М., Лопатин О.Н., Разяпова Д.Р. ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ВОЛОШСКОЙ ПЛОЩАДИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ 84
Огаджанов В.А., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. ШАЛКАРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 26 АПРЕЛЯ 2008 ГОДА 86
Орленок В.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОКРАЩЕНИИ РАДИУСА ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ 89
Орленок В.В. РЕЖИМ ЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ ИЗ ОЦЕНКИ ЕЕ ЭНДОГЕННЫХ ПОСТУПЛЕНИЙ ФОТОЛИТИЧЕСКИХ ПОТЕРЬ 93
Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Елисеева С.В. МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ 96
Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. СВЯЗЬ ГЕОСТРУКТУР ГЛАВНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ЗЕМЛИ 99
Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Прялухина Л.А., Тимичева В.М. ИЗУЧЕНИЕ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ УСТАНОВКИ СТАНЦИЙ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ 102
Панина Л.В., Зайцев В.А. ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР В НОВЕЙШИХ ДЕФОРМАЦИЯХ РЕЛЬЕФА (на примере различных геодинамических регионов) 104
Петрова А.А., Демина И.М. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ТОРНКВИСТА В ПРЕДЕЛАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПОНЕНТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ 107
Полякова Е.В. ФОРМИРОВАНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЦЕЛЕСТИНА В ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ (на примере Вихтовского месторождения) 111
Пономарева Т.А. КОРОМАНТИЙНЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ЛИТОСФЕРЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА 113
Попов М.Г., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. КОСТОМУКШСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД, МАНТИЙНЫЙ ИСТОЧНИК И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА 116
Попов М.Г., Раевская М.Б., Горьковец В.Я. ПЕРВАЯ НАХОДКА ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОИТОВ КАМПТОНИТ-МОНЧЕКИТОВОГО РЯДА В КОСТОМУКШСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ РАЙОНЕ 119
Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Недядько В.В., Фоменко В.А. ВЛИЯНИЕ НАВЕДЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (на примере некоторых сейсмоактивных регионов Северо-Западного Предкавказья) 121
Пржиялговский Е.С., Балуев А.С., Терехов Е.Н. СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ СИЛЛОВ И ДАЕК ДОЛЕРИТОВ В ЮЖНОМ БОРТУ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РИФТА РИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА 124
Прялухина Л.А., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Паламарчук В.К. ОЦЕНКА ОБЛАСТИ ВЛИЯНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ 127
Путинцева Е.В., Житникова И.А., Полякова Е.И., Зеленецкий Д.С., Жданова Л.А. АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ «ОЧАГОВЫХ» НЕОДНОРОДНОСТЕЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КАРЕЛИИ НА АЛМАЗЫ 129
Пушкарев Ю.Д., Богомолов Е.С., Крымский Р.Ш., Сергеев С.А. ЭВОЛЮЦИЯ КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ: ИЗОТОПНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОД 132
Пыстин А.М. ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В УРАЛЬСКОМ ОРОГЕНЕ: ТИПИЗАЦИЯ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ 134
Пыстин А. М., Панфилов А. В., Вшивцев А. Н., Нейман К. С., Потапов И. Л. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАРУНКЕУСКОГО ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (Полярный Урал) 136
Пыстина Ю.И, Пыстин А.М., Потапов И.Л. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ, КАК КРИТЕРИЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА (на примере гнейсовых комплексов Урала) 138
Расцветаев Л.М., Маринин А.В. СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ И ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 139
Ребецкий Ю.Л. МЕХАНОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕЛЕ РАЗЛОМА 143
Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. СОВРЕМЕННОЕ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ 146
Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Нечаев Ю.В., Собисевич Л.Е., Овсюченко А.Н. ГЕОДИНАМИКА, СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА 150
Рожкова Н.Н., Подкасик М.О., Инина И.С., Туполев А.Г. АНАЛИЗ СОСТАВА КОЛЛОИДОВ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ 152
Рожкова Н.Н., Туполев А.Г., Ивашевская С.Н., Кукушкина Ю.А., Соколов В.В., Кравчик А.Е. ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГАЗООБРАЗНОГО ХЛОРА С ШУНГИТОВЫМИ ПОРОДАМИ 155
Ручьев А.М. СДВИГОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ГНЕЙСАХ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ (беломорский комплекс пород Балтийского щита) 158
Ручьев А.М. СПЕЦИФИКА АРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВЕРХНЕКОРОВЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 161
Рябинкин С.В. ЦИРКУМПОЛЯРНЫЕ УГОЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ РОССИИ И ГАЗОНОСНОСТЬ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ АРКТИКИ 165
Рябинкина Н.Н. ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ В ВИЗЕЙСКОМ ТЕРРИГЕННОМ КОМПЛЕКСЕ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА 166
Санников К.Ю., Лыскова Е.Л. ИССЛЕДОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЛИННОПЕРИОДНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА СТАНЦИЯХ «ПУЛКОВО» И «ТАРТУ» («ВАСУЛА») 167

Свириденко Л.П. ФЛЕКСУРА ПОЛКАНОВА И ЕЕ РОЛЬ В ГЕОДИНАМИКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 171
Свириденко Л.П., Белашев Б.З. ЭВОЛЮЦИЯ ДИАПИРИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 173
Семакин В.П., Кочергин А.В. ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ (МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ) ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ 174
Семинский К.Ж., Черемных А.В., Бобров А.А., Кожевников Н.О. ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПРИБАЙКАЛЬЯ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ 177
Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б., Кожевников Н.О. ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА 179
Сеначин В.Н. ИЗОСТАЗИЯ И ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ CRUST 2.0 183
Сеначин В.Н. ИЗОСТАЗИЯ, МОЩНОСТЬ КОРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ОХОТСКОГО МОРЯ 186
Сергеева Н.А., Забаринская Л.П., Годзиковская А.А. ИНТЕРНЕТ-СТРАНИЦА МЦД ПО ФИЗИКЕ ТВЕРДОЙ ЗЕМЛИ ГЦ РАН: «НОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ СТАРЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ» 188
Сим Л.А. ОБЛАСТИ НЕУСТОЙЧИВЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА РУССКОЙ ПЛИТЕ 190
Сим Л.А., Рапопорт А. Б. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ, РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА 194
Сироткин А.Н., Маулини Р.Л. ГЕОДИНАМИКА РИФЕЙСКОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН 197
Слабунов А.И., Сибелев О.С. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ: ОПЫТ СИНТЕЗА СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ 201
Смирнова Н.Л. ФОРМУЛЫ ШЛЕФЛИ ДЛЯ АНАЛИЗА ЗАКОНОВ ОРГАНИЗАЦИИ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОРОД 204
Соколов С.Я., Куликов В.С., Снегуров В.С., Снегуров А.В. НОВЫЙ ЭТАП В ИЗУЧЕНИИ СВЯЗИ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ 208
Соловьев В.А., Соловьева Л.П. ПЛАТФОРМЫ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ МАНТИИ И ЯДРА 212
Спунгин В.Г., Сыстра Ю.Й. СВЯЗИ МИКРОСЕЙСМИЧНОСТИ, БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ НА ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКАХ ЮГО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИИ 215
Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОЦЕНКИ ВКЛАДА КАЖДОГО ВЕЩЕСТВЕННОГО СЛОЯ В ПОЛНУЮ МОЩНОСТЬ КОРЫ 218
Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф., Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Цветкова Т.А., Шаров Н.В. СООТНОШЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ, КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ СТРУКТУР В КИРОВОГРАДСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (Украинский щит) 221
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. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ И ДИНАМИКОЙ ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА 226
Стогний Г.В., Стогний В.В. НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ (восточная часть Сибирской платформы и Верхояно-Колымская орогенная область) 229
Столбов Н.М., Кораго Е.А., Скворцов Е.Г. МАНТИЙНАЯ И КОРОВАЯ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ 233
Суворов В.Д., Мельник Е.А. О СВЯЗИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ С ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННЫМ СОСТОЯНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 237
Суханова Т.В. К ВОПРОСУ О СВЯЗИ НОВЕЙШИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ДРЕВНИМИ ПОГРЕБЕННЫМИ НА ПРИМЕРЕ КЕРЕНСКО-ЧЕМБАРСКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ (центр Русской плиты) 240
Сыстра Ю.Й. О ФАНЕРОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С РУССКОЙ ПЛИТОЙ 242
Сыстра Ю.Й., Спунгин В.Г. НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ (РОССИЯ) И ЭСТОНИИ 245
Сыстра Ю.Й., Пастарус Ю.-Р., Сыстра И.Ю. ОБРАЗОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБЩЕГО СЖАТИЯ В МЕСТАХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ РАННИХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ГОЛОЦЕНЕ (на примере участка Луаштанги, Калевала, Республика Карелия) 249
Тарасенко Г.В. ОБРАЗОВАНИЕ ДИНАМО-ЭФФЕКТА И ЕГО РОЛЬ В СТРОЕНИИ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ 252
Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТСКЛАДЧАТЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (геология, геохимия и геодинамическое положение) 255

Тимичева В.М., Глинская Н.В., Ковалев А.П., Мищенко О.Н. АНАЛИЗ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В СРЕДЕ, СОСТОЯЩЕЙ ИЗ СОСТАВНЫХ ВОЛНОВОДОВ 258
Тимонин Н.И. ПРИМЕР ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ ... 260
Травин В.В., Козлова Н.Е. О ПРИРОДЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЭКЛОГИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО 262
Трубицын В.П., Баранов А.А., Евсеев А.А., Трубицын А.П. ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ С БАЗАЛЬТОВЫМИ ПЛАТО И ОСАДКОВ И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА В МАНТИИ . 263
Турченко С.И. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КРАТОНОВ ПРОТОМАТЕРИКОВ ЛАВРАЗИИ И ГОНДВАНЫ: ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ... 266
Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ЗА СОСТОЯНИЕМ ОКОЛО СКВАЖИННОГО ПРОСТРАНСТВА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ 269
Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г., Матюшкин А.В. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА 272
Уткин В.И., Юрков А.К. ИЗГИБОВАЯ ДЕФОРМАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И РОЛЬ СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫХ СВЯЗЕЙ 276
Уфимцев Г.Ф. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ: ПОВЕРХНОСТНАЯ И ГЛУБИННАЯ СОСТАВЛЯЮЩИЕ 279
Филатова В.Т. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ФОРМИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 280
Филатова Н.И. КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКИХ СУПЕРПЛЮМОВЫХ ЭПИЗОДОВ АРКТИКИ И ТИХОГО ОКЕАНА 284
Филиппов М.М. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ 286
Филиппов М.М., Первунина А.В., Силакова Л.В. ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ШУНГИТОНОСНЫХ БРЕКЧИЙ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ 289
Французова В. И., Николаев А. В., Морозов А. Н. ОЦЕНКА МАГНИТУДНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПУНКТОВ РЕГИСТРАЦИИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕТИ 293
Фурман В.В., Хомяк Л.Н., Хомяк Н.Н. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ ПРИ СЖАТИИ ФЛИШЕВОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКИХ КАРПАТ 297
Хазов Р.А. ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ДОСТАВКИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ К ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ; ЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ И МИНЕРАГЕНИЯ 300
Хазов Р.А. РЕКОНСТРУИРУЕМЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЛАДОЖСКОГО СВЕКОФЕННСКО-РИФЕЙСКОГО СВОДА 303
Хазов Р.А. РТ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОТОПОРОД И МАГМЫ ЛАДОГАЛИТОВ ПРИЛАДОЖЬЯ 305
Хазов Р.А., Кевлич В.И. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ, СЛАГАЮЩИХ В ЛАДОГАЛИТОВЫХ ДИАТРЕМАХ НОДУЛИ И МЕГАКРИСТЫ, А ТАКЖЕ ИХ НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ 308
Хаин В.Е., Филатова Н.И. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА 311
Хаустов В.В. ГЕНЕЗИС ГИДРОУГЛЕКИСЛЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В СВЕТЕ КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА 314
Холоднов В.В. МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ (TI FE V) - КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙ- ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ СТРУКТУР УРАЛА, СТЕПЕНИ ДЕПЛЕТИРОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ВЛИЯНИЯ ПЛЮМОВЫХ ПРОЦЕССОВ 316
Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. АНОМАЛЬНЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ПРИРОДА ТРОГОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СВАЛЬБАРДСКОЙ ПЛИТЫ 320
Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Подгорный В.Я., Гильманова Г.З. ПОГРАНИЧНАЯ ОБЛАСТЬ МЕЖДУ ЮЖНО-КИТАЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНОЙ И ФИЛИППИНСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТОЙ (трехмерная P-скоростная модель) 323
Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. ТРЕХМЕРНАЯ P-СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ МАНТИИ ФЕННОСКАНДИИ 326
Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю. СВЯЗЬ РАЗНОВРЕМЕННЫХ АРЕАЛОВ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА С ДОЛГОЖИВУЩИМИ ЗОНАМИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (на примере Воронежского региона) 328
Чернышов Н.М., Надежка Л.И. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТО-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КУРСКО-ВОРОНЕЖСКОГО РЕГИОНА 331
Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г. ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СТРУКТУРЕ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ 334
Чувардинский В.Г. НОВЕЙШАЯ РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА 338

Шахова Е.В., Капустян Н.К. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ НИЗКОЧАСТОТНОГО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА (на примере Архангельской области) 341
Шварев С.В., Никонов А.А. ЛИНЕАМЕНТНОЕ ПОЛЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ СТРУКТУРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ 343
Шварцман Ю.Г. НОВЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА УНИКАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТАХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА 346
Шевцов А.Н., Жамалетдинов А.А., Глазнев В.Н. О ПРИРОДЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ЛИТОСФЕРЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА 349
Шеков В.А., Иванов А.А. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛИЦОВОЧНОГО (БЛОЧНОГО) КАМНЯ 352
Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ) И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ 356
Шляховский В.А., Секачев Л.Н. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗЕМЛИ – СЕЙСМИЧНОСТЬ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 359
Шумлянская Л.А. 3-D Р-СКОРОСТНОЕ МОДЕЛЬ МАНТИИ УКРАИНЫ 360
Щипцов В.В. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА 363
Щукин Ю.К. КРУПНОМАСШТАБНЫЕ СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОДКОРОВОЙ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ 366
Щукин Ю.К., Бабак В.И., Краснопевцева Г.В. О СВЯЗИ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГЛУБИННЫХ НАПРАВЛЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ 369
Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ И ЕСТЕСТВЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ 373
Юдин В.В., Тимонин Н.И. РАЗРАБОТКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ 376
Юркова Р.М., Воронин Б.И. МАНТИЙНО-КОРОВАЯ СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ПОДЪЕМ ОФИОЛИТОВЫХ ДИАПИРОВ 379
Юрченко Ю.Ю., Ладыгина М.Ю., Беляев Г.М. ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ПОРОДНОЙ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД 382
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ 385
СПИСОК ОРГАНИЗАЦИЙ-УЧАСТНИКОВ КОНФЕРЕНЦИИ 389

БАЗИТЫ ОРАНГЪЮГАНСКО-ЛЕМВИНСКОГО И ЛЕКВОЖСКОГО КОМПЛЕКСОВ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Леденцов В.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрОРАН, г. Сыктывкар, Gmin2004@mail.ru

Интрузивные образования, максимально развитые в зоне Собского поперечного поднятия (массивы Енганэ-Пэ и Манитанырд), представлены *леквожским ($O_{1-2}l$)* и *орангъюганско-лемвинским (O3-S1*oj) габбро-долеритовыми гипабиссальными комплексами. На сегодня данные по петрогеохимии и металлогении этих комплексов не достаточно систематизированы и требуют детальной проработки для интерпретации тектонических обстановок их формирования и установления последовательности магматизма в данном районе.

Орангъюганско-лемвинский габбро-долеритовый комплекс в районе р. М. Лемвы представлен пластовыми интрузиями в виде силлов и дайками. В составе комплекса чаще всего встречаются долериты, в подчиненном количестве габбро-долериты. Контакты с вмещающими породами как тектонические так и интрузивные.

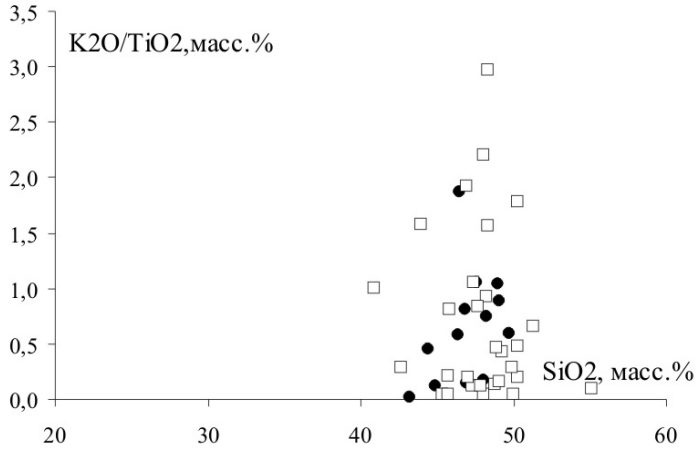


Рис. 1. **График соотношения K2O/TiO2 и кремнекислотности.**

Условные обозначения: квадраты – породы леквожского комплекса, кружки – породы орангъюганско-лемвинского комплекса

Габбро-долериты нормального и умеренно-щелочного ряда, имеют преимущественно натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Это в основном умереннокалиевые и низкокалиевые образования. Породы принадлежат умеренно – высоко железистой серии, умеренноглиноземистые (al' 0,49-0,92), а в случаях более меланократового состава – низкоглиноземистые. По петрохимической классификации породы комплекса относятся к толеитовым и субщелочным оливиновым базальтам, характеризуясь небольшими вариациями содержаний SiO_2 (43,2-49,64%) с характерными низкими (<0,8%) отношениями K2O/TiO2 (рис. 1).

По содержанию некогерентных элементов наблюдаются высокие концентрации крупноионных элементов – Sr, Ba, Sm, Sc, Th и близкие к NMORB содержания высокозарядных элементов с резкой отрицательной аномалией циркония и гафния, и слабой – ниобия [2].

Породы леквожского комплекса были выделены Б.Я. Дембовским из состава орангъюганско-лемвинского комплекса, который относил к нему тела габбро-долеритов, рвущих образования манитанырдской серии [1].

Интрузивные тела габбро-долеритов леквожского комплекса прорывают вмещающие толщи бедамельской и енганэпейской свит. Возраст комплекса по результатам Sm-Nd метода составляет 476±61 млн. лет, что соответствует позднему ордовику [3]. Для всех интрузивных тел леквожского комплекса характерен горячий контакт с вмещающими породами, а в приконтактовых частях отмечаются ксенолиты вмещающих пород. Долериты на контакте изменяются от мелкозернистых до скрытокристаллических разностей. К центру тел наблюдается увеличение размера зерен. В зоне эндоконтакта с вмещающими породами отмечается осветление, множество мелких серицитовых и хлорит-эпидотовых прожилок, реже – процессы альбитизации и серицитизации.

Долериты леквожского комплекса петрографически сходны с породами орангъюганско-лемвинского комплекса – это в основном массивные реже сланцеватые мелко-среднезернистые породы темно-серого зеленовато-серого цвета. Долериты характеризуются офитовой, пойкилоофитовой структурой и более мелкозернистым строением, чем габбро-долериты.

По составу долериты сложены основным *плагиоклазом* (альбитом) от 40-70 об. %, моноклинным пироксеном (*авгит*)-10-20 % и лейкоксенизированным *ильменитом* до 10%. Иногда в небольшом количестве присутствует роговая обманка, кварц и калиевый полевой шпат, карбонат.

Породы леквожского комплекса нормального петрохимического ряда, имеют калиевый, калиево-натриевый тип щелочности. На диаграмме SiO2-(Na2O+K2O) габбро-долериты леквожского комплекса находятся в поле распространения субщелочных долеритов и характеризуются более высоким содержанием калия, то есть умереннощелочные (рис. 2). Как правило, они высоко – умеренноглиноземистые, умеренно – высокотитанистые, характеризуются более высокими показателями железистости (рис. 3),

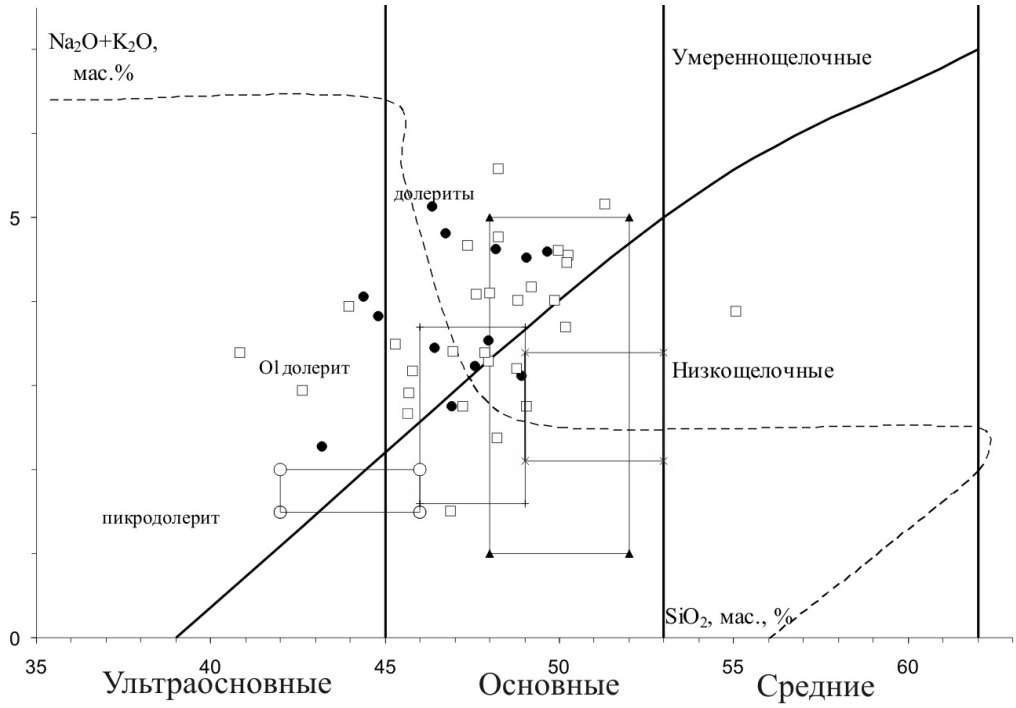


Рис. 2. **Классификация магматических пород леквожского и орангъюганско-лемвинского комплексов по минеральному составу (Богатиков, 1981).**

Условные обозначения см. на рис. 1

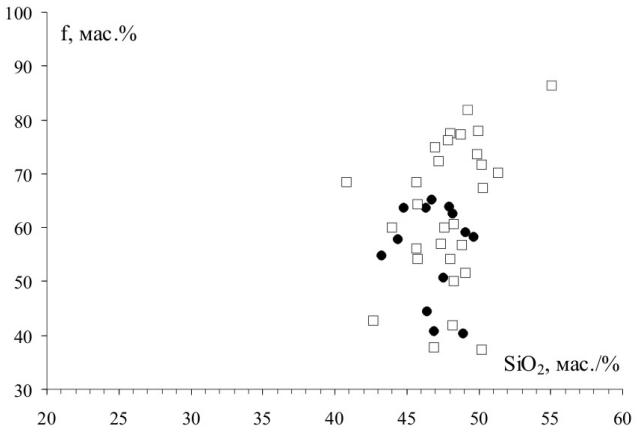


Рис. 3. **Соотношение железистости (f) и кремнекислотности.**

Условные обозначения см. на рис. 1

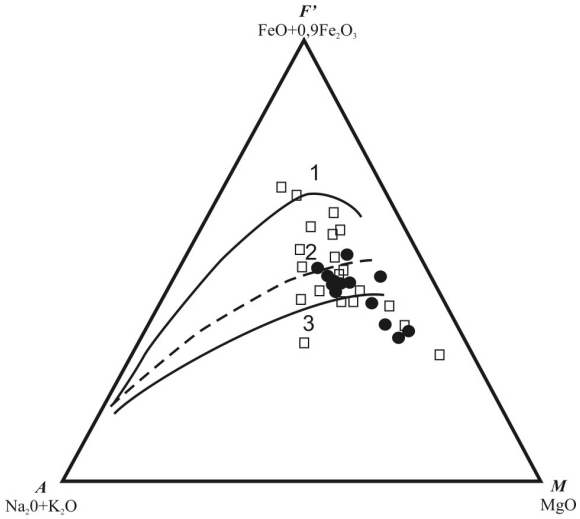


Рис. 4. **Диаграмма AFM по Дж. Брауну.**

Условные обозначения см. на рис. 1.
1 – островные дуги энсиматического типа, 2 – островные дуги энсиалического типа, 3 – активные континентальные окраины андийского типа

чем орангъюганско-лемвинские образования. По показателю фемичности породы леквожского комплекса относятся в основном к мезократовому и, частично, к меланократовому типу долеритов. Породы обоих комплексов характеризуются четко выраженным толеитовым трендом (рис. 4).

По данным количественных определений, породы леквожского комплекса характеризуются низкими содержаниями элементов-примесей по сравнению с составом среднемирового базита. Имеющиеся данные свидетельствуют об обогащении пород высокозарядными элементами (Ce, Ta, Hf) относительно NMORB [3, 4].

Таким образом, по основным петрохимическим показателям породы орангъюганско-лемвинского комплекса характеризуются более высокими содержаниями крупноионных элементов и близкими к NMORB содержаниями высокозарядных элементов с резкой отрицательной аномалией циркония-гафния, и слабой – ниобия. Габбро-долериты орангъюганско-лемвинского комплекса имеют натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Породы леквожского комплекса относятся к субщелочным базальтам с повышенным содержанием калия и характеризуются относительно низкими концентрациями элементов-примесей по сравнению с составом среднемирового базита. Отличительной особенностью долеритов леквожского комплекса является отрицательная аномалия Eu, в то время как графики редких земель орангъюганско-лемвинского комплекса пологи при содержаниях на уровне NMORB. Составы плагиоклазовых порфиритов леквожского комплекса характеризуются более высоким дефицитом европия и обогащены тяжелыми элементами, а орангъюганско-лемвинские образования менее дифференцированы и скорее отвечают первичным составам пород внедрившейся магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1981. – 160с.

2. Дембовский Б.Я., Бабушкин В.А., Герасимов Н.Н. и др. Отчет по объекту: «Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки м-ба 1:50000 Каро-Елецкой площади». Кн. 2. Воркута, 1983. С. 21-30.

3. Леденцов В.Н., Ремизов Д.Н., Феофилактов Ф.Н. Габбро-долериты реки Малой Лембы (Приполярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Инф. матер. 12-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 83-85.

4. Моргунова А.А., Соболева А.А. Петрология пород ниюского плагиогранит–тоналитового комплекса [Полярный Урал] / Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Инф. матер. 15-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 117-120.

5. Феофилактов Ф.Н. Новые данные по геологии Леквожского комплекса Бельско-Елецкой СФЗ [Полярный Урал] // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Инф. матер. 15-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 173-176.

КВАЗИПЛАСТИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Леонов М.Г.

Геологический институт РАН, г. Москва, m_leonov@ginras.ru

Представления о тектоническом течении горных масс на разных глубинных уровнях литосферы высказывались многими исследователями (например, Е.В.Артюшков, Б.И.Биргер, В.П.Трубицин, М.А.Гончаров, S.McCourt, J.Wilson, N.-A.Mörner, мн. др.). Проблема течения пород в верхних слоях земной коры наиболее полно рассмотрена в работах А.В.Лукьянова, Ю.В.Миллера, Е.И.Паталахи. В них показано принципиальное значение тектонического течения при формировании структурного плана земной коры, которая рассматривается как весьма подвижная субстанция, способная испытывать значительные пластические деформации. Данные, представленные в этом докладе, позволяют расширить знания о геологической роли тектонического течения и распространить эти представления на области внутриплатформенного (внутриплитного) тектогенеза, в том числе и на верхнюю «хрупкую» кору, а также и на пространства, занятые корой океанического типа.

Имеющийся фактический материал свидетельствует: породы фундамента молодых и древних платформ, также как и квазиплатформенных структур типа срединных массивов (микроконтинентов) складчатых поясов обладают внутренней подвижностью, которая обеспечивается комплексом структурных и структурно-вещественных преобразований, связанных с объемным тектоническим течением, т.е. с реидной деформацией. Проявление реидной деформации фиксируется в земной коре также возникновением различных тектонических и структурных ансамблей, свидетельствующих о реальном перемещении горных масс в пространстве.

Так, в пределах Дзирульского и некоторых других гранитных массивов развито катакластическое течение с незначительной переработкой вещественного состава. На Родопском и Мендересском массивах, где в составе фундамента преобладают сланцеватые метаморфические породы, возникают субгоризонтально-плоскостные объемные тектонические потоки с зонами тектонического расслоения. Субгоризонтальное и субслойное течение зафиксировано в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива. В пределах молодого внутриконтинентального орогена Южного Тянь-Шаня выявлен сложный парагенез механизмов реидной деформации – это и катаклаз гранитоидных массивов, и пластическое течение в метаморфических сланцах, и меланжирование, и динамическая рекристаллизация. На плитных участках платформ наблюдаются

латеральные токи с формированием изогнутой сетки разломов или с переориентацией складчатой структуры и возникновением областей вертикально-плоскостного сдвигового течения. Масштабная реидная деформация фиксируется проявлением диапировой и протрузивной тектоники, что подтверждается исследованиями в пределах Южноафриканской и Североамериканской платформ, Байкальского региона, Тянь-Шаня и других регионов (литературу см. в [2].

В результате действия механизмов реидной деформации и регионального проявления реидной тектоники формируются сложные коллажи структур вертикально- и горизонтальноплоскостного течения, а также протрузивно-купольные структуры. Протрузивный процесс, т.е. внедрение кристаллических масс под действием тектонической компрессии, осуществляется не только в вертикальном направлении, но образуются и горизонтальные протрузии (плито-потоки) с объемным сдвиговым течением горных масс.

Внутренняя подвижность фундамента платформ (плит) находит также отражение в деформации его поверхности и залегающего выше осадочного чехла. Характер этих дислокаций позволяет установить области оттока вещества, области ламинарного течения и области нагнетания, которые образуют структурные пары: «щит-плита», «антеклиза-синеклиза», «впадина-горное сооружение». Их пространственное расположение и конфигурация определяются процессами, происходящими в глубинных частях тектоносферы, и полем напряжений, свойственных данному региону. Степень изометричности структур и их масштаб зависят от степени склеротичности горных масс, степени анизотропии напряженного состояния и глубины заложения токов вещества, а также от влияния глобальных факторов, в частности от процесса деформации сфероида Земли. При заложении неоднородностей и тектонического течения на мантийном и астеносферном уровнях приповерхностные структуры будут иметь межрегиональный или крупнорегиональный размер (Южный Тянь-Шань), а при заложении неоднородностей в более верхних горизонтах коры, структуры будут тем меньшей протяженности, чем меньше глубина заложения процесса. Можно говорить о проявлении в пределах молодых и древних платформ компрессионно-эжективной тектоники, сущность которой заключена в латеральном тектоническом перетекании горных масс на разных уровнях платформенной (или континентальной в целом) тектоносферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как внутренней неоднородностью тектоносферы, так и приложением внешних тектонических сил, трансформации латеральных токов в вертикальные (и наоборот) и образования зон оттока вещества и областей его нагнетания.

Основной объем (от 50% до 85%) сиалических литосферных плит, или – лучше сказать – сиалических масс, по существующим представлениям, сформирован в раннем докембрии, и первично они занимали на глобусе совершенно иное положение. В последующем литосферные плиты перемещались в пространстве по сложной траектории на сотни и тысячи километров, пока не заняли своего современного положения. Но если литосферные плиты испытывают горизонтальные перемещения, причем на расстояния весьма значительные, то логично предположить, что эти движения должны найти отражение в проявлении внтуриплитных структурных, структурно-метаморфических и тектоно-магматических преобразованиях.

Действительно, как показано мной на многочисленных примерах, породы кристаллического основания древних кратонов испытывают структурные и вещественные преобразования, отражающие поступательное движение горных масс и изменение внутриплитного структурного плана. Главной формой тектонических движений при этом является деформация объемного течения горных пород в твердом и квазипластическом состоянии, сопровождаемая комплексом вещественных (метаморфизм, плавление, гранитизация) преобразований. Конечным результатом является формирование гигантских горизонтальных кристаллических протрузий или плито-потоков. Подобный механизм формирования структуры массива и пространственного расположения его парагенетических ансамблей находит подтверждение и при физическом моделировании.

Для структуры горизонтальных протрузий (плито-потоков) и проявления в их пределах тектоно-деформационного процесса характерны следующие особенности.

(1) Специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение по направлению длинной оси структуры. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания *(flattening and squeezing zones)*; линейные зоны осепродольного течения *(zones of lengthwise-axial concentrated tectonic flow)*; зоны субгоризонтального течения *(lateral tectonic flow)* и срывов *(detachments)*; зоны диссипативного сдвигового объемного течения *(dissipated strike-slip flow zones);* зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс *(distention or asylum zones).* Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций *(high-strain shear zones).* Также характерны: общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок.

(2) Структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга тектоническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов (detachments) и ярко выраженная внутренняя субслойная структурно-метаморфическая расслоенность;

(3) Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы.

(4) Внутренняя структура, отличающаяся от структуры соседствующих с протрузией тектонических элементов (зон, массивов, террейнов и пр.).

(5) Высокоградиентный метаморфизм с чередованием зон разной степени вещественной трансформации пород в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма.

(6) Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс.

(7) Наличие гранитного магматизма, проявляющегося на поздних стадиях консолидации.

(8) Наличие субвертикальных и субгоризонтальных зон офиолитового и тектоно-метаморфического меланжей.

(9) Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания).

Анализ литературных данных и специально проведенные исследования показывают: формирование «плито-потоков» – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. *Своим существованием они отражают реальную (зафиксированную в структуре коры) внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов.*

В ряде районов устанавливается определенная этапность формирования структурно-тектонического плана, которая коррелируется с этапами вещественного преобразования пород. При этом характерной чертой, не нашедшей должного отражения в геодинамических моделях, является чередование эпох растяжения и сжатия, которые фиксируются особенностями проявления деформационного, метаморфического и магматического процессов. В частности такая последовательность чередования эпох транспрессии и транстенсии была установлена нами для Карельского массива. Одним из возможных объяснений этого феномена может быть признание пульсационного режима Земли, но, исходя из современных представлений и парадигм, можно предложить иное решение. Чередование эпох транстенсии и транспресии вполне объяснимо в случае признания асимметричности и незамкнутости конвективных ячей и существования продольной (по длинной оси ячеи) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементов адвекции), а также наличие двухъярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномасштабными ячейками в верхней мантии и более мелкими в пределах астеносферы-литосферы (рис. 3.3.3). В этом случае квазипластичные литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать то в условия сдвига с растяжением, которое сопровождается проявлением основного вулканизма, слабым проявлением метаморфизма и подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных и астеносферных масс (underplating), то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккретированием корового слоя в пограничной зоне «фундамент-чехол» (intraplating, overplating). Чередование режимов «горячая» – «холодная» мантия (кора) в условиях «давление + сдвиг» приводит [1] к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм и гранитизация).

Данная концепция, обединяющая явления латерального перемещения масс, их структурно-вещественную перестройку в режиме сдвигового течения и формирование гигантских горизонтальных протрузий (плито-потоков) находит подтверждение на примере материалов по Карельскому массиву, Украинскому щиту [3], поясу Лимпопо (Африка) [5] и других регионов.

Выявленные закономерности можно объяснить при допущении асимметричности конвективных ячей и наличии директивной латеральной ветви течения. В этом случае дрейфующие сиалические массы будут последовательно попадать то в условия транспрессии с интенсивной структурно-вещественной переработкой, гранитизацией, вертикальным аккретированием коры, то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с проявлением основного вулканизма, слабым метаморфизмом и подслаиванием коры за счет деплетированной мантии. Изложенная схема находится в согласии с расчетными моделями (например, [4]), которые объясняют механизм движения литосферных масс вдоль латеральных ветвей мантийных плюмов и изменение их термического режима во времени.

Иные соотношения верхнемантийных диапиров и структуры корового слоя наблюдаются на территории Южного Тянь-Шаня, который на новейшем этапе представляет собой часть Евразийского внутриконтинентального орогена, возникшего на месте молодой эпигерцинской платформы. Привлечение данных по структуре коренных толщ, глубинному строению, современному напряженному состоянию, а также физико-математических моделей – все это позволяет связать формирование неотектонического морфоструктурного

плана региона с объемным перераспределением вещества в коровом слое: оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область поднятия. Латеральное течение реализуется на разных уровнях верхне-и нижнекорового слоев. Возникновение латеральных токов и их трансформация в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны впадин причинно связаны с развитием неоднородностей в активизированной разуплотненной мантии и формированием верхнемантийных (астеносферных) плюмов. Реконструкция тектонической эволюции, структура горных масс и морфоструктура региона свидетельствуют о зарождении относительно изометричных плюмов (без ярко выраженного директивного течения вещества) на начальных стадиях плитного этапа (ранняя юра), об их относительно слабом выражении на плитном этапе (юра-ранний эоцен) и о резкой активизации мантийных неоднородностей на новейшем этапе.

Таким образом, можно говорить о двух разновидностях плюмов (конвективных или адвективных ячеек), с «ориентированным» и «неориентированным» течением вещества в их апикальных частях. Они имеют различное выражение в структуре корового слоя и в морфоструктуре его поверхности. В первом случае мы видим «нестационарное» развитие земной коры с неоднократной сменой режимов, преимущественно *сдвиговую тектонику и слабо выраженную морфоструктуру*. Во втором – относительно стационарный режим развития коры, *складчато-надвиговую тектонику и контрастную морфоструктуру*. Стационарный и нестационарный режимы могут, по-видимому, чередоваться во времени.

Структуры, отвечающие практически всем параметрам горизонтальных плито-потоков, обнаружены не только в континентальной литосфере, но и в пределах современных океанов и приокеанических зон (Карибско-Антильская дуга и дуга Скотия), и, таким образом, горизонтальные плито-потоки – это категория структур, имеющая глобальное распространение. В качестве предположения – интуитивного и основанного лишь на косвенных данных и соображениях логического характера – добавлю, что формирование данного типа структур сопровождается образованием «гранитно-метаморфического» слоя за счет структурно-вещественной переработки отложений, сначала краевых зон структуры, а затем и мощных осадочных толщ котловин внтуридуговых бассейнов. Происходит постепенная кратонизация внутренних объемов дуговых структур описанного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванкин П.Ф. В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. 259 с.

2. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.

3. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: НАН Украины, 1995. 159 с.

4. Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П. Конвекция и распределение вязкости в мантии // Физика Земли. 1997. № 3. С. 3-10.

5. McCourt S., Wilson J. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa Geol. Dept. & University West Austral. 1992. Pabl. 22. P. 237-245.

К ТЕКТОНИКЕ НЕВЕЛЬСКОГО (02.08.2007 г., M~6,1) ЦУНАМИГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (ЮЗ САХАЛИН)

Ломтев В.Л.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru

Землетрясение произошло днем 2.08. 2007 г. на шельфе ЮЗ Сахалина (Татарский пролив) близ порта Невельск в зоне Западно-Сахалинского регионального разлома (рис. 1). По данным Сахфилиала ГС РАН его магнитуда составила (M) ~6,1 при глубине очага 12 км. По типу подвижки это был меридиональный взброс восточного (67^o) падения, сопровождавшийся подъемом шельфа (рис. 2), тремя волнами цунами высотой до 2-3 м, несколькими ощутимыми (M~5,5-6) афтершоками на глубинах 10-12 км в течение следующих суток, выходами метана в порту и на побережье, деформацией зданий в прибрежной части города (более 200 из них определены к сносу), построенной на отсыпных, неравномерно обводненных (протечки) грунтах (В.П. Мясников, личн. сообщ.). Оползни, камнепады, осыпи, открытые трещины на дорогах, деформации ж/д и автомобильных мостов, домов и дачных домиков обнаружены южнее Невельска (по Н.А. Урбан [7]). Т.о. это знаковое событие, поскольку его магнитуда ниже общепринятой, пороговой (M7-7,5) для цунамигенных землетрясений, а само цунами возникло на малых, шельфовых глубинах [4]. Последнее местное цунами здесь было при Монеронском (M7,3) землетрясении 1971 г. Ниже обсуждается тектонические аспекты Невельского события, их связь со срывом Западно-Сахалинской коровой пластины к востоку по кровле асейсмичной литосферы (рис. 3; [10]).

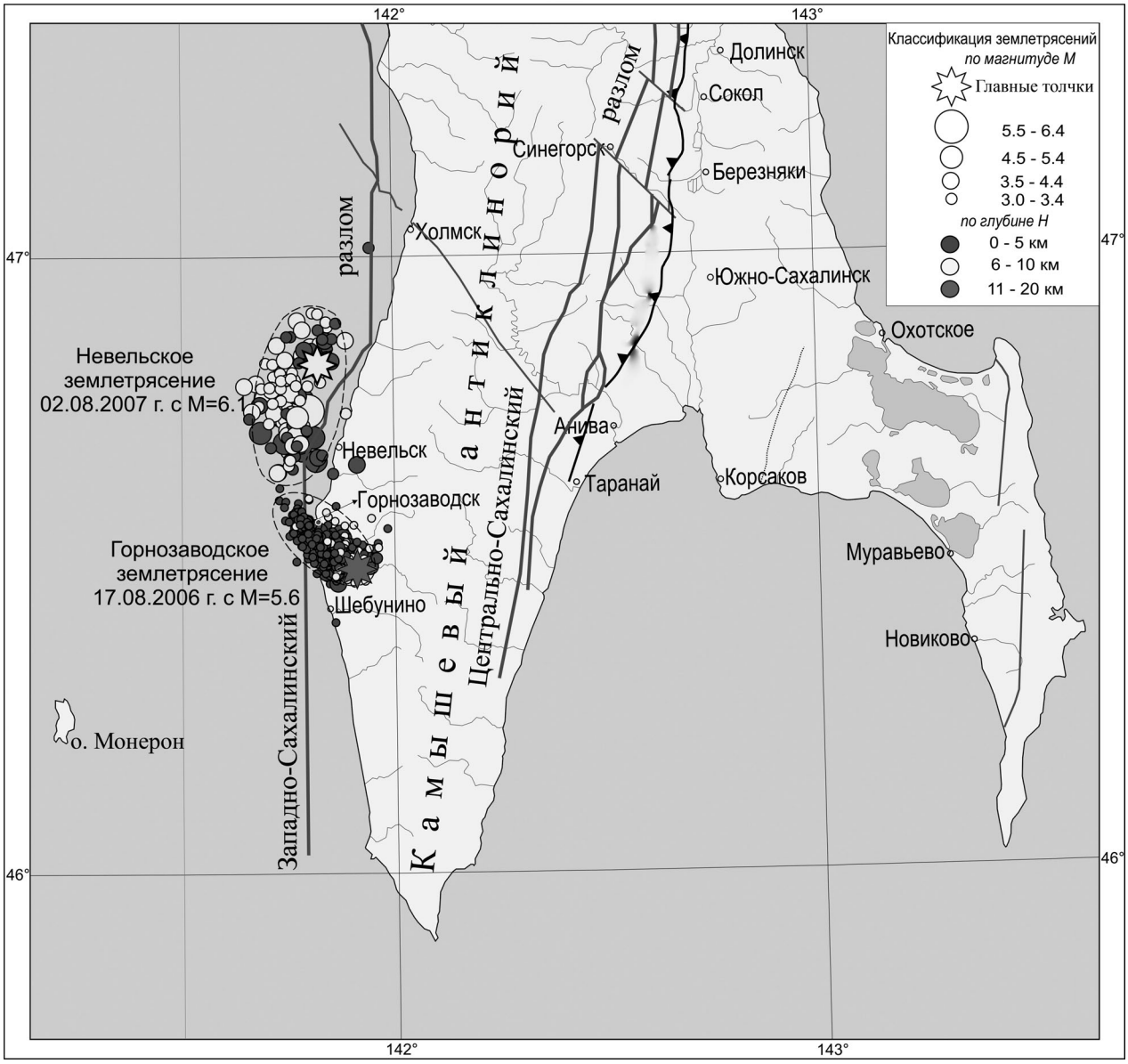


Рис. 1. **Карта эпицентров Горнозаводского и Невельского роев афтершоков (по данным СФ ГС РАН) с главными разломами Южного Сахалина по А.И. Кожурину.** Фронт аккреции выделен треугольниками

Региональные аспекты. Невельский рой афтершоков располагается на ЮЗ подводной окраине Сахалина, образованной западным крылом Камышевого антиклинория – среднечетвертичного, инверсионного поднятия в депоцентре неогенового краевого прогиба между Сихотэ-Алинем и Восточным Сахалином [5,9,10,13]. В широтном сечении это мегамоноклиналь с крутым и коротким восточным склоном высотой до 1 км во фронте Западно-Сахалинской коровой пластины, ограниченной Центрально-Сахалинским региональным взбросо-надвигом. Горизонтальное смещение по этому разлому достигает 5-10, вертикальное (по кровле мела) – 3-5 км [3,11,12]. Надвигание меловых пород сопровождается аккрецией осадочного неогена и местами грязевулканизмом. Западный пологий склон антиклинория слагают с поверхности осадочные отложения неогена и палеогена общей мощностью до 2-5 км, в которых картируются многочисленные складки, нередко сопряженные с крутопадающими разломами. По данным бурения 11 «сухих» (по нефти) скважин и МОГТ (рис. 4) сходное строение имеет смежный абразионный шельф [2,13]. Однако есть и отличия. Так, высота шельфовых складок достигает нескольких км, их оси ориентированы к СЗ, а ЮВ периклинали не закартированы (полускладки). Формирование складок традиционно связывают с правосдвиговыми смещениями по Западно-Сахалинскому разлому [11]. Однако отсутствие аналогичной системы полускладок на восточном, аккреционном склоне антиклинория и почти идеальная стратификация кайнозойского чехла на профилях МОГТ

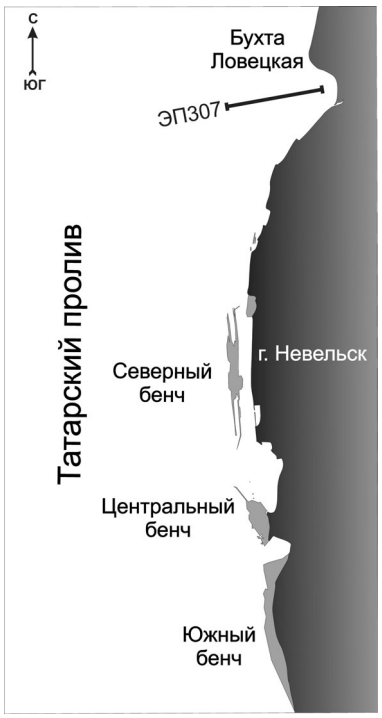


Рис. 2. **Схема новообразованных невельских бенчей масштаба 1:62500 с эхопрофилем №307**

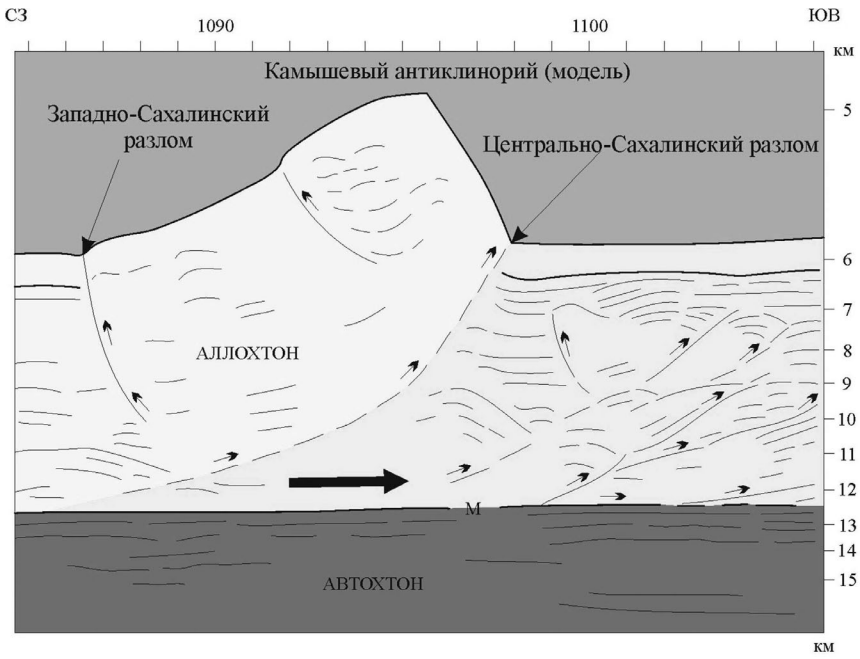


Рис. 3. Модель Камышевого антиклинория – надвиговая гряда на глубинном разрезе МОГТ (СЗ Пацифика [10]). Жирной стрелкой показано направление срыва

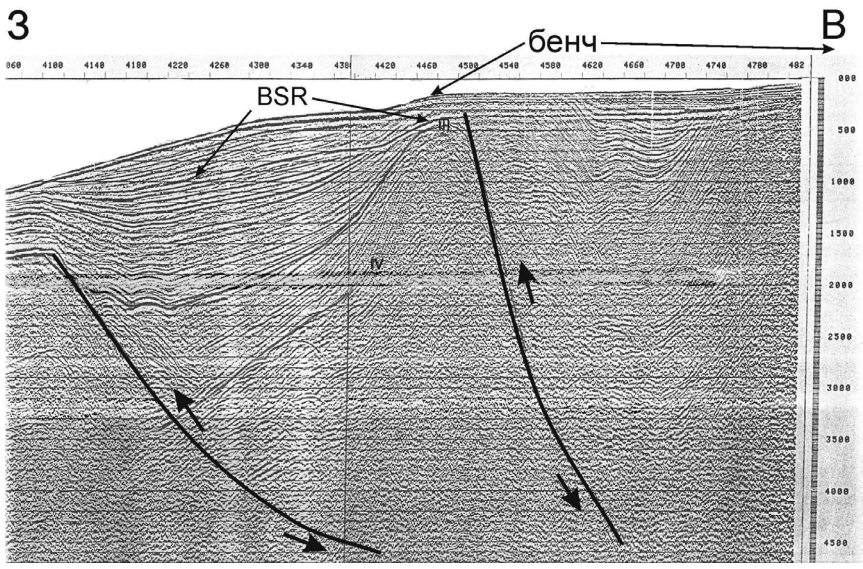


Рис. 4. **Фрагмент широтного профиля МОГТ №11 на ЮЗ окраине Сахалина между Холмском и Невельском [1].**

BSR – отражающая граница в подошве газогидратов; III, IV – сейсмокомплексы осадочного неогена; линии со стрелками – сместители взбросо-надвигов и смещения по ним. Цуг плоских отражений, секущий складки – волны-помехи, кроме верхней (бенч). По вертикали отложены секунды двойного пробега с шагом 0,1 с, по горизонтали – гидроточки ОГТ с шагом 40 точек/км

на шельфе указывают на его медленное сползание (крип) на западном склоне вероятно с отклоняющим влиянием силы Кориолиса [8]. Т.о. Камышевый антиклинорий, благодаря коровому срыву, имеет разные стили строения склонов. По данным МОГТ [2,13] шельфовые складки обычно сопряжены со взбросами и надвигами восточного падения (ретроразломы), образующими дуплекс Западно-Сахалинского разлома (рис.). Отметим встречное падение главных разломов на рис. 3, фиксирующее дивергентную структуру антиклинория, и характерную по В.Е. Хаину для кордильер Пацифики. Поэтому в качестве его натурной модели принята моноклинальная надвиговая чешуя высотой 1 км из зоны дивергентного срыва на ложе СЗ Пацифики [10]. В соответствие с ней Горнозаводский взброс 17.08.2006 г. (M5,6) на глубине 18 км, связанный с Центрально-Сахалинским разломом [6], можно считать предвестником Невельского взброса в зоне Западно-Сахалинского разлома (рис. 1). Т.о. главные продольные разломы Камышевого антиклинория видимо образуют тектоно- или динамопару. СЗ простирание Горнозаводского роя афтершоков, аналогичное полускладкам смежного шельфа [2,13], указывает на крип и связанную с ним сейсмичность верхней коры на западном склоне.

Локальные аспекты. Здесь выделим осушение трех прибрежных участков скального дна (бенчи), сложенных крутопадающими к западу пластами алевролитов невельской свиты среднего миоцена, частью окремнелых (рис. 2). Южный бенч примыкает к южной окраине Невельска (Казачки), где узкой (200-250 м) полосой протянулся на 2,3 км. Он срезает выходы наклонных пластов алевролитов и ограничен со стороны моря крутым уступом. Во время землетрясения был поднят на 0,5-1 м до уровня моря, поэтому частью притоплен. При штормовых нагонах он полностью затапливается. Осмотр не выявил крупных сейсмогенных трещин и разломов, что указывает на блоковый характер подвижек 2 августа. Пласты алевролитов ориентированы к СЗ под острым углом к простиранию берега и в полосе пляжа погребены под песчаными наносами мощностью более 1 м. В месте их выхода к берегу последний меняет ориентировку с субмеридиональной на ЮЗ. Центральный бенч в плане вытянут к СЗ на 750 при ширине до 250 м с южным молом (известная лежка сивучей). Последний при землетрясении, судя по морской капусте на стенках, был поднят на 1-1,5 м. Поверхность бенча ровная с небольшим наклоном к востоку. Она срезает крутопадающие к западу пласты невельских алевролитов и местами была слегка драпирована наносами и матами из морской капусты. При спокойном море бенч полностью осушен, но при штормовых нагонах частично или полностью затапливается. При осмотре обнаружены несколько выходов метана, шхерный, местами фиордовый, облик его краев (палеоглубины до 1 м), идеальная гладкость западного края при отсутствии наносов. Здесь также нет крупных сейсмогенных трещин и разломов. Отметим спокойной характер рельефа в зоне контакта южного и центрального бенчей с берегом, защищенным волноотбойной стенкой. Северный островной бенч также возник 2 августа за счет поднятия скального дна на 1-1,5 м вместе с севернымо молом. Протяженность о-ва достигает 2 км при ширине 150-210 м. С моря он почти недоступен из-за рифов, местами с пластами окремнелых алевролитов с острыми режущими краями. Рельеф бенча ложбинно-грядовый с двумя крупными, мелкими (до 1-1,5 м) заливами. Пласты невельских алевролитов здесь также круто падают к западу и четко выделяются из-за отсутствия наносов. Самые крупные гряды высотой до 1 м связаны с пластовыми сбросами и отчасти выходами окремнелых алевролитов. К северу от о-ва эхопрофилем №307 обнаружены продольные структурные гряды, перегораживающие выход из Ловецкой бухты. Их высота достигает 10 м, что указывает на образование гряд задолго до 02.08.2007 г., включая и скальную гряду высотой 6-8 м в соседней Ясноморской бухте в 4 км к северу. Поскольку обе бухты располагаются на выходе субширотных речных долин, то эти гряды связаны очевидно с выжиманием алевролитов при крипе, в основном асейсмичном, под боковым (горным) давлением вышележащего разреза. Глубины (до 7,3 м) смежной акватории порта почти не изменились, хотя здесь и наблюдался массовый выход метана. Сравнение аэрофотоснимков до и после землетрясения показало, что невельские бенчи точно соответствуют мелководным банкам, т.е. подвижки 2 августа были унаследованными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балабко Г.Ф., Ефременков А.Ф. и др. Комплексные региональные исследования в южной части Татарского пролива (объект 17/78). Южно-Сахалинск: Тихоокеанская морская геолого-геофизическая нефтегазовая экспедиция. 1979. 197 с.

2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 219 с.

3. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.

4. Кайстренко В.М., Ломтев В.Л. и др. Невельское цунами 2 августа 2007 года // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 133.

5. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части острова Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 50-57.

6. Левин Б.В., Ким Чун Ун, Тихонов И.Н. Горнозаводское землетрясение 17(18) августа 2006 года на юге о-ва Сахалин // Там же, 2007. Т. 26. №2. С. 102-108.

7. Ломтев В.Л., Кайстренко В.М. и др. Особенности тектонических деформаций при Невельском (02.08.2007 г.) цунамигенном землетрясении (M~6,1) // Проблемы сейсмобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2007. С. 43.

8. Ломтев В.Л., Кононов В.Э. Проблемы тектоники Северо-Татарского трога // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 227-228.

9. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий О.В. Геологическое строение, история геологического развития в неогене и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63-69.

10. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Чун Ун Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН, 2007. №4. С. 64-71.

11. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.

12. Паровышний В.А. Надвиговые системы в кайнозойских прогибах Чукотки и Сахалина. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2005. 23 с.

13. Чуйко Л.С., Куделькин В.В. и др. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1988. 284 с.

СЗ КОРОВАЯ ПЛИТА ПАЦИФИКИ

Ломтев В.Л.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru

Ниже представлены результаты изучения тектоники и экструзивного магматизма СЗ плиты Пацифики по данным высокочастотного (120-150 Гц) НСП и МОГТ [2-7]. Согласно [13] она выделяется между поднятием Шатского на востоке, зоной разлома Хоккайдо (Буссоль) на севере, Курило-Камчатским и Японским желобами на западе и горами Мид Пасифик на юге. Т.о. ее основными морфоструктурами являются краевой вал Хоккайдо и смежная абиссальная котловина Тускарора.

Дивергентный пластовый срыв слоев 1-4. Установлен по малоамплитудным чешуйчатым надвигам (дуплексы) встречного падения (рис. 1,2). На внешнем склоне и в автохтоне внутреннего склона упомянутых желобов они имеют ЮВ падение с вергентностью в крупных чешуях, формирующих тектонические ступени [5]. И напротив, на профиле МОГТ близ разлома Тускарора и профиля ГСЗ 1-0 надвиги имеют СЗ падение на расстоянии 650 км (вос-

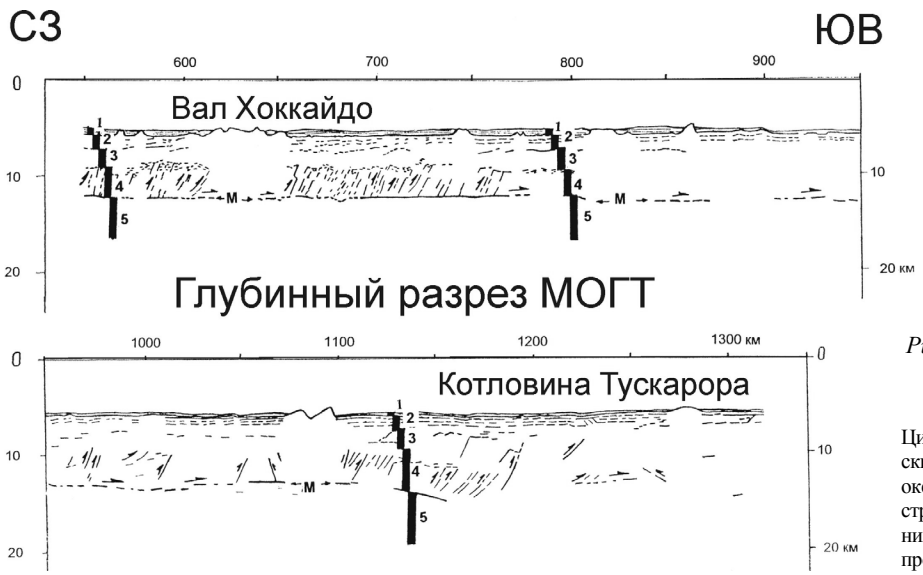


Рис. 1. **Глубинный разрез МОГТ в СЗ Пацифике близ разлома Тускарора [11,11*].**

Цифрами обозначены: 1-5 – геофизические слои. М – деколлемент (подошва океанической коры); наклонные линии со стрелками – чешуйчатые надвиги смещения по ним. Временной разрез по этому профилю см. в [9]

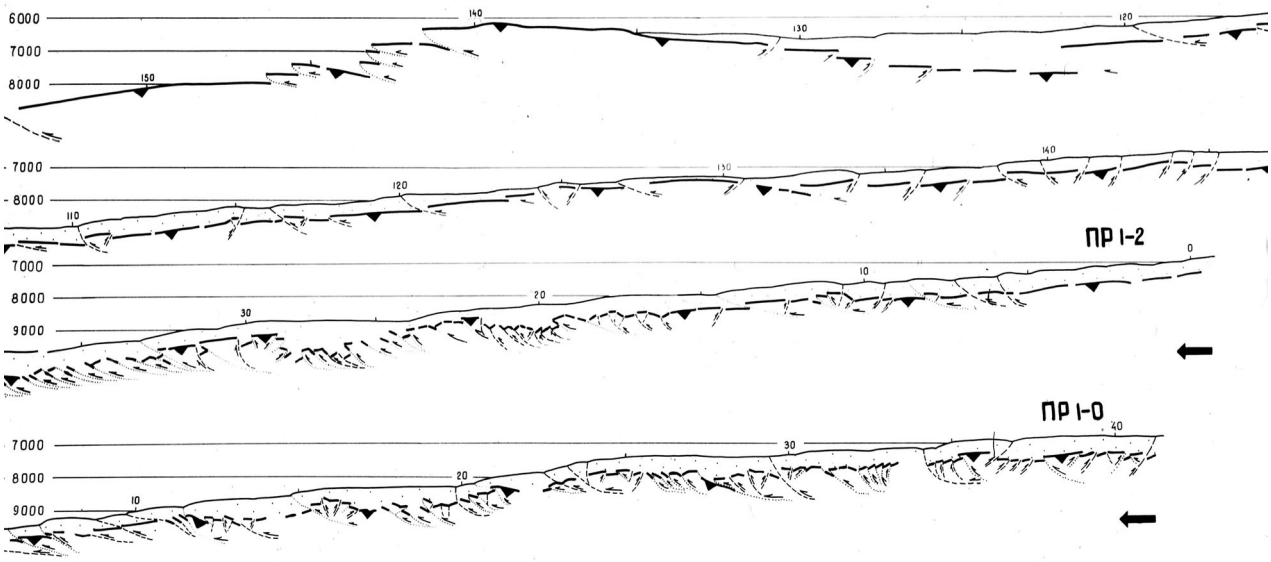


Рис. 2. **Глубинные разрезы НСП (верхние) и МОГТ (нижние) по внешнему склону Курильского желоба в реальном (1:1) масштабе [5].**

Чешуйчатые надвиги ЮВ падения смещают дно и кровлю слоя 2.
Жирными стрелками обозначено направление смещения западного аллохтона (плиты)

точная часть вала Хоккайдо и прилегающая котловина [4,11*]). Граница между дуплексами проходит по осевому рифтограбену (раздвиг) шириной до 30 км на вершине краевого вала и поднятиях зоны разлома Хоккайдо. Последняя в миниатюре напоминает срединно-океанический хребет с осевым рифтом, сегментированным поперечными сдвигами [11]. С основания сорвана океаническая кора в объеме слоев 1-4, образующая два площадных аллохтона (покрова). Фронт более крупного восточного аллохтона (асимметричный срыв) образует поднятие Шатского (блоковая мегамоноклиналь с крутым восточным бортом). Край западного аллохтона ограничен глубинным надвигом зоны Беньофа, точнее ее верхней фокальной плоскости [5]. В среднем плейстоцене-голоцене он был погружен на 10-15 км под весом тектонопары «региональный шарьяж–аккреционная призма» шириной около 100 км с желобом во фронте [6]. К ЮВ от раздвига на краевом вале срыв происходит по пологому (0,1°), гладкому деколлементу (поверхность срыва или зеркало складчатости) в кровле слоя 5 (автохтон субгоризонтально расслоенной нижней коры мощностью 22 км), что позволяет считать его пластовым и гравитационным по своей природе [3,11*]. Его развитие связано с плотными мезозойскими траппами мощностью около 3 км (высокоскоростной слой 3 и низы слоя 2), залегающих на морских осадочных породах раннего (палеозой-рифей?) Тетиса в слое 4 мощностью до 3,5 км [2,8,11*]. Трение в подошве аллохтона привело к формированию чешуйчатых (20-25°) надвигов, складчатости срыва в слое 4 (слой трения) или складчатого фундамента СЗ аллохтонной плиты и ее расчешуиванию на пакет пластин и чешуй разной (до 150 км) протяженности обычно с моноклиналями во фронте. На рис. 1 глубина срыва достигает 6-7 км под дном, но к поднятию Шатского она видимо увеличивается, поэтому внутрикоровый срыв может перейти в коровый [3]. С учетом известного низкого теплопотока (~ 1 е.т.п.[10,13]) он является «холодным» (первые сотни градусов [2]). Судя по малоамплитудным (первые сотни метров) конседиментационным асимметричным складкам в котловине Тускарора срыв развивался с раннего миоцена в режиме крипа или длительной ползучести. Но со среднего плейстоцена одновременно с заложением желобов Пацифики и пасаденской глобальной орогенией (по Г. Штилле [6]) крип ускорился, что фиксируют крупноамплитудные (~ 1 км) деформации позднемелового – палеогенового пенеплена Пацифиды (моноклинали [2,11], раздвиг, рамповые полуграбены – рис. 3,4 [11]). По данным донных сейсмографов в [12] он продолжается и в настоящее время, генерируя интенсивную мелкофокусную сейсмичность (новая сейсмическая провинция Земли [2,3]). Итак, позднекайнозойский дивергентный срыв слоев 1-4 привел к формированию СЗ аллохтонной плиты Пацифики (точнее двух плит) с характерной для плит и платформ двухъярусной (осадочно-вулканогенный чехол – складчатый фундамент), но бескорневой структурой. Важной признаком последней является парагенез разломов, когда все они независимо от типа, направления и амплитуды с приближением к деколлементу выполаживаются. Небольшая (до 1 км) глубина осевого рифтограбена (раздвиг) в сравнении с глубиной срыва обусловлена внедрением вязкого материала из слоя трения, что фиксируют многочисленные молодые экструзивные купола на его дне и плечах [11]. С учетом данных бурения в [2,8,11,13 и др.] сделан вывод, что до срыва данный регион был частью обширной континентальной платформы Пацифида, драпированной мезозойскими траппами (трапповая провинция по Г.Ф. Макаренко) и пестрыми лессами пенеплена, затопленной водами молодой Пацифики в раннем миоцене [2,8]. Иначе говоря, океаническая кора в объеме слоев 1-4 суть вулканогенно-осадочный чехол этой платформы, сползающий со склонов ее краевого поднятия, кроме плаща неоген-раннечетвертичных осадков, формирующих фаны (конусы выноса) каньонов Японо-Курило-Камчатской активной окраины на вале Хоккайдо и Камчатский мегафан в котловине Тускарора, и придонных гемипелагитов среднего плейстоцена – голоцена [2,6,8]. Фаны проградировали на ложе СЗ Пацифики до заложения смежных желобов в среднем (0,5-1 млн. лет) плейстоцене [6].

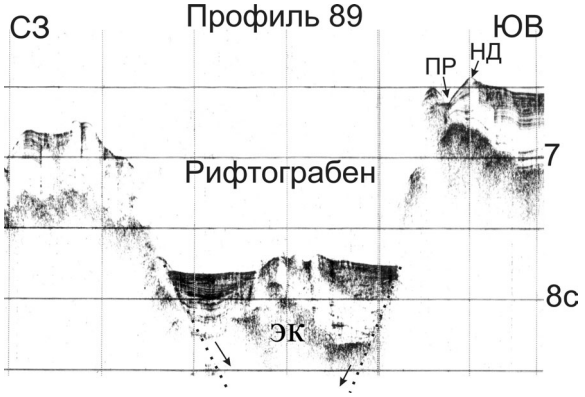


Рис. 3. **Профиль высокочастотного НСП 89 (5 рейс НИС «Проф. Гагаринский»-1989) через зону разлома Хоккайдо с рифтограбеном (раздвиг).**

Буквами обозначены: ПР – подводное русло, НД – намывная дамба, ЭК – экструзивный купол. Точки со стрелками – разломы (здесь сбросы) и смещения по ним

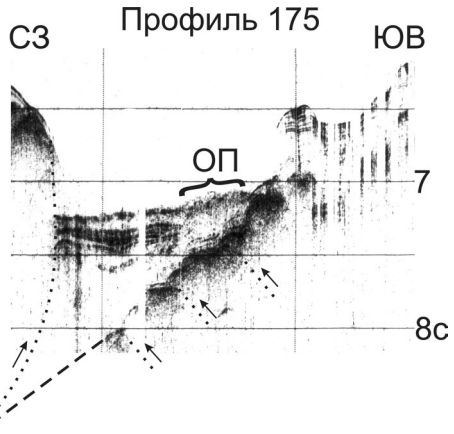


Рис. 4. **Профиль высокочастотного НСП 175 (5 рейс НИС «Проф. Гагаринский-1989) через рамповый полуграбен в окрестности зоны разлома Хоккайдо.**

ОП – оползень. Точки со стрелками – разломы (здесь взбросы) и смещения по ним. Пунктир – предполагаемое положение кровли автохтона

Экструзивный позднекайнозойский магматизм. Традиционно вслед за Г.У. Менардом конические горы, холмы и гайоты Пацифики рассматривались всеми исследователями как подводные вулканические, т.е. насыпные, лаво-шлаковые, постройки в основном юрско-мелового возраста [10-14 и др.]. Однако по данным НСП в большинстве своем они представляют собой позднекайнозойские экструзивные купола, диапиры или протрузии (вслед за [1]), поднимающие и/или прорывающие мезозойские траппы и надтрапповый мезокайнозойский чехол, нередко с признаками оползания и подводного размыва последнего [11]. Поскольку на расстоянии 650 км вдоль профиля МОГТ многочисленные экструзии не нарушают гладкий деколлемент в кровле слоя 5 (рис. 1), то приходим к выводу, что их ядра протыкания формировались над ним в слое 4 видимо благодаря гранитизации фаций раннего Тетиса [2,8]. Иначе говоря, экструзии (гранитные купола) и созданные ими конические формы рельефа ложа СЗ Пацифики можно считать индикаторами корового или внутрикорового срыва [3,11*]. Однако бурением на Императорских горах, Гавайях и островах ЮЗ Пацифики их ядра протыкания нигде не вскрыты [10,13,14 и др.]. С учетом низкого теплопотока на абиссали позднекайнозойский экструзивный магматизм, как и срыв слоев 1-4, также можно считать «холодным». Вероятно по этой причине в слое 4 в фациях раннего Тетиса и стала возможной термогенерация углеводородов (по-крайней мере газовых), откуда они мигрируют в слои 1,2 и отмечаются на профилях высокочастотного НСП ИМГиГ (АТЗ или скоростные аномалии типа «залежь» и многочисленные субвертикальные газопроявления, фиксирующие региональную газоносность осадочного чехла [4,7]). В западном аллохтоне экструзивные конические горы и холмы известны только на внешнем склоне и дне смежных желобов [5,12], но отсутствуют на их континентальных склонах возможно из-за выклинивания слоя 4. Если выплавка основных магм и формирование мезозойских траппов связаны с теплом трения «горячего» срыва в верхах мантии, то в мезокайнозойской истории региона, следовательно, было не менее двух эпох разноглубинного срыва. Одна из новых проблем – оценка амплитуды опускания ложа океана из-за оттока вязкого материала слоя трения кверху.

Итак, данные НСП и МОГТ указывают на развитие в СЗ Пацифике асимметричного дивергентного срыва слоев 1-4 в позднем кайнозое, с которым связано формирование бескорневой структуры СЗ коровой плиты (точнее двух плит), многочисленные проявления «холодного» экструзивного магматизма и региональная газоносность чехла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника, 2008. №2. С. 3-31.

2. Ломтев В.Л. Проблемы строения и истории развития ложа СЗ Пацифики // Фундаментальные проблемы геотектоники. Мат-лы XL Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2007. Т. 1. С. 398-400.

3. Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 508-512.

4. Ломтев В.Л. Признаки газоносности чехла котловины Тускарора (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 285-288.

5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте глубоководных желобов // Геоморфология, 1988. №4. С. 55-63.

7. Ломтев В.Л., Жигулев В.В. и др. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С.107-119.

8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Там же, 2004. Т. 1. С. 131-144.

9. Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расслоенность коры северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. 72 с.

10. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 232 с.

11. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана (статьи 2,3*). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 178 с.

12. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1979. 179 с.

13. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.

14. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

ЦУСИМСКАЯ МЕГАДАЙКА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Ломтев В.Л., Гуринов М.Г.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru

В настоящем сообщении по гравиметрическим данным в редукции Буге (рис. 1,2) и сейсморазведки МПВ и НСП МОВ(рис. 3,4) рассматриваются особенности строения Цусимской мегадайки (авт.) у края ЮВ

шельфа Корейского п-ва (Сино-Корейский щит). Это крупная линейная интрузивная структура выделяется положительными меридиональными изоаномалами 40-60 мгал протяженностью 220 и шириной от 5-10 до 50 км (см. ее также на гравикарте в [7]). К северу от широты 36,5° с.ш. Выделяется она и в аномальном магнитном поле [12], хотя представительные данные по ней авторам пока неизвестны. К северу дайка видимо имеет продолжение протяженностью около 100 км, оконтуренное изоаномалами 40 и частично 60 мгал и в плане смещенное на верхний уступ континентального склона примерно на 25 км при том же меридиональном простирании. На севере мегадайка параллельна береговой линии Корейского п-ова, а на юге выходит в мелководный Цусимский пролив (краевой мезокайнозойский прогиб Нактон [2,4,8]), что и определило выбор ее названия. Судя по рис. 1 она трассирует градиентную зону между малоамплитудным (± 30 мгал) гравиполем Корейского п-ова и почти на порядок (80-240 мгал) превосходящим его положительным полем над подводным продолжением массива или структурной зоны Собэк с возвышенностью Криштофовича (Уллындо) на СВ окончании (Прикорейский бордерленд [2,4,8-12]). Упомянутое различие в интенсивности гравианомалий известно давно, но до сих пор не получило сколько-нибудь удовлетворительного объяснения [7-12 и др.]. Итак, по данным гравиметрии в редукции Буге можно заключить, что Цусимская мегадайка трассирует зону глубинного разлома вероятно мантийного заложения, который здесь традиционно проводили мористее в основании верхнего уступа континентального склона (Восточно-Корейский разлом П.Н. Кропоткина и Ро Су Вона (см. ссылку в [8]). С учетом данных МПВ в [1,8,12] и выхода изоаномал мегадайки на побережье (рис. 1) можно предполагать его падение к западу под Сино-Корейский щит.

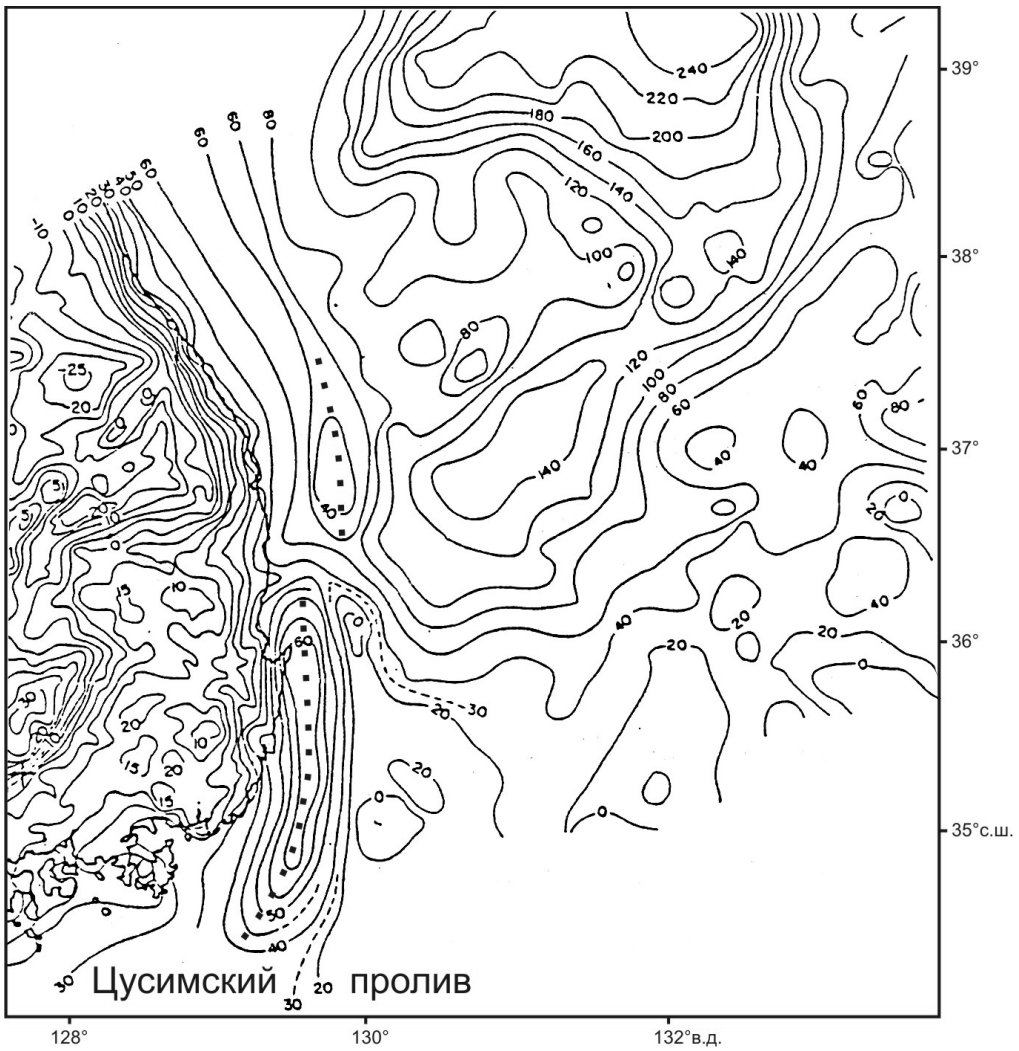


Рис. 1. **Гравикарта Корейского п-ова и его ЮВ подводной окраины в редукции Буге [10,12].**

Сечение изоаномал от 5 (суша и шельф) до 20 мгал (континентальный склон). Линия черных квадратов на внешнем шельфе – Цусимская мегадайка и ее северное продолжение (см. рис. 2)

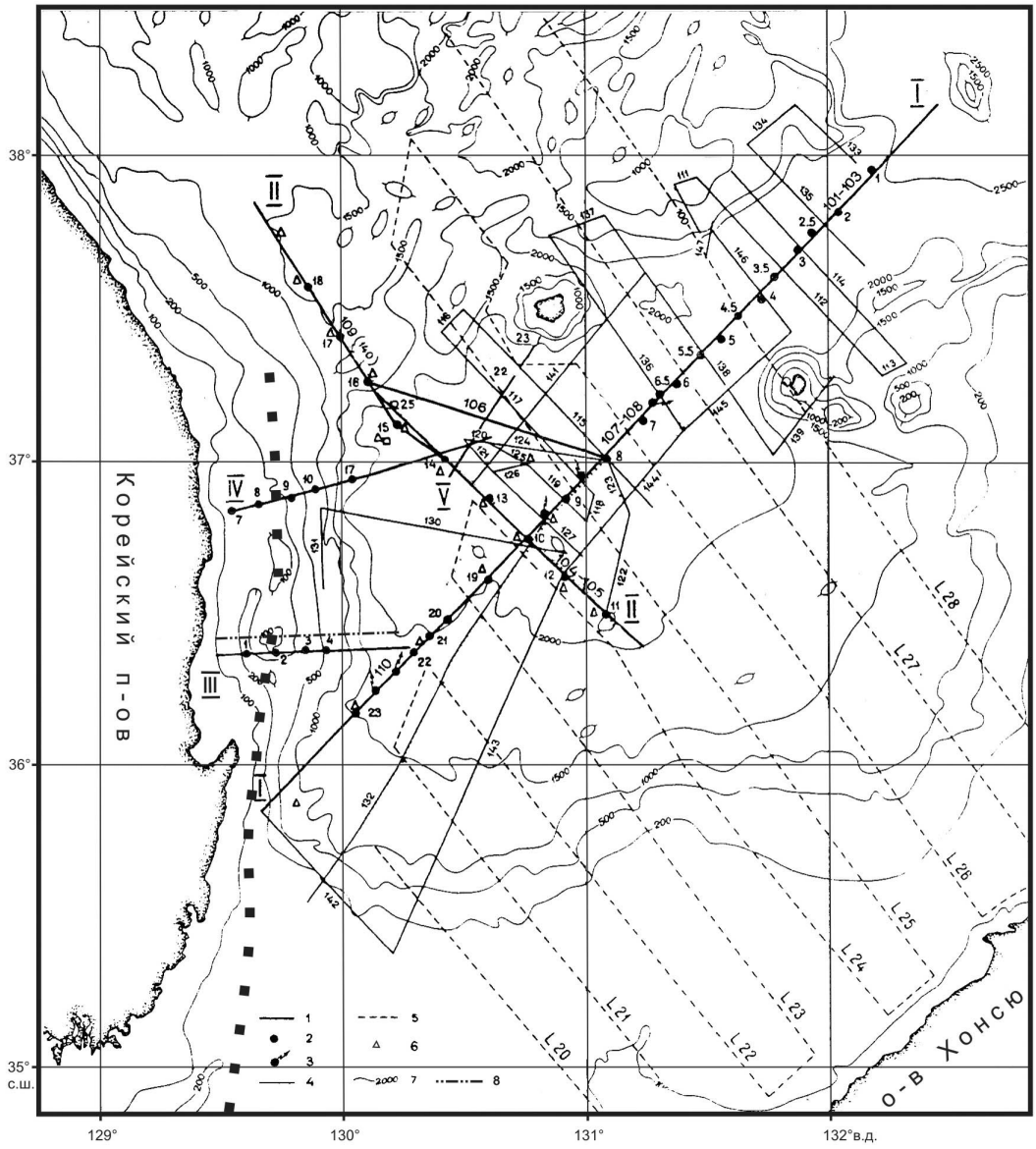


Рис. 2. **Батикарта ЮВ подводной окраины Корейского п-ова с профилями НСП и МПВ в районе котловины и трога Уллындо [1,4,9,12].**

Цифрами обозначены: 1 – профили МПВ ИМГиГ I-IV, 2,3 – положение АДСС и сейсмобуев соответственно, 4,5 – профили НСП ИМГиГ и Японской геологической службы соответственно [4,9,12], 6 – точки определения теплопотока, 7 – изобаты в метрах, 8 – профиль НСП №17 на рис. 4 [11]. Линия черных квадратов – Цусимская мегадайка

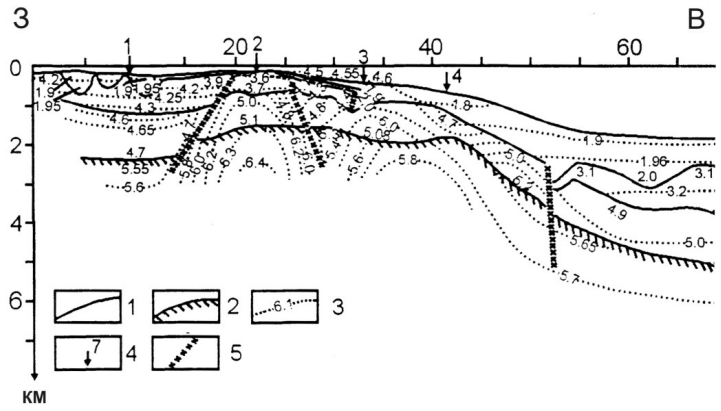


Рис. 3. **Южная часть глубинного разреза III МПВ [1].**

Цифрами обозначены: 1- преломляющие границы, 2 – подошва осадочно-вулканогенного слоя, 3 – изолинии скоростей в км/с, 4 – АДСС (автономные донные сейсмические станции), 5 – разломы, предполагаемые по данным МПВ [1,12]

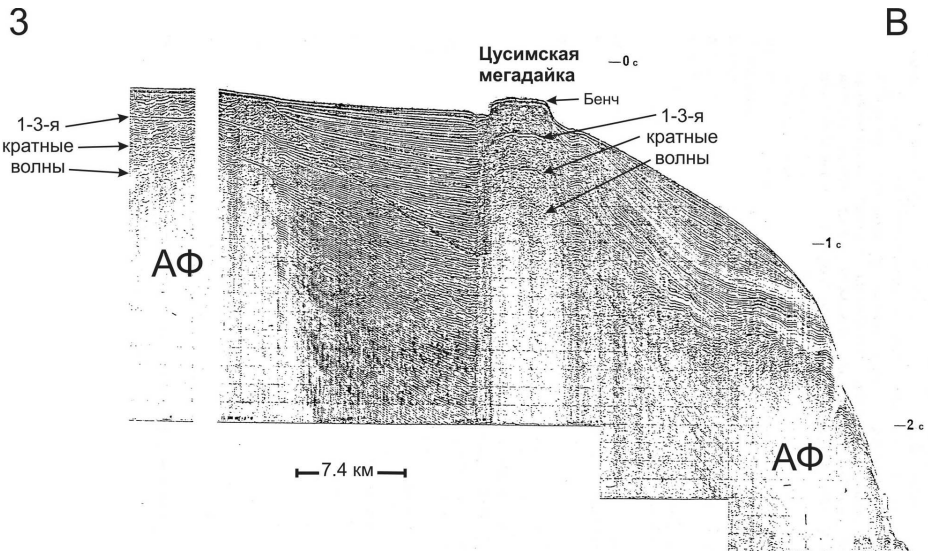


Рис. 4. **Профиль НСП МОВ №17 через Цусимскую мегадайку [11].**

Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега.
Зоны реверберации с 1,2 и 3-й кратными волнами в мегадайке (справа) и
в зоне выхода докайнозойских пород акустического фундамента (АФ) слева. Положение профиля см. на рис. 2

На рис. 3,4 представлены субширотные профили МПВ (III) и НСП МОВ (№17), пересекающие северное окончание Цусимской дайки [1,11]. На первом она представляет собой горст или штамповую антиклинальную структуру акустического фундамента, ограниченную нормальными сбросами, особенно с юга, поэтому ее поперечник с глубиной возрастает от 5 (у дна) до 15 км. И напротив, на профиле НСП ширина Цусимской мегадайки (~5 км) практически не меняется с глубиной (субвертикальное тело). Здесь отчетливо видно внедрение магмы в неоген-четвертичный морской осадочный чехол (висячий осадочный бассейн Пхохан [1]), с которым связано его видимое замещение интрузивными магматитами и небольшой (до 100 м) подъем. В рельефе внешнего шельфа дайка формирует низкую столовую, вероятно абрадированную (бенч), структурную дамбу, ограниченную изобатой 100 м (рис. 2). Местами дамба прорезана подводными долинами, выходящими на континентальный склон. По аналогии с Кони-Пьягинской и Магаданской мегадайками североохотского шельфа [5] маломощная (первые метры) валунно-галечная отмостка на бенче дамбы привела к образованию зоны реверберации сейсмических волн (система параллельных дну кратных волн) из-за резкого, от 1,5 км/с в воде до ~5 км/с в теле мегадайки, скачка скорости распространения продольных волн. Иначе говоря, эта зона реверберации маркирует Цусимскую мегадайку в неоген-четвертичном чехле. Вместе с тем на этом профиле НСП есть и другая зона реверберации сейсмических волн южнее под мелководным внутренним шельфом. И здесь она также вызвана резким скачком скорости в связи с тонкой (первые метры) валунно-галечной отмосткой на абрадированной кровле плотных, среднескоростных (~ 5 км/с) докайнозойских пород Сино-Корейского щита (акустический фундамент на рис. 3, [1,4,10-12]).

Прорыв неоген-четвертичного чехла Цусимской дайкой фиксирует ее заведомо четвертичный возраст, что согласуется с общепринятым, поздне-, реже среднечетвертичным, возрастом континентальных и островных шельфов Мирового океана, а также близким возрастом Трехбратской, Кони-Пьягинской и Магаданской мегадаек Охотского моря [5,6]. Если ориентироваться на вещественный состав многочисленных мелких даек Сино-Корейского щита [2,10], то исследуемую дайку могут слагать щелочные габброиды, трахидолериты или лимбургиты с ксенолитами ультраосновных пород. По аналогии с Великой дайкой шириной 2-3 и протяженностью 500 км (крупнейшая дайка мира), которая рассекает Африканский кратон и находится в многолетней горнорудной разработке [3], можно предполагать рудоносность и Цусимской мегадайки.

Итак, из представленных материалов гравиметрии и сейсморазведки можно заключить, что в геологии ЮВ шельфа Сино-Корейского щита появился новый объект для будущих исследований – Цусимская мегадайка, в плане разделяющая области молодого, плиоцен-четвертичного траппового магматизма основного состава (платобазальты) на суше и кислого экструзивного магматизма и вулканизма в котловине и троге Уллындо [2,4,10,12]. Вместе с охотскими мегадайками [5,6] это позволяет наметить ряд новых проблем в геологии, тектонике и магматизме континентальных и частью островных (СВ Сахалин и др.) шельфов Мирового океана и их краевых структурных дамб, связанных вероятно с глубинными разломами мантийного заложения. Кроме того, по сейсмическим данным МПВ и особенно МОВ (НСП и МОГТ) важно проверить и другие протяженные линейные, грави- и магнитные аномалии в [7,9 и др.] на предмет их связи с мегадайками ультраосновных и/или основных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И. и др. Строение восточного шельфа полуострова Корея по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология, 2000. Т. 19. №2. С. 3-16.
2. Геология Кореи. М.: Мир, 1964. 264 с.
3. Горная энциклопедия. Республика Зимбабве. М.: Изд-во Сов. энциклопедия, 1986. Т. 2. С. 388-392.
4. Ломтев В.Л. Новые данные о строении котловины и трога Уллындо (Японское море) // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 54-74.
5. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Новое в строении дна и истории Охотского моря // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 197-200.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифике (1980-2005 гг.) // Вестник ДВО РАН, 2006. №1. С. 59-66.
7. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана: Удинцев Г.Б. (ред.), МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, М.: СПб, 2003. 192 с.
8. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
9. Geological investigations in the northern margin of Okinawa Trough and western margin of Japan Sea. Tokyo: Geol. Survey of Japan, 1978. №10. 80 p.
10. Geology of Korea. Seoul: Geol. Society of Korea&Kyohak-sa, 1987. 515 p.
11. *Shluter H.U., Chun W.C.* Seismic surveys off the East coast of Korea // United Nations ESCAP, CCOP Technical Bull., 1974. Vol. 8. P. 1-14.
12. *Suk B.-Ch. et al.* An oceanographic study in the East Sea (the Sea of Japan) – Korea and Russia cooperative research. Seoul: KORDI, 1993. №10. 280 p.

АНОМАЛЬНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГЛУБИННОГО ИСТОЧНИКА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КАЛЬЦИФИРОВ ОХОТСКОГО МАССИВА: СЛЕДЫ ПОЗДНЕАККРЕЦИОННЫХ ДИФФЕРЕНЦИАТОВ ЗЕМЛИ?

Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А.

Центр Изотопных Исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Kirill_Lokhov@vsegei.ru

При помощи комплекса изотопных методов нами были изучены кальцифиры из раннедокембрийских пород Кухтуйского выступа Охотского массива (С.-В. России). Установлена их длительная эволюция с этапами становления: 1939±18 млн.лет (кристаллизация цирконов по U-Pb методу), 1823±64 млн.лет (закрытие Sm-Nd изотопной системы в пироксенах и гранатах: T < 750 ^{o}C) и 1678±8 млн.лет (закрытие Rb-Sr изотопной системы в флогопите T < 480 ^{o}C). Изотопно – геохимические данные, с одной стороны, указывают на компоненту корового вещества в кальцифирах ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_I$=0,71621±15; $\varepsilon_{Nd}(T)$=-16,6), с другой стороны было оценено, что глубинный источник кальцифиров характеризовался близким к мантийному изотопным составом углерода и кислорода ($\delta^{13}C$ = -6±1,5‰ PDB и $\delta^{18}O$ = 3±1,5‰ SMOW) [1,2].

Для идентификации возможного присутствия мантийной компоненты мы изучили изотопный состав гафния в цирконах из кальцифиров. Проведенные нами геохимические исследования цирконов, а именно изучение локального распределения редкоземельных элементов REE в них при помощи SIMS SHRIMP-II показали, что эти минералы обладают специфическими спектрами распределения REE, характерными для цирконов, кристаллизовавшихся в условиях высокой активности углекислотного флюида. Кристаллы цирконов имеют неоднородное строение с характерной блочной структурой. Кроме генерации с возрастом, отвечающим времени кристаллизации кальцифиров, установлено присутствие древних ядер. Отличительной особенностью цирконов является их выраженная геохимическая гетерогенность даже в пределах индивидуальных зерен, как по спектрам распределения REE, так и по вариации величины Th/U отношения от 0,01 до 0,4. Эти особенности позволяют предполагать, что рост цирконов происходил из флюида, параметры которого изменялись в широких пределах за счет геохимического фракционирования в системе карбонат – углекислый флюид [2]. Учитывая когерентное поведение гафния и неодима в породах мантийного генезиса [3,4], критерием присутствия мантийной компоненты в породах испытавших коровую контаминацию может являться условие $\varepsilon_{Hf}(T) > 1{,}5\ \varepsilon_{Nd}(T)$, в данном случае $\varepsilon_{Hf}(1{,}93) > -25$.

Измерения изотопного состава гафния в цирконах осуществлялось локальным методом при помощи измерительного комплекса LA-MC-ICPMS, состоящего из мультиколлекторного ICP масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune и системы лазерной абляции New Wawe DUV-193.

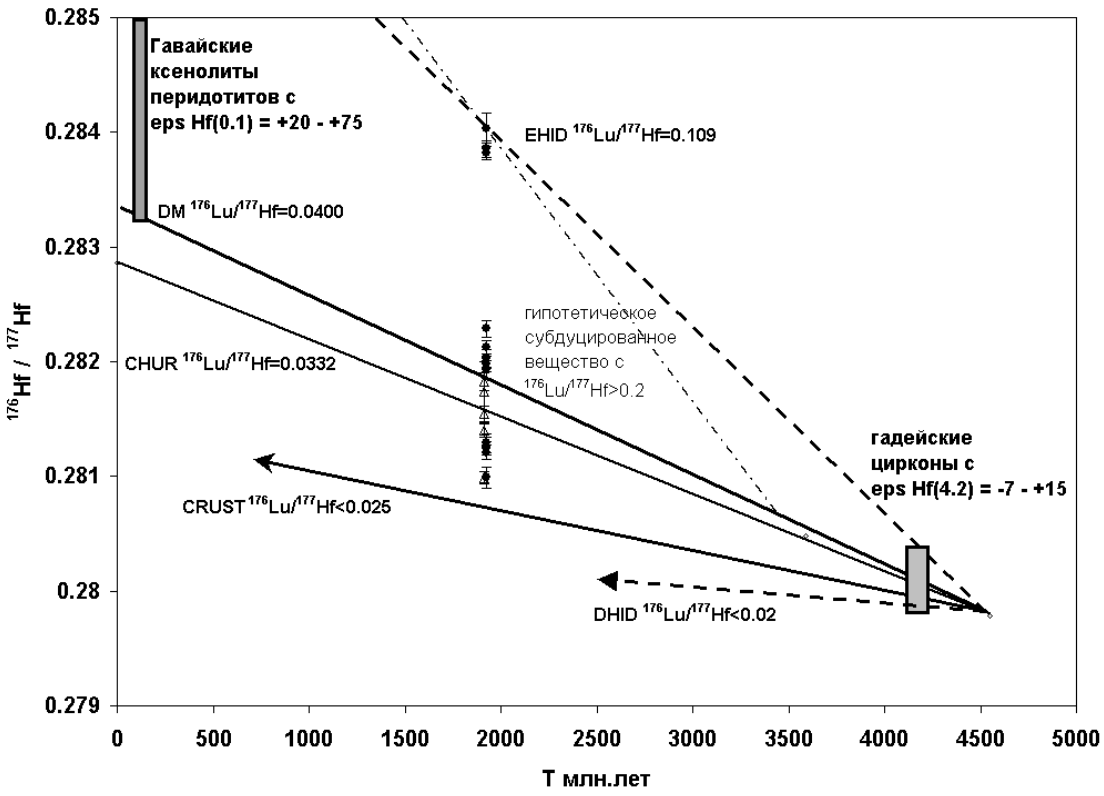
В результате проведенных изотопных измерений (табл.) установлено, что цирконы кальцифиров, кроме коровой компоненты с $\varepsilon_{Hf}(1{,}93) = -21$, содержат ***экстремально*** радиогенный гафний: $\varepsilon_{Hf}(1{,}93) = +80 – +87$. Столь радиогенный изотопный состав гафния установлен в цирконах впервые.

Изотопная систематика гафния в Земных породах

Изотопный состав гафния в цирконах из кальцифиров

Циркон, точка	$^{176}Hf/^{177}Hf$	Погрешн. 1 сигма	$\varepsilon_{Hf}(T)$	Циркон, точка	$^{176}Hf/^{177}Hf$	Погрешн. 1 сигма	$\varepsilon_{Hf}(T)$
661-1	0.2819290	0.0000770	+12.1	661-12-1	0.2838189	0.0000586	+79.2
661-2	0.2840367	0.0001330	+87.0	661-12-2	0.2838533	0.0000759	+80.5
661-3	0.2821240	0.0000569	+19.1	661-13	0.2812459	0.0000610	-12.1
661-4-2	0.2812084	0.0000625	-13.5	661-14	0.2819796	0.0000696	+13.9
661-5	0.2820243	0.0000862	+15.5	112-2-1	0.2817390	0.0002600	+5.0
661-6	0.2822855	0.0000768	+24.8	112-3-1	0.2818219	0.0000778	+7.9
661-7	0.2812919	0.0000810	-10.5	112-3-2	0.2815441	0.0000730	-1.9
661-8	0.2809901	0.0000941	-21.2	112-4-1	0.2813995	0.0000620	-7.1
661-9	0.2820264	0.0000781	+15.6	112-7-1	0.2809872	0.0000549	-21.7
661-11	0.2812660	0.0000788	-11.4				

Рассчитанные величины $\varepsilon_{Hf}(1,93) = +80 – +87$ соответствуют величине отношения в глубинном источнике $^{176}Lu/^{177}Hf$ около 0,1 при условии его отделения от первичного вещества Земли ранее 4,4 млрд.лет, либо еще большим величинам $^{176}Lu/^{177}Hf = 0,2\text{-}0,25$, за счет добавления в DM вещества, обогащенного REE, например во время образования континентальной коры Охотского массива 3,4-3,5 млрд. лет тому назад (рис.). Оцененная величина $^{176}Lu/^{177}Hf$ в глубинном источнике кальцифиров почти в 3 раза более, чем в однородном хондритовом резервуаре CHUR или даже деплетированной мантии DM. Близкие величины отношения $^{176}Lu/^{177}Hf$ известны только для источника некоторых гадейских (Hadean) цирконов с возрастом более 4 млрд.лет (см. рис.). Предполагается, что этот специфический резервуар был образован на самом раннем этапе дифференциации Земли, и в дальнейшем он исчез за счет конвекции в деплетированной мантии DM и рециклинга вещества коры [5]. Причины аномалий начального изотопного состава гафния, т.е. $\varepsilon_{Hf}(T) > 2\varepsilon_{Nd}(T)$, являющихся следствием высоких величин отношений $^{176}Lu/^{177}Hf > (^{176}Lu/^{177}Hf)_{DM}$ (например, в ряде перидотитовых ксенолитов из Гавайских вулканитов [7]), объясняются субдукцией в DM океанических пелагических осадков с высокими концентрациями REE [3, 6, 7]. Если следовать этой логике, то для образования в гадее – раннем архее аномального резервуара необходимо предполагать следующее: (1) тектонический режим с субдукцией; (2) наличие океана; (3) существование зрелой континентальной коры и соответствующего режима ее выветривания для генерации пелагических осадков.



Изотопная систематика гафния в Земных породах

С нашей точки зрения, перечисленные предположения являются сомнительными, поэтому мы предлагаем альтернативную модель. При «нормальной» магматической дифференциации мантийного вещества дифференциация Lu и Hf определяется высокими коэффициентами распределения тяжелых REE в высокобарические фазы, прежде всего гранат. Это приводит к увеличению Lu/Hf отношения в деплетированной мантии DM относительно однородного хондритового резервуара CHUR. Если допустить, что на заключительном этапе аккреции Земли происходило интенсивное импактно – индуцированное термальное воздействие на материал планеты в приповерхностных условиях, то дифференциация Lu и Hf определялась термической диссоциацией главных минералов протовещества. Это вещество вероятнее всего было аналогично хондритам CI [8], которые содержат в качестве главных минеральных фаз глинистые минералы группы монтмориллонита, сульфаты и карбонаты, являющиеся носителями REE, в то время как гафний сконцентрирован в высокотемпературных конденсатах. Относительно низкотемпературное термическое воздействие на материал типа хондритов CI должно приводить к диссоциации водных минералов и карбонатов с генерацией водно-углекислотных флюидов обогащенных REE но не Hf, т.е. с исключительно высокими Lu/Hf отношениями. Гидротермальное воздействие таких флюидов на окружающее вещество могло приводить к генерации материала с высокой величиной отношения Lu/Hf. Мы предлагаем называть такое модельное вещество EHID –»Enriched Hadean Impact Differentiates» (соответственно комплиментарное к нему – «Depleted Hadean Impact Differentiates» DHID). При последующей дифференциации планеты и образовании протокоры вещество EHID и DHID могло быть частично ассимилировано древнейшими вулканитами, а частично ими погребено, оказавшись в составе литосферной мантии.

Впервые обнаруженная в постгадейских породах компонента вещества EHID вероятно сохранилось в части мантии, не участвовавшей в глобальной конвекции, а именно в субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) под раннеархейским Охотским массивом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузьмин В.К., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Матуков Д.И., Богомолов Е.М. Возраст и изотопно-геохимические характеристики раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива. // Тезисы Всеросс. совещания: Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т.I.,Москва GEOS, 2006, p.378-381

2. Лохов К.И., Прасолов Э.М., Капитонов И.Н., Кузьмин В.К., Родионов Н.В., Богомолов Е.М., Сергеев С.А. Изотопная геология раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива, (С.В. России). // Региональная геология и металлогения, 2008, в печати.

3. Vervoort J.D., Blichert-Toft J. Evolution of depleted mantle: Hf evidence from juvenile rocks through time // Geochim. et Cosmocim. Acta, 1999 v.63, n3/4, p.533-556.

4. Salters V.J.M., White W.M. Hf isotope constrains on mantle evolution. // Chemical Geology, 1998, 145, p. 447-460.

5. Harrison T.M., Blichert-Toft J., Muller W., Albarede F., Holden P., Mojzsis S.J. Heterogeneous Headen Hafnium: Evidence of Continental Crust at 4.4 to 4.5 Ga. // Science, 2005, v.310, p.1947-1950.

6. Bizims M., Sen G., Salters V.J.M. Hf-Nd isotope decoupling in the ocean lithosphere: constrains from spinel peridotites from Oahu, Hawaii. // Earth and Planetary Science Letters, 2003, 217, p.43-58.

7. Salters V.J.M., Zindler A. Extreme $^{176}Hf/^{177}Hf$ in sub-oceanic mantle. // Earth and Planetary Science Letters, 1995, 129, p.13-30.

8. Додд Р.Т. Метеориты. Петрология и геохимия. М., Мир, 1986, 384 с.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА КОСТОМУКШИ: К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКА ИЗОТОПНО – ЛЕГКОГО УГЛЕРОДА В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЛЮДИКОВИЯ

Лохов К.И.[1], Антонов А.В.[1], Устинов В.Н.[2], Лукьянова Л.И.[1], Прасолов Э.М.[1], Гольцин Н.А.[1]

[1]Центр Изотопных Исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Kirill_Lokhov@vsegei.ru
[2]АК «АЛРОСА», г. Санкт-Петербург

Вулканогенно – осадочные комплексы людиковия Балтийского щита специфичны присутствием существенных количеств осадочных пород с восстановленными формами углерода. Характерным примером является разрез людиковия Онежской структуры, в котором находится не менее 10^{10} тонн восстановленного углерода, отчасти в виде шунгитов различных типов [6, 7]. Примечательно, что балансовые расчеты показывают, что суммарный углерод людиковийских осадков (карбонатный и восстановленный) имеет аномально легкий изотопный состав, $\delta^{13}C_{sum} < -10 – -15‰$. Возможная интерпретация возникновения осадков с изотопно легким углеродом – приповерхностное окисление метана нижележащих осадков, генерированного за счет деятельности биоты [9], и возможно зафиксированного на некоторое время в виде газовых гидратов. С другой стороны, при взаимодействии глубинного углекислого флюида с кристаллическими породами коры, что вызывает ее гранулитизацию, происходит существенное абиогенное изотопное фракционирование углерода с фиксацией в нижних горизонтах изотопно легко-

го углерода в виде рассеянного атомарного в кристаллических решетках минералов, и в виде графита. Последующая активизация нижнекоровых гранулитов может привести к поступлению в осадочную оболочку углерода со значительно более легким изотопным составом, чем в мантии: $\delta^{13}C < -5 – -7‰$ [4]. Если это имело место, то должны наблюдаться магматические породы с возрастом порядка 2 млрд. лет, смешанного генезиса (корово-мантийные), обогащенные флюидными компонентами с аномально изотопно легким углеродом, который может быть зафиксирован в виде карбоната. В пределах Балтийского щита крупные интрузивные тела пород соответствующего возраста и генезиса не известны, однако таковые могут быть среди дайковых комплексов. Наиболее полно дайковые комплексы изучены в пределах выработки Костомукшского железорудного месторождения, где отмечаются дайки различного состава, и, как выяснилось в результате данного исследования, различного возраста и генезиса.

В Костомукшском районе выявлены десятки даек, которые образуют кусты, общее количество тел – близко к пятидесяти. Дайки мощностью от 0,2 до 4 м залегают среди графитисто-кварцево-биотитовых, кварцево-серицитовых, тальково-хлоритовых сланцев и магнетитовых кварцитов костомукшской и гимольской серий верхнего архея [2]. Они приурочены к зоне глубинного разлома близкого к меридиональному направления и имеют преимущественно северо-западное (350°-355°) простирание с падением на северо-восток под углом 70°-80°. Здесь выделяются ультраосновные, основные и салические существенно лейцитовые лампроиты. Возраст лампроитов определен 1230 млн.лет, а их глубинный источник согласно изотопной Sr-Nd систематике соответствует обогащенному мантийному резервуару EM I [5].

В данной работе приведены результаты изотопного изучения ранее не известных дайковых пород, также установленных в Костомукшском карьере и их сравнению с ранее полученными характеристиками для типичных лампроитов.

В отличие от всех известных ранее даек карьера, их простирание субширотное северо-восточное. Породы, слагающие дайки имеют резко переменный состав в пределах интрузивных тел, им свойственна значительная карбонатизация, иногда окварцевание. Они имеют определенные черты сходства с лампроитами Костомукши, но по ряду признаков ближе по составу к лампроитам миаскитового ряда. Основной породообразующий минерал пород, слагающих дайки, – магнезиальная слюда, поэтому в данной работе они названы слюдитами [1].

Возрастные и генетические отношения между несколькими контрастными по составу дайковыми сериями, известными в Костомукшском карьере, не достаточно ясны, хотя минералогические и петрологические данные предполагают некоторую разницу между ними.

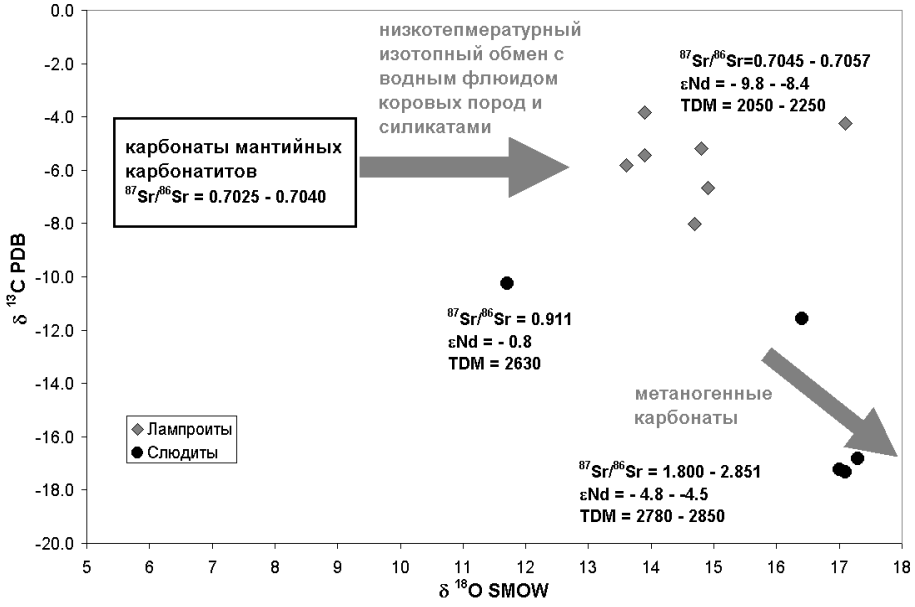
Мы изучили изотопный состав углерода и кислорода для того, чтобы охарактеризовать состав и генезис породообразующих флюидов, а также Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы в слюдах из слюдитов. Для лампроитов данные были получены ранее [5].

Полученные изотопные данные суммированы на рис. и указывают на контрастные различия пород. В карбонатах из лампроитов содержится углерод с типично мантийным $\delta^{13}C$, а большая, по сравнению с карбонатитами величина $\delta^{18}O$, своим происхождением обязана низкотемпературным процессам взаимодействием флюид-порода на постмагматической стадии [11]. Для карбонатов из слюдитов характерен изотопный состав углерода и кислорода в «метаногенных» карбонатах (возникших в результате окисления метана), что определяет исключительно низкие величины $\delta^{13}C = -15 – -18‰$ [8].

Начальный состав стронция в лампроитах близок к таковому, наблюдаемому в мантийных карбонатитах, а величины $\varepsilon Nd(T)$ указывают на то, что они произошли из обогащенного мантийного источника EM I. При том, что возраст внедрения лампроитов составляет 1230 млн. лет, модельный возраст источника около 2 млрд. лет [5]. Для слюдитов характерны исключительно высокие начальные отношения для стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i > 1$) и отрицательные величины $\varepsilon Nd(T)$. Rb-Sr датирование слюдитов позволило установить, что их возраст составляет примерно 2 млрд. лет, а исследование Sm-Nd системы указывает на модельный возраст источника порядка 2,7 млрд. лет. Таким образом, модельный возраст лампроитов и возраст внедрения слюдитов совпадают, т.е. образование обогащенного мантийного источника лампроитов маркируется внедрением слюдитов, представляющих собой, по-видимому, гибридные породы (смесь мантийного и нижнекорового вещества).

Принимая начальный изотопный состав стронция для этого вещества 0,715, мы рассчитали, что за время 0,7 млрд. лет (интервал 2,7 млрд. лет – 2 млрд. лет) для образования аномально высоких начальных отношений стронция, определенных по карбонатам из слюдитов, требуется, чтобы рубидий-стронциевое отношение в источнике находилось в пределах от 7 до 35. Это указывает на то, что источник слюдитов имеет коровою компоненту вещества (по составу типа калиевых гранитоидов), а присутствие метана во флюидной фазе определяется присутствием графита, что обычно для нижнекоровых гранулитов.

Изотопный состав углерода в графите из гранулитов составляет $\delta^{13}C = -20 – -31‰$ [3], а изотопный состав углерода метана, возникающего за счет реакции с водным флюидом при 450-700 ^{o}C примерно на 5‰ тяжелее и должен быть порядка $\delta^{13}C = -15 – -26‰$. Измеренные величины $\delta^{13}C$ в карбонатах из слюдитов отвечают этому диапазону, что подтверждает образование CO_2 флюида слюдитов и, соответственно карбонатов за счет окисления глубинного абиогенного метана.



Изотопная систематика C, O, Sr и Nd для слюдитов и лампроитов Костомукшского железорудного месторождения.

Поля изотопного состава углерода и кислорода карбонатов мантийных карбонатитов по [10], тренд изменения состава при низкотемпературном изотопном обмене по кислороду по [11], изотопный состав метаногенных карбонатов по [8]

В результате изучения слюдитов было установлено, что существует глубинный источник смешанного генезиса, доставлявший в верхние горизонты коры изотпно легкий углерод абиогенного генезиса. Примечательно, что возраст магматических производных этого источника около 2 млрд. лет, т.е. соответствует людиковийскому времени вулканизма и осадконакопления в палеопротерозое Балтийского щита. Полученные данные могут свидетельствовать, что накопление огромных количеств изотопно легкого углерода в осадочных комплексах людиковия связанно не столько с активностью биоты того времени, сколько с активизацией упомянутого глубинного нижнекорового источника за счет раннепротерозойского суперплюма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А.В., Лохов К.И., Лукьянова Л.И., Прилепский Э.Б., Богомолов Е.С., Устинов В.Н. Геохимическая характеристика дайковых пород Костомукшского железорудного месторождения: систематика стабильных и радиогенных изотопов. // Разведка и Охрана недр, 2008, в печати.

2. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петразоводск «Карелия» 1981, 142 с.

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., Прасолов Е.М. Фракционирование изотопов углерода при гранулитизации земной коры и изотопные аномалии в осадочных комплексах. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя», СПб, ИГГД РАН 2-4 окт. 2007, Центр информационной культуры, 2007 , с.206-209.

5. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита. // Петрология, 1999, том 7, №3, с. 252-275.

6. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. 207 с.

7. Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. Кар.ФАН СССР,1991, с.106-117.

8. Прасолов Э.М., Лохов К.И., Логвина Е.А., Мазуренко Л.Л., Соловьев В.А., Блинова В.Н., Иванов М.К. Происхождение карбонатов в районах современной подводной разгрузки флюидов по данным изотопной геохимии. // Региональная геология и металлогения, 2006, 28, с. 158-174.

9. Юдович Я.Э. Карельский изотопный феномен: неразгаданная тайна. // Вестник Инст. Геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006, N2, 134, 480, с.9-12.

10. Keller J., Hoefs J. Stable isotopic characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai In: Bell K., Keller J. (Eds) Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and petrogenesis of carbonatites. Springler, Berlin. 1995. P. 113-123.

11. Wilson M.R., Kjarsgaard B.A., Taylor B. Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Gras field, Northwest territories, Canada // Chemical Geology, 2007, v.242., p.435-454.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ АРХЕЯ (НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Лубнина Н.В.[1], Слабунов А.И.[2]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва, lubnina@rambler.ru
[2] Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru

Палеомагнитный метод – один из немногих в геологии, позволяющий количественно определять взаимное положение блоков земной коры. Однако в настоящее время вопрос о времени формирования магнитного поля Земли дискуссионен, впрочем, как и вопросы геодинамики архея. Именно поэтому накопление новых данных по палеомагнетизму архея имеет первостепенное значение как для решения вопросов геодинамики ранней Земли, так и для понимания ее эволюции в целом.

Согласно современным моделям, в момент формирования твердого ядра должно быть отмечено резкое повышение напряженности магнитного поля [14, 30]. Гипотеза Хейла предполагает резкое возрастание магнитного диполя Земли на границе архей – протерозой (2.5 млрд лет), что позволяет говорить о зарождении и росте внутреннего ядра [16]. Вместе с тем, палеомагнитные исследования пород мезо-неоархейского возраста кратона Пилбора [21] и коматеитов Барбетонского зеленокаменного пояса [17, 35] указывают на то, что геомагнитное поле уже существовало вплоть до 3.5 млрд лет тому назад. Палеомагнитные исследования, проведенные на палеоархейских тоналитах и интрузивах Плутона Каап Велей (Южная Африка, 3210-3218 млн лет), показали наличие инверсии в этом временном интервале [19].

В настоящее время в Глобальной палеомагнитной базе данных имеется 113 единичных палеомагнитных определения, полученных на породах архейского возраста. Однако кондиционных определений (индекс палеомагнитной надежности 4-5) для древних кратонов немного. Можно отметить следующие из них: палеомагнитные полюсы, полученные для базальтов кратона Пилбора [31], базальтов Трансваальского бассейна [33], для долеритов Западной Гренландии Северо-Атлантического кратона [27], для вулканитов системы Нянзиан (западная Кения, [24]), гранитов и кварцевых монцонитов субпровинции Вава кратона Сьюпириор [32].

Для Фенноскандинавского щита (ФЩ) в этой базе данных значится не более 10 единичных определений для архейских пород. Палеомагнитный полюс 2680±3, полученный на кварцевых диоритах Васпаисъярви [27] свидетельствует о положении Карельского кратона в на 60-х широтах северного полушария. Вместе с тем, в анализе участвовало лишь 12 образцов из одного сайта, и полученные направления характеризуются лишь одной полярностью. На высокоширотное положение Карельского кратона в неопротерозое указывают и данные по гранулитам Лиекса (Центральная Финляндия [32]). Причем если гранулиты Лиекса демонстрируют отрицательное наклонение, то гранулиты Васпаисъярви [27, 32]- положительное. С другой стороны, палеомагнитный полюс, полученный для габбро-норитов Шальской дайки [25], свидетельствует о положении Карельского кратона в приэкваториальных широтах в интервале 2608±56 млн лет. Другие палеомагнитные данные, полученные на породах архейского возраста, свидетельствуют о положении кратона в умеренных широтах, но южного полушария [1, 3, 5, 9 и др.].

Вместе с тем, в архейских породах, помимо первичной компоненты, выделяются несколько характерных более поздних направлений. Так, для Карельского кратона в большинстве пород выделяется компонента, палеополюс которой расположен в интервале 2.45-2.4 млрд лет части кривой кажущейся миграции палеополюса для ФЩ [2, 5, 9, 24 и др.]. Вместе с тем, в Остерских габбро-анортозитах, а также породах Лапландско-Кольского орогена [3, 9] выделяется компонента, среднее направление которой соответствует свекофенскому (1.85-1.9 млрд лет) для ФЩ.

Архейская часть ФЩ состоит из серии террейнов, история воссоединения которых предопределяет структуру щита, но вместе с тем мы не знаем истинные размеры и количество террейнов, принимающих участие в этих процессах, поскольку ФЩ был частью значительно более крупной структуры (возможно, первого суперконтинента, [12]), завершившей свое развитие к концу архея (2.7-2.6 млрд лет назад, [8, 28]). История «сборки» ядра ФЩ (как, впрочем, всего суперконтинента) не может быть решена без привлечения кондиционных палеомагнитных определений, полученных для разных террейнов.

Наиболее перспективными геологическими объектами для палеомагнитных исследований архея ФЩ, по-видимому, являются массивы санукитоидов, дайки базитов и возможно, гранулиты. Причем наиболее важные, на наш взгляд, – неоархейские санукитоиды с возрастом 2740-2,720 млн лет [11]. Они относительно широко распространены на всей территории Карельского кратона, их аналоги (например, монцодиориты-монцогаббро Туломского массива [19]) отмечаются в Кольской провинции. Результаты палеомагнитных исследований этой группы пород показали, что архейские компоненты в них имеются, хотя и далеко не во всех интрузивах [3, 9]. Учитывая широко развитые в Карельском кратоне массивов этой группы [6, 11, 20], они пред-

ставляют большой интерес для изучения древнего магнитного поля. Кроме того, в регионе установлены дайки неоархейских базитов [4], которые потенциально могут быть пригодными для проведения палеомагнитных исследований.

В ходе полевых работ 2007 г. были детально опробованы различные фазы Панозерской мафит-монцодиоритовой интрузии [6] и вмещающие ее мезоархейские метавулканиты. Кроме того, для тестирования возможного более позднего перемагничивания пород были опробованы палеопротерозойские (ятулийские) базальты Сегозерской структуры. Всего для проведения палеомагнитных исследований было отобрано в 6 сайтах 60 ориентированных кернов из интрузии, 8 кернов из палеопротерозойских базальтов и 8 ориентированных штуфов вмещающих пород.

Геологическое строение, состав и петрология Панозерской мафит-монцодиоритовой интрузии детально рассмотрен в ряде работ, наиболее полная из которых подготовлена коллективом С.Б. Лобач-Жученко [6]. Массив состоит из 5 магматических фаз, внедрившихся в ходе трех событий. Ранняя фаза представлена расслоенным мафит-ультрамафитовым комплексом, очень близкий возраст имеют ранние монцониты. В них установлены включения оцеллосодержащих миаскитовых лампроитов. Позднее формировались дайки лампрофиров первой генерации, горнблендиты и монцогаббро. Следующая фаза массива сложена среднезернистыми монцонитами с большим количеством ксенолитов пород предыдущих фаз. Четвертая фаза массива представлена монцонитами, которые отделены от предыдущих внедрением даек лампрофиров 2. Большая часть интрузии слагается кварцевыми монцодиоритами – поздняя составляющая массива. Возраст пород массива: 2765±8 (миаскитовые лампроиты) [8], 2737±10, 2727.1 ± 4.1 (монцониты) [10], 2742 ± 18, 2741± 12 (кварцевые монцодиориты), 2734±17 млн лет (монцодиорит) [11].

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лабораторные исследования проводились в палеомагнитной лаборатории Лундского Университета (г. Лунд, Швеция) и петромагнитной лаборатории МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва) и включали в себя цикл обработки палеомагнитных и петромагнитных исследований коллекций образцов по современной методике [7, 17, 35] и др. Измерения проводились в петромагнитной лаборатории МГУ на рок-магнитометре JR-6 (Брно, Чехия) и криогенном магнитометре SQUID 2G Enterprises (США) в палеомагнитной лаборатории Лундского Университета. Измерения магнитной восприимчивости после каждого шага размагничивания проводилось на каппа-мосте KLY-4S (Брно, Чехия). Сходимость результатов, полученных в разных лабораториях, хорошая. Компьютерная обработка результатов измерений выполнялась с помощью компьютерных программ [14].

В ходе детального терморазмагничивания и чистки переменным полем выделялось 3 компоненты намагниченности. Направление низкотемпературной компоненты совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ, и в дальнейшем она была исключена из рассмотрения. Среднекоэрцитивная/среднетемпературная компонента выделялась в интервале 200-450ºС и полях 3-30 mT. Компонента имеет северо-северо-западное склонение и положительное наклонение. Среднее направление в географической системе координат составляет: N=15 Dec=280º Inc=52º K=39.0 α95=6.2º. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты, составляет: Ф=33º Λ=311º dp=8.2º dm=5.6º, близок 1.95-2.0 млрд. лет полюсам ФЩ [1, 9]. Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента выделяется в интервале температур 500-580ºС и полей 30-100 mT. Компонента имеет преимущественно юго-восточное склонение и умеренное положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты в географической системе координат составляет: Dec=162.4º Inc=43.1º α95=7.5º. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точки отбора Ф=0.8º Λ=228.9º dp=9.3º dm=5.8º, близок палеомагнитному полюсу обратной полярности, полученному для пород Шилосской структуры Восточной Карелии [1]. Три образца имеют противоположное направление: N=3 Dec=347.8º Inc=-23.5º α95=15.1º. Сравнение средних направлений прямой и обратной полярности, полученных осреднением индивидуальных векторов, рассчитанных для каждого образца, показывает, что средние направления различаются статистически незначимо ($\gamma/\gamma c$=20/21,6 [22]). Палеомагнитный полюс, рассчитанный с направлений высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярности, составляет: Ф=8.0º Λ=227.0º и располагается вблизи полюсов, полученных для гнейсов пос. Шальский [5].

Образцы палеопротерозойских базальтов демонстрируют двухкомпонентный состав NRM. Низкотемпературная/низкокоэрцитивная компонента, выделяемая в интервале температур до 200ºС и полей 15mT, совпадает с направлением современного магнитного поля в районе работ. Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента намагниченности (Tub-520-570ºС и >40mT) имеет западное склонение и высокое положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты N=6 Dec=268º Inc=64.1º K=76.7 α95=7.7º. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты, составляет: Ф=39.1º Λ=329.1º dp=12.3º

dm=9.8º, близок сфекофенским (1.9-1.95 млрд. лет) полюсам ФЩ [1, 10]. В ряде образцов палеопротерозойских базальтов в интервале 450-560ºС выделяется высокотемпературная компонента, среднее направление которой составляет: N=4 Dec=310.4º Inc=68.5º α95=6.1º. Палеомагнитный полюс, соответствующий данному направлению, Ф=57.8º Λ=310.5º dp=10.5º dm=8.7º, значимо отличается от палеополюсов ФЩ. Вместе с тем, подобное направление выделяется в образцах Хижъярвинского массива (компонента А1, [1, 9]). Однако время приобретения породами этой компоненты намагниченности остается неопределенным.

Таким образом, новый палеомагнитный полюс, полученный на породах Панозерской санукитоидной интрузии, показывает, что в период 2,724 млн. лет Центрально-Карельский террейн Карельского кратона находился на 20-х широтах южного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия. Физика Земли, 2000. №5. 70-75.
2. Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Раннедокембрийские базиты Балтийского щита: геохимические типы и этапы образования как отражение плюмового магматизма // Мантийные плюмы и металлогения: Тез. Докл. Петрозаводск; Москва, 2002. С.13-17.
3. Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г., 2007. Палеомагнетизм позднеархейских интрузий санукитоидов и его значение для геодинамических реконструкций Балтийского щита в раннем докембрии // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 12-15 ноября 2007 г., 19-22.
4. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. U–Pb датирование дайкового комплекса Кировоградского месторождения (железорудная формация Кольского полуострова) //ДАН. 1998. Том. 360, № 5. С.673-676.
5. Краснова А.Ф., Гуськова Е.Г. О геодинамике развития Водлозерского блока Карелии в свете палеомагнитных данных // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1990. №1. С.103-110.
6. Лобач-Жученко С.Б. Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского масива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Том. 15. № 5. С . 493-523.
7. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.И. и др. Л.: Недра. 1982. 312 с.
8. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Ларионова А.Н., Бережная Н.Г., Гусева Н.С. Архейский возраст миаскитовых лампритов Панозерского комплекса Карелии // ДАН. Том. 413. № 4. 2007. С. 541-544.
9. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С**.** Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С. 3-32
10. Храмов А.Н., Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Иосифиди А.Г., 2006; Палеомагнитные исследования // Глава 1. Проект Svekalarko: Геологические и геофизические исследования Балтийского щита. 199-205.
11. Чекулаев В.П., ЛевченковО.А., Иванников В.В. и др. Состав, возраст и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива // Геохимия. 2003. № 8. С. 817–828.
12. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129-145.
13. Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99-134
14. Buffett B.A., Huppert H.E., Lister, J.R. & Woods, A.W.. Analytical model for solidification of the Earth's core // Nature. 1992. V. 356. N 6367. P. 329-331.
15. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney. 1994. 16 p.
16. Hale C.J. Paleomagnetic data suggest link between the Archean-Proterozoic boundary and inner-core nucleation // Nature. 1987. N 329. P. 233-237.
17. Hale C.J., Dunlop D.J. E. Evidence for an Early Archean geomagnetic field: a paleomagnetic study of the Komati Formation, Barbeton Greenstone Belt, South Africa // Geophys. Res. Lett. 1984. V. 11. P. 97-100.
18. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1980. V. 62. P. 699-718.
19. Layer P.W., Kroner A., McWilliams M. An Archean geomagnetic reversal in the Kaap Valley Pluton, South Africa // Science. 1996. N 273. P. 943-946.
20. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and western part of the Kola Peninsula, Russia // Geology of the eastern Finnmark – western part of the Kola region. Proceceeding of the 1-st international Barents Symposium. 1995. P. 29-47
21. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A.,Matukov D.I., Jarvis K.E. The Archaean sanukitoid series of the Baltic shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origion // Lithos. 2005. V. 79. P. 107-128.
22. McElhinny, M.W., Senanayake, W.E. Paleomagnetic evidence for the existence of the geomagnetic field 3.5 Ga ago // J. Geophys. Res., 1980. V. 85. P. 3523-3528.
23. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int, 1990. V. 103. P. 725-729.

24. Meert J.G., Van der Voo, R., Patel, J. Paleomagnetism of the Late Archean Nyanzian System, Western Kenya // Precambrian Research. 1994. V. 69. P. 113-131.

25. Mertanen S. Paleomagnetism of Archean rocks in the Karelian Province (Baltica) – comparison of data from Superior, Pilbara and Kaapvaal cratons // 25th General Assembly, EGS Symposium, CD-ROM Geophysical Research Abstracts 2. 2000.

26. Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., Arestova N.A., Kovalenko A. Early Paleoproterozoic-Archaen dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennscandian Shield – new paleomagnetic, isotopoic age and geochemical investigations // Precambrian Research. 2006. V. 144. P. 239-260.

27. Morimoto C., Otofuji Y., Miki M., Tanaka H., Itaya T. Preliminary palaeomagnetic results of an Archaen dolerite dyke of West Greenland: geomagnetic field intensity at 2.8 Ga // Geophys.J.Int. 1997. V. 128. P. 585-593.

28. Neuvonen K.J., Korsman K., Kouvo O., Paavola J. Paleomagnetism and age relations of the rocks in the main sulphide ore belt in central Finland // Bull.Geol.Soc.Finland. 1981. V. 53. P. 109-133.

29. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shipansky A.A., Svetov S.S., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds.) Geological Society. .Memoirs 32. London. 2006. P. 627-644.

30. Stevenson D., Spohn T., Schubert, G. Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // Icarus. 1983. V. 054, P. 466-489.

31. Strik G., Blake T.S., Zegers T.E., White S.H., Langereis C.G. Palaeomagnetism of flood basalts in the Pilbara Craton, Western Australia: Late Archaean continental drift and the oldest known reversal of the geomagnetic field // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 2551.

32. Vandall T.A., Symons D.T.A. Paleomagnetism of Archean granites and Matachewan dikes in the Wawa Subprovince, Ontario: reevaluation of the Archean apparent polar wander path // Canad.J.Earth Sci. 1990. V. 27. P. 1031-1039.

33. Vuollo J., Mertanen S. Dyke swarms and plate movements // Lithosphere. Symposium. November 9-10. 2006, Espoo. P. 221-227.

34. Wingate M.T.D. A palaeomagnetic test of the Kaapvaal – Pilbara (Vaalbara) connection at 2.78 Ga // S.Afr.J.Geol. 1998. V. 101. P. 257-274.

35. Yoshihara A., Hamano Y. Paleomagnetic constraints on the Archean geomagnetic field intensity obtained from komatiites of the Barberton and Belingwe greenstone belts, South Africa and Zimbabwe // Precambrian Research. 2004. V. 131. P. 111-142.

36. Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam a.o. 1967. P. 254-286.

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ХАРАМАТАЛОУСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Любоженко Л. Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Lnluboschenko@geo.komisc.ru

Хараматалоуский метаморфический комплекс (PR_1?) расположен на Полярном Урале, в центральной части одноименного блока. В его составе преобладают апоэффузивные гранатсодержащие эпидотовые амфиболиты и графитоидные слюдяно-кварцевые сланцы, в подчиненном количестве содержатся плагиогранитогнейсы, породы гондитовой формации, мелкие тела метаморфизованных долеритов. Породы преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, сопровождавшимися разномасштабными складчатыми деформациями трех периодов (F_1, F_2, F_3). С целью синхронизации этапов складкообразования с метаморфическими событиями нами проведен микроструктурный анализ амфиболов, соответствующих по данным микрозондовых исследований гастингситовой и обыкновенной роговым обманкам, эпидота и биотита. Ориентированные образцы отбирались из амфиболитов и слюдяно-кварцевых сланцев в призамковых частях мелких складок разных генераций. Ниже приведено описание наиболее характерных ориентировок минералов.

В полосчатых амфиболитах (обр.640, нижнее течение р. Изъякыръю), деформированных складкой F_1 субмеридионального простирания, определена ориентировка осей Ng и Nm гастингситовой роговой обманки. Ориентировка [001] совпадает с положением шарнира складки. Узор [010] образован несколькими максимумами, главный из которых расположен в плоскости, параллельной осевой поверхности складки. Меньшая часть зерен образует максимумы, ориентированные таким образом, при котором грани призм роговой обманки лежат в этой же плоскости.

Ориентировка [001] обыкновенной роговой обманки в призамковой части наложенной складки F_2, изгибающей мигматитовую полосчатость и кварцевые прожилки в эпидотовых амфиболитах (обр.511, водораздел р. Б. Хараматалоу и р. Тышор), совпадает с макроскопической линейностью, параллельной шарниру складки, погружающемуся в северо-восточном направлении. Оси [010] концентрируются преимущественно в плоскости, параллельной осевой поверхности складки. В незначительном количестве оси соответствуют положениям зерен, при кото-

ром их грани параллельны осевой поверхности и предыдущим граням. Гастингсит присутствует в незначительном количестве, в виде мелких, ориентированных в другом направлении зерен, включенных иногда в порфиробласты обыкновенной роговой обманки.

В образце (обр.614, нижнее течение р.Степрузь) из послойно мигматизированных эпидотовых амфиболитов, отобранном в призамковой части наложенной складки F_3 северо-западного простирания, определена ориентировка обыкновенной роговой обманки и реликтовой гастингситовой роговой обманки. Положение [001] обыкновенной роговой обманки совпадает с ориентировкой шарнира складки F_3. Узор [010] состоит из двух симметричных максимумов, расположенных в плоскости, совпадающей с осевой поверхностью складки. Кроме них наблюдаются незначительные максимумы, образованные кристаллами, грани которых параллельны этой же плоскости. Оси [001] и [010] гастингсита концентрируются в плоскости, примерно параллельной осевой поверхности складки F_3, отклоняясь от выхода ее шарнира на 30-40 градусов.

Для микроструктурного анализа эпидота использовались образцы, в которых уже были изучены ориентировки роговых обманок. Эпидот, соответствующий по составу пистациту, образует субидиоморфные зерна с ясной спайностью, параллельной граням (001) и (100).

Ориентировка [010] эпидота из замковой части складки F_2 (обр.511) совпадает с направлением ее шарнира. Оси Np образуют максимумы, расположенные под углом к осевой поверхности. Максимумы отвечают зернам, грани (001) которых параллельны осевой поверхности складки. Слабая концентрация осей в плоскости, параллельной осевой поверхности складки F_2, образована зернами, в которых другая спайность и грани (100) параллельны этой осевой поверхности.

На диаграмме, ориентированной перпендикулярно шарниру мелкой складки F_3 (обр.614), оптические оси [010] эпидота образуют максимум, совпадающий с макроскопической линейностью, расположенной параллельно шарниру складки. На диаграмме осей Np устанавливаются симметричные максимумы концентрации осей, соответствующие положениям зерен, при которых их грани (001) параллельны осевой поверхности складки. Незначительный максимум образован осями зерен, грани (100) которых расположены параллельно осевой плоскости.

Образование ориентированного расположения оптических и кристаллографических осей минералов, обладающих анизотропией роста, происходит, как известно, при кристаллизации в условиях одностороннего давления, в зависимости от направлений действующих внешних сил [1]. В изученных роговых обманках ось Ng расположена вдоль шарниров складок, а оси [010] концентрируются в максимумах, соответствующих ориентировке кристалла, при которой параллельно осевой поверхности располагаются грани призмы и плоскость (100). Такой тип ориентировки роговых обманок распространен во многих метаморфических комплексах и считается доказательством одновременности кристаллизации минерала и деформации [2, 3, 4]. Установленная ориентировка зерен эпидота: ось [010] располагается вдоль шарнира, а одна из спайностей параллельна осевой поверхности складки, также является признаком синхронности минералообразования и складчатости [5].

Результаты микроструктурных исследований позволяют утверждать, что в рассматриваемых породах складкообразование F_1 происходило одновременно с метаморфическими преобразования амфиболитовой фации, в ходе которых кристаллизовалась гастингситовая роговая обманка (ассоциация с андезином и гранатом), а формирование наложенных складок F_2 и F_3. осуществлялась синхронно с кристаллизацией обыкновенной роговой обманки и эпидота при повторном метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации.

Изучение ориентировок биотита приводит к аналогичному выводу. В слюдяно-кварцевых сланцах биотит обычно образует две системы сланцеватости. Более отчетливо выражена ранняя сланцеватость. Сланцеватость осевой поверхности в наложенных складках макроскопически видна редко и устанавливается только в шлифах. В изученных образцах, отобранных из призамковых частей наложенных складок присутствует биотит двух генераций: более крупный ярко-коричневый и мелкий светло-коричневый или зеленовато-коричневый. Пластинки ярко-коричневого (относительно высокотемпературного) биотита параллельны метаморфической полосчатости, которая совпадает, вероятно, с осевыми поверхностями ранних изоклинальных складок, деформированных поздней складчатостью. Чешуи бледно окрашенного биотита (низкотемпературного) формируют сланцеватость осевой поверхности наложенных складок, что свидетельствует о синхронности их кристаллизации и деформаций F_2 и F_3.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казаков А. Н. Новые данные по динамическому анализу микроструктурных ориентировок. Л.: Наука, 1970. С. 204-215.

2. Казаков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

3. Кожевников В. Н., Лазарев Ю. И. Предпочтительная ориентировка амфиболов // Зап. ВМО. 1976. Ч.105. №4. С. 408-417.

4. Сыстра Ю. Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. С. 103-116.

5. Ladurner J. Deformation, Wachstun und Reselung der Epidote als Gefugekorn und Einkristall. – Neues Jahrd / Mineral abhandl, 1951, v. 82, H. 3, S. 317-412.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА НОВЕЙШЕМ ЭТАПЕ (на примере Пачелмского и Днепровско-Донецкого авлакогенов)

Макарова Н.В.[1], Макаров В.И. [2]

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
Институт геоэкологии РАН, г. Москва, vladim-makarov@yandex.ru

Пачелмский и Днепровско-Донецкий – два крупнейших авлакогена Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Пачелмский авлакоген находится в центральной части Русской плиты и разделяет Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы. Он вытянут в с-з направлении более, чем на 700 км при ширине 60-100 км. В центральной его части Чучковским выступом от него ответвляется субмеридиональный Сасовский грабен. Днепровско-Донецкий авлакоген находится на южной окраине Русской плиты. Он также протягивается с с-з на ю-в более, чем на 2000 км при ширине 70-120 км, разделяя Белорусскую, Украинскую и Воронежскую антеклизы. В продольном сечении он сегментирован на прогибы-впадины – Припятский (ПП) и собственно Днепровско-Донецкую (ДДВ), разделенные Брагинско-Лоевской седловиной, и Донецкое поднятие с погребенным продолжением кряжа Карпинского (КК). Целью сообщения является сравнение степени переработки древних погребенных структур авлакогенов на новейшем этапе.

	Пачелмский	**Днепровско-Донецкий**
Возраст	Рифейский ($PR_{2)}$)	Позднепалеозойский ($D_{2-3} – C_{1)}$)
Мощность земной коры	42-43 км	40-33 км – пониженная, по сравнению с Воронежской антеклизой и Украинским щитом [3, 9]
Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента	3-4,5 км	5-6 км в ПП, 1-2,5 км на Брагинско-Лоевской седловине, 10-12 км в ДДВ и 20-23 км в пределах Донецкого поднятия и КК
Строение фундамента	Система продольных грабенов и горстов, нарушенных секущими разломами	
	Главный Рязано-Сердобский грабен обрамлен относительно поднятыми выступами-горстами и ступенями [1]	В ПП прогибе выделяется центральная наиболее поднятая ступень-горст, от которой блоки фундамента моноклинально наклонены к северу и югу. В ДДВ выделяется центральный грабен и отделенные от него продольными горстами сев. и южн. прибортовые грабены-троги
Разломы Краевые (продольные)	Сбросы, по ним происходит ступенчатое опускание фундамента с суммарной амплитудой до 1-3 км до 5-6 км Выражены рвами или трогами; кулисное строение зон предполагает сдвиговый характер	
	Определяют секущую сегментацию авлакогенов (чередование поднятий и депрессий)	
Секущие (поперечные и диагональные)	Преимущественно с-в	Субмеридиональные и с-в (Брусиловский, Каневско-Остерский, Криворожско-Кременчугско-Крупецкий, Орехово-Павлоградский и др.)
Выполнение	Рифей и нижний венд, мощность 2-3,5 км. Преимущественно терригенные отложения,. иногда с вулканитами	Средний девон-ранняя пермь, мощность более 4 км, увеличивающаяся к юго-востоку. Отложения включают терригенные, карбонатные, эффузивы, два горизонта соли, терригенно-карбонатные, угленосные
Плитная стадия	Поздний венд-кембрий, средний девон – кайнозой. Рязано-Саратовский прогиб	Поздний триас – палеоген –Украинская или Припятско-Днепровская синеклиза
Герцинский тектогенез	Преимущественно продольные валы и прогибы разного ранга, часто инверсионного типа, осложненные локальными структурами	
	Пронско-Зарайский, Окско-Цнинский, Керенско-Чембарские дислокации и многие др., осложненные структурами более высоких порядков	На востоке складчатое сооружение Донбасса и КК, состоящее из продольных антиклиналей и синклиналей, нарушенных разрывами
Альпийский тектогенез (мезозой-ранний кайнозой) Новейший этап (P-Q). Суммарная амплитуда новейших деформаций	Прогибание синеклиз, включающих большую часть территорий авлакогенов. Слабые более пологие деформации развивались конседиментационно, наследуя предшествующий структурный план	
	Московская синеклиза Ульяновско-Саратовская синеклиза	Дальнейшее развитие Припятско-Днепровской синеклизы
	В зап. части до 200 м, в центр. и вост. до 250 м	В ПП до 100-140 м, в ДДВ до100-200 м, в Донбассе более 300 м, на КК – 0÷ – 250 м
Рельеф	В с-з части склон Среднерусской возвышенности, возраст рельефа – плиоцен-четвертичный. Восточнее – возвышенность Окско-Цнинского вала и склоны Приволжской возвышенности, где рельеф миоцен-плиоценовый и четвертичный	Припятская и Приднепровская низменности. Возраст рельефа –плиоцен-четвертичный. Рельеф Донецкого кряжа формируется с миоцена

Структура	Большая часть авлакогена преобразована новейшими тектоническими движениями [7]. В з-с-з его части на него наложен субширотный Юхнов-Серпуховский прогиб, южнее которого выделяется поднятие, приуроченное к с-в крылу Воронежскоой антеклизы. В центр. части наложены субмеридиональные Окско-Донской прогиб и Окско-Цнинский вал. Восточнее над осевой частью авлакогена и с-в его бортом развито Керенско-Чембарское сводовое поднятие. Самая восточная часть более дифференцирована под влиянием Прикаспийского прогиба [7]	В ПП и ДДВ относительно поднятые и опущенные зоны, большей частью согласные с простиранием древних структур. Состоят из локальных структур разных порядков, многие из которых наследуют формы галокинеза [2, 5]. В ДДВ – общий наклон с с-в на ю-з. Ее сев. крыло вовлечено в поднятие южного склона, Воронежской антеклизы так что ось новейшего прогиба сместилась к югу. Новейшее поднятие Донецкого кряжа дифференцировано на ряд субширотных зон поднятий и прогибов несогласных относительно древних зон [4]
Разрывные нарушения	Представлены преимущественно трещинами разного генезиса, простирания, морфологии и кинематического типа, реже малоамплитудными разрывами. Им соответствуют различного рода линеаменты. Отдельную категорию представляют геодинамически активные зоны (зоны повышенной деформированности, трещиноватости и проницаемости)	
Степень наследования новейшими структурами древних	Частично наследуются отдельные элементы авлакогена и других древних структур: простирание ступеней, локальные поднятия	В ПП наследуются общее субширотное простирание древнего грабена, наклон современной поверхности к востоку, большинство структур разных порядков солевых и более глубоких горизонтов [5, 8]. В ДДВ установлена [2, 6] высокая степень наследования структур фундамента и многих локальных структур

Сравнительный анализ развития Пачелмского и Днепровско-Донецкого авлакогенов показывает различную степень их последующей переработки, в том числе на неотектоническом этапе. Первый из них претерпел более значительные перестройки и существенно переработан новейшими структурами, в порследних проявлены лишь отдельные элементы древних погребенных структур. Днепровско-Донецкий авлакоген остается более динамичным, активным и дифференцированным. Его северо-восточное крыло и частично юго-западное в новейшей структуре втянуты в поднятие Воронежского массива. В пределах этого авлакогена наследуются древние простирания и многие структуры погребенного фундамента и более высоких этажей, особенно локальные солевые структуры, многие из которых активны в настоящее время [2, 6]. По некоторым разрывам, особенно поперечным, отмечаются современные дислокации. Активными являются краевые разломы, ограничивающие Донецкое поднятие. Последнее испытывает воздействие Кавказского орогена, а его продолжение – кряж Карпинского – еще и влияние Прикспийского прогиба. Высокая степень наследования новейшими структурами древних и сравнительно небольшая перестройка планов характерны для Припятского прогиба. Возможно, это связано с устойчивостью геодинамических условий его развития на разных этапах. На новейшем этапе на него существенное влияние оказывает поднятие Украинского щита, вызывающее общий перекос впадины к северу. В целом формирование новейших структур над авлакогенами происходит в неоднородных геодинамических условиях, обусловленных влиянием активных систем: Кавказского орогена, достаточно консервативных поднятий Воронежского массива, Токмовского свода, Украинского щита, а также Прикаспийского прогиба. Геодинамические условия менялись во времени, что отразилось на формировании многих разновозрастных структур.

Работа является частью исследований, проводимых при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64335).

ЛИТЕРАТУРА

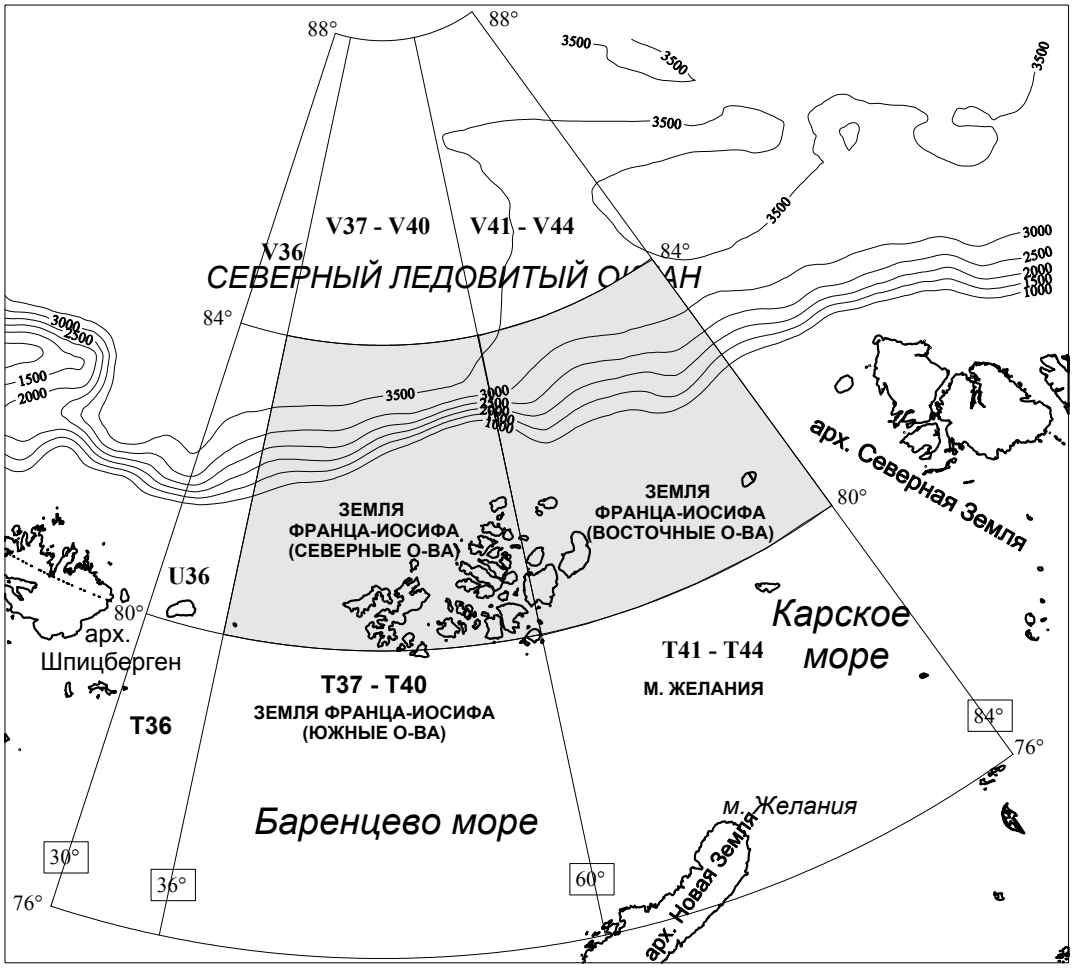
1. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
2. Волков Н.Г. Локальные морфоструктуры Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1977
3. Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в формировании структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена) // Геологич. журнал. 1965. Т. 25. Вып. 6. С. 22-29.
4. Макаров В.И. и др. Новейшая тектоника и геодинамика (область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
5. Матвеев А.В. и др. Неотектоника территории Припятского прогиба. Минск, Наука и техника, 1980. 106 с.
6. Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Неотектоника Украинской ССР. Материалы по четвертичному периоду Украины (к IX Конгрессу INQUA). Киев: Наукова думка, 1974.
7. Суханова Т.В., Макаров В.И. Пачелмский авлакоген (Русская плита) на новейшем этапе тектонической эволюции // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Тез. докл. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та, 2007. С. 64-68.
8. Тектоника Припятского прогиба (под ред. Р.Г. Гарецкого). Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
9. Чекунов А.В. О Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1976. 176 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА И ПРИЛЕГАЮЩЕГО ШЕЛЬФА ПО МАТЕРИАЛАМ ОПЕРЕЖАЮЩЕЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000 (ЛИСТЫU-37-40; U-41-44)

Макарьев А.А., Орлов В.В.

Полярная МГРЭ, г. Ломоносов, root@polarex.spb.ru

Работы по созданию геофизической основы проведены в соответствии с Федеральной программой по составлению Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения (Госгеолакрта 1000/3), техническим (геологическим) заданием по объекту «Геологическое доизучение восточной части архипелага Земля Франца Иосифа с целью подготовки к изданию ГГК-1000 (листы U37-44). (рис.)



Изученность района, несмотря на его географическое положение, следует оценить как достаточно высокое, благодаря работам, выполненным ПМГРЭ в период 1993-2001 г.г.

В этот период была выполнена аэромагнитная съемка м-бов 1:500 000-1:1 000 000 с высокочувствительной аппаратурой БМК-95 (точность съемки ±3,6-4,6 нТл), и авиадесантная гравиметрическая съемка того же масштаба (точность ±2,0 мГл).

По результатам этих работ составлены карты аномального магнитного поля и гравитационного поля в редукции Фая (свободный воздух) и редукции Буге (плотность 2,30г/см^3 и 2,67г/см^3) отдельно по листам U37-40 и U41-44, и в целом по листу U37-U44. Все данные полевых измерений получены в цифровой форме, взаимоувязаны, по ним составлена цифровая база данных, включающая первичные измерения, интерполированные значения в прямоугольную сеть 1□1 км, результаты формализованных и целевых трансформаций магнитного и гравитационного полей/

Полученная цифровая база геофизических была составлена с учетом специфики геологического строения территории, характеризующаяся широким развитием интрузивных и эффузивных образований в верхней

части геологического разреза. Вследствие этого, помимо исходных геофизических полей и их формализованных трансформаций (локальных, региональных составляющих, градиентов), был детально изучен спектральный состав потенциальных полей и на этой основе выполнено построение карт целевых трансформаций геофизических полей.

В результате обработки материалов гравиметрических измерений по программе «Структурный анализ» была получена карта классов, характеризующая рельеф докембрийского фундамента

На следующем этапе по методике СПАН по данным измерения магнитного и гравитационного полей были выделены зоны пониженного модуля, характеризующие, в частности, области размагничивания и разуплотнения, которые могут быть обусловлены зонами флюидизированных разломов. Участки геометрического совпадения выделенных зон с областями повышенной мощности осадочного чехла позволило локализовать площади перспективные на поиски углеводородов .

В результате анализа данных сейсмических измерений, выполненных непосредственно в пределах площади работ, а также данных обобщения в целом по Баренцево-Карскому региону, была получена основа для моделирования измеренного магнитного и гравитационного полей. В соответствии с этой основой, используя современные программные разработки, была создана серия модельных разрезов, характеризующие глубинное строение территории .

Использование указанных геофизических карт, характеризующих в высокочастотной составляющей верхнюю часть геологического разреза, совместно с данными, полученными по глубинному строению территории, позволили создать объективную основу для построения комплекта карт геологического строения территории.

В результате проведенных работ выявлены новые черты латеральных и вертикальных неоднородностей глубинной структуры изучаемой площади, в частности:

- даны реальные оценки мощности рыхлых отложений в осадочных бассейнах,
- оконтурены массивы изверженных пород осадочного чехла, выполнена оценка глубин их кровли,
- дано латеральное разделение вещественного состава пород фундамента,
- выделены основные разрывные нарушения, определяющие глубинную тектоническую структуру,
- предложен вариант вертикального расчленения коры на геокомплексы разного вещественного состава, обоснованность выделения которых подтверждена комплексным моделированием по сети взаимопересекающихся профилей.
- сделана оценка тектонической природы выделенных блоков земной коры и составлена структурно-тектоническая схема,
- выделены тектонические нарушения и соответствующие им зоны, характеризующиеся пониженными значениями модуля локальных магнитных аномалий, свидетельствующие, в частности, о размагничивании пород под воздействием углеводородных флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асламов Ю.В., Альтман В.Л.,Альтшулер М.И. и др. Требования к опережающей геофизической основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 третьего поколения. ВИРГ-Рудгеофизика, С.-Петербург, 2000 г.

2. Грамберг И.С. (редактор). Баренцевоморская шельфовая плита, труды ПГО «Севморгеология», том 196, Л. Недра, 1988, С 263.

3. Иванов А.И. Овсов М.К. Структурный метод обработки геоданных./ Рос. геофиз. ж. 1998, № 11-12, с. 78-85.

4. Овсов М. К. Комбинированный метод кластерного и факторного анализа переменных в прикладной геохимии. Изв. вузов. Геол. и разв. 1990, #1, с. 60-66.

5. N.I.Cristensen, W.D.Mooney. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. – Journal og Geophysical Research, VOL. 100, NO B7, pp. 9761-9788, JUNE 10, 1995

6. Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1974. Formation Velocity and Dencity – The Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps: Geophysics, v. 38, p. 770-780.

Фондовая

7. Пояснительная записка к комплекту карт геофизической основы, лист U-37,38,39,40 Земля Франца Иосифа (северные острова)

8. Пояснительная записка к комплекту карт геофизической основы, лист U-41,42,43,44 Земля Франца Иосифа (восточные острова)

9. Гуманов В.А., «Авиадесантная гравиметрическая съемка II класса по программе МГС на архипелаге Земля Франца-Иосифа в 1989-1990 годах», Ломоносов, 1990 г. Фонды ПМГРЭ.

10. Щеринов А.С. и др. «Аэрогеофизические работы масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000 Земли Франца-Иосифа и прилегающего шельфа», Ломоносов, 1995 г. Фонды ПМГРЭ.

11. Щеринов А.С. и др. «Аэрогеофизическая съёмка масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000 западной части архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа». Ломоносов, 1997 г. Фонды ПМГРЭ.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА И СРЕДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ НА ГЕНЕЗИС И МАГНИТНОЕ СОСТОЯНИЕ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Малахова Г.Ю.[1], Горбаренко С.А.[2], Малахов М.И.[1], Харада Н.[3]

[1]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, malakhov@neisri.ru
[2]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
[3]Институт исследования мониторинга глобальных изменений, г. Иокосука

Изучение донных осадков Охотского моря представляет огромный интерес с точки зрения реконструкции палеоклимата, как в региональном, так и глобальном масштабах. Для ее решения исследователи используют различные методы: литологические, палеонтологические и физические. Одним из компонентов донных грунтов являются магнитные минералы. Последние несут информацию об условиях их формирования в окружающей среде.

Хорошая сходимость кривых хода магнитной восприимчивости и изотопных записей по океанским колонкам привела к тому, что в практику изучения палеоклимата успешно начал внедряться новый физический метод – петромагнитный [11]. Данный метод [4], изучающий концентрацию, состав и магнитное состояние (доменную структуру) зерен, может быть причислен к экспресс-методу получения различных скалярных магнитных сигналов вдоль изучаемого разреза.

Совокупность основных петромагнитных параметров включает в себя магнитную восприимчивость (K), идеальную (безгистерезисную) остаточную намагниченность ($J_{\text{п}}$), изотермическую остаточную намагниченность насыщения (J_{rs}); намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0.5 T (J_{p}); намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной компоненты (J_{s}); коэрцитивную силу намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты (B_{c}), коэрцитивную силу остаточной намагниченности насыщения (B_{cr}); положение максимума коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси *a* диаграммы Прейзаха-Неля) (B_{da}); положение максимума коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси *b* диаграммы Прейзаха-Нееля) (B_{db}) [5].

В настоящем сообщении получен ответ на два вопроса: первый – какие скалярные магнитные параметры донных осадков, наряду с магнитной восприимчивостью, чувствительны к изменениям среды и климата и можно ли их отнести к климатически-информативным; второй – каков возможный механизм записи климатического сигнала петромагнитными параметрами.

Колонка MR 06-04 PC-7R (51°16,87’ с.ш., 149°12,57’ в.д.; глубина моря 1256 м, длина керна 1720 см) была отобрана поршневым пробоотборником из центральной части Охотского моря во время Российско-Японской экспедиции 2006 году на исследовательском судне Mirai. Магнитные характеристики получены с помощью оборудования российского и чешского производства: Казанский университет (магнитные весы Фарадея, коэрцитивный спектрометр [1, 9], Рудгеофизика (ИОН-1), фирма AGICO (KLY-2, JR-5A, LDA-2A, AMU-1A).

Для решения поставленной задачи отобраны две группы образцов из осадочных горизонтов, формировавшихся в климатические фазы явно теплого (I группа) или холодного (II группа) периодов. Конструирование временного масштаба колонки выполнено на основе тефрохронологии, сравнения изменения магнитной восприимчивости, весового содержания крупной фракции ледового разноса, влагосодержания и хлорина, цветности (color “b”) и плотности осадка с морскими изотопно-кислородными стадиями (MIS) [8]. Сначала возрастные построения выполнены для последних 190 ткл [3], затем – для остальной части колонки. Независимый контроль возраста выполнен также на основе схемы корреляции нормированной характеристической намагниченности колонки PC-07R для последних 350 ткл с фрагментами кривых относительной палеонапряженности Sint-800 и колонки MD95-2039 [13]. Сходимость результатов определения возраста отдельных горизонтов по представленным выше литофизическим характеристикам и палеомагнитным данным очень высокая, что позволяет авторам сделать объективный вывод – формирование осадков нижней части колонки MR 06-04 PC-7R началось во время MIS 10 и накопление осадочного материала происходило непрерывно по настоящее время.

Данные магнитного гистерезиса показали, что магнитожесткость образцов I группы выше, чем образцов II группы. Тем не менее, на диаграммах магнитного состояния наблюдаются области соприкосновения (пересечения) множеств, принадлежащих образцам соответствующих групп. Этот результат следовало ожидать, так как в основные тренды климатического механизма могли быть внесены шумы стохастической направленности. Образцы I группы содержат преимущественно однодоменную и псевдооднодоменную фракцию ферримагнетика. Магнитные частицы осадков II группы крупнее – доминантой являются многодоменные зерна.

Образцы первой группы обладают кривыми дифференциального термомагнитного анализа с пиками в области температур 230-280°C и 450-470°C. Первый пик характеризует наличие в образцах магнитных сульфидов (грейгит, пирротин). Второй пик обусловлен наличием в осадках органики [1]. Спектр блокирующих температур в интервале 550-580°C у образцов второй группы более ярко выражен, так как соответствует крупной магнетитовой фракции обломочной характера.

Таким образом, в первом приближении, магнитный сигнал в донных осадках формируется наличием двух типов магнитных фракций и их смесей. Полученные данные магнито-минералогического анализа позволяют сделать заключение относительно происхождения указанных фракций и о возможности использования вариации их концентрации для реконструкции изменений условий окружающей среды.

Присутствие в одних и тех же образцах первой группы зерен магнетита и магнитного сульфида с магнитным состоянием близким к однодоменному может быть только в случае их аутигенного (биогенного) происхождения. Известно, что одни и те же магнитотактические бактерии при смене обстановки (парциального давления серы или кислорода) могут производить однодоменный магнетит или грейгит [7]. Псевдооднодоменный магнетит имеет терригенное происхождение.

Магнитная фракция II группы образцов имеет в основном аллотигенную природу. Она хуже «отсортирована», так как в ней наряду с мелкими псевдооднодоменными зернами присутствуют и крупные многодоменные частицы магнетита (с небольшой примесью титана) ледового разноса [2]. Тренды парамагнитной компоненты J_p осадков могут быть обусловлены изменением относительного содержания глинистых минералов в отложениях. Этот факт можно использовать для оценки доли терригенной компоненты (параллельно с происхождением крупной ферримагнитной фракцией обломочных зерен), которая отражает интенсивность ледового разноса и холодного климата.

Преобладание аллотигенного (ледового разноса – как доминирующего) осадочного материала в холодные климатические стадии и аутигенного (биогенного – как конкурирующего с терригенным) – в теплые, свидетельствуют о быстрых изменениях среды и процессов седиментации в Охотском море вслед за вариациями климата региона. Из приведенных данных вырисовывается модель климатического влияния на процессы седиментогенеза через формирование отличительных черт магнитной фракции донных осадков, образовавшихся в теплые и холодные климатические периоды.

В теплых условиях при высокой биопродуктивности бассейна Охотского моря формировались осадки, магнетик которых представлял частицы, в основном, с однодоменной структурой. Можно предполагать наличие в таких осадках остатков магнитотактических бактерий [6, 10]. Они могут существовать в бассейне только в том случае, если в течение срока высокой палеобиопродуктивности на дне накапливался достаточный объем органического материала, необходимого для того, чтобы граница окислительной и восстановительной зон (ОВЗ) находилась в толще воды. Это является условием для существования магнитотактических бактерий, формирующих внутри себя однодоменные кристаллы так называемого биологически контролируемого магнетита [7].

В холодные сезоны основу магнитной фракции составлял аллотигенный магнетит ледового разноса (обломки изверженных и метаморфических пород). При подавленной биопродуктивности слой органического материала по-видимому очень мал и условия для существования магнитотактических бактерий практически отсутствуют. Так как граница окислительной и восстановительной зон в этом случае находится в осадке, то бактериям нет надобности ориентироваться в пространстве для перехода из восстановительной зоны на границу ОВЗ. В этом случае в осадках формируется так называемый биологически индуцированный магнетит [7]. Такой магнетит представлен очень мелкими суперпарамагнитными зернами.

Синхронное поведение сигналов от петромагнитных параметров и нормализованной стандартной изотопно-кислородной кривой позволяет сделать заключение об отсутствии резких изменений соотношения аллотигенного и аутигенного (биогенного) магнитного материала в донных осадках колонки РС-07R (рис. 1). Осадки Охотского моря надежно фиксируют два основных климатических механизма, которые циклически сменяли друг друга за последние 350 тыс. лет. Это «сезоны» с относительно высокой биопродуктивностью и «комфортными» условиями развития магнитотактических бактерий и холодные «сезоны» с пониженной биопродуктивностью, большой площадью покрытия льдом поверхности моря, доминирующим развитием процесса ледового разноса терригенного материала [2]. Два «качественных» состояния магнитной фракции (тепло, холод) отмечают также диаграммы параметров доменной структуры (рис. 2). Следует отметить, что форма сигналов повторяет зеркальное отображение стандартной изотопно-кислолродной кривой (см. рис. 2). Параметры доменной структуры зависят от *гранулометрии* магнитных частиц, но не зависят от концентрации магнетика в осадке.

1. В результате петромагнитного исследования керна осадков из центральной части Охотского моря, обеспеченных предварительной возрастной шкалой, было определено, что при колебаниях климатических условий изменялся «количественный» и «качественный» состав магнетика в осадочных горизонтах за последние 350 тыс. лет.

2. В теплые периоды концентрация магнитных частиц уменьшалась из-за снижения действия механизма ледового разноса терригенной фракции, а биогенная деятельность магнитотактических бактерий не могла заместить снижение поставки терригенной магнитной фракции.

3. В холодные климатические сезоны биопродуктивность существенно подавлялась, петромагнитные характеристики осадков фиксировали увеличения концентрации терригенного магнетита.

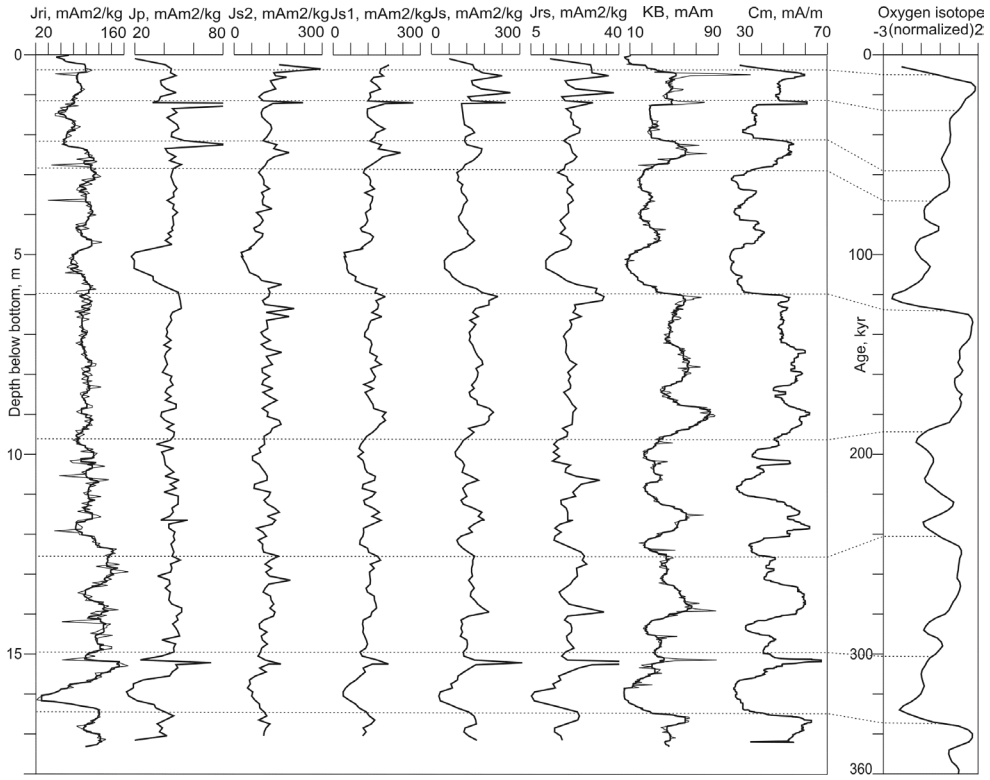


Рис. 1. **Корреляция кривых хода различных климатозависимых петромагнитных параметров колонки MR0604-07R со стандартной изотопно-кислородной кривой** (пунктиром показаны границы изотопно-кислородных стадий)

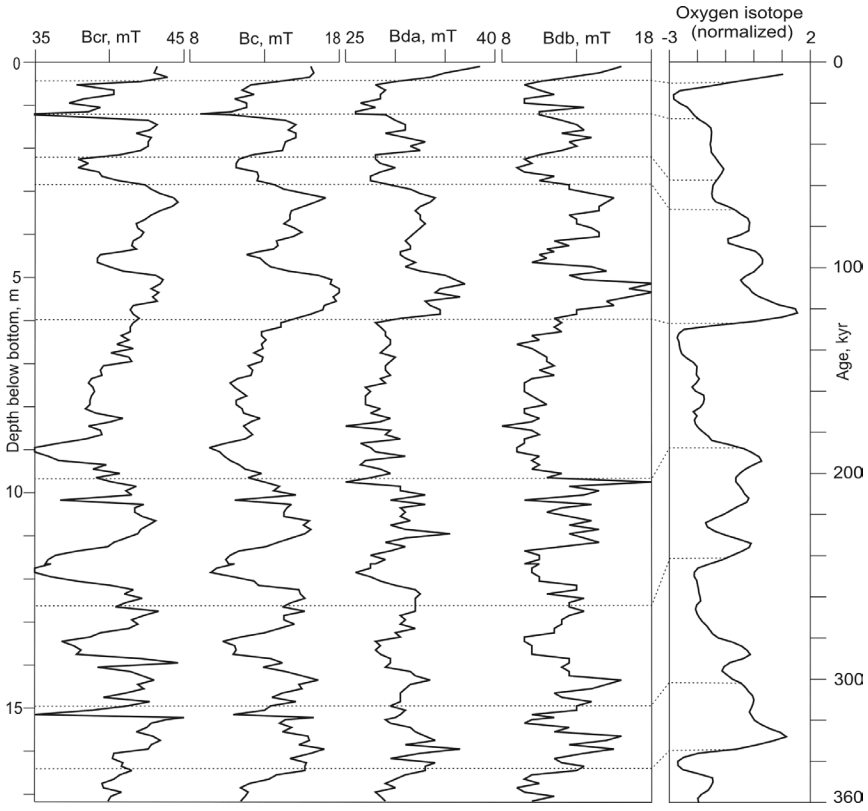


Рис. 2. **Поведение параметров магнитного гистерезиса колонки MR 0604-07R**
(пунктиром показаны границы изотопно-кислородных стадий)

4. Параметры доменной структуры фиксировали изменение «качества» магнитной фракции. Во время теплых изотопно-кислородных стадий и подстадий в осадках наряду с псевдооднодоменным аллотигенным магнетитом преобладала значительная доля биологически контролируемых зерен магнетита и грейгита (пирротина). В холодные периоды накапливались отложения, содержащие смесь суперпарамагнитного биологически индуцированного магнетита, псевдооднодоменного и многодоменного обломочного магнетита. Форма сигналов, сформированных параметрами доменной структуры, зеркально повторяет сигнал, описывающий концентрацию различных гранулометрических групп магнитных зерен.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00655-а, 06-05-91576 ЯФ-а) и грант ДВО РАН (03-2-0-00-006/143).

ЛИТЕРАТУРА

1. Буров Б. В., Нургалиев Д. К. Ясонов П. Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 167 с.
2. Горбаренко С. А., Лесков В. Ю., Артемова А. В. и др. Ледовый покров Охотского моря во время последнего оледенения и голоцена // ДАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 678–682.
3. Горбаренко С. А., Малахов М. И., Харада Н. и др. Тысячелетние изменения климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // ДАН. 2008. (в печати)
4. Печерский Д. М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука, 1985. 125 с.
5. Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.
6. Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analyzing remanence curves // Phys. Chem. Earth. 2004. Vol. 29. P. 869–884.
7. Frankel R. B., Zhang J.-P., Bazylinski D. A. Single magnetic domains in magnetotactic bacteria // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 30 601–30 604.
8. Gorbarenko S. A., Goldberg E.L., Kashgarian M. et al. Millennium scale environment changes of Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // J. Oceanography. 2007. Vol. 63. P. 609–623.
9. Jasonov P. G., Nourgaliev D. K., Burov B. V., Heller F. A. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. Vol. 49. P. 224–225.
10. Moskowitz B. M., Richard B., Frankel R., Bazylinski D. A. Rock magnetic criteria for the detection of bigenic magnetite // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 120. P. 283–300.
11. Nourgaliev D. K., Yasonov P. G., Kosareva L. R. et al. The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sedimens (Mongolia) // Russian J. Earth Sci. 2005. Vol. 7. N 3. P. 1–6.
12. Spring S., Bazylinski D. Magnetotactic bacteria // The Prokaryotes: An evolving electronic resurce for microbiological community / Dworkin M. (ed.). New York: Springer-Verlag, 2003.
13. Thouveny N., Carcaillet J., Moreno E. et al. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuese margin // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 219. P. 377–396.

ОБ УТОЧНЕНИИ СВОДНОГО КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЗА ПЕРИОД С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2005

Маловичко[1] А.А., Годзиковская[1] А.А., Никонов[2] А.А., Чепкунас[1] Л.С., Габсатарова[1] И.П.

[1]Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, amal@gsras.ru, godzanna@gsras.ru, luba@gsras.ru, ira@gsras.ru
[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва, nik@ifz.ru

Изучение сейсмичности Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по-прежнему актуально, без наличия единого Каталога землетрясений как за историческое время так и за инструментальный период невозможно проведение работ по сейсмическому районированию, по оценке сейсмической опасности в пределах ВЕП. С этой целью в 2007 г. был опубликован «Сводный каталог землетрясений территории Восточно-Европейской платформы за период с древнейших времен до 2005 г.» [1]. Он насчитывает 371 землетрясение с магнитудой >= 2.5 и охватывает всю территорию ВЕП, включая, в первую очередь, события регионов, обозначенных в Новом каталоге [2]: Европейская часть СССР, Урал (исключая Западную Сибирь) и Балтийский щит.

Однако «Сводный каталог…» требует дальнейшего анализа и уточнения, т.к. 1) нет анализа первичных материалов по каждому сейсмическому событию из вошедших в каталог [1], как исторического, так и инструментального периода, 2) в исторической части Каталога обнаруживаются неточности и пропуски, 3) не приведен список необходимых источников, 4) генерализованные границы ВЕП не всегда соответствуют геологическим границам, 5) период наблюдений заканчивается 2005 г., хотя он уже может быть расширен до 2007 г.

Работа по пункту «1» связана с тем, что к настоящему времени опубликовано несколько каталогов сейсмических событий, зарегистрированных на ВЕП и на сопредельных территориях. Как правило, эти каталоги яв-

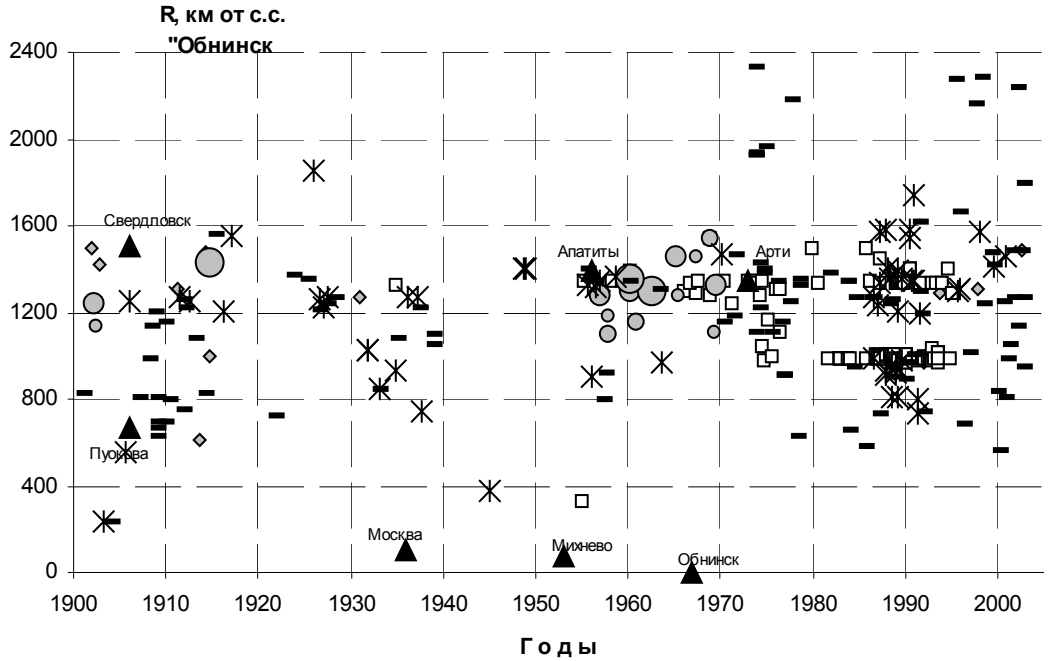
ляются компилятивными, т.е., опубликованные в них параметры являются перепечатками из разных изданий. Нередко в этих каталогах не указываются источники, в которых объяснено, на основе каких данных, каким методом и кем были определены указанные параметры. Иногда (и не редко) в указанных источниках по искомому событию нет никаких упоминаний о нем. То есть каталоги часто представляют собой параметрические строки недостоверных характеристик.

Проблема многообразия существующих для этой территории каталогов, с несовпадающими, а порой заведомо ошибочными данными, впервые была озвучена на научных конференциях, которые ежегодно проводились по инициативе Ю.К. Щукина, начиная с 1995 г. Еще раньше стали печататься новые данные о старых землетрясениях. Одни работы в основном носили чисто декларативный характер, т. е. в них утверждалось, что для искомого события ранее опубликованные параметры должны быть заменены на другие значения, но при этом не приводились первичные материалы и не указывалось, где с этими материалами можно ознакомиться. Были и работы, в которых приводились первичные материалы, опробованные методики их обработки и указывались новые характеристики источников и пределы возможных ошибок [3-10]. Одновременно, в параллель переопределениям параметров очага, авторы стали уделять особое внимание такой характеристике источника, как его природа: взрыв, обвал, возможно тектоническое землетрясение [11,12]. Небольшой объем статей в сборниках докладов ограничивал представление как первичных материалов, так и доказательной базы, которую могли и должны были представлять авторы.

Примером работы, в которой, на основе вновь обнаруженных первоисточников, характеризующих сильнейшее землетрясение на Восточном Кавказе в 1668 г. были уточнены его параметры, должно считать статью А.А Никонова [13, 14], опубликованную в журнале «Физика Земли». В журнале открылась целая дискуссия. В результате приведенных доводов и дополнительных материалов, представленных Б.А. Борисовым [15], некоторые параметры искомого землетрясения А.А. Никоновым были изменены.

Этот случай можно считать хрестоматийным.

В 2008 г. в ГС РАН начата работа по созданию «Уточненного Каталога землетрясений ВЕП – Каталога первичных материалов сейсмических событий Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий и их интерпретация», направленного в первую очередь на систематизированный сбор первичных материалов каждого сейсмического события, вошедшего в Сводный каталог* [1].



● – тектонические и возможно тектонические сейсмические события;

□ – техногенные события (взрывы, ГТУ, нефтедобыча);

◇ – экзогенные (карстовые, провалы, обвалы);

Ж – результат анализа собранных на данный момент первичных материалов, которые представлены в конкретных Главах данной работы;

— первичные материалы на данный момент отсутствуют.

▲ – сейсмические станции.

Рис. 1. **Пространственно-временное распределение сейсмических событий «Сводного каталога…» [1].**
R, км – расстояние от станции «Обнинск» до эпицентра

Первые результаты по созданию «Уточненного каталога…» были представлены на совещании в Казани [16,17].

Основной принцип работы таков. Приводятся цитаты из первоисточников: макросейсмические описания; бюллетени и характеристики регистрирующей аппаратуры, кинематические и динамические замеры записи сейсмического события. По соответствующим годографам определяется эпицентральное расстояние, по номограммам Т.Г. Раутиан и А.С. Маламуда [18,19] – энергетический класс и магнитуда. В результате подтверждаются обозначенные в исходном каталоге параметры очага или обосновывается их недостоверность. Обязательно указывается, кому принадлежат сейсмограммы и где они находятся в настоящее время. Особо отмечаются события, для которых не удалось найти первичные материалы.

К настоящему времени практически собраны первичные материалы для всех опубликованных в различных каталогах 346 событий рассматриваемой территории за инструментальный период с 1901 по 2002 гг. и для большего числа событий за более ранний исторический период.

На рис. 1 приведены предварительные результаты пространственно-временного распределения сейсмических событий «Сводного каталога…» [1], согласно предварительным оценкам их природы.

Так как в «Уточненном каталоге…» источник и достоверность сведений играют важную роль, мы старались, чтобы в главах, посвященных конкретному землетрясению, каждая ссылка имела четкое авторство (респондента). Это позволит тем, кто будет идти следом, и у кого возникнут какие-либо сомнения, знать, где и какое звено в построенной нами логической цепочке может оказаться слабым.

В целом эта работа по своей сути многоэтапная. На первом этапе собран и подготовлен к печати весь материал, известный и доступный авторам, который, скорее всего, может быть дополнен. Но уже собранный и проанализированный материал достаточно велик и значителен. Публикация его целесообразна по трем причинам. Во-первых, значительная часть сейсмических событий уже прошла ревизионную обработку. Во-вторых, авторы рассчитывают на конструктивную критику и на дальнейшее сотрудничество со всеми, кто имеет экспериментальные или описательные материалы, которые, в свою очередь, могут аргументировано изменить предлагаемые нами решения или добавить новые события. В-третьих, в настоящее время, к большому сожалению, новые данные о «тектонических» событиях на ВЕП и Урале печатаются значительно быстрее, чем можно собрать первичный материал и провести его конструктивную переоценку.

Пока статья версталась, на территории Восточно-Европейской платформы в 2008 г. инструментально зарегистрированы еще два ощутимых землетрясения.

29 апреля 2008 г. с M=4 и с интенсивностью в эпицентре 6 баллов по шкале MSK-64 произошло землетрясение в районе внутренней прибортовой зоны Прикаспийской впадины (Западный Казахстан). Результатам предварительного определения его параметров посвящена статья настоящего сборника [20].

29 мая 2008 г. с M=4, в чрезвычайно интересной зоне нефтяных месторождений в Татарии зарегистрировано землетрясение, которое ощущалось в Альметьевске с силой 4 балла. В настоящее время ведется сбор данных и уточнение их параметров.

Кроме того, в прошлом году, 21 мая 2007 г. в Башкирии было зарегистрировано землетрясение с локальной магнитудой M_L=3.6 (рис.2).

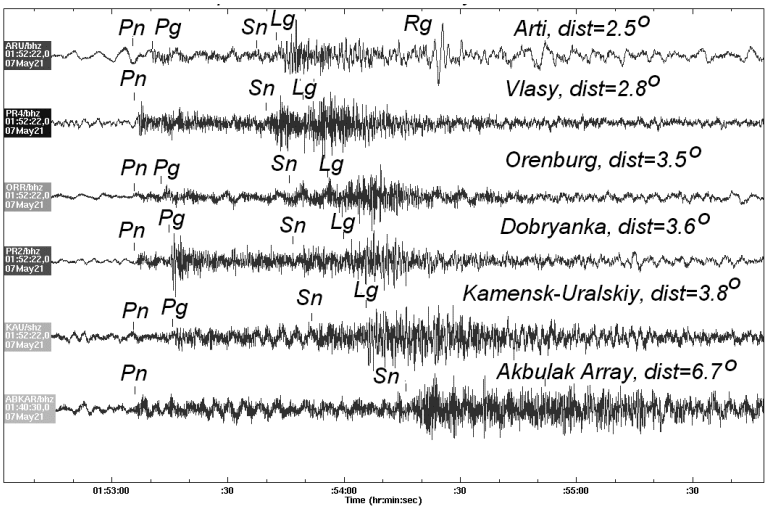


Рис.2. **Записи землетрясения 21 мая 2007 г. сейсмическими станциями, расположенными на Урале и в Казахстане**

Все названные районы находятся вблизи крупнейших нефтяных месторождений, эксплуатация которых велась и ведется продолжительное время, поэтому они могут иметь как собственно тектоническую природу, так и быть наведенными. Эти факты еще раз подтверждают актуальность работ по исследованию природной и техногенной сейсмичности на ВЕП.

Задача данной публикации привлечь пристальное внимание специалистов к состоянию проблемы, обсудить предлагаемые пути решения и, возможно, усовершенствовать намеченную программу работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маловичко А.А, Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно–Европейской платформе // Землетрясения и микромейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно–Европейской платформы. Книга 1. Землетрясения. Петрозаводск, 2007. С. 60-66.

2. Ананьин И.В. (отв. сост). XIV. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.: Наука, 1977. – С. 465-470.

3. Никонов А.А., Сильдвээ Х.Х. Землетрясения в Эстонии и их сейсмотектоническая позиция // Изв. АН ЭстССР. Сер. геол. 1988. Т. 37, № 3. С. 127-142.

4. Никонов А.А., Чепкунас Л.С. Сильные землетрясения в низовьях Кубани – ревизия данных // Геофизический журнал. 1996. № 3. С. 29-41.

5. Никонов А.А., Мокрушина Н.Г., Лубягина Л.И. Исторические землетрясения Вятского края // Вестн. Вятского гос. педагогич. ун-та. 1999. № 2. Киров, 2000. С. 76-80.

6. Никонов А.А., Чепкунас Л.С., Удоратин В.В. Сысольское землетрясение 13 января 1939 г. на Русском Севере / Геология Европейского Севера России. Сб. 5. Вып. 108. Сыктывкар. 2001. С. 29-43.

7. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Энман С.В. Землетрясения юга Восточно-Европейской платформы и их структурная позиция // Физика Земли. 2001. № 5. С. 30-44.

8. Никонов А.А., Сейсмичность Карельского региона. Исторические землетрясения. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона. Петрозаводск. 2003. С. 193-214;

9. Никонов А.А., Мокрушина Н.Г. Землетрясение в Печорском крае 20 апреля 1914 г. / Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы Всероссийск. конф., Архангельск, 13-18 сент. 2004 г. Архангельск, 2004. Т. II. С. 78-81.

10. Никонов А.А. Восточно-Ладожское землетрясение 30 ноября 1921 года // Физика Земли. 2005. № 7. С. 15-

11.Годзиковская А.А Местные взрывы и землетрясения. Ротапринт «Гидропроект». Москва. 1995. 100 с.

12. Никонов А.А., Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Спец. вып. 13. С. 42-49.

13. Никонов А.А. Сильнейшее землетрясение Большого Кавказа 14 января 1668 г. Изв. АН СССР. Физ.Земли. 1982, № 9, 90-106.

14. Никонов А.А. О землетрясении 1668 г. на Восточном Кавказе (ответ Б.А. Борисову). Изв. АН СССР. Физ.Земли. 1982, № 9, С. 123-127.

15. Борисов Б.А. Сильные землетрясения на Восточном Кавказе: интерпретация исторических данных и анализ геологической обстановки. Изв. АН СССР. Физ.Земли. 1982, № 9, С. 107-122.

16. Годзиковская А.А, Л.С. Чепкунас, Примеры сбора и интерпретации первичных материалов землетрясений Восточно–Европейской платформы по раннему инструментальному периоду наблюдений. Казань, 2007. С. 228-232.

17. Годзиковская А.А. Макросейсмические описания и параметры камчатских землетрясений XVIII-XIX в.в. Казань, 2007. С 233-236.

18. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 *км* // Экспериментальная сейсмика (Тр. ИФЗ АН СССР; № 32(199)). – М.: Наука, 1964. – С. 88-93.

19. Маламуд А.С. Использование длительности колебаний для энергетической классификации землетрясений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Изд–во ИФЗ РАН СССР. С. 180-192**.**

20. Огаджанов В.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С. Шалкарское землетрясение 26 апреля 2008 г. (настоящий сборник).

КОЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ – ОТ ПОВЕРХНОСТИ К НИЖНЕЙ КОРЕ

Милановский С.Ю.

Институт физики Земли РАН, г. Москва, svetmil@mail.ru

Программа глубокого континентального бурения стала качественно новым этапом в развитии знаний о земной коре. Важнейшим разделом этих новых знаний стали свидетельства о глубинной трещиноватости коры. Геотермические исследования в СГ-3 были приобщены к широкому кругу смежных исследований, ведущихся в этой скважине – гидрогеологии, петрологии, геохимии РАЭ, механике горных пород, многочисленным геофизическим наблюдениям. Это дало возможность глубже взглянуть на тепловой режим земной коры.

Доклад посвящен результатам геотермических исследований в СГ-3[1-7].Наряду с измерениями, они включали в себя интерпретацию изменения теплового потока и его составляющих с глубиной. Наиболее существенным результатом следует назвать выявление связи теплового поля с гидрофизической зональностью земной коры и её трещиноватостью. Геотермическими исследованиями в СГ-3 установлено, что плотность теплового потока увеличивается от 30 мВтм$^{-2}$ до 49,5 мВтм$^{-2}$, локально до 68 мВтм$^{-2}$.[4,6,7]. Эти цифры практически мало изменились после проведения последующих массовых измерений теплопроводности керна СГ-3 [8]. Установлено, что наиболее существенной причиной роста потока с глубиной, наряду с палеоклиматическим эффектом, имеющим ограниченное по глубине влияние, является нисходящая фильтрация метеорных вод.[1,3]. По геотермическим данных была оценена скорость (Дарси) нисходящей фильтрации в протерозойских метаморфических породах – 0.4 см ежегодно. Оценка скорости этой фильтрации оказалась близка к скорости воздымания блоков земной поверхности на Балтийском щите. Выявлена рефракция вертикальной составляющей градиента температуры на наклонных границах раздела слоев контрастной теплопроводности. Показано, что геотермические параметры отвечают физико-механическим границам [4,9], установленным комплексными изучениями разреза СГ-3 [7,10,11]:

I. Проницаемая зона, связанная с экзогенным влиянием. Метеорная вода с низкой минерализацией в трещинах (0-800)м. Эта зона соответствует интервалу роста теплового потока с глубиной за счет нисходящей фильтрации и влияния палеоклимата в её верхней части.

II. Зона совместных (свободных и химически связанных) вод, главным образом связанной воды, где свободная вода присутствует только в узких зонах нарушений и в жилах (800-4500)м. Наиболее устойчивая (49,5мВтм$^{-2}$) по значению теплового потока с глубиной зона – теплоперенос осуществляется кондуктивным механизмом. Эта величина потока использована для расчета глубинных температур в коре.

III. Зона региональной тектонической расслоенности и гидравлической дезинтеграции пород, со свободными сильноминерализованными водами, принадлежащими к метаморфическим флюидам первично морского генезиса (4500-9200)м.

IV. Зона совместных вод, главным образом химически связанных, с присутствием свободных жильных вод (> 9200м). Аналогична III зоне, но здесь начинает сказываться радиогенная составляющая теплового потока – тенденция к снижению потока с глубиной.

Изучено детальное послойное распределение РАЭ (U, Th и K) по разрезу СГ-3[5]. Полное пересечение Кольской скважиной Печенгской структуры дало возможность детально изучить послойное распределение U, Th и K в разрезе, а также оценить интенсивность теплогенерации до глубины 12 064 м. Средняя теплогенерация пород нижнепротерозойского комплекса составляет 0,41*10^{-6} Втм$^{-3}$, а архейского комплекса – 1,47*10^{-6} Втм$^{-3}$. Вклад нижнепротерозойского комплекса в суммарный тепловой поток равен 2,8 мВтм$^{-2}$, а архейского комплекса – 6,86 мВтм$^{-2}$. Суммарный вклад коры до глубины 12064 м оценивается в 9,7 мВтм$^{-2}$. В верхней части коры охарактеризованная выше инверсия теплогенерации связана с локальным развитием рифтогенных протерозойских осадочно-вулканогенных зеленокаменных поясов. Выявлена связь метаморфических процессов с разномасштабным перераспределением U и Th в породах на глубинах до 10 км. Исследования в Печенгском рудном районе с помощью Кольской сверхглубокой позволили оценить роль коровой теплогенерации в тепловом потоке как 26 мВтм $^{-2}$. Сопоставление величины теплового потока по разрезу Кольской сверхглубокой с моделью теплогенерации позволяет сделать следующие выводы:

1) в разрезе печенгского комплекса тепловой поток мало зависит от радиогенных источников тепла; главными факторами, определяющими флуктуации потока, являются гидрогеологический, структурный и теплофизический;

2) в архейской части разреза рост теплогенерации приводит к снижению плотности теплового потока с глубиной в среднем ~на 5 мВтм $^{-2}$.

В результате детального изучения геохимии U, Th и K в верхнеархейских породах разрезов Кольской сверхглубокой и других скважин, вскрывших более эродированные горизонты нижнеархейской коры [12-14], а, также используя опубликованные данные для древнейших пород Земли, модель теплогенерации, была рассчитана для гранитогнейсового (12-20)км и гнейсо-гранулитового (20-30)км слоев докембрийской коры и самого нижнего (30-40)км автохтонного реститового слоя протокоры. Согласно этим данным, вклад коры в тепловой поток составляет 25 мВтм$^{-2}$, или 52% от суммарного потока, а вклад мантии – (22-24)мВтм$^{-2}$, или 48% от суммарного потока, Анализ предложенной модели позволяет заключить, что величина теплогенерации определяется неоднородным вертикальным строением континентальной коры.

Наряду с глубинными исследованиями, в районе СГ-3 были проведены полевые работы по изучению температурного градиента в 36 разведочных скважинах месторождения «Верхнее», измерена соленость буровой жидкости в ряде скважин, а также измерена теплопроводность 1375 образцов керна из 21 скважины.[15-17]. Керновый материал был отобран из 23 буровых скважин и соответствовал по длине 11.5 км с вертикальным разрешением 10 м. Были выполнено детальное изучение теплопроводности, включая изучение анизотропии, неоднородности и зависимости от температуры. Компоненты тензора теплопроводности были опреде-

ленны на 1375 образцах из 21 буровой скважины в 3400 измерениях. Дополнительно, были измерены теплоемкость, теплогенерация, плотность, пористость и проницаемость на ряде отобранных образцов керна. Тепловой поток в 19 буровых скважинах изменялся между 31-45 мВт $м^{-2}$ со средним значением 38 мВт $м^{-2}$[18]. В большинстве буровых скважин тепловой поток испытывает значительные изменения с глубиной, что соответствуют аналогичным вариациям потока, наблюдаемым в верхней части СГ-3. Проведенный анализ [18] позволяет сделать вывод, что эта закономерность не является следствием технологических операций, а отражает природное явление. Причина этого эффекта – комбинация адвективной фильтрации по трещиноватой коре, структурного фактора и палеоклимата. Предварительный анализ теплового потока для изучаемой области показал, что фильтрация (трещиноватость) играет определяющую роль при подчиненном влиянии изменяющейся температуры поверхности и малозначительном вкладе структурной неоднородности пород Площадные геотермические исследования позволили выявить пространственную неоднородность теплового поля в верхней части коры. Анализ гидро-геотермического поля Печенги выявил его связь с полем напряжений, разломной тектоникой и соответственно с неоднородной латеральной проницаемостью верхней части коры.

Полученные данные были использованы для построения двумерной тепловой модели Печенгского синклинория, а также для прогнозного расчета глубинных температур в коре. С позиции дилатансионной модели [19] проведен анализ геотермической, сейсмической, геоэлектрической, плотностной и петрологической моделей земной коры[20-22]. При сопоставлении P-T условий на границах Конрада и Мохо выявлено их соответствие границам прерывистого скольжения и дислокационной пластичности соответственно. Область яркой дилатансии для геоматериалов в коре совпадает с положением зоны пониженных скоростей в разрезе СГ-3.

Автор выражает благодарность многочисленным коллегам за их участие и помощь в реализации различных разделов настоящей работы. Особую признательность хочется выразить Е.А.Любимовой, Е.В.Смирновой, Л.В.Боревскому, А.А.Кременецкому и В.Н.Николаевскому.

Работа была выполнена при поддержке фонда Сороса и гранта INTAS-93-273.

ЛИТЕРАТУРА

1. Любимова Е.А., Милановский С.Ю. Е.В.Смирнова. Новые результаты изучения теплового потока на Балтийском щите//В сб.: История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран восточной Европы, М., Изд. МГК. 1985. С.93-110.

2. Arshavskaya, N., Galdin, N., Karus, E., Kuznetsov, O., Lubimova, E., Milanovskiy S.Y., Nartikoev V.D., Semashko S.A., Smirnova E.V. 1987 Geothermic investigations. In : Kozlovsky(Ed), The Superdeep Well of the Kola Peninsula. Springer, 1987, P.387-394.

3. Borevsky, L., Milanovsky, S., Yakovlev, L., 1995. Fluid-Thermal Regime in the Crust-Superdeep Drilling Data. In: Proc. World Geothermal Congr., Florence. P.975-981.

4. Milanovsky S.Yu.. Fluid – Thermal Regime in the Crust – Kola Hole Data. Corinth Workshop, 1998. P.42.

5. Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н., Милановский С. Ю. Геотермические исследования и модель теплогенерации докембрийской коры северо-восточной части Балтийского щита // Геохимия глубинных пород.– М.: Наука, 1986. С. 131– 149.

6. Borevsky Leonid V., Svet.Yu.Milanovsky, Vladimir I. Morgachev and Vladimir N.Orlov. Hydrogeology of the Upper Crust in the Area of Kola Hole – Geothermal Aspects. //Annales Geophysicae , 1997. Supplement of Volume 15,.P.C142.

7. Borevsky Leonid V., Yu.I.Kuznetsov, S.Yu.Milanovsky New data about peculiarities of physical properties in the Kola superdeep hole. Annales Geophysicae, 1998. Supplement of Volume 16,.P.C85.

8. Popov, Y. A., Pevzner, S. L., Pimenov, V. P., Romushkevich, R. A.,. New geothermal data from the Kola superdeep well SG-3.// Tectonophysics .1999.V. 306, P.345-357.

9. Abdrakhimov M.Z., Milanovsky Svet and M.Z.Traskin Influence of Water and Drilling Fluid on the Structure and Permeability of Metamorfic Rocks at Depth 7-12 km in Kola Well.// Annales Geophysicae , 1999. Supplement of Volume 17.

10. Borevsky, L.V., Vartanyan G.S., Kulikov T.V., Hydrological essay. In : Kozlovsky(Ed), The Superdeep Well of the Kola Peninsula. Springer, 1987. P.271-287.

11. Milanovsky S.Yu, Borevsky L.V., Hydrogeology of the Upper Crust near Kola Hole –Geothermal Aspects In: Geothermics at the Turn of the Century, University of Evora, Portugal, 2000. P.75.

12. Kremenetsky A.A., S.Yu.Milanovsky and L.N.Ovchinnikov. «A heat generation model for continental crust on deep drilling in the Baltic Shield.» Tectonophysics. 1989.V.159, , P.231-246.

13. Milanovsky S., Borevsky L., Morgachev V. and A. Kremenetsky Geothermal field of precambrian crust In: Proceedings of International Conference “The Earth Thermal Field and Related Research Methods” Moscow, Russia, 2002.P.181-185.

14. Milanovsky, S.Yu. Geothermal structure of Precambrian crust. In: Structures in the Continental Crust and Geothermal Resources. Abstract Volume, 24-27 September, Siena University, Italy, 2003. p.75.

15. Clauser Christoph, Ruediger Schellerschmidt, Ilmo Kukkonen, Svet Milanovsky, Vladimir Morgachov and Leonid Borevsky. New temperature data recorded in boreholes around the Kola superdeep borehole – prelimenary results. In: Heat Flow and the Structure of the Lithosphere. 4th International Workshop, , Trest Castle, Czech Republic, 1996. P.21.

16. Schellerschmidt R, Y. Popov, I. Kukkonen, G. Nover, S. Milanovsky, L. Borevsky, D. Monttaghy, C. Clauser, New heat flow data based on geothermal measurements in the immediate vicinity of the Kola superdeep well SG-3. Geophysical Research Abstracts, 2003. Vol. 5, 07720, EGS. Nice, France.

17. Schellerschmidt R., Y.Popov, I.Kukkonen, G.Nover, S.Milanovsky, L.Borevsky, D.Monttaghy, C.Clauser, Heat transfer processes in the upper crust – a case study for the region around the Kola superdeep borehole, Russia, – IUGG Abstracts, Sapporo, Japan, 2003a, volume A, N 0920,. P. A.174.

18. Mottaghy D, R. Schellschmidt, Y. A. Popov, C. Clauser, I. T. Kukkonen, G. Nover, S. Milanovsky, R. A. Romushkevich, New heat flow data from the immediate vicinity of the Kola superdeep borehole: Vertical variation in heat flow confirmed and attributed to advectionю Tectonophysics. 2005.V.401, P.119-142.

19. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. Москва, Недра, 1996. 448 с.

20. Milanovsky S.Yu. «Deep geothermal structure and mantle heat flow along Barents Sea – East Alps geotraverse». Tectonophysics. 1984. V.103, P.175-192.

21. Милановский С.Ю. Николаевский В.Н. Термомеханический анализ строения континентальной коры (вдоль геотраверса Баренцево море – Восточные Альпы). Физика Земли. 1989. N1, С.83-91.

22. Milanovsky S.Yu., Nikolaevsky V.N., Continental Crust – General View on Seismic Data, Rheology, Thermal State and Petrology. In: Geothermics at the Turn of the Century, University of Evora, Portugal, 2000. P.43.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В СЕВЕРНОЙ, ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Минц М.В.

Геологический институт РАН, г. Москва, michael-mints@yandex.ru

Новый уровень знаний о строении литосферы Восточно-Европейского кратона (ВЕК), достигнутый за последнее десятилетие, в значительной степени определяется параллельным развитием исследований в двух направлениях. Первое направление включает изучение глубинного строения коры и верхней части мантии на базе принципиально новой информации, полученной в результате отработки Российской системы региональных и опорных профилей МОГТ (опорный профиль 1-ЕВ, профили 4В и ТАТСЕЙС) [1]. Второе направление включает создание частных и интегральных моделей литосферы, базирующихся на использовании новейших данных глубинной геофизики и современных технологий 3-мерного моделирования [5, 6]. Результаты исследований в двух взаимодополняющих направлениях позволяют обратиться к анализу соотношений между структурами земной коры и литосферной мантии: (1) охарактеризовать связи контрастных объектов, участвующих в глубинном строении литосферы, с региональными тектоническими подразделениями коры и (2) оценить взаимосвязи между особенностями строения и эволюции главных тектонических подразделений коры ВЕК с особенностями подстилающей литосферы.

Главные черты тектонической структуры ВЕК (рис. 1) сформированы к концу палеопротерозоя. В целом, ВЕК представляет собой палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген. Архейскими комплексами, неравномерно переработанными в палеопротерозое, образованы древние коровые сегменты (архейские кратоны), которые можно рассматривать в качестве фрагментов неоархейского суперконтинента. Эти сегменты разделены палеопротерозойскими орогенами. Наиболее крупный и значительный из них – Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген протяженностью около 3500 км, дугой охватывающий архейский Карельский кратон, отделяя его от кратонов Кола-Мезень, Волго-Уралия и Сарматия .Уникальный по своему строению Волго-Уральский кратон (ВУК) практически нацело образован архейскими гранулито-гнейсовыми комплексами.

Главной особенностью раннедокембрийской литосферы ВЕК (рис. 1), резко отличающей ее от фанерозойской литосферы Западной Европы, является ее значительная мощность – от 150 до более 250 км. В плане область мощной литосферы ВЕК имеет овальные очертания, ось овала вытянута в северо-северо-западном направлении. Округлая в плане область около 1000 км в поперечнике с наиболее мощной литосферой – литосферным килем, основание которого достигает глубины более 250 км, подстилает архейскую кору Карельского кратона и Беломорского орогена. Килю можно присвоить название Балтийско-Беломорского. Литосфера юго-восточной окраины ВЕК, нарушенная при формировании фанерозойских впадин, имеет сокращенную мощность (100-150 км). Литосфера повышенной мощности (около 200 км) сохраняется здесь только в пределах Волго-Уральского кратона. Примечательно, что две области мощной литосферы принципиально различаются характеристиками поля силы тяжести: литосферная мантия Балтийско-Беломорского киля характеризуется отрицательными оценками остаточных гравитационных аномалий (рис. 2), тогда как, по крайней мере, верхним 40-60 км в разрезе литосферной мантии Волго-Уралии отвечает положительная остаточная аномалия 200 мГал, резко выделяющаяся на фоне остальной части ВЕК. Контраст еще более усливается, если вычесть компоненту, связанную с тепловым состоянием мантии [5].

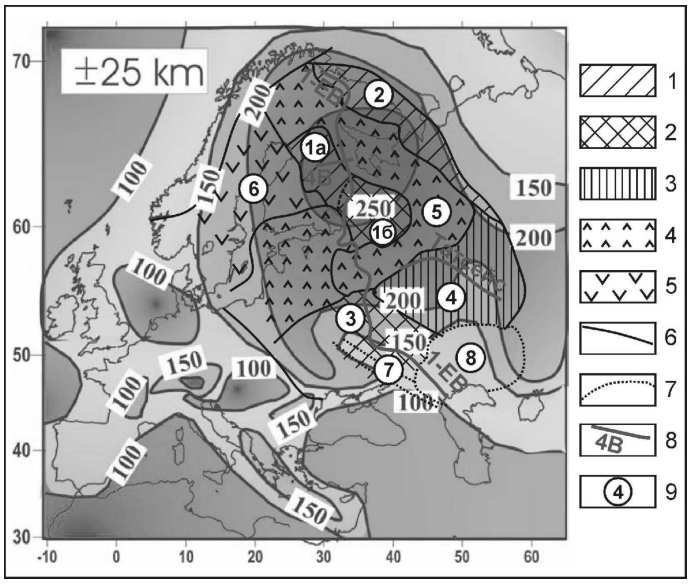


Рис. 1. **Соотношения вариаций мощности литосферы с главными тектоническим структурами ВЕК** (на базе интегральной модели мощности литосферы по сейсмическим, тепловым магнито-теллурическим, электромагнитным и гравитационным характеристикам [Artemieva et al., 2006 и ссылки там же]).

С учетом различий в оценках мощности «сейсмической» и «тепловой» литосферы, изолинии мощности проведены с интервалом 50 км. 1-3 – кора архейских кратонов: 1-2 – преимущественно гранит-зеленокаменного типа: ~ 2.9-2.5 млрд лет (1), ~ 3.2-2.5 млрд лет (2); 3 – гранулито-гнейсового типа, ~ 2.75-2.5 млрд лет; 4-5 – кора палеопротерозойских орогенов: Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского (кора архейского и палеопротерозойского возраста), 6 – Свекофеннского (ювенильная палеопротерозойская кора); 6 – границы главных тектонических подразделений, 7 – границы фанерозойских впадин, 8 – региональные и опорные геотраверсы, 9 – главные тектонические подразделения (цифры в кружках): 1-3 архейские кратоны: 1 – Карельский (1а – Карельская гранит-зеленокаменная область, ГЗО, 1б – Водлозерская ГЗО), 2 – Кола-Мезень, 3 – Сарматия (Курская ГЗО), 4 – Волго-Уралия (гранулито-гнейсовый ареал); 5-6 – палеопротерозойские орогены: 5 – Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген, 6 – Свекофеннский аккреционный ороген; 7-8 фанерозойские впадины: 7 – Днепрово-Донецкая, 8 – Прикаспийская

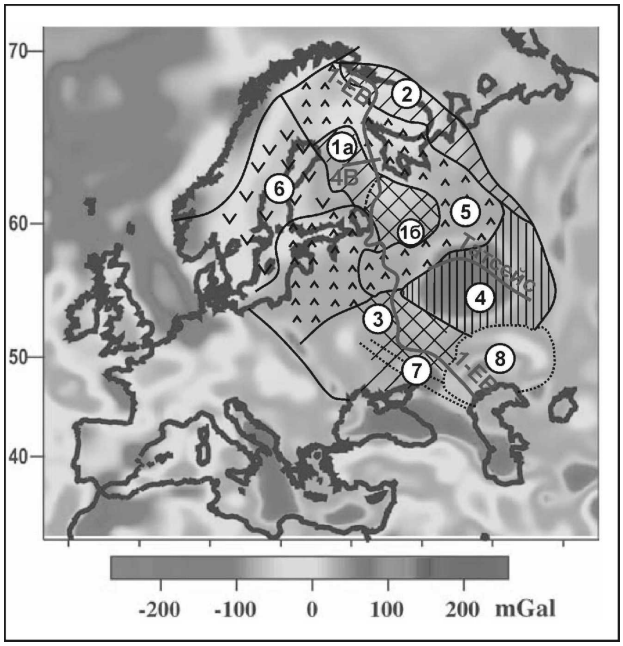


Рис. 2. **Взаимосвязи между распределением остаточных гравитационных аномалий в мантии и главными тектоническим структурами ВЕК** (на базе модели [Artemieva et al., 2006])

Аномалии отображают вариации плотности, которые определяются изменениями состава или температуры преимущественно в верхних 40-60 км подкоровой литосферы. Полученный результат кардинально зависит от представления структуры коры по сейсмическим данным, поскольку распределение плотности в коре было получено в результате конвертации скоростных характеристик. Оценки, полученные в этой модели, приблизительно на 50 мГал выше в сравнении с предыдущей версией [Yegorova, Starostenko 2002], однако конфигурация литосферных объектов близка

Новые данные, полученные вдоль опорных сейсморазведочных профилей, создали базис для разработки объемных моделей глубинного строения крупных сегментов ВЕК: Лапландско-Кольского, Карело-Беломорского, Среднерусского, Восточноворонежского и Волго-Уральского [2]. Мощность коры архейских кратонов близка 40 км. Несколько пониженной мощностью коры отличается Беломорский пояс – 35-40 км. Карельский кратон в его «внутренней» области имеет кору мощностью 40 км, лишь в пределах его юго-восточной окраины, вовлеченной в палеопротерозое в коллизионное взаимодействие с формирующимися структурами Свекофеннского и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогенов, кора достигает мощности 50 км. Мощностью около 40 км характеризуется кора Кольского кратона. Относительно повышенной мощностью отличается кора Курской гранит-зеленокаменной области на северо-востоке кратона Сарматия – около 50 км, однако эта оценка одновременно характеризует кору палеопротерозойского Липецко-Лосевского орогена. Гранулито-гнейсовая кора Волго-Уральского кратона характеризуется повышенной мощностью – 50, локально – до 60 км.

Связи наиболее значительных неоднородностей литосферы, с региональными тектоническими подразделениями коры можно охарактеризовать следующим образом: (1) относительно низко-плотная литосфера, слагающая Балтийско-Беломорский киль, подстилает наиболее значительное образование архейской

коры ВЕК, которое можно обозначить как Карело-Кольский композитный кратон; (2) менее значительный по размерам и имеющий меньшую мощность, но относительно повышенную плотность объем литосферы подстилает Волго-Уральский кратон.

В свою очередь, анализ ***взаимосвязей между особенностями строения и эволюции главных тектонических подразделений коры ВЕК с особенностями подстилающей литосферы*** позволяет обнаружить следующие закономерности.

(1) Карело-Кольский композитный кратон, в строении которого преобладают гранит-зеленокаменные ассоциации, созданные в результате последовательных этапов надсубдукционного корообразования, подстилается особенно мощной литосферой – Балтийско-Беломорским килем. Овальная область, отвечающая этому килю на уровне дневной поверхности, пересекается в северо-западном направлении по диаметру поясом мезо- и неоархейских субдукционных эклогитов, фиксирующим мощную зону поглощения океанической коры в архейской зоне субдукции, погружавшейся в к северо-востоку (в современных координатах). Результатом стало объединение Карельского и Кола-Мезеньского кратонов около 2.8 млрд лет назад и возникновение коллизионного орогена, мощность коры которого достигала 70 км [3]. С дальнейшей эволюцией этой области аномально мощной коры связано формирование неоархейских и палеопротерозойских нижнекоровых эклогитов, заложение рифтовой системы, преобразованной к концу палеопротерозоя в Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный коллизионный ороген. Позднее особенности строения этой области предопределили локализацию рифей-фанерозойского Кандалакшского рифта.

(2) Формирование гранулито-гнейсовой коры Волго-Уральского кратона обязано интенсивному проявлению плюмовой активности 2.75-2.5 млрд лет назад [4]. Повышенная плотность верхней части подстилающей литосферы, вероятно, связана с этим специфическим сценарием архейского корообразования.

Таким образом, можно выделить два типа эволюции древней литосферы ВЕК: первый – связанный с длительным функционированием субдукционных систем, результатом которого стало последовательное возникновение и объединение континентальных образований и формирование мощной относительно низкоплотной литосферы с центральным килем; второй – с преобладающей ролью высокотемпературных процессов плюмового корообразования, сформировавших четко локализованную область литосферы повышенной плотности.

Литосфера палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена имеет промежуточные характеристики между архейской литосферой ВЕК и Западно-Европейской областью фанерозойских орогенов. Формирование палеопротерозойского Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального орогена, равно как и последовавшие в фанерозое импульсы магматической и тектонической активности не привели к перестройке литосферы, результаты которой можно было бы распознать на уровне доступной сегодня детальности моделирования.

Напротив, формирование фанерозойских впадин в южной части ВЕК привело к кардинальному сокращению мощности литосферы (до 100-150 км), что можно рассматривать как результат интенсивного термального воздействия плюмового типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Материалы Международного научно-практического семинара «Модели земной коры и верхней мантии» (по результатам глубинного сейсмопрофилирования). Роснедра, ВСЕГЕИ. С-Пб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2007. 245 с.

2. Минц М.В. Глубинное строение и эволюция раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: данные по профилям 1-ЕВ, 4В, Татсейс, ЭГГИ, FIRE-1, FIRE-4, ERSU-2003-2005 // Матер. Межд. научно-практ. семинара «Модели земной коры и верхней мантии» (по результатам глубинного сейсмопрофилирования). С-Пб. ВСЕГЕИ. 2007. С. 106-109.

3. Минц М.В., Ветрин В.Р., Конилов А.Н.. Эволюция, строение и термальная структура коры Лапландско-Беломорской области в раннем протерозое: интеграция результатов геологического и петрологического изучения Лапландских гранулитов и глубинных ксенолитов и данных сейсмического профилирования. Материалы 1-го Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века». Т. IV. Сыктывкар. 2000. С. 290-293.

4. Филиппова И.Б., Минц М.В., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Глубинное строение неоархейского Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала: свидетельства плюмовой природы гранулитового метаморфизма // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Матер. II Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. С-Пб. ИП Каталкина. 2007. С. 357-361.

5. Artemieva I.M., Thybo H., Kaban M.K. Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. In: Gee D.G., Stephenson R.A. (eds). European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 11-41.

6. Yegorova T. P., Starostenko V. I. Lithosphere structure of Europe and Northern Atlantic from regional three-dimensional gravity modeling // Geophysical Journal International, 2002. V. 151. P. 11-31.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Митрофанов Ф.П.

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

Основные черты строения земной коры и мощной литосферы региона были сформированы в позднепротерозойское и раннепротерозойское время, хотя некоторые вещественные и структурные переработки их происходили и в последующие времена, особенно в позднем докембрии и палеозое [1, 2].

Частично в мезоархейское, но в основном в неоархейское (лопийское) время сформировался тоналит-трондьемит-гнейсо (или гранулито)-мигматитовый комплекс основания и разнообразный метаморфизованный вулканогенно-осадочный чехол, пронизанный телами гранитоидов. Значительная нижняя часть этого метаморфического сооружения была расплавлена, ультраметаморфизована и мигматизирована, что позволяет моделировать ее как «коровую астеносферу» [3]. В самом начале раннего протерозоя (Карелия) эта протоплита стала ареной плюмовых процессов с формированием в рифтогенных прогибах мощных базитовых вулканитов, даек и интрузивных тел Восточно-Скандинавской обширной изверженной провинции (EScZIP). Такие процессы в эпохе людиковия-калевия (~ 2 млрд лет назад) привели к образованию в низах земной коры мощного гранулито-анортозито-базитового слоя, а в верхней части коры – рифитов красноморского типа с печенгским типом магматизма. Во второй половине раннего протерозоя, в сфекофенноское время (2,0-1,7 млрд лет назад) коллизионные процессы с региональным метаморфизмом и кислым магматизмом сформировали зрелую и стабильную кору всего Кольско-Лапландско-Карельского коллизиона [4].

Таким образом, композитная геодинамика Кольского региона понимается как длительная история формирования частью палеопротерозойского Кольско-Карельско-Лапландского (ККЛ) глубинного коллизиона, расположенного между Фенно-Карельским и Мурманским кратонами (архейскими гранит-зеленокаменными областями).

Значительная часть Кольского полуострова сложена мезо- и неоархейскими тоналит-трондьемит-гнейсо-(или гранулито)-мигматитовыми комплексами основания. Эти породы с возрастом 3.2-2.7 млрд. лет слагают архейские домены: Мурманский, Кольско-Норвежский, Инари, Беломорско-Терский. Домены иногда разделены, а чаще они включают, соответственно, межкратонные (энсиматические) и внутрикратонные (энсиалические) зеленокаменные пояса неоархея (лопия) (2.94-2.60 млрд. лет). Особенности Кольских зеленокаменных поясов заключаются в их очень интенсивном метаморфизме (до гранулитовой фации) и глубокой эрозии. Более древние породы архея в Кольском регионе пока не известны, хотя южнее, в Феннокарелии палеоархейские образования (до 3.6 млрд. лет) в виде нуклеусов небольших размеров установлены.

Особое место в архитектуре Кольского коллизиона занимает Кейвский террейн-аллохтонная мощная пластина («террейн» в собственном смысле этого термина). Он сложен неоархейскими (2.9-2.6 млрд. лет) субсеквентными метавулканитами, анортозитами, щелочными гранитами и сиенитами, а также экстра высокоглиноземистыми гнейсами, кварцитами и карбонатными сланцами -метаморфизованными окончательно в палеопротерозойский орогенный этап (1.9-1.7 млрд. лет) продуктами кор выветривания и зрелых осадков. Такие породные ассоциации и связанные с ними полезные ископаемые не известны нигде на Балтийском щите.

По геодинамике архея предложено много гипотез. Представляется, что тектоника литосферных плит в полном современном ее содержании применима ко второй половине истории Земли (< 2.2 млрд. лет). Для архея предпочтительнее моделировать особую геодинамику пермобильных условий всех земных оболочек, обязанных как космическим (интенсивная метеоритная бомбардировка), так и эндогенным (наличие коровых астеносфер) факторам ранней Земли. Для этапов развития архейских зеленокаменных поясов особое значение имеют попытки разделения их на энсиматические и энсиалические, металлогения которых должна быть различной.

Из архейских месторождений в Кольском регионе сейчас интенсивно разрабатываются только железорудные месторождения BIF формации около г. Оленегорск. Компания ОЛКОН – составная часть холдинга «Северосталь» – может добывать в год до 15-20 млн. тонн руды. Имеется еще ряд неразрабатываемых месторождений такого типа в энсиалическом Оленегорском и в других зеленокаменных поясах региона, однако вторым железорудным месторождением в области является сейчас Ковдорское месторождение, приуроченное к щелочно-ультраосновным породам палеозоя.

Важной, еще неосвоенной металлогенической зоной является архейский энсиматический зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья. Здесь в узкой, но очень протяженной полосе (> 100 км), сосредоточены крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta, Nb и REE (Колмозерское, Полмос, Васин-Мыльк), связанные с обширными полями гранитных пегматитов, столь характерных для некоторых зеленокаменных поясов Мира. Здесь же продолжается сейчас исследование Mo-Cu (с Au) месторождения Пеллапахк и ряда Au-месторождений (Оленинское, Няльм и др.). Пока здесь не обнаружены Ni-содержащие коматиитовые тела.

Крупнейшие в Мире запасы (до 3.5 млрд. т) сырья для производства силумина и алюминия заключены в 23 месторождениях кианита в Кейвском районе. Их разработка планировалась, но не началась, еще в советское время. В этом же районе известно крупное месторождение Сахарйок с Zr и REE рудами, связанными с архейскими (~ 2.6 млрд. лет) щелочными гранитами и сиенитами. В целом нужно подчеркнуть, что область Кейв является очень перспективной для будущего горнорудного производства. В этой области, кроме перечисленных месторождений, имеются еще перспективные рудопроявления на Ti и V. Освоению горнорудной индустрией Кейвского региона будет способствовать также начало добычи с 2012 года Pt-Pd (+ Ni, Cu, Au) руд Федоровского месторождения.

Первая половина раннего протерозоя (2.53-1.98 млрд. лет) – это в регионе эпоха пульсационных плюмрифтовых процессов разной глубины заложения. В это время были сформированы рифтогенный аккреционный Печенга-Имандра-Варзугский прогиб (пояс) и сопряженный с ним обдукционный Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс – меланж тектонических пластин и линз выдвинутого снизу нижнее-среднекорового вещества, в том числе эклогитоподобных пород, магматических ультрабазит-базитов, анортозитов и чарнокитов, и вероятных глубокометаморфизованных погруженных осадков и вулканитов.

Из этих образований наиболее изучены геология и металлогения осадочно-вулканогенных толщ сумия (2.55-2.40 млрд. лет) и рудоносные базитовые и ультрабазитовые интрузивные породы сумия (2.53-2.40 млрд. лет) и людиковия (2.00-1.98 млрд. лет). Сумийские породы и руды характеризуют ювенильное мантийное вещество инициального интраплитного рифтинга, а людиковийские – конечного рифтинга красноморского типа.

Сумийские расслоенные массивы гипербазит-базит-анортозитового (местами диоритового) состава являются сейчас главными объектами геологических, металлогенических и разведочных работ в Кольском регионе. Уже разведаны и оценены запасы в сотни и десятки тонн Pt+Pd+Rh+Au с сопутствующими Ni и Cu трех месторождений – Федоровского, Малопанского и Восточнопанского. Эти месторождения, также как около 10 перспективных Pt-Pd рудопроявлений, находятся в расслоенных массивах Кольского пояса (рис. 1), сходных по геологии, малосульфидной металлогении и крупным рудным запасам с Фенно-Карельским поясом расслоенных интрузивов, называемым в Финляндии «Торнио-Нярянкаваара поясом». Все известные на Кольском полуострове месторождения и значительные рудопроявления Pt-Pd руд уже имеют российские государственные лицензии разного вида, выданные российским и международным горным компаниям.

Кроме месторождений Федорово-Панского массива особенно интересным представляется Мончегорский район (рис. 1), где с 50х годов прошлого столетия уже добыто огромное количество Ni, Cи, Co и где сейчас КГМК Норильскникеля проводит разведочные работы на Cr и Pd. По геологическим данным, это место сочленения нескольких крупных разломов и сдвигов, контролирующих размещение многочисленных ультрабазит-базитовых (включая анортозитовые) расслоенных интрузивов возраста от более 2500 до 2450 млн. лет (структура типа triple junction лучей плюма). Интрузивы имели разную глубину магматической кристаллизации нескольких пульсов (фаз) расплавов, различную метаморфическую историю и разный уровень эрозионного среза. Наиболее ранние и глубинные породы вмещают Cr-залежи (Сопчеозерское месторождение). В основной массе расслоенных тел Мончегорского плутона хорошо известны разные генетические виды богатых и рассеянных Cu-Ni руд с существенными добавками МПГ. В верхних габбро-анортозитовых частях массивов разведуются Pt-Pd залежи («риф» горы Выручуайвенч). Обогащенные МПГ породы (> 1 г/т) встречены в пробах из разных участков огромного массива габбро-анортозитов Главного хребта (рис.1).

Известно, что второй по важности для России Ni-провинцией является Печенгский пояс малых тел габбро-верлитов. Здесь активно разрабатываются КГМК несколько месторождений Cu-Ni руд на небольшой площади северной части Печенгской структуры. Однако, геологи и геофизики полагают, что гораздо большая по площади Имандра- Варзугская палеорифтогенная структура также содержит на глубине потенциально рудоносные гипербазит-базитовые тела печенгского типа.

Рис. 2 показывает, что в Кольском регионе имеются сотни архейских и раннепротерозойских базитовых и гипербазитовых тел. Из них в разной степени изучены и опоискованы на Cr, Cu-Ni, Pt-Pd и Ti-V руды только часть таких тел, картируемых на поверхности. Некоторые сейчас известны как содержащие месторождения. В последнее время нами установлено, что современные изотопные геохронологические и петрологические методы (U/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr и др.) позволят достаточно надежно и экспрессно (по ограниченному числу анализов) различать базиты панского типа (в основном Pt-Pd) и печенгского типа (в основном Cu-Ni). В кратком и схематизированном виде это выглядит так: первые имеют изотопный возраст 2.5-2.4 млрд. лет $0_{Nd}(T)$= отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ (в породе) к $^{143}Nd/^{144}Nd$ (в хондрите) = ─ 1-3, а вторые – изотопный возраст ~ 2.2-2.0 млрд. лет и $0_{Nd}(T) \approx +1+5$. Эти важнейшие и некоторые другие изотопные характеристики сейчас апробируются Кольским научным центром РАН и Геологической службой Финляндии в рамках специальной совместной программы Jnterreg/TASIS. Использование таких методов позволит сократить и удешевить поисковое бурение, сделать поисковые и разведочные работы более экологически чистыми.

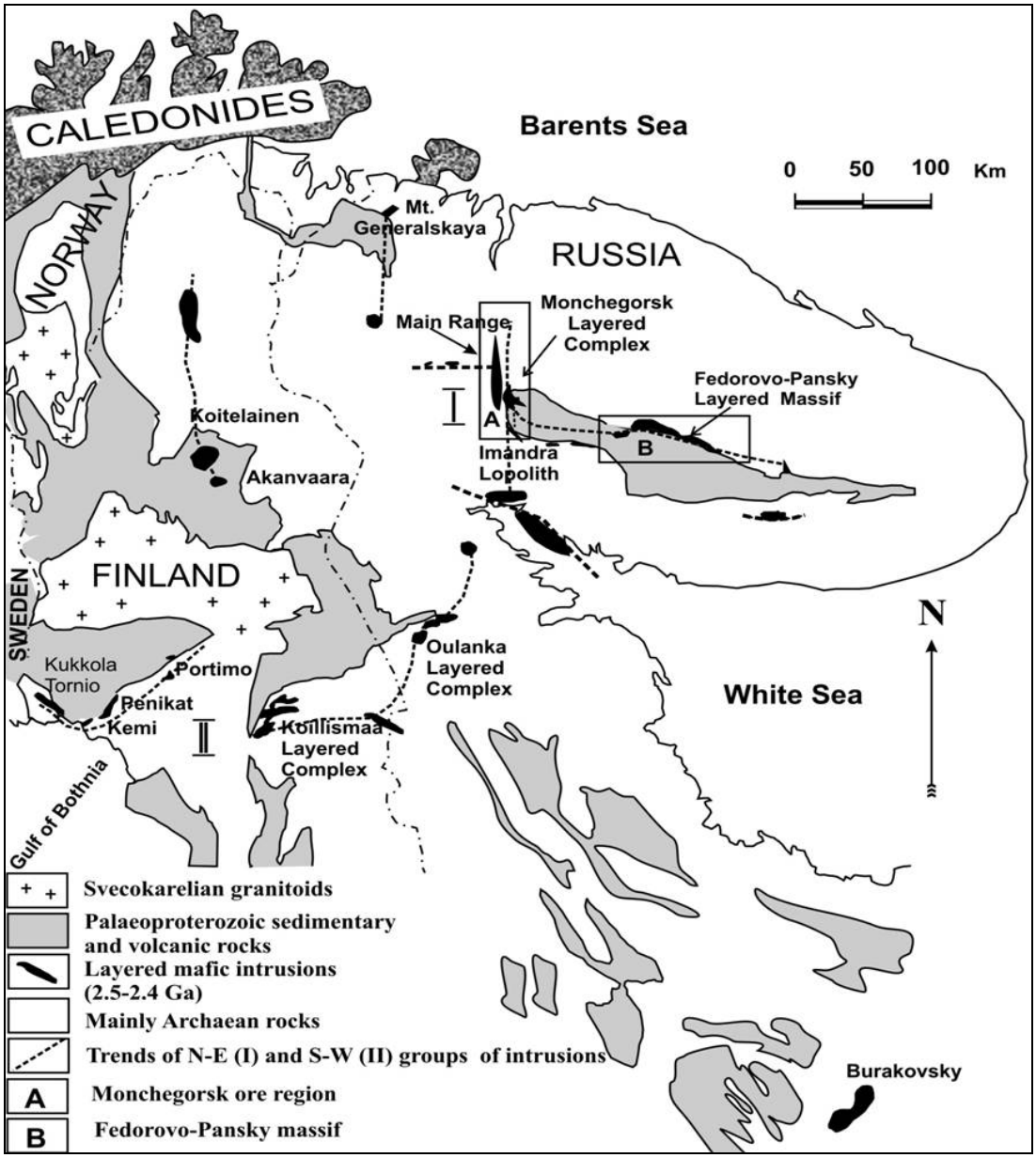


Рис. 1. **Положение раннепротерозойских (2.5-2.4 млрд. лет) базит-ультрабазитовых расслоенных интрузивов, известных своим Pt-Pd оруденением, в восточной части Балтийского щита**

Из свекофеннских геологических образований до последнего времени в регионе активно разрабатывались керамические и слюдоносные пегматиты Енской группы месторождений, связанные со свекофеннским ультраметаморфизмом и анатексисом. Сейчас Норильскникель интенсивно и плодотворно разведует Ti-руды в сложном щелочно-мафитовом комплексе Гремяха-Вырмес с ильменит-апатитовым оруденением. Известны Mo-Sn рудопроявления среди многофазных гранитоидных массивов Лицко-Арагубской группы, в массивах Ювоайв, Стрельнинском, Умбинском, однако, несомненно, что свекофеннские гранитоиды Кольского региона по своему гранитофильному рудному потенциалу гораздо беднее гигантских массивов свекофеннид Финляндии и особенно Швеции. Зато для Кольских лопийско-карельских структур в свекофеннское время характерна реактивизация, мобилизация и переотложение Zr, Ta-Nb, REE рудного вещества, связанного со щелочными породами. Примером этого являются рудные концентрации этих элементов в Плоскогорском амазонитовом месторождении, а также в силекситах и в минерализованных щелочных гранитах структуры Кейв. Имеются изотопно-петрологические данные, что в этой структуре и гигантские скопления метаморфогенных минералов – кианита, ставролита, граната – связаны также с коллизионным региональным метаморфизмом свекофеннского времени, хотя их высокоглиноземистые протолиты (осадки), видимо, архейские.

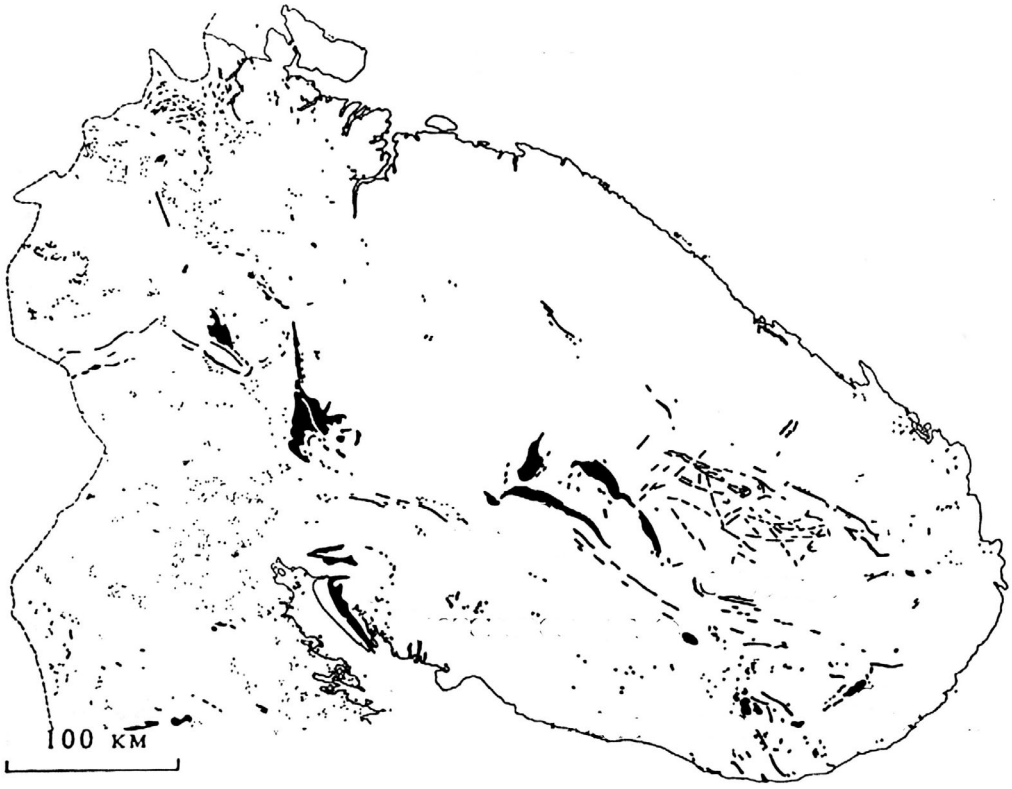


Рис. 2. **Схема размещения раннедокембрийских базит-гипербазитовых тел Кольского региона, возможных на опоискование Cr, Cu-Ni, Pt-Pd, Ti-V руд**
(составлена по геолого-геофизическим данным Ю.Н. Нерадовским и Ф.П. Митрофановым)

Позднепротерозойские – рифейские и вендские – в основном, терригенные, но и карбонатные (на севере), континентальные и реже шельфовые, неметаморфизованные породы развиты локально по периферии Кольского полуострова. На юге, в Терском районе, в красноцветных песчаниках среднего (?) рифея давно известно, а сейчас официально законсервировано аметистовое месторождение «Мыс Корабль». Восточнее, в Кандалакшском районе, давно выработаны богатые Ag-содержащие полиметаллические (Pb, Zn) кальцитовые жилы. Такие же жилы, но с меньшим содержанием Ag, имеются на севере региона. Здесь же в верхнерифейских (?) – вендских морских отложениях находятся линзовидные скопления фосфоритов, которые могут быть перспективными на добычу. На полуострове Рыбачий геологи предлагают опоисковать скважинами рифейские осадочные толщи на предмет их нефтегазоносности.

Конец докембрия и особенно ранний – средний палеозой в Кольском регионе рассматривается сейчас как время нового крупного плюмового щелочного магматизма. В отличие от раннепротерозойского ультрабазит-базитового плюма, который по своим особенностям (размерам, составу магм, длительности развития и пр.) может моделироваться как «горячее обширное поле (пятно)», палеозойский щелочной плюм проявлен цепочками крупных вулкано-интрузивных тел и отдельными мелкими телами («горячими точками»). Таких тел насчитывается в регионе более 20, а даек и жил много больше. Щелочные породы этого этапа – лампрофиры, щелочные ультрамафиты, кимберлиты, карбонатиты, нефелиновые сиениты и пр. – известны во многих местах Кольского полуострова, но наиболее замечательными из них являются, конечно, гигантские массивы Хибинских и Ловозерских тундр, а также Ковдорский массив.

Почти все палеозойские щелочные тела региона обогащены в разной степени теми или иными полезными минералами и элементами. Некоторые из них интенсивно разрабатываются комбинатами Апатит и Ковдор на апатит, нефелин, сфен, магнетит, бадделеит, эвдиалит, флогопит, вермикулит. Другие месторождения только разведаны и полностью (или частично) законсервированы – редкометально-редкоземельные руды Ловозерского массива, перовскит-титаномагнетитовые руды Африканды и др.

Некоторый бум в регионе сейчас связан с поисками иностранными и российскими компаниями алмазоносных кимберлитовых трубок и россыпей. По многим известным геологическим признакам, Кольский полуостров может быть перспективным на коренные кимберлитовые тела, а обрамляющие его шельфовые осадки морей – на россыпные алмазоносные проявления. Сомнения вызывают два фактора: первый – большинство

известных щелочных пород региона формировались из магм не алмазной фации глубинности, а менее глубинной мелилитовой фации; и второй – слишком глубоким был послепалеозойский эрозионный срез всех коренных пород Полуострова, в результате которого основная часть возможных трубок могла быть уничтожена. Но как бы там не было, слабо алмазоносные непромышленные кимберлитовые трубки сейчас известны в Ермаковском поле Терского берега, отдельные кимберлитоподобные дайки найдены в разных частях региона, мелкие единичные зерна алмазов и скопления минералов-спутников установлены на суше в шлихах подпочвенных пород и в морских осадках Баренцева моря и особенно Белого моря. К тому же надо отметить, что вся юго-восточная часть Кольского полуострова, наиболее перспективная на кимберлитовые трубки, интенсивно заболочена и, соответственно, геологически пока плохо изучена.

Много надежд когда-то было связано с поисками в регионе мезо-кайнозойских кор выветривания и сопутствующих им полезных ископаемых. Установлено, что на Кольском полуострове коры выветривания сохраняются очень редко под мощным (до сотен метров) моренными отложениями. С такой корой выветривания генетически связано крупное вермикулит-гидрофлогопитовое месторождение в Ковдоре. К сожалению, важных для промышленности каолиновых кор не установлено.

Наконец, в кайнозое промышленные полезные ископаемые в регионе связаны с межледниковыми эпохами, когда в озерных условиях формировались залежи строительных глин, песков, гравия.

Статья не касается нефтегазовых месторождений Баренцевоморской плиты. Она посвящена только полезным ископаемым Кольской континентальной части Балтийского щита.

Работа выполнена при организационной и финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН, Государственных контрактов Федерального агентства по науке и инновациям 02.445.11.7403 и 02.515.1 1.5058, Лота ФУП 2008-5-1,5-16-01-024 и Гранта РФФИ 07-05-00956а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Кольско-Лапландско-Карельская провинция. В кн. Строение литосферы российской части Баренц-региона под ред. Н.В.Шарова, Ф.П.Митрофанова, М.Л.Вербы, К.Гиллена. Петрозаводск. 2005.С. 185-188.

2. Ветрин В.Р. Нижнекоровые гранулиты: возраст и этапы образования. В кн. Петрология и минерагения Кольского региона под ред. Ю.Л.Войтеховского. Апатиты. 2008. С. 114-116.

3. Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы. В кн. Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. Москва. «Наука». 1986. С. 135-144.

4. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении. Вестник Санкт-Петербургского ГУ. 1997.. № 3. С. 5-18.

ОТКЛИК СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В МАНТИИ В СЕЙСМИЧНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Михайлова Р.С.

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, raisa@gsras.ru

3 марта 2002 г. в Гиндукушской зоне глубокофокусных землетрясений произошло очень сильное и разрушительное землетрясение с Mw=7.3 [1,2,3]. В его эпицентральной зоне погибли, по меньшей мере, 150 человек. В Афганистане, в провинции Саманган, около 400 домов повреждены или разрушены оползнем, который перекрыл и затопил долину Суркундара. В Кабуле и Ростаге погибли, по меньшей мере, 13 человек. На территории Пакистана 3 человека погибли в Баяре. В Бадахшане и в провинции Тахар разрушены более 300 домов. Это землетрясение ощущалось на большей части территории Афганистана, Пакистана и Таджикистана. Также ощущалось в Индии и в провинции Хиньянг Китая [2]. По данным MOS [4], интенсивность сотрясений в Таджикистане достигла 6 баллов в Душанбе; в Узбекистане с интенсивностью 5 баллов ощущалось в Карши, Самарканде и Ташкенте, 4 балла – в Андижане и Намангане; в Кыргызстане оно вызвало сотрясения с интенсивностью 5 баллов в Оше, 4 балла в Баткене, Суфи-Кургане, 3 балла в Бишкеке; в Казахстане отмечены колебания с интенсивностью 3 балла в Чимкенте, Таразе и Джамбуле.

Решения параметров землетрясения 3 марта по данным сети сейсмических станций Таджикистана [1] и других сейсмологических служб [2,4] не однозначны (табл. 1).

В частности имеют место большие и устойчивые различия в оценке его глубины: по данным Таджикистана h=180 *км*, все другие службы погружают его ниже в мантию на 29–72 *км*. Наиболее надежным из приведенных следует считать, по-видимому, определение глубины по обменным волнам в [2], соответствующее h*=233 *км*. Более интересно различие во времени в очаге t_0, которое по республиканским данным меньше других определений на 11–16 *с*, что не является однако ошибкой республиканских данных. Дело в том, что по республиканской сети зафиксировали начало группы из двух сильных толчков, т.е. время первого толчка. Он

имел также значительную магнитуду m_b, варьирующую по разным оценкам в диапазоне m_b=5.6–6.2 (табл. 2), но из-за наложения больших амплитуд выделен мировыми службами как отдельный толчок лишь на телесейсмических расстояниях. Следует отметить, что по фазе *pP* в [2] его глубина, равная *h**=251 *км*, больше, нежели у второго толчка, и, следовательно, непосредственно разрыв в мантии, реализованный этим дублем с разницей глубин h_1–h_2=18 *км*, шел снизу вверх.

Таблица 1

Основные параметры землетрясения 3 марта в $12^h08^m18.0$ с *Mw*=7.3 по данным Таджикистана в сопоставлении с определениями других агентств

Агентство	t_0, ч мин с	δt_0, с	Гипоцентр						Магнитуда	Ист.
			φ°, N	δφ°	λ°, E	δλ°	*h*, *км*	δ*h*, *км*		
Таджикистан	12 08 07		36.6	0.20	70.7	0.20	180		K_P=16.4	[1]
MOS	12 08 22.5		36.54		70.45		252		*MPSP*=6.7/16	[4]
ISC	12 08 18.0	0.53	36.50	0.033	70.52	0.036	209 233*	5.4 3.8*	m_b=6.5/58, *h** по *pP-P*	[2]
HRVD	12 08 23.6		36.57	0.010	70.42	0.012	229	0.58	*Mw*=7.3/57, M_0=1.3·10^{20} *Н·м*	[2]

Таблица 2

Основные параметры землетрясения 3 марта в $12^h08^m07^s$ с *MPSP*=6.1 по данным MOS, ISC

Агентство	t_0, ч мин с	δt_0, с	Гипоцентр						Магнитуда	Ист.
			φ°, N	δφ°	λ°, E	δλ°	*h*, *км*	δ*h*, *км*		
MOS	12 08 08.2		36.48		70.48		213		*MPSP*=6.1/37	[4]
ISC	12 08 06.7	0.27	36.47	0.018	70.45	0.017	251*	3.4*	m_b=6.2/144, *h** по *pP-P*	[2]

Но с другой стороны, более ранняя предваряющая стадия имела обратное направление – сверху вниз. Действительно в этой же зоне 3 января, т.е. ровно за два месяца, произошло также весьма сильное землетрясение с *Mw*=6.1 (табл. 3), очаг которого по годографу имел глубину *h*=100 *км* [1], по фазе *pP* – *h**=128* *км* [2]. Оно ощущалось с интенсивностью 5 баллов в Душанбе, Джерино, Хороге (Таджикистан), 3–4 балла – в Самарканде, Карши, Ташкенте (Узбекистан), также в Исламабаде, Лахоре, Мултане, Пешаваре, Равалпинди (Пакистан), в северо-западной Индии [4].

Таблица 3

Основные параметры землетрясения 3 января в 07^h05^m *Mw*=6.1 по данным Таджикистана в сопоставлении с определениями других агентств

Агентство	t_0, ч мин с	δt_0, с	Гипоцентр						Магнитуда	Источник
			φ°, N	δφ°	λ°, E	δλ°	*h*, *км*	δ*h*, *км*		
Таджикистан	07 05 32		36.3	0.10	70.4	0.10	100		K_P=14.3	[1]
MOS	07 05 27.7		36.11		70.71		126		*MPSP*=6.0/35	[4]
ISC	07 05 26.1	0.2/	36.04	0.018	70.68	0.016	115 128*	2.9 0.8*	m_b=5.9/194 *h** по *pP-P*	[2]
HRVD	07 05 31.1		35.71	0.02	70.76	0.025	123	0.8	*Mw*=6.1/44, M_0=1.5·10^{18} *Н·м*	[2]

Реализация двойного высокомагнитудного толчка вызвало как в его очаговой зоне, так и далеко за ее пределами вспышки сейсмической активности в земной коре и мантии Памиро-Гиндукушской зоны, Таджикской депрессии, Южного Тянь-Шаня и горной системы Памира. Это хорошо видно на рис. 1, где дана карта эпицентров 16 наиболее сильных землетрясений 2002 г. и проставлены даты их возникновения из табл. 4.

Вначале Гиндукушское землетрясение спровоцировало четыре землетрясения (№№5–8) в земной коре (с *h*=25, 28, 10 и 38 *км*), из которых одно (22 марта) – севернее, а три (25, 27 марта и 12 апреля) – юго-западнее главного события с *Mw*=7.3, но 14 апреля реализовалось глубокое (*h*=115 *км*) землетрясение на Памире. Следующая связка из корового и глубокого землетрясений (№№10, 11) возникла в сентябре – 5 сентября коровое (*h*=31 *км*) землетрясение на севере в пограничной области Таджикистана, а 29 сентября – глубокое (*h*=135 *км*) в Гиндукуше. В ноябре вновь четыре коровых (*h*=26, 26, 21 и 19 *км*) землетрясений (№№12–15), два первых из которых возникли в один день 1 ноября примерно на равных расстояниях от Гиндукушского, но в ортогональных радиусах относительно главного события – север Таджикистана и северо-западный Кашмир. В дальнейшем, в ноябре-декабре, в последнем районе развился большой рой коровых землетрясений с максимальным толчком 20 ноября с *h*=19 *км*. Последняя связка в табл. 4 объединяет два землетрясения (№№16, 17), зарегистрированные в один день 25 декабря в

12^h57^m (h=29 *км*) и 19^h13^m (h=29 *км*) в диаметрально противоположных районах – в приграничной зоне Таджикистана с Китаем и на севере Афганистана (рис. 1). Но и первая связка – №№1, 2: не исключено, что глубокое (h=128 *км*) землетрясение 3 января, предваряющее Гиндукушское землетрясение, спровоцировало коровое землетрясение вблизи строящейся высокогорной плотины Рогунской ГЭС, произошедшее через шесть дней – 9 января.

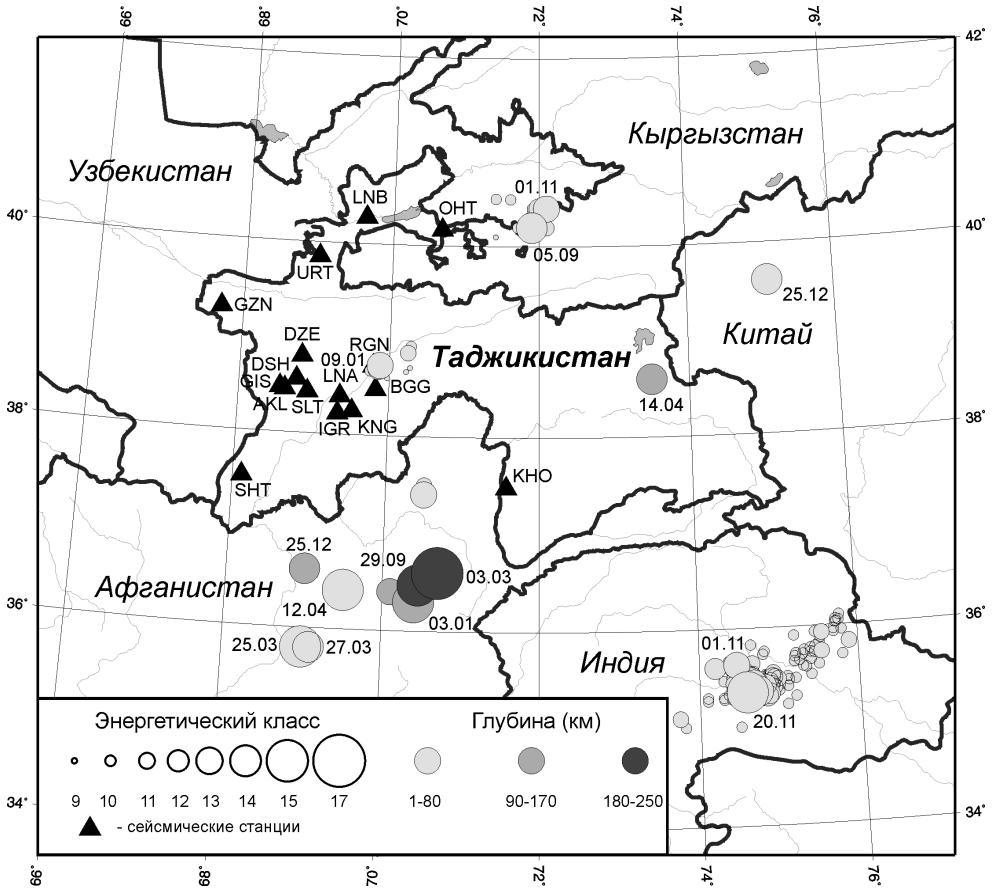


Рис. 1. **Карта эпицентров сильных землетрясений Таджикистана и прилегающих территорий в 2002 г.**

Таблица 4

Наиболее сильные землетрясения юга Средней Азии в 2002 г.

№	Дата, *д м*	t_0, *ч мин с*	Эпицентр		*h*, pP км*	*Mw (HRVD)*	K_P= 4+1.8 *Mw*
			φ°, N	λ°, E			
1	03.01	07 05 30.1	36.3	70.4	128	6.1/44	15.0
2	09.01	06 45 50.5	38.73	69.87	17	5.2/31	13.4
3	03.03	12 08 06.7	36.47	70.45	251	6.1/37	15.0
4	03.03	12 08 18.0	36.6	70.7	233	7.3/57	17.1
5	22.03.	02 02 08	37.4	70.5	25	4.9/10	12.8
6	25.03	14 56 25	35.8	69.0	28	6.1/50	15.0
7	27.03	08 52 48	35.8	69.1	10	5.6/47	14.1
8	12.04	04 00 30	36.4	69.5	38	5.9/51	14.6
9	14.04	02 04 18	38.6	73.5	115	5.5/47	13.9
10	05.09.	11 02 57	40.2	71.9	31	5.4/38	13.7
11	29.09	17 02 48	36.4	70.1	135	5.1/14	13.2
12	01.11	02 28 54	40.4	72.1	26	5.0/18	13.0
13	01.11	22 09 32	35.36	74.72	26	5.3/40	13.6
14	03.11	07 33 40	35.36	74.64	21	5.3/25	13.4
15	20.11	21 32 31	35.35	74.59	19	6.3/58	15.3
16	25.12	12 57 06	39.6	75.1	29	5.6/41	14.1
17	25.12	19 13 51	36.6	69.0	90	5.4/46	13.7

Из приведенного в табл. 4 списка землетрясений одиночными были лишь четыре – №№9, 11, 16, 17. Остальные 13 сопровождались сериями афтершоков разного объема и два землетрясения (3 января и 3 марта) – форшоками. Рассмотрим структуру полей их эпицентров. При этом одна часть афтершоков (для №№ 2, 5, 10–15) показана непосредственно на рис. 1, другая (№№4, 6–8) – представлена ниже отдельными картами эпицентров.

Землетрясение 9 января в 06^h45^m с K_P=13.4, локализованное в среднем течении р. Вахш, на энергетическом срезе с K_P=8.6 сопровождалось серией из 14 афтершоков, зарегистрированных с 9 января по 26 февраля [1], хотя на более низком срезе с K_P=5 их насчитывается 54 [5]. Облако его афтершоков вытянуто в северо-восточном направлении, вдоль р. Вахш. Максимальный афтершок с K_P=11.8 был зафиксирован достаточно поздно относительно главного толчка – 3 февраля в 20^h59^m.

Значительно меньше афтершоков имело землетрясение 22 марта в 02^h02^m с K_P=12.8. Их было всего четыре в течение недели после главного толчка: 22 марта в 05^h02^m с K_P=8.6, 29 марта в 08^h25^m, 08^h29^m и в 14^h47^m с K_P=10.7, 9.8 и 10.1 соответственно [1].

Пограничное с Киргизией землетрясение 5 сентября в 11^h02^m с K_P=13.7 на энергетическом срезе K_P=9.3 имело шесть афтершоков за 12 дней сентября: 5-го в 11^h52^m с K_P=10.8, 6-го в 00^h23^m с K_P=11.5, 7-го в 01^h59^m с K_P=9.3, 13-го в 04^h28^m с K_P=9.7, 17-го в 11^h25^m с K_P=9.9 и 18-го в 08^h35^m с K_P=10.3. Произошедшее в этой же зоне землетрясение 1 ноября в 02^h28^m с K_P=13.0 сопровождалось в тот же день двумя афтершоками: в 03^h46^m с K_P=9.7 и в 07^h37^m с K_P=11.7 [1].

Наиболее многочисленные афтершоки на рис. 1 показаны в области долины р. Инд, которые скорее следует отнести к роевым событиям в ноябре-декабре 2002 г. вместе с тремя наиболее сильными из них, зарегистрированными 1-го, 3-го и 20-го ноября (№13–15 в табл. 4). Согласно [2], все три события были разрушительными. В результате первого из них разрушено более 1000 домов, 4000 жителей остались без крова, 11 человек погибли. Землетрясение спровоцировало оползни, которые блокировали частично скоростную дорогу в эпицентральной зоне и привели к гибели сотен голов рогатого скота. Возникший через 1.5 суток второй сильный толчок дополнил разрушения домов, число жертв и раненых. Но максимальным оказался третий толчок 20 ноября, разрушивший 100 и повредивший 1256 зданий, умноживший число раненых (40) и погибших (19 человек). Были разрушены многие хозяйственные постройки, оползни перекрыли и разрушили многие дороги, погибло много стад рогатого скота. Это землетрясение ощущалось на обширной территории. Наличие в табл. 4 глубин очагов из [2], определенных по глубинным фазам *pP*, соответственно равных h^*=26, 21 и 19, позволяет с определенностью утверждать о неглубоком залегании их гипоцентров, с одной стороны, и о факте «всплывания» очагов самых сильных толчков роя, с другой. Поле эпицентров образует весьма протяженную структуру с линейными размерами свыше 160 *км*, ориентированную в северо-восточном направлении. В то же время следует отметить, что оно разорвано течением р. Инд в его северо-западном участке на две неравноценные части: слева поле характеризуется очень высокой плотностью эпицентров землетрясений как по их числу, так и по суммарной энергии, ввиду приуроченности к этой части всех сильных толчков, справа – на порядок меньшей по плотности и еще больше по энергии. К тому же можно говорить и о разной их ориентировке: слева – близширотная, справа – северо-восточная.

Землетрясения 25 марта (№ 6), 27 марта (№ 7) и 12 апреля (№ 8) – наиболее интересные ввиду близости к главному исследуемому событию с Mw=7.3 по времени и эпицентральному расстоянию. Первое из них – самое сильное (Mw=6.1) и из-за небольшой глубины (h^*=28 *км*) с большими жертвами и разрушениями. По данным агентства NEIC [2], после него в провинции Афганистана Баглан погибло по меньшей мере около 1000 жителей, несколько сотен ранено и несколько тысяч людей остались без крова. Многие дороги в эпицентральной области были блокированы оползнями. Интенсивные сотрясения имели место во всем северном Афганистане. Также его ощущали в Пакистане на территории Исламабад-Пешавар [2]. На территории Таджикистана макросейсмический эффект проявился с интенсивностью I=3–4 балла в Душанбе (300 *км*), 3 балла – в Нуреке (305 *км*) [4]. Второе землетрясение вызвало в Афганистане новые потери, дополнительные оползни и разрушения. Оно ощущалось в Пакистане [2] и Таджикистане (Душанбе (305 *км*) – 2 балла [4]). После третьего, произошедшего северо-восточнее двух первых, в провинции Аби-Нарин Афганистана, погибли около 50 человек, ранены – 150, 160 домов разрушено и 250 – повреждено. Ощущалось на территории Пакистана в Исламабаде, Лахоре и Пешаваре [2], Таджикистане (Душанбе (245 *км*) – 2–3 балла [4]), Узбекистане и Казахстане (Ташкент (580 *км*), Сурхан-Дарье (600 *км*), Джамбуле (670 *км*) – 2 балла [6]). Оба землетрясения, произошедшие в марте, сосредоточены в сейсмической зоне сближения Банди-Туркестанского поднятия и западных отрогов Гиндукуша в 160 *км*, к югу от г. Пяндж, а эпицентр третьего землетрясения располагался примерно в 80 *км* к северо-востоку от мартовских очагов.

В заключение отметим, что описываемая активизация сейсмичности в верхних и более глубоких слоях земной коры Гиндукушской зоны несомненно спровоцирована сильным глубоким Гиндукушским землетрясения 3 марта с Mw=7.3, что подтверждает высказанное ранее [9] утверждение, что после сильных (M>7) землетрясений Гиндукуша происходит мощное усиление сейсмичности южных районов Средней Азии [10, 11].

ЛИТЕРАТУРА

1. Улубиева Т.Р. (отв. сост.), Рислинг Л.И., Давлятова Р., Хусейнова Г.А., Михайлова Р.С., Улубиев А.Н., Максименко Т.И. Каталог землетрясений Таджикистана, 2002. Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – На CD.

2. Bulletin of the International Seismological Centre for 2002. – Berkshire: ISC, 2003–2004.

3. Михайлова Р.С., Улубиева Т.Р., Чепкунас Л.С. Гиндукушское землетрясение 3 марта 2002 г. с Mw=7.3, I_0=8 (южнее Таджикистана) // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – 332–337.

4. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2002 год / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2002–2003.

5. Улубиева Т.Р., Михайлова Р.С., Рислинг Л.И. Таджикистан // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 153–167.

6. Закиров М.С. (отв. сост.). Список ощутимых землетрясений на территории Республики Узбекистан. Обнинск: Фонды ГС РАН, 28.08.2007. – 2 с.

7. Старовойт О.Е., Рогожин Е.А., Михайлова Р.С., Чепкунас Л.С. Северная Евразия // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – 19–44.

8. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран / Под ред. А.В. Сидоренко. – М.: ВСЕГЕИ, 1978.

9. Астафьева Е.Г., Горбунова И.В. и др. Землетрясения Средней Азии //Землетрясения в СССР в 1965 году. – М.: Наука, 1967. – С. 44–70.

10. Леонов Н.Н., Иодко В.К. и др. Землетрясение в Северном Афганистане 14 марта 1965 г. // Землетрясения в СССР в 1965 году. – М.: Наука, 1967. – С. 77–86.

11. Уломов В.И., Фадина Р.П. и др. Землетрясения Средней Азии // Землетрясения в СССР в 1974 году. – М.:, Наука, 1977. – С. 49–98.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА АНТАРКТИЧЕСКОГО ЩИТА В СТРОЕНИИ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Михальский Е.В. [1], Куринин Р.Г. [1], Лайба А.А. [2]

[1] ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, emikhalsky@mail.ru
[2] Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов, laibageo@peterlink.ru

Экспонированная прибрежная часть Восточной Антарктиды рассматривается как кристаллический щит, испытавший длительную историю формирования от 3800–3900 до 500 млн лет [1, 2, 5]. Однако, даже в пределах горных систем выходы геологических тел на земную поверхность имеют фрагментарный, изолированный характер, что весьма затрудняет геологическую корреляцию и районирование. В этих условиях геофизические методы, прежде всего, – магнитометрические исследования могут быть использованы для решения этих проблем. Наиболее детально (в масштабе 1:500000) изучено аномальное магнитное поле (АМП) ([8] и ссылки в этой работе) в пределах центрального сектора Антарктического щита, где в течение многих лет выполняются аэрогеофизические работы Полярной морской геологоразведочной экспедицией. Этот сектор (60°–80° в.д.) содержит крупную мезозойско–кайнозойскую рифтовую систему, которая морфологически маркируется грабеном ледника Ламберта. Регион характеризуется развитием всех известных в Восточной Антарктиде типов тектонических провинций – архейских кратонов, областей палеопротерозойской, мезопротерозойской и раннепалеозойской тектономагматической деятельности, а также пермо-триасовых угленосных отложений. Выходы горных пород сконцентрированы в горах Принс-Чарльз, в горах Гров, на побережье шельфового ледника Эймери и залива Прюдс, на береге Моусона.

В горах Принс-Чарльз выделяются две крупные тектонические провинции [12]: область мезо–неопротерозойского тектогенеза (1300–950 млн лет) в центральной и северной частях (к северу от параллели 72º30’ ю.ш.), включающая две структурно-формационные зоны (Биверская и Фишерская), и раннедокембрийская провинция архейско–палеопротерозойского развития (3400–2100 млн лет) в южной части (к югу от параллели 72º30’ ю.ш.), включающая Рукерскую архейскую гранит-зеленокаменную область [2, 10], имеющую двухъярусное строение (мезо- неоархейский фундамент и протерозойские супракрустальные образования, содержащие железистые кварциты) и палеопротерозойскую Ламбертскую сланцево-гнейсовую область [11]. Ламбертская область испытала значительную тектонотермальную активизацию в ранненеопротерозойское (930-905 млн лет) и кембрийское (530-510 млн лет) время. Эти территории характеризуются в целом различающими на статистическом уровне значениями модельных Sm–Nd возрастов T_{DM} [6, 12]. Для Рукерской области характерны породы с T_{DM} = 3,2-3,8 млрд лет; в Ламбертской области преобладают возрасты 2,3-3,3 (единичные – 4,0) млрд лет; в Фишерской зоне – 1,3-2,0 и в Биверской зоне – 1,6-2,3 млрд лет [6]. На участках, расположенных в восточном борту шельфового ледника Эймери, встречаются горные породы, имеющие как протерозойские, так и архейские значения T_{DM}. В оазисе Вестфолль на побережье залива Прюдс развиты неоархейские (2500 млн лет) ортогнейсы и метаосадки гранулитовой фации, имеющие сравнительно малые значения T_{DM} до 3,0 млрд лет.

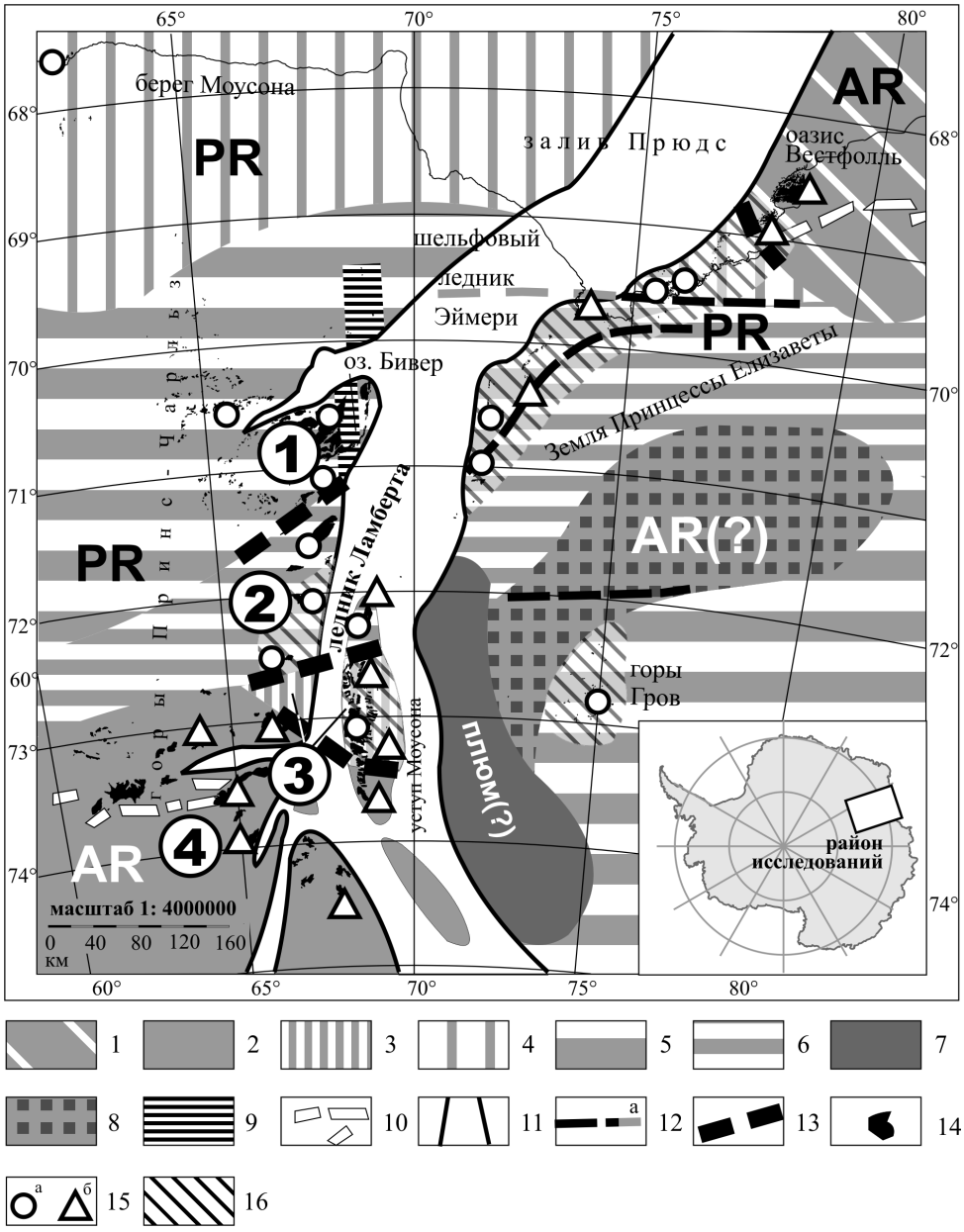
Вещественный состав ортогнейсовых толщ Рукерской области показывает, что большая часть этой территории сложена мезоархейскими гранитоидами, имеющими внутрикоровое происхождение и только на юго-востоке территории развиты толщи низко-Y плагиогнейсов, которые имеют черты сходства с ассоциацией TTG [12]. Ламбертская область сложена известково-щелочными ортогнейсами и супракрустальными метаосадочными толщами, включающими тектонически разобщенные мантийные дериваты (мафические и ультрамафические породы) [5, 11].

Область мезо–неопротерозойского тектогенеза в горах Принс-Чарльз сложена разнообразными породами с преобладанием глубоко метаморфизованных внутриплитных ортогнейсов, метаосадков и плутонических чарнокитов (Биверская зона) и менее метаморфизованных толеитовых и известково-щелочных вулканогенных толщ и комплекса габбро–диорит–плагиогранитовой формации (Фишерская зона) [3]. На береге Моусона в редких выходах развиты преимущественно магматические чарнокиты и метаосадочные толщи. Раннепалеозойские геологические процессы проявлены крайне неравномерно [4]. В восточной части региона (побережье шельфового ледника Эймери, залива Прюдс, горы Гров, частично уступ Моусон) с рубежом 530–500 млн лет назад связаны мощные процессы метаморфизма (до гранулитовой фации в северной части территории), анатексиса, гранитообразования и пластических деформаций. В западной части региона кембрийские процессы ограничены внедрением редких маломощных жил гранитоидов и милонитами; деформации не имели проникающий характер. Развитые на некоторых участках мафические и ультрамафические тела не имеют значительной мощности и только локально магнитны, поэтому их влияние на строение АМП не представляется значительным.

Изучение особенностей строения АМП [9] показывает, что выделенные геологические области характеризуются определёнными типами магнитного поля (рис. 1). Территории распространения архейских геологических комплексов характеризуются двумя типами магнитного поля. В районе оазиса Вестфолль на фоне крупной региональной положительной аномалии северо-западного простирания размером 250х150 км и интенсивностью до 300-400 нТл выделяется линейный максимум протяженностью до 150 км, шириной 10 км и интенсивностью свыше 1000 нТл, который может быть связан с железистыми кварцитами. Другой тип выделяется в пределах Рукерской области в горах Принс-Чарльз, где распространены разнообразно ориентированные как положительные, так и отрицательные аномалии слабой интенсивности (до 100 нТл). На этом фоне выделяется интенсивная (свыше 1000 нТл) положительная аномалия протяженностью 150 км и шириной 10 км, обусловленная частично вскрытыми железистыми кварцитами [7]. Поле аналогичного типа установлено над подледным пространством к северу от района гор Гров, где можно также предполагать развитие раннедокембрийских образований. Палеопротерозойская Ламбертская область, выделенная в северной части уступа Моусон, также имеет своеобразный магнитный облик. АМП здесь отличается более однородным строением и устойчивыми отрицательными значениями до -100 нТл. В западном направлении эта область быстро выклинивается на стыке Рукерской области и Фишерской зоны. С востока она ограничена полностью закрытой ледяным покровом областью разнонаправленных (от северо-западного до широтного) положительных аномалий различного типа (интенсивностью до 500 нТл). Эти аномалии могут быть обусловлены внедрением в основание коры глубинных масс (плюм), возможно, юрско-мелового возраста, что послужило началом активных рифтогенных процессов в районе ледника Ламберта.

В пределах мезопротерозойского подвижного пояса выделяются три типа АМП. Один тип характерен для района берега Моусона, где распространены глубокие отрицательные аномалии (до 200-4300 нТл) с отдельными проявлениями магнитных максимумов до 100 нТл. Другой тип отмечается в северной части гор Принс-Чарльз (Биверская зона), где на фоне отрицательного, иногда интенсивного (до 300 нТл) поля выделяются положительные аномалии (до 500 нТл) северо-восточного и субширотного простирания протяженностью до 100 км и шириной 20-30 км. Однако в восточном борту шельфового ледника Эймери этот комплекс характеризуется изометрическими и менее интенсивными положительными аномалиями (до 350 нТл). Южнее Биверской зоны (между нею и Рукерской областью) расположена Фишерская зона, для которой также присущи положительные аномалии северо-восточного простирания, но меньшей интенсивности (250 нТл). По облику магнитного поля продолжение Фишерской зоны прослеживается в восточном направлении в восточном борту шельфового ледника Эймери. Магнитное поле гор Гров по своему облику сопоставимо с восточным флангом Биверской зоны. По магнитным данным можно также выделить в восточном борту рифта Ламберта две широтных зоны разломов – вдоль 69º30’ ю.ш. и 72º ю.ш.

Верхнепалеозойские (пермские) толщи, выполняющие грабен в районе озера Бивер отличаются отрицательными аномалиями интенсивностью 100 нТл. Продолжение вмещающего эти толщи грабена к северу можно предполагать в районе 69º в.д. и 70º ю.ш., где выделяется сходная по морфологии поля субмеридиональная отрицательная аномалия такой же интенсивности.



Районирование аномального магнитного поля и некоторые черты геологического строения центрального сектора Антарктического щита

1-10 – области аномального магнитного поля: 1 – оазис Вестфолль, 2 – южная часть гор Принс-Чарльз (Рукерская область), 3 – уступ Моусона (Ламбертская область), 4 – берег Моусона, 5 – северная часть гор Принс-Чарльз (Биверская зона), 6 – центральная часть гор Принс-Чарльз (Фишерская зона), 7 – подледная область в восточном борту грабена ледника Ламберта, 8 –подледная область на Земле Принцессы Елизаветы к северу от гор Гров, 9 – озеро Бивер (грабен, выполненный P–T угленосными отложениями). 10 – интенсивные положительные аномалии. 11 – контуры рифтовой системы грабена ледника Ламберта. 12 – тренд предполагаемого линеамента (нарушение) (а – под днищем грабена). 13 – граница тектонических провинций, по геологическим данным. 14 – выходы горных пород. 15 – модельная Sm–Nd датировка T_{DM}: а – палео- мезопротерозойская, б – архейская. 16 – район, испытавший кембрийскую тектонотермальную активизацию. Цифра в кружке: 1 – Биверская зона, 2 – Фишерская зона, 3 – Ламбертская область, 4 – Рукерская область. Индексы AR и PR относятся к территориям архейской (AR) или мезопротерозойской (PR) стабилизации.

Сопоставление геологического строения региона и особенностей АМП позволяет сделать следующие выводы.

1. Выделенные магнитные провинции хорошо согласуются с закартированными геологическими областями раннедокембрийского или мезопротерозойского развития. В строении этих областей участвуют различные по вещественному составу геологические комплексы, а горные породы в целом отличаются величиной Sm–Nd возрастов T_{DM}.

2. Вероятно, наблюдаемая структура региона главным образом обусловлена мезопротерозойскими тектоническими процессами. Вместе с тем, тектонотермальная переработка раннедокембрийских комплексов на рубеже 1000–900 млн лет назад не проявлена особенностями строения АМП.

3. Рифтовая система ледника Ламберта в первом приближении наследует направление области кембрийской тектономагматической активизации; вместе с тем, возможно, что эта структура заложена на границе глубоко переработанного раннедокембрийского блока и опоясывающей его мезопротерозойской провинции (на Земле Принцессы Елизаветы, рис. 1); об этом свидетельствуют находки пород с архейскими значениями модельных возрастов. Эта граница, впрочем, могла иметь тектонический характер и представлять собой неопротерозойский прогиб (авлакоген?), закрытый и инвертированный в раннепалеозойское время.

4. Особенности аномального магнитного поля, отражающего строение земной коры в некотором ее объеме, может служить хорошим критерием для распознавания тектонических провинций, установленных на поверхности, и их прослеживания на подледных территориях.

Работа поддержана грантом РФФИ №07-05-01001.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грикуров Г.Э., Михальский Е.В. Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Российский журнал наук о земле. 2002. Т.4. № 4. С. 247–257.
2. Иванов В.Л., Каменев Е.Н. (ред.). Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990. 242 с.
3. Михальский Е.В. Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования // Бюллетень МОИП, отдел геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 3-18.
4. Михальский Е.В. Неопротерозойские и раннепалеозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Вестник МГУ. Сер.4. Геология. 2007. № 5. С. 3-15.
5. Михальский Е.В. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое // Геотектоника. 2008, в печати.
6. Михальский Е.В. Районирование земной коры Антарктиды по Sm–Nd изотопным данным // Доклады РАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 519–523.
7. Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 230 с.
8. Golynsky A.V., Masolov V.A., Volnukhin V.S., Golynsky D.A. Crustal provinces of the Prince Charles Mountains region and surrounding areas in the light of aeromagnetic data / In: Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G. et al. (eds.), Antarctica: contributions to global earth sciences. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 2006. P. 83-94.
9. Golynsky A.V., Morris P., von Frese R. et al. ADMAP – Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1:10000000 scale map. BAS Miscellaneous Series, Sheet 10. 2001. Cambridge, British Antarctic Survey.
10. Kamenev E.N. Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian / In: Findley R.H., Unrug R., Banks M.R. & Veevers J.J., eds. Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal. Rotterdam, 1993. P. 141-151.
11. Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W. Two distinct Precambrian terranes in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // Gondwana Research. 2006. V. 9. P. 291–309.
12. Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO – Geoscience Australia Bulletin. 2001. V. 247. 209 p.

МОНИТОРИНГ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ ГРУНТОВ

Мищенко О.Н.

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана»,
г.Санкт- Петербург, labMGM@yandex.ru

Сейсмический мониторинг – это целенаправленная программа наблюдений за изменением напряженного состояния земной коры во времени. Мониторинговая система включает в себя технические устройства регистрации геофизических и других полей, сети наблюдений, систему обработки информации, базу данных, базу знаний и систему принятия решений, включающую экспертную самообучающуюся программу.

Контроль за сейсмической активностью земной коры в районах существующих и вновь строящихся стратегически важных и экологически опасных объектов относится к малоисследованной до недавнего времени области сейсмологии, так как слабые землетрясения обычно не представляют опасности для зданий и сооружений. Однако, крайне слабые подвижки в земной коре могут привести к катастрофам в районе действующих и строящихся атомных электростанций и других стратегически важных объектов. К сожалению, необходимые для функционирования АЭС реки, заливы и другие водные бассейны, как правило, приурочены к зонам неотектонических разломов.

Установка системы сейсмического мониторинга на побережье Копорской губы является первоочередной задачей для обеспечения безопасности строительства новых и функционирования имеющихся промышленных объектов и осуществления контроля за сейсмической активностью выделенных ранее тектонических зон. Наиболее опасными для исследуемого района являются слабые землетрясения, плотность которых очень высока, а вероятность попадания эпицентра слабого землетрясения на территорию сооружения и частота проявления таких землетрясений достаточно велики.

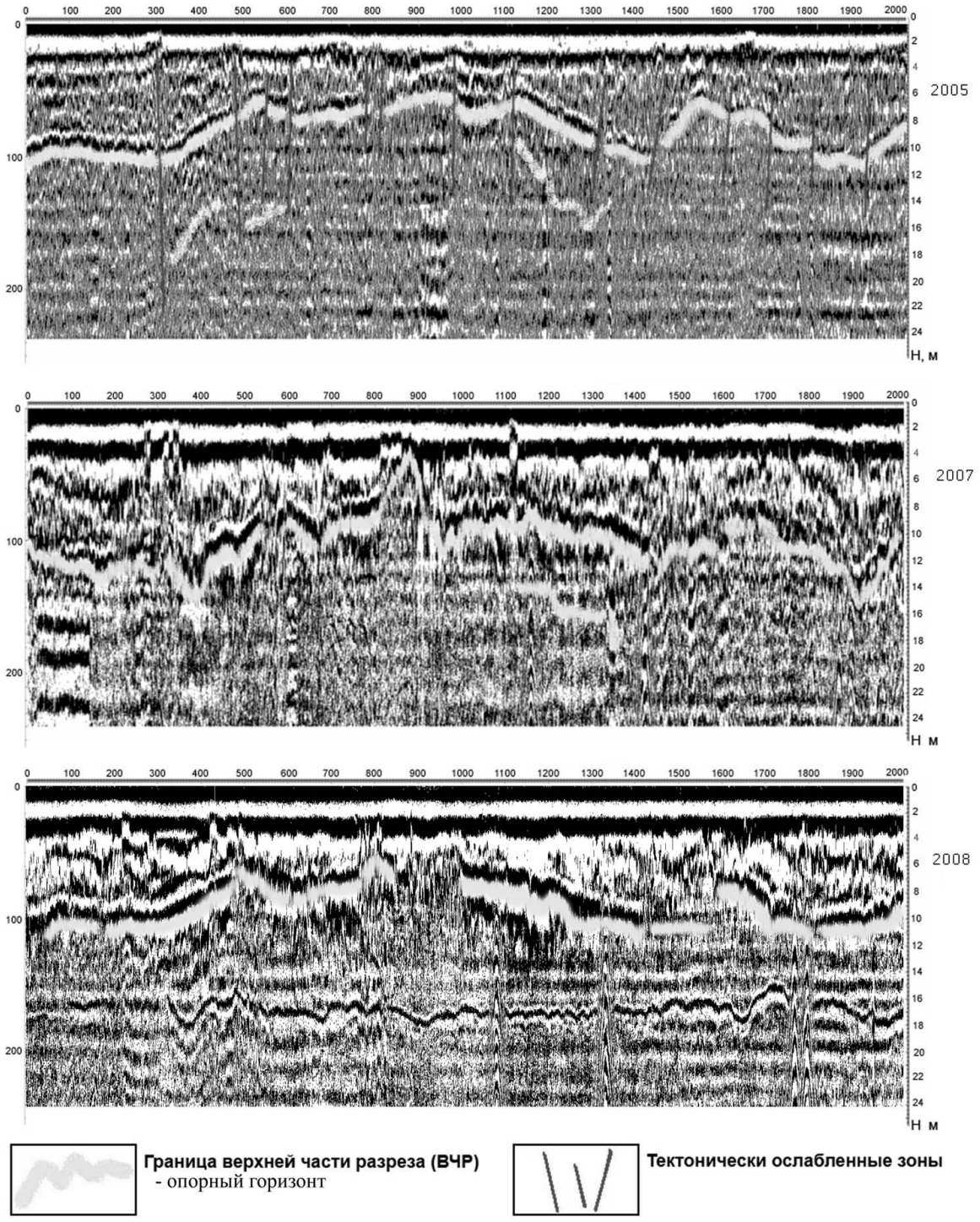


Рис.1. **Геоэлектрические разрезы, полученные путем радиолокационного зондирования в 2005, 2007 и 2008 гг.** (радар типа «ЛОЗА»)

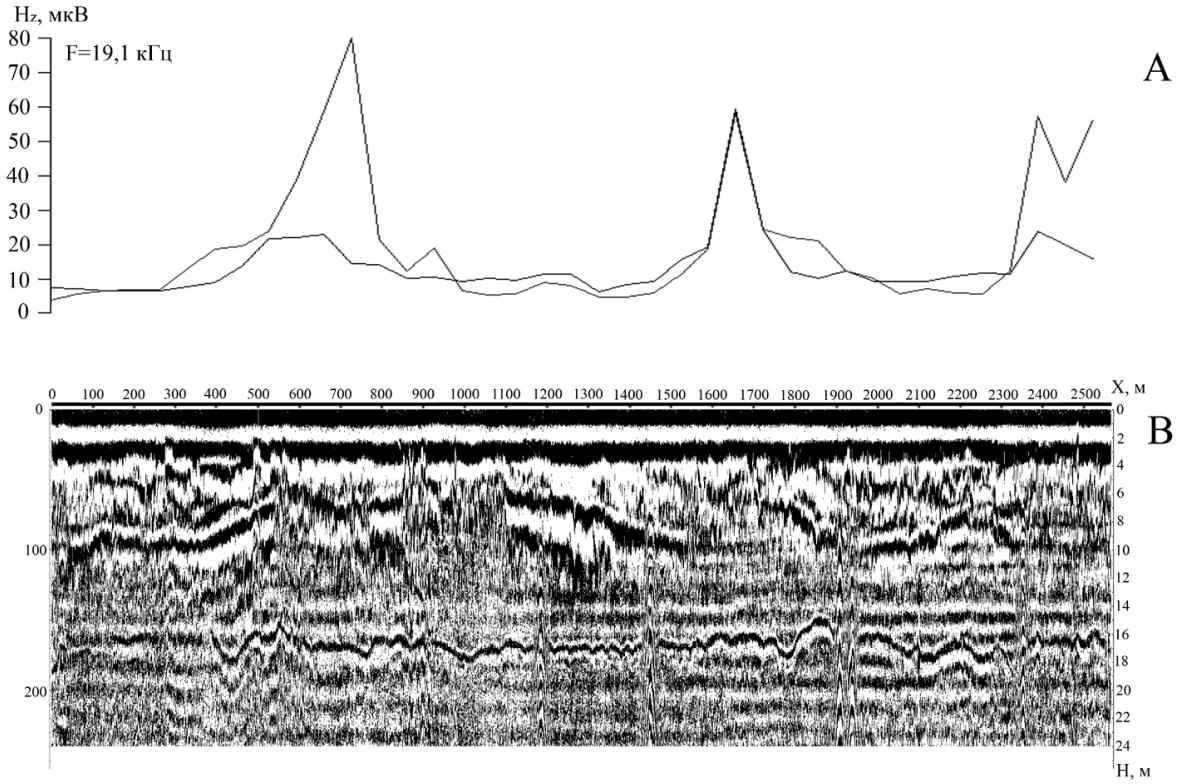


Рис.2. **Комплексные геофизические исследования на профиле:**

А – метод СДВР, В – радиолокационное зондирование

Кроме того, что некоторые типы глин при слабых сейсмических сотрясениях могут течь как жидкость, иногда с весьма неприятными последствиями для возведенных на них сооружений [1]. Это особенно важно знать и учитывать в районах строящихся и действующих стратегически важных и экологически опасных объектов. В некоторых случаях возможно «выжимание» пластичных слоев или их разрушение. В истории сейсмологии известны примеры, когда слабые землетрясения приводили к тому, что некоторые типы осадочных пород отжимали на поверхность грунтовые воды с песком и илом. В других случаях образовывались провалы. При этом в грунте образуются трещины и другие изменения, которые могут приводить к повреждению зданий и сооружений. Подобные явления обычно приурочены к слабым разрывным нарушениям земной коры. Поэтому контроль за состоянием разрывных нарушений должен составлять основу мониторинговой системы, направленной на изучение сейсмичности в зонах строящихся и действующих стратегически важных объектов.

Мониторинг должен осуществляться после выделения основных нарушений и других тектонических структур, обусловленных геодинамическими процессами в земной коре, путем установки на разломах, вдоль разломов и по обе стороны от них (и/или других структур) датчиков-приемников геофизических полей (акустических, сейсмических, электрических), которые являются потенциальными предвестниками слабых землетрясений. Наблюдения выполняются непрерывно, посуточно и/или с определенным периодом времени. Результаты исследований выдаются в виде суточных, месячных, годовых (вековых) и др. мониторинговых карт, заносятся в базы знаний и на основе аномальных явлений, сопоставления с теоретическими и экспериментальными эталонами и мнениями экспертов оценивается состояние подстилающей исследуемые объекты геологической среды, и выдаются рекомендации по технологическим режимам работы на объектах.

Геофизические исследования, выполненные на акватории и побережье Финского залива [1], свидетельствуют о существовании современных геодинамических процессов, которые могут привести к разжижению грунтов верхней части разреза (ВЧР). Во всяком случае такие процессы обнаружены на акватории и проявились они в виде многочисленных грязевых вулканов, провалов и других образований.

Для объяснения процесса разжижения В.К. Паламарчук предложил восстанавливать историческую структуру, претерпевшую последующее опускание с выделением грязи и газа. Такие схемы позволяют обнаружить места вероятного выхода грязи на поверхность земли или на дно моря. В 2007 году такие места были обнаружены на побережье. Анализ был выполнен по геоэлектрическим разрезам, полученным в результате радиолокационного зондирования ВЧР [3].

Разрезы ВЧР наиболее чувствительны к геодинамическим процессам, так как они отражают влияние как эндогенных так и техногенных факторов. В связи с этим, для мониторинга геодинамических процессов в районах действующих и строящихся промышленных и экологически опасных объектов были выбраны разрезы.

В отличие от выполняемого в отдельных точках мониторинга высоты, наклонов поверхности или даже геофизических полей – мониторинг разреза позволяет контролировать структуру разреза и прогнозировать вероятность ее разрушения, в том числе образование текучих песчано-глинистых отложений (плывуны, провалы и др.), более надежно.

Как следует из приведенных на рис. 1 разрезов, они изменяются из года в год. Причем на разрезах видны не только разрывы контролирующего ВЧР горизонта, но и вертикальные и горизонтальные его подвижки.

Для оценки состояния мест разрыва контролирующего ВЧР горизонта в разрезе (см. рис.1) была выполнена съемка методом СДВР (рис. 2).

Аномалии вертикальной магнитной составляющей электромагнитного поля на частоте радиостанции 19,1 кГц контролируют зоны проводимости или зоны предельно напряженных участков разреза, в которых, судя по разрезам, происходит разрушение в связи с геодинамическими процессами. В этих местах следует с осторожностью производить земляные работы, чтобы не вскрыть находящиеся под нагрузкой жидкие отложения и не спровоцировать опасные процессы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Эйби Дж. А. Землетрясения. // Перевод с англ. – М., Недра, 1982, 264 с.

2. Глинская Н. В., Каминский В. Д. и др. Оценка сейсмической опасности для расположенных на побережье стратегически важных промышленных и гражданских объектов. // Материалы международной конференции 15-19 сентября 2003 г. «Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия». – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003, стр. 103-107.

3. Мищенко О.Н., Глинская Н.В., Локшина В.А., Прялухина Л.А. Влияние геодинамических процессов на разжижение песчано-глинистых отложений в береговой зоне Финского залива // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Материалы международной конференции, 18-23 сентября 2006г, Воронеж.

ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ДИНАМИЧЕСКИХ НАГРУЗКАХ

Мясникова О.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

В естественном состоянии в условиях неопределенности, при высоких всесторонних давлениях отягощенных структурными неоднородностями, существующими в земной коре, скальные горные породы уже напряжены. В них имеются скрытые внутренние напряжения, которые вызывают развитие многочисленных дефектов структуры. Согласно современным представлениям теории разрушения горных пород, следует отметить, что любой процесс разрушения – это процесс зарождения, развития и слияния трещин. Трещинообразование в горном массиве[1], начинается, когда разность между главными напряжениями достигает критических значений, а развитие процесса трещинообразования задается условием $\sigma_{крит} < \sigma_{разр}$. В дальнейшем, при превышении предела прочности материала, начинаются процессы разупрочнения горной породы, возникающие вследствие образования системы внутренних микротрещин, при этом очаг разрушения будет определяться длинами микротрещин, концентрации которых ближе всего к критической или развитием магистральной трещины, вследствие процессов кластеризации.

Согласно классификации, предложенной в работе [2], структурные неоднородности в горных породах можно разделить на пять иерархических уровней:

– нулевого порядка – крупные тектонические разрывы, связанные с региональными полями тектонических напряжений, разбивающие массивы пород на блоки с линейными размерами свыше 10 км;

– первого порядка – обусловлены наличием в массиве горных пород крупных геологических нарушений, тектонических разрывов, разбивающих массив и связанные обычно с локальными складчатыми структурами, условлено ограничивать их линейные размеры интервалом 10^2-10^3 м;

– второго порядка – неоднородности структуры и состава пород в пределах одного слоя, естественные макротрещины, видимые в обнажениях, их размеры условно ограничиваются интервалом 10^{-1}-10^2 м;

– третьего порядка – микротрещины, к ним относятся внутрикристаллические трещины, вызванные условиями возникновения и развития в породе отдельных кристаллов – размеры порядка 10^{-9}-10^{-5} м и межкристаллические трещины, ориентированные хаотично – размеры 10^{-4}-10^{-2} м, а также контакты между отдельными минеральными образованиями, зернами и кристаллами;

– четвертого порядка – связаны со структурными нарушениями межкристаллических областей, дефектами кристаллической решетки породообразующих минералов: вакансии, межузельные атомы, дислокации и т.д.

В данной работе изучается микроскопический уровень трещиноватости, соответствующий третьему иерархическому уровню неоднородностей.

Цель исследования – проследить влияние динамических нагрузок на развитие и зарождение микроповреждений в изверженных горных породах.

Например, при применении буро-взрывного способа добычи горной массы, в скальном массиве, под действием взрыва ВВ (взрывчатого вещества), происходит разрушение горной породы в результате совокупного действия расширяющихся продуктов взрыва (газов), детонации, ударных волн (трансформирующихся в волны напряжений по мере удаления от заряда) и волн разгрузки [3]. Если абсолютная величина волны напряжения выше некоторого предела прочности породы, то возникают или сдвиги одних частей выделенного малого объема относительно других, или отрыв их друг от друга. В первом случае могут развиваться пластические деформации или сколы, во втором – хрупкое разрушение [4].

Эксперимент был проведен на одном из гранитных месторождений Карелии, где исследовалось поведение микротрещин в процессе взрывного воздействия при отрыве блока от массива и при пассировке взрывом, для придания блоку правильной геометрической формы.

Для изучения параметров микротрещиноватости использовался оптический метод. Полученные результаты представлены на рисунке 1.

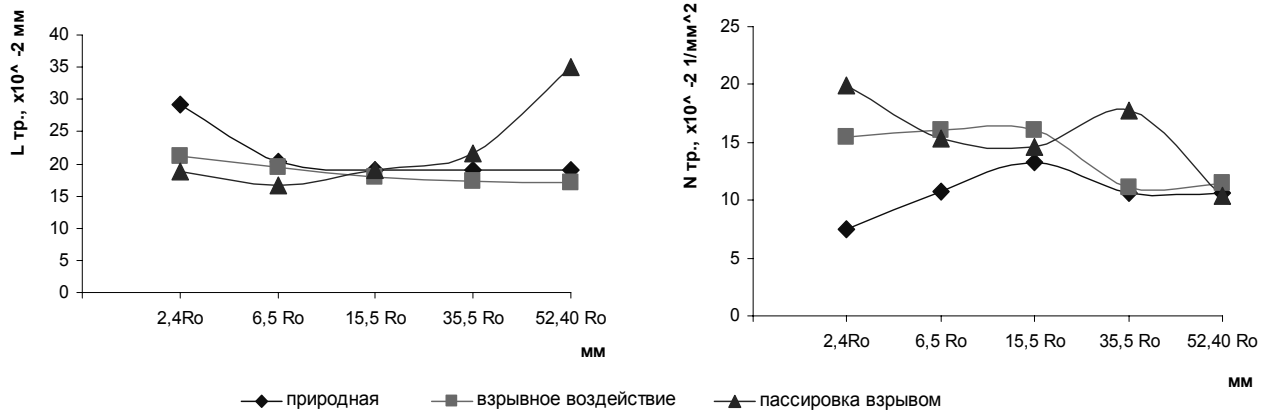


Рис. 1. **Изменение микротрещиноватости в граните при динамическом воздействии** (R_o – радиус заряда)

При взрывном динамическом воздействии на гранит в зоне непосредственной близости от заряда (до $15{,}5R_o$), которая характеризуется высокими сжимающими напряжениями, наблюдается значительное увеличение концентрации микротрещин и при этом прослеживается уменьшение их средней длины по сравнению с естественной. Это подтверждает факт образования новых микротрещин. По мере удаления от центра заряда происходит развитие и слияние микротрещин, вследствие чего снижается их концентрация. При распределении микротрещин по размерам (рисунок 2) в ближней зоне от центра заряда порядка 84% концентрации микротрещин приходится на диапазон от 0,10 до 0,35 мм. Трещины такого размера не превышают размеров минеральных зерен, и, как правило, начинаются от границ срастания зерен и распространяются внутри зерна. Следует учесть, что при отрыве блоков используются щадящие технологии, основным требованием которых является свести до минимума влияние БВР на трещинообразование в горной породе.

Под воздействием дополнительных динамических нагрузок на горную породу, в частности при пассировке взрывом, происходит существенное увеличение средней длины микротрещин, что подтверждает рисунок 1. Распределение микротрещин по размерам (рисунок 3) позволяет понять динамику процесса микротрещинообразования при динамическом воздействии на гранит. По мере удаления от центра заряда происходит увеличение длин микротрещин, вследствие процессов кластеризации. Одновременно с этим концентрация микротрещин остается практически неизменной, подтверждая тот факт, что образование новых трещин не происходит.

В дальнейшем при последующих технологических операциях на противоположной от взрыва грани блока создаются условия для образования откольных трещин. Это доказывает, что вследствие взрывной пассировки в блоке могут появляться трещины параллельно грани, наиболее удаленной от линии шпуров, в направлении действия взрывной ударной нагрузки. В дальнейшем при распиловке данного блока перпендикулярно этой грани в получаемых плитах проявляются трещины, снижая выход качественной продукции (плит).

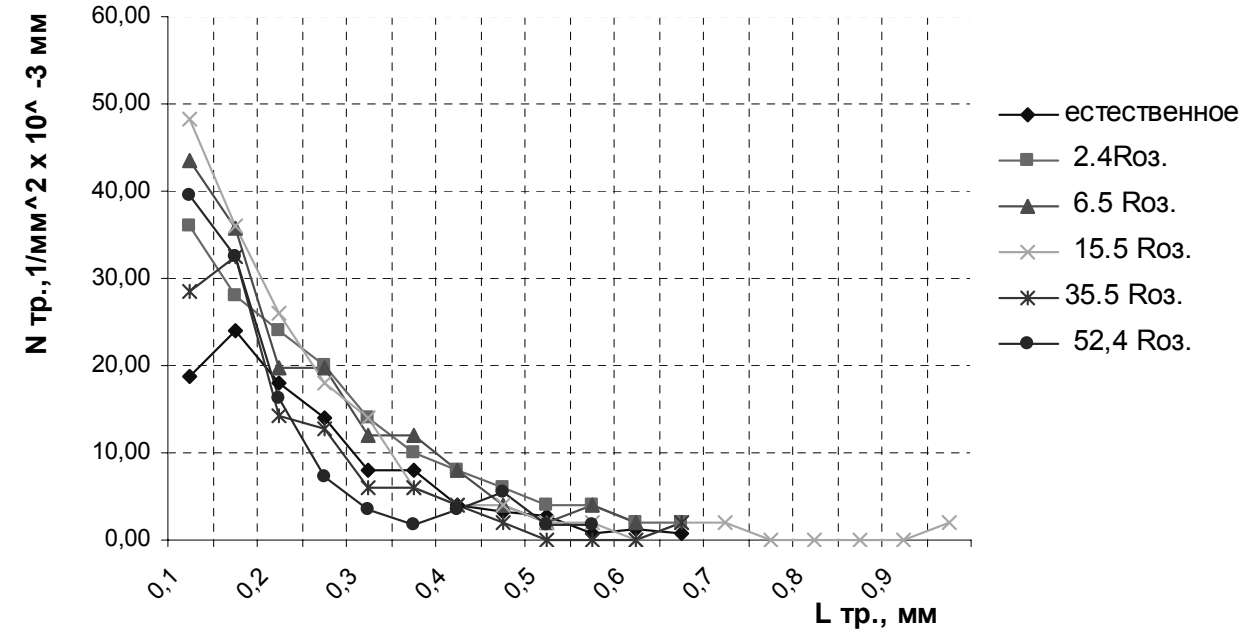


Рис. 2. **Распределение микротрещин по размерам на различных расстояниях от центра заряда при взрывном воздействии**

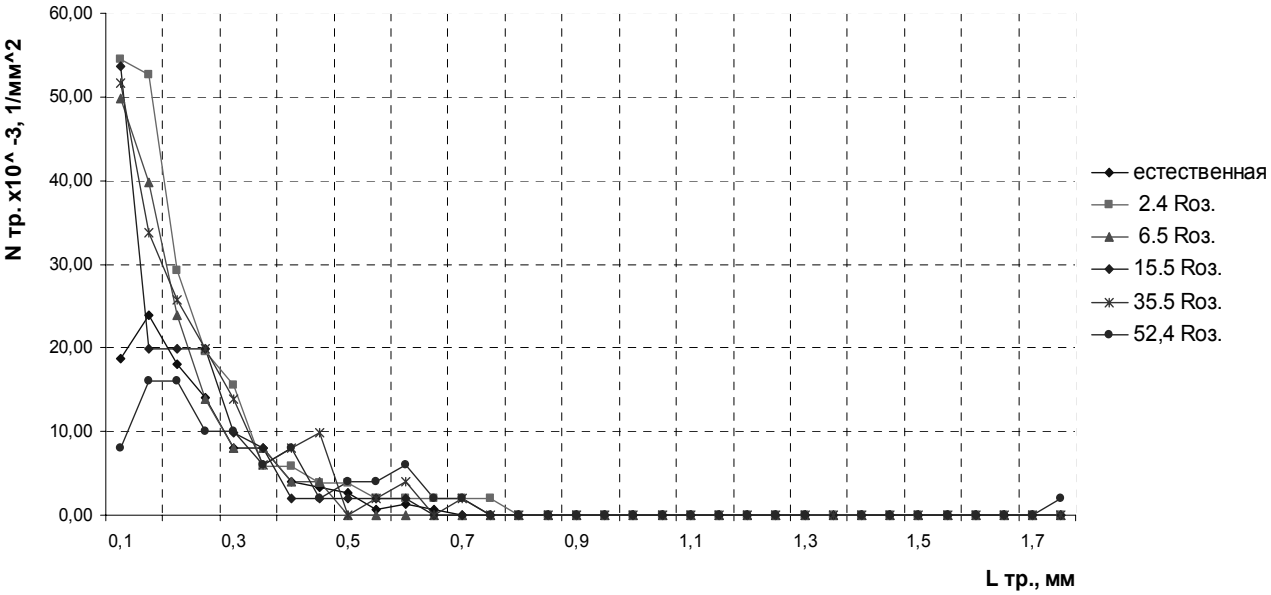


Рис. 3. **Распределение микротрещин по размерам на различных расстояниях от центра заряда при взрывном воздействии и пассировке взрывом**

Проведенные исследования показали, что:

1. В результате действия динамических нагрузок в горной породе наблюдается быстрое изменение параметров микротрещиноватости:

– рост и слияние природных микротрещин в более крупные ;

– зарождение новых микротрещин;

– раскрытие крупных микротрещин с образованием дефектов следующего иерархического уровня.

2. Микротрещиноватость наводится во всех иерархических уровнях.

3. Динамическое воздействие приводит к резкому увеличению концентрации микротрещин в ближней и средней зоне действия взрыва.

4. Неразумное использование ВВ создает условия для образования внутренних дефектов в товарном блоке, приводит к снижению его физико-механических показателей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мораховский В.Н. Некинематическая тектоника и ее рудообразующее значение. Санкт-Петербургский горный институт: СПб, 2000, 117 с.
2. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970, 160 с.
3. Ржевский Б.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, – 1984, 360с.
4. Боровиков В.А., Ванягин И.Ф., Менжулин М.Г., Цирель С.В. Волны напряжений в обводненном трещиноватом массиве. Ленинград, – 1989, с. 83.
5. Мясникова О.В., Шеков В.А. Исследование динамики поведения микротрещиноватости наведенной взрывом в гранитах // Геолого-технологические исследования индустриальных минералов Фенноскандии. Петрозаводск, 2003, с. 82-85.

НЕКОТОРЫЕ ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Надежка Л.И.[1], Геншафт Ю.С.[2], Салтыковский А.Я.[2], Семенов А.Е.[3], Ипполитов О.М.[3], Пивоваров С.П.[3], Сафронич И.Н.[1]

[1] Воронежский государственный университет, г.Воронеж
[2] Институт физики Земли РАН, г. Москва
[3] Геофизическая служба РАН, г.Обнинск

Территория Воронежского кристаллического массива (ВКМ) достаточно хорошо изучена комплексными глубинными исследованиями (рис. 1) [1-5]. На основе моделирования гравитационного поля с учетом данных ГСЗ и петрофизики построены плотностные модели земной коры и верхней мантии [6].

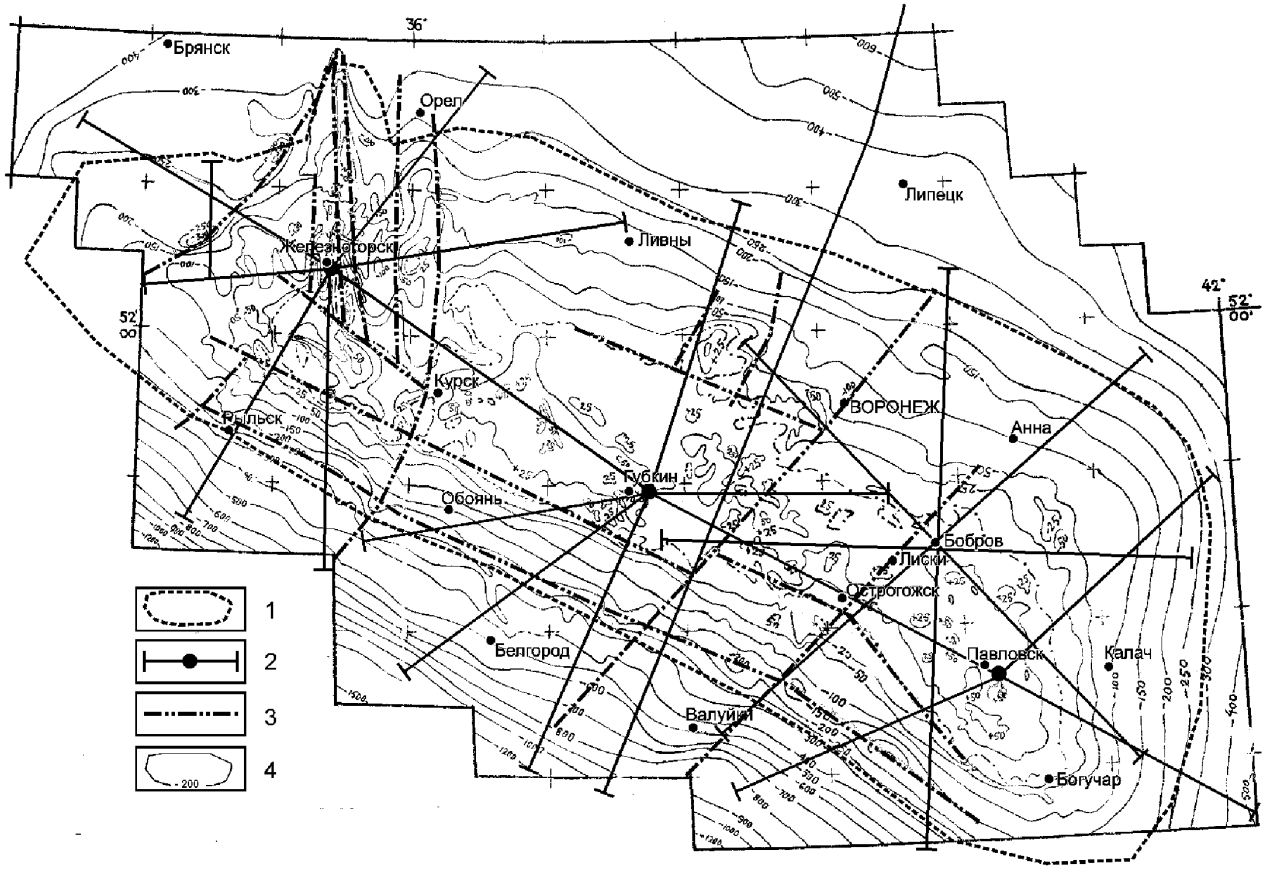


Рис. 1. **Схема рельефа фундамента ВКМ с профилями ГСЗ**

1 – граница кровли антеклизы; 2 – профиля ГСЗ с пунктами промвзрывов;
3 – тектонические нарушения; 4 – изогипсы кровли фундамента в метрах

Эти результаты показывают, что основными глубинными неоднородностями литосферы ВКМ являются неоднородности верхов мантии, которые определяли становление и развитие геоблоков – самых крупных структур в пределах ВКМ. Геоблоки подразделяются на условно «легкие», которым соответствует региональное отрицательное поле силы тяжести (Могилевский и Курский), и условно «тяжелые», которым соответствует положительное региональное гравитационное поле (Брянский и Воронежский) (рис. 2) [1,2]. Геоблоки имеют различия на всех уровнях консолидированной коры и верхов мантии [4,7].

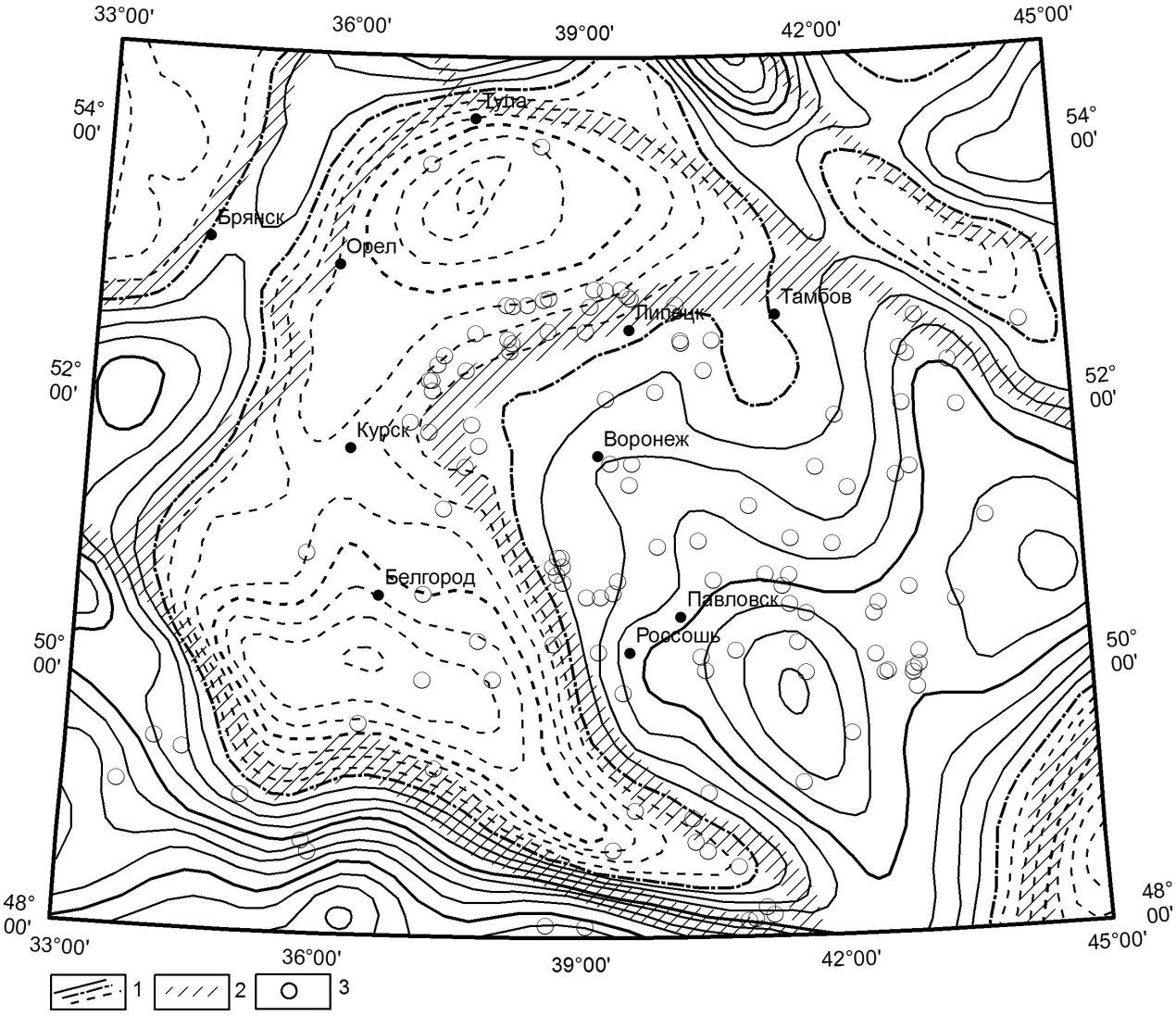


Рис. 2. **Региональные особенности поля силы тяжести и современная сейсмичность ВКМ.**

1 – изолинии трансформированного поля; 2 – условная граница геоблоков; 3 – эпицентры землетрясений

В настоящем сообщении особое внимание уделено неоднородностям верхов мантии наиболее изученных Курского и Воронежского геоблоков. Следует отметить, что здесь переход кора-мантия по сейсмическим данным бывает двух типов: в виде резкой границы раздела со скачком скорости и в виде переходного слоя. В целом, средняя скорость продольных волн в кристаллической коре, обогащенной железом, в пределах Курского геоблока, выше чем в пределах Воронежского геоблока, [3,4]. Мощность земной коры в пределах Курского геоблока несколько сокращена (38.0-42.5 км), в то время как в пределах Воронежского она составляет 45.0- 47.5 км [4,5]. Латеральные и вертикальные неоднородности верхов мантии также находят отражения в сейсмических данных. На уровне кровли мантии скорость продольных волн изменяется от 7.9 до 8.6 км/с. Кроме того, на некоторых профилях прослеживаются отражающие сейсмические границы на глубинах 60-70 км, что свидетельствует о вертикальной расслоённости верхов мантии [4].

Характер распределения мантийных неоднородностей получен также путем моделирования регионального гравитационного поля в 3-х мерном варианте с использованием петрофизических данных и скоростных характеристик верхов мантии. При этом избыточные плотности определялись относительно фоновой плотности 3.33 г/см^3 и, предполагая непрерывное изменение плотности с глубиной, на уровне 100 км плотность в целом для региона принята 3.37 г/см^3.

По результатам комплексной интерпретации геофизических данных в верхах мантии Курского геоблока выделяется крупная область дефицита масс, которая представлена в виде двух объектов пониженной плотности. Верхняя кромка северного из них находится на глубине 60-75 км, южного – 55-60 км (рис. 3) [5,6]. В целом, область имеет северо-восточное простирание, которое согласуется с простиранием верхнемантийного волновода, установленного по сейсмическим данным [8]. Область дефицита масс связывается нами с процессами вертикальной дифференциации вещества, в частности железа. Неравномерное насыщение железом пород верхней коры различных геоблоков ВКМ является, по-видимому, результатом латеральной дифференциации геотермических и флюидных режимов в процессе эндогенной эволюции литосферы и становления дорифейской коры.

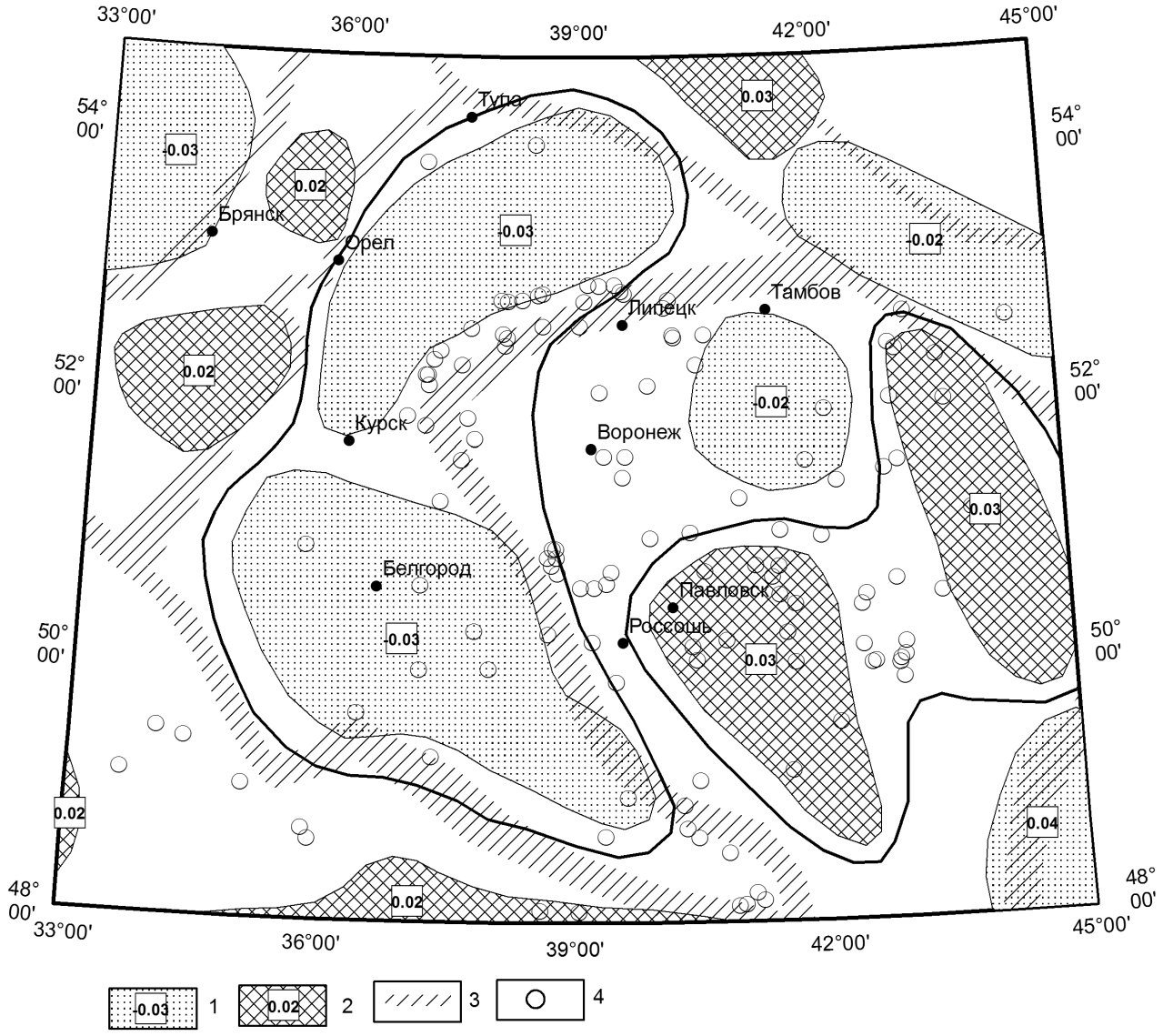


Рис. 3. **Глубинные неоднородности верхов мантии**

1 – объекты пониженной плотности; 2 – объекты повышенной плотности;
3 – границы геоблоков; 4 – эпицентры землетрясений

Если увеличение количества железа связано с его поступлением из верхов мантии, то можно предположить, что в раннем докембрии процессы частичного плавления в верхней мантии Курского геоблока, в отличие от соседних, происходили в условиях высокоградиентных термодинамических режимов и активной вещественной переработки литосферы. Это способствовало более полному расслоению верхнемантийных гипербазитов на области стерильных (реститы гарцбургитового состава) и фертильных (гранатовые лерцолиты) перидотитов и, по-видимому, могло быть причиной истощения верхнемантийных недр этих регионов железом.

Активные процессы, происходящие в дорифейское время в литосфере ВКМ, как выше было сказано, предопределили основные структурные элементы ее. В настоящее время появляются данные, указывающие на то, что в недрах платформенной литосферы продолжаются активные процессы. Об этом свидетельствуют, во-первых, платформенные землетрясения, во вторых флюидная активность, наблюдаемая на территории Воронежского массива.

В связи с тем, что сеть сейсмических станций расположена в Воронежском геоблоке, наиболее изученными являются восточная часть Курского геоблока и основная часть Воронежского. На этой территории ежегодно фиксируется 20-40 местных землетрясений. Это верхнекоровые, относительно невысокого энергетического класса события. Однако, большинство из них пространственно упорядочено. Значительная их часть приурочена к зоне сочленения Курского и Воронежского геоблоков. Отчетливо выделяется дугообразная зона в направлении Курск – Тамбов, которая оконтуривает северо-восточный склон северного объекта дефицита масс. К этой дуге тяготеют многие современные аномалии в содержаниях Cu, Ni, Cr. Она соответствует крупному молодому поднятию, осложненному локальными, активно растущими структурами. Как показывают данные, зоны повышенной флюидной активности в своем большинстве совпадают с областями скопления эпицентров землетрясений [9]. Существование мантийных флюидов с преобладающей ролью в их составе обогащенных Cu, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, V и др. элементами подтверждается многочисленными данными, полученными в процессе исследований включений в алмазе, пиропе и оливине кимберлитов.

Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что литосфера Воронежского кристаллического массива не является пассивной. Глубинные неоднородности, игравшие значительную роль в архее-протерозое при формировании основных структур ВКМ, продолжают «жить» и влиять на характер современной активности недр. И хотя очаги регистрируемых землетрясений расположены на глубине порядка 5 км, т.е. являются верхнекоровыми, а анализируемые неоднородности приурочены к верхней мантии, можно все же предположить, что наблюдаемая сейсмичность и повышенная флюидная активность являются отражением процессов происходящих на значительных глубинах и приводящих к продолжению формирования и развития литосферы региона в целом. Эти особенности строения и геодинамики региона должны найти отражение в разрабатываемой геолого-геофизической вещественной модели литосферы

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН «Электронная Земля» и гранта Минобрнауки РФ REC-010.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным. – М., 1974. – 170 с.

2. Надежка Л.И., Афанасьев Н.С., Дубянский А.И. Гравитационная модель коры и верхней мантии Воронежского кристаллического массива // Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. – Киев, 1979. – С. 161-168.

3. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Тарков А.П., Афанасьев Н.С. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. – Киев, 1989. – С. 121-135.

4. Глубинное строение и геодинамика Украинского, Белорусского и Воронежского выступов докембрия и разделяющих их впадин // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. – Апатиты. – 1992. – С. 6-19.

5. Надежка Л.И., Дубянский А.И. Аномалии некоторых физических параметров земной коры Воронежского кристаллического массива // Докл. РАН. 1994. Т336. №6. – С. 823-825.

6. Надежка Л.И. Плотностная модель литосферы Воронежского кристаллического массива // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Матер. междунар. конф. – Ухта. – 1998. – С. 89-91.

7. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Структура, эволюция геодинамических режимов и менерагении ВКМ // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 2. Матер. тектонического совещ. – 2002. – С. 301-305.

8. Сологуб В.Б. // Литосфера Украины. – Киев. – Наук. думка. – 1986. – 184 с.

9. СавкоА.Д., Надежка Л.И., Шевырев Л.Т. Новые данные о флюидной и сейсмической активности Воронежской антеклизы // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы/ матер. Всерссийск. Конф. М. 2008. С.439-441.

ЛЮДИКОВИЙ В РАЗРЕЗЕ ОНЕЖСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ: НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА

Наркисова В.В., Цветков Л.Д., Кирьяков А.Ф., Злобин О.М., Неронова И.В.

ОАО НПЦ «Недра», г. Ярославль, narkisova@nedra.ru

Онежской параметрической скважиной (ОПС), пробуренной в мае 2008 г до глубины 2380 м, вскрыт людиковийский надгоризонт на гл. 259 – ~2110 м в составе суйсарской (259-876 м) и заонежской (876 – ~2110 м) свит. Эти образования подстилаются ятулийскими красноцветами туломозерской свиты (2110-2380 м) и перекрыты кондопожской (38-259 м) и вашозерской (5-38 м) свитами калевия.

Заонежская свита мощностью ~1230 м предварительно может быть разделена на три толщи: вулканогенно-осадочную (гл. 876-1227 м), осадочно-вулканогенную (гл. 1227-1903 м) и осадочную (гл. 1903-2110 м).

Осадочные образования нижней – глинисто-карбонатной толщи (мощностью ~200 м) представлены чередующимися углеродистыми и высокоуглеродистыми метапелитами и метаалевропелитами, однотонными и пестроцветными доломитами, брекчиями доломитов. Слоистые осадочные (вулканогенно-осадочные) породы субгоризонтально залегают на красноцветной брекчии аргиллит-карбонатных пород туломозерской свиты, верхи которой слагают серо-красноцветные аргиллит-карбонатные сульфатсодержащие породы со слоистыми, нодулярными, участками каверзными текстурами, с редкими прослоями белых доломитов (магнезитов).

Среднюю осадочно-вулканогенную часть разреза заонежской свиты мощностью около 680 м слагают покровы (и силлы) базальтов и долеритов (они формируют толщи мощностью до 120 м), маломощные (3-10 м) потоки афировых базальтов и андезибазальтов. Вулканические породы чередуются с пачками осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в которых переслаиваются углеродистые и высокоуглеродистые туфоалевропелиты, метапелиты, известковистые метаалевропелиты, доломиты; встречаются жилы шунгитовых пород и брекчии метапелитов.

Вулканогенно-осадочная – верхняя часть разреза свиты (около 350 м) в нижней своей части представлена углеродистыми и высокоуглеродистыми осадочными породами мощностью 160 м. Они перекрываются покровами базальтов и долеритов, разделенными слоями вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Завершают разрез высокоуглеродистые метапелиты и метаалевропелиты с жилами шунгитовых пород (шунгитов, максовитов), с прослоями доломитов и силицитов. В осадочных пачках чередуются тонкослоистые высокоуглеродистые метапелиты, карбонатизированные метапелиты, углеродистые доломиты, туфоалевропелиты, брекчии высокоуглеродистых метапелитов и метапелиты с жилами шунгитов-максовитов, редкие силициты.

Осадочные породы заонежской свиты сульфидсодержащие, в отдельных горизонтах сульфидизированные. Они содержат несколько генераций сульфидов, представленных рассеянной вкрапленностью, гнездами, линзами, слойками, прожилками, а так же цементом в тектонических брекчиях (гл. 1865 м). Залегание пород субгоризонтальное и наклонное (80-60^{o} к оси керна), реже (гл. 1730-1765 м) крутое (30^{o} к оси керна).

Суйсарская свита имеет мощность 617 м. В нижней (гл. 656-876 м) и средней (гл. 395-484 м) частях разреза свиты залегают мощные (до 50-70 м) покровы (или силлы) базальтов и долеритов, разделенные маломощными слоями углеродистых и/или известковистых туфоалевролитов, метаалевропелитов и метапелитов. Покровы базальтовых пород перекрываются слоистыми толщами, образованными частым переслаиванием маломощных (3-5 м до 10-15 м) потоков (оливин)-пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых базальтов, афировых андезибазальтов с углеродистыми туфоалевролитами и метапелитами. Завершает разрез суйсарской свиты базальтовый покров мощностью 25 м.

Разрез кондопожской и вашозерской свит в ОПС по ГИС хорошо коррелируется с разрезом этих свит в скважинах Вашозерская-1 и Восточно-Ровкозерская-2. В соответствии с разрезами этих скважин в ОПС выделены ритмично-слоистые флишоиды (граувакки) кондопожской свиты (мощностью 220 м) и полимиктовые (с примесью вулканогенных обломков) мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты вашозерской свиты (мощностью 33 м).

Вскрытый Онежской ПС разрез людиковия на уровне пачек и свит сопоставим со сводным (опорным) разрезом людиковия Карелии [1, 2]. Он характеризуется насыщенностью магматическими телами базальтового состава (покровами, потоками, единичными силлами), сопровождаемыми преимущественно тонкозернистыми осадками. Метаморфические изменения осадочных пород соответствуют низам зеленосланцевой фации. Метаморфические изменения магматических пород происходили в результате ретроградного, автометасоматического и метасоматического преобразования (пропилитизации). Базальты и долериты людиковия содержат единственный неизмененный породообразующий минерал – клинопироксен (авгит, титан-авгит). Изучение его состава приобретает особое значение в метасоматизированных магматических породах при определении их генезиса.

Породы, слагающие разрез людиковия, значительно дифференцированы по физическим свойствам. Базальты и долериты обладают более высокой плотностью и высоким удельным электрическим сопротивлением (выше 1000 омм) по сравнению с углеродистыми осадочными породами, среди которых встречены и высокоэлектропроводящие (до 0,01 омм) разности. Базальты и долериты характеризуются пониженными значениями интервального времени

пробега продольной и поперечной волн, и минимальной удельной массовой активностью (в среднем 16 Бк/кг против 34,6 Бк/кг в карбонатных породах и 91,5-611 Бк/кг в углеродистых метапелитах).

Метаосадочные породы суйсарской и заонежской свит резко различаются по содержанию некарбонатного углерода (Снк). В первых Снк=0,1-0,5%, в последних Снк меняется от 1,5-4,0% до 7,0-23%, в отдельных разностях концентрации Снк достигают 30,0-55,0%. Спектральный анализ углеродистых осадочных пород показал высокие, в некоторых случаях аномальные содержания естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ). В осадках заонежской свиты содержания Th (3-27 г/т) и U (4-23 г/т) на порядок выше, чем в суйсарской свите (Th 1,6-6,0 г/т, U и 0,1-1,5 г/т). Встречаются урановосные высокорадиоактивные разности (с Th/U>2). Базальты и долериты людиковия характеризуются низкими содержаниями ЕРЭ (Th 1,6 г/т; U 0,7 г/т; K_2O 0,5%).

В составе глубокосорбированных газов в углеродистых осадочных породах (по данным газовой хроматографии, в пересчете на безвоздушный состав) преобладают N_2 (0,5-18,0 $см^3$/кг) и CO_2 (7,0-21,0 $см^3$/кг); присутствуют углеводороды (0,02-4,8 $см^3$/кг) – преимущественно метан (0,01-3,9 $см^3$/кг) и H_2 (0-1,8 $см^3$/кг). Концентрации углеводородов в заонежской свите на один-два порядка выше, чем в суйсарской.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
2. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1989. 159 с.

ПАРАДОКСЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МАНТИЙНОГО ВЕЩЕСТВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Никитина Л.П.[1], Пушкарев Ю.Д.[1], Вревский А.Б. [1], Богомолов Е.С.[1], Крымский Р.Ш.[2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, lpn@ln 10839.spb.edu; ydcanon@rambler.ru
[2]ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Изучение изотопного состава мантийных магматических производных является эффективным способом оценки состава геосфер Земли. На основе такого подхода была разработана Sr-Nd изотопно-геохимическая систематика мантийного вещества, согласно которой выделены три главные его разновидности: мантия примитивная, отождествлявшаяся с веществом хондритового однородного резервуара – CHUR, мантия обедненная, определяемая как источник базальтов срединно-океанических хребтов -MORB, и мантия обогащенная – вещество, в котором отношение Sm/Nd ниже хондритового. Эта систематика около 30 лет использовалась при разработке многочисленных моделей развития системы «кора-мантия». Однако со временем стали накапливаться признаки противоречивости подобной классификации. Наиболее четко они были сформулированы Ю.А.Костицым [1], убедительно показавшим на основе анализа Sm-Nd изотопной систематики мантийных вулканитов, что никакого однородного хондритового резервуара, в действительности не существует и что источником MORB является примитивная мантия (PM). Однако на этом издержки общепринятой классификации мантийного вещества не исчерпываются, и выполненное нами изучение мантийных ксенолитов вскрывает новые противоречия.

Определение химического состава мантийных ксенолитов позволяет выявить степень их обедненности/обогащенности относительно состава примитивной мантии по содержанию магмафильных элементов. Такое прямое изучение состава источников мантийного вещества в сочетании с особенностями распределения в них редкоземельных элементов дает возможность оценить надежность идентификации источника мантийных производных по продуцируемому им изотопному составу неодима. В итоге выявляются парадоксы, позволяющие поставить под сомнение достоверность выполненных ранее изотопно-геохимических реконструкций по идентификации источников мантийного вещества на основе изотопного состава их производных.

(1) Результаты изотопно-геохимического изучения мантийных ксенолитов, которые, судя по петрохимическим характеристикам никогда не принимали участия в процессе корообразования, не подвергались мантийному метасоматозу и не испытывали частичного плавления, и следовательно идентичны по составу примитивной мантии (ПМ), свидетельствуют о том, что изотопный состав неодима и стронция таких ксенолитов соответствует источнику MORB. Этот вывод подтверждает корректность независимой оценки величины Sm/Nd в PM по толеитам MORB [1] и в свою очередь подтверждается результатами особо прецизионных исследований изотопной системы ^{142}Nd - ^{146}Sm для Земли, Луны и Марса [2]. Таким образом, выясняется, что общепринятые в изотопной систематике характеристики мантии обедненной, действительно, соответствуют мантии примитивной. Отсюда, такие мантийные производные как карбонатиты (как и все остальные магматические породы с ENd<+10), которые до сих пор считались производными мантии деплетированной, на самом деле возникли за счет мантии обогащенной.

(2) Другая парадоксальная ситуация состоит в том, что вопреки существующим представлениям в подавляющем большинстве обедненных мантийных ксенолитов величина Sm/Nd отношения не выше, а ниже, чем в

примитивной мантии. Причем она проявляет тенденцию к прогрессирующему понижению с повышением степени дифференциального плавления. Объяснение этого эффекта простой контаминацией веществом вмещающих базальтов не согласуется с балансными расчетами, так же, как и в работе [3]. При этом концентрация и самария, и неодима с уменьшением степени плавления закономерно возрастает, но практически не заходит за их содержание в примитивной мантии. Если предполагать, что такое увеличение концентрации РЗЭ связано с контаминацией редкоземельными элементами из вмещающих базальтов, то придется делать маловероятное допущение, что такая контаминация веществом, на два порядка более богатого лантаном по сравнению с РМ, в подавляющем большинстве случаев останавливается на составе РМ или до него. Дополнительные возможности объяснения этого феномена открывает селективная контаминация РЗЭ, связанная с развитием пленочных фосфатов. Мы исследуем этот парадокс на основе различных подходов и в частности в связи с особенностью поведения Sm и Nd, при котором только самарий имеет две разные формы валентности, а также с позиций изменения коэффициентов распределения этих двух элементов при разных давлениях.

(3) Заведомо обедненные магмафильными элементами мантийные ксенолиты нередко проявляют значительный дефицит REE (до двух порядков величины) по сравнению с составом РМ при том, что отношение Sm/Nd в них ниже хондритового. Такое вещество, как и его магматические производные, будет мечено отрицательными значениями ENd, создавая иллюзию мантийного источника, обогащенного высоко несовместимыми элементами.

(4) Часто толеиты MORB имеют величину Sm/Nd существенно более высокую по сравнению с хондритовой. Очевидно, что, если такие заведомо обогащенные производные мантийного вещества не покинут мантийный резервуар и через какое-то время подвергнутся повторному плавлению, они будут генерировать расплавы с изотопным составом неодима, соответствующим обедненному источнику вещества.

Из всего этого следует, что особенности распределения редкоземельных элементов, скорее всего, не связаны универсальной зависимостью с содержанием главных петрогенных элементов. Соотвественно неодимовые изотопные характеристики не несут надежной информации о петрохимической обедненности или обогащенности мантийного вещества, обусловленной его участием в корообразовании, а отражают лишь конечный результат перераспределения РЗЭ в разнообразных мантийных процессах.

Гранты РФФИ № 08-05-00861-а и № 07-05-00527-а

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Caro G., B.Bourdon, A.N.Xalliday, G.Quitte Super-chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon // Nature, 2008. Vol.452. №20.

3. Stosch H.G., Lugmair G.W., Kovalenko V.L. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and N and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithospere // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1996. Vol.50 P. 2601-2614.

ВОЛНЫ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И МИГРАЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ФЕННОСКАНДИИ

Никонов А.А.

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

Фенноскандия (каледониды Норвегии и Фенноскандинавский щит – ФЩ) с поперечником в направлении СЗ–ЮВ 1200-1500 км может рассматриваться как единый домен с точки зрения сейсмичности и действующего регионального поля напряжений. Основные сейсмические события в регионе известны за последние 500-700 лет, каталоги умеренных и слабых тектонических землетрясений вполне представительны за последние 200-300 лет. Это позволяет выявить основные черты сейсмичности региона (домена) в указанных пространственно-временных рамках. Эти черты следующие: 1) умеренный по выделенной сейсмической энергии уровень сейсмичности в ряду сейсмически активных регионов; 2) общее уменьшение числа и энергии сейсмических событий от континентального склона на северо-западе региона (на границе с бассейном Северного моря) к юго-востоку, вплоть до практически полного сейсмического спокойствия в полосе на Северо-Польской равнине, Мазурско-Белорусском поднятии и в северо-западных районах Европейской России; 3) чередование полос («зон») общего СВ–ЮЗ простирания повышенной и пониженной сейсмичности при общем снижении её уровня с СЗ к ЮВ, т.е. с удалением от внешней границы ФЩ [1-4].

Стационарное региональное поле напряжений согласно исследованиям ряда авторов с использованием прямых измерений в горных выработках в породах фундамента и определений механизмов очагов коровых землетря-

сений характеризуется в целом господством горизонтального сжатия и направлением оси максимальных сжимающих усилий СЗ–ЮВ [5-9]. Во временном аспекте сопоставлялась выделенная сейсмическая энергия в Срединно-Атлантическом хребте и в Фенноскандии и при этом обнаружилась хорошая временная корреляция в период 1917-1987 гг. [10]. Недавно выполненная двумя коллективами тщательная обработка сейсмических данных подтвердила вывод о существовании геодинамической связи («динамического контроля») сейсмической активности» соседних тектонических регионов [11, 12]. В сущности, подтверждается положение Ю.К. Щукина о динамическом влиянии орогенов (в данном случае Срединно-Атлантического хребта) на платформенную область Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [11, 13, 14]. В настоящее время большинством авторов, как сейсмичность региона, так и действующее поле напряжений считаются результатом расширения Срединно-Атлантического хребта. Если пространственное распределение сейсмичности и векторов поля напряжений в Фенноскандинавско-Балтийском регионе (ФЩ+ВЕП=ФБР) в основных чертах выяснено, то закономерности тех же характеристик во времени выявлены частично, применительно к 20 веку [11].

Наш независимый подход основан на 1) не только сейсмических данных, но и деформационном показателе, 2) использовании более длительного, до 200 лет (с 1811/1814 гг.) ряда наблюдений, 3) охвате более обширной территории, включающей не только ФЩ, но и прилежащие части ВЕП.

Для сравнения с сейсмичностью использован независимый признак, отражающий, в той или иной степени, изменения модуля региональных напряжений во времени, а именно, наблюдения за уровнем моря во многих пунктах региона. Как известно, в среднегодовом исчислении уровень моря в каждом пункте наблюдений является функцией процессов атмосферных, гидрологических и тектонических. Здесь отметим лишь установленную многими специальными исследованиями тесную зависимость изменений уровня моря от современных вертикальных движений земной коры в разных пространственных масштабах, в том числе в связи с подготовкой и реализацией крупных сейсмических событий (см. [15]).

Рассмотрение базируется на анализе длинных рядов уровнемерных наблюдений на опорных пунктах в разных частях региона от СЗ к ЮВ. Для суждения о современных вертикальных движениях земной коры использованы уровнемерные наблюдения на постах Балтийского моря. Оно, как известно, является не только крупных внутренним бассейном на севере Европы, но, что важно в контексте поставленной задачи, сильно вытянуто по широте и долготе, глубоко проникая заливами в пределы и ФЩ, и ВЕП, что обеспечивает возможность сравнивать измерения в разных, в том числе удаленных частях региона.

Для сопоставления выбраны наиболее сильные сейсмические события в регионе за период последних 200 лет, обеспеченный уровнемерными наблюдениями (хотя и не во всех пунктах одинаково). Выделены следующие группы событий в разных частях региона:

31.VIII.1819 г, M=6.6±0.6; 23.X.1904 г, M=6.5±0.5; 21.IX.2004 г, M=4.9(5.1). Каждое из событий состояло из нескольких сильных толчков, магнитуда приводится только для сильнейшего из них. Суммарная выделенная при каждой группе землетрясений в 1819 г и в 1904 г энергия оценена в $1.3x10^{22}$ эрг [16].

Для начала XIX в имеются наблюдения на трех постах только по южному побережью Балтики, на эпицентральных расстояниях Δ=1500-1600 км. На всех этих постах в 1820-1824 гг отчетливо выделяются резкие межгодовые колебания уровня с максимальной амплитудой в Пиллау (ныне Балтийск в Калининградской области) до 0.5 м. Уникальность столь значимых колебаний, с одной стороны, и сильные различия в амплитуде на разных постах одного побережья, чего не наблюдалось в течение 200 лет впоследствии, не позволяет соотносить аномалию этого краткого периода с гидрометеорологическими факторами. Остается связывать ее с единственным за тот же период сильнейшим землетрясением с эпицентральной областью на севере Норвегии. Подобные же межгодовые колебания, но в пределах 20-22 см, синхронно на тех же трех постах Южной Балтики (Δ=600-700 км) отмечены в 1897-1907 гг., т.е. в период, включающий землетрясение 23.X.1904 г. Показательно, что подобные колебания обнаружил и ход уровня полузамкнутого Куршского залива. В этот же период подобные по ходу и амплитуде аномалии уровня зафиксированы также в пунктах Стокгольм и Ханко, расположенных на эпицентральных расстояниях Δ=400-700 км, но уже не на платформе, а на самом щите, как и эпицентральная зона землетрясения.

Для случая Калининградского землетрясения 21.IX.2004 удалось получить только результаты кратковременных наблюдений во вторую половину сентября 2004 года. Специальная обработка [15] записей трех постов с эпицентральными расстояниями Δ=10-30 км обнаружила именно не гидрометеорологические, но за счет движений земной коры аномалии в ходе уровня моря. Аномалии в виде быстрого погружения земной коры (блока Самбийского полуострова) на 25-35 см начались на 5-6 часов ранее первого толчка и сохранялись, по крайней мере, до конца месяца. В данном случае из решения механизма очага независимо по макросейсмическим и инструментальным данным возникновение землетрясения определяется в условиях регионального сжатия с ССЗ–ЮЮВ направлением главной оси.

Естественно проверить, не возникали ли в течение периода наблюдений кратковременные, в пределах от нескольких до 10 лет, аномалии в ходе уровня без связи с сильными землетрясениями. В этой связи обращено внимание на десятилетие 1876-1887 гг., после 1884 г, когда скорости движений оказались необычно высоки. В пункте Стокгольм среднегодовая скорость изменения уровня составила V=–8.3, против средней за бо-

лее чем 10 лет –4.2, в Балтийске (Пиллау) V=+5.7 против средней за 170 лет +1.2, в Свиноуйсьце и Устка +4.0 и +7.2 против +0.6 и +1.8 соответственно. Сильные землетрясения с M=4.9, в регионе в этот период возникали в 1879 г в Западной Норвегии, в 1882-1888гг. на севере Ботнического залива и в 1887 г в Северной Норвегии. Налицо отчетливая активизация сейсмической активности в северной и западной частях региона с выделением энергии, заведомо сильно превышающей обычный уровень. Если ставить в причинную связь аномалии скорости смещения уровня и всплески сейсмической активности, то надо констатировать, что значительно южнее на эпицентральных расстояниях Δ=700-800 км и Δ=800-1300 км в средней и южной частях Балтийского моря одновременно возникали аномальные вертикальные движения и деформации.

Пространственно-временная связь рассматриваемых явлений позволяет ставить вопрос и о генетической их связи. Если обнаруживаемые временные корреляции действительно имеют место, уместно заключить об охвате одновременными кратковременными (по нескольку лет, до 10 лет) деформациями (и меняющимися напряжениями) не только всей площади региона до 1 млн. км^2, но и верхней части коры до глубин 15-20 км, где сосредоточены очаги сильных землетрясений. Это, конечно, не исключает возможности сильной трансформации поля напряжений и деформаций в зонах активных разломов и зонах их влияния. Нельзя не заметить, что рассмотренные факты вполне укладываются в концепцию геодинамического воздействия расширяющегося Срединно-Атлантического хребта на весь ФБР [10-14].

Для выявления направленности сейсмотектонических импульсов и волн деформаций представляется показательной миграция очагов основных, хотя и умеренных по энергии, землетрясений вслед за сильнейшими в регионе событиями 1819 и 1904 гг. Так, в северной части региона после землетрясения 1819 г на севере Норвегии с СЗ–ЮВ ориентировкой очага [16] очаги следующих событий 1882 г с M=4.6 и 4.9, 1902 г с M=4.9, 1921 г и 1926 г с M=4.1 и M=4.6 сместились к ЮВ на 600 и 700 км соответственно. В южной части региона после события 1904 г, также с СЗ–ЮВ вытянутостью очага, очаги следующих землетрясений 1928 г (3 события) с M=2.6-3.5 и 1930 г с M=4.1 с широтной вытянутостью очагов подобным образом сместились к ЮВ и ЮЮВ на 600 и 350 км соответственно. Поскольку в рассмотренных частях региона в указанные периоды близких по энергии сейсмических событий не было, есть основания миграцию очагов с СЗ на ЮВ считать не случайной, но отражающей общую геодинамическую ситуацию и направленность перемещения волн деформации именно в указанном направлении.

Таким образом, намечается последовательное смещение к Ю и ЮВ эпицентральных зон (и очагов) наиболее сильных в регионе по энергии землетрясений в последние 200 лет, одновременно с уменьшением магнитуды (выделенной энергии) по мере удаления от внешней континентальной окраины Фенноскандии в пределах Норвегии. Южнее южного побережья Балтийского моря тектонические землетрясения с M≥3 не зарегистрированы. За несколько сот лет случаи обратной миграции в регионе неизвестны.

Место двух последних во времени относительно сильных землетрясений – Осмуссаарского 1976 г с M=4.7 в западной части Финского залива и Калининградских 2004 г с M=4.9 и M=4.9(5.1) в намечаемой последовательности (линейной миграции к ЮВ и Ю) однозначно определить затруднительно. Считать их прямым продолжением соответственно восточной ветви после Восточно-Ладожского землетрясения 1921 г с M=4.1 и Северо-Польских 1928 г с M=2.6, 3.0, 3.0 нет оснований. В то же время места их возникновения не противоречат общей тенденции смещения очагов к юго-востоку и, во всяком случае, заполняют область сейсмического затишья (в отношении событий рассматриваемых размеров) в течение сотен лет на юго-востоке региона. В любом случае их возникновение не нарушает общую закономерность смещения очагов умеренных по силе землетрясений с СЗ к ЮВ от внешней окраины ФЩ к прилегающей части ВЕП.

В свете выдвигаемой концепции перемещения очагов сильных землетрясений (центров временной сейсмической активности) в пределах региона с СЗ на ЮВ уместно рассмотреть вопрос о том, в какой фазе цикла находится процесс в текущие десятилетия и каков может быть сценарий возникновения сильных событий в долговременной перспективе. Поскольку очаги землетрясений 1976 и 2004 гг. располагаются в непосредственной близости к юго-восточным границам распространения землетрясений в рассматриваемой сейсмической области вообще, нет оснований допускать дальнейшее распространение значительных очагов к юго-востоку и к югу. Пример сейсмической активизации в начале XIV века в Юго-Восточной Балтике не позволяет только исключать возникновения таковых в ближайшие десятки лет восточнее очагов 2004 г. Если опираться на сведения о сейсмогеодинамике региона в последние столетия, то в более отдаленной перспективе можно ожидать, начало нового цикла сейсмической активизации у северо-западного бордерленда ФЩ в Норвегии и возникновение последующей «волны» смещения очагов к юго-востоку и югу в течение столетий. Другие сценарии нельзя исключить, но обосновать их в настоящее время невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Husebye E. S., Bungum H., Fyen J., Gjøystdal H. Earthquake activity in Fennoscandia between 1497 and 1975 and intraplate tectonics // Norsk Geol. Tidsskr. 1978. V. 58. P. 51-68.

2. Gregersen S., Korhonen H., Husebye E.S. Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // Tectonophysics. 1991. V. 189. P. 333-344.

3. Ahjos T., Uski M. Earthquakes in Northern Europe in 1375-1989 // Tectonophysics. 1992. V. 207. P. 1-23.
4. Gregersen S. Earthquakes and change of stress since the ice age in Scandinavia // Bulletin of the Geol. Soc. of Denmark. 2002. V. 49. P. 73-78.
5. Slunga R. Focal mechanisms and crustal stresses in the Baltic shield / Earthquakes at North Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound. 1988. P. 261-276.
6. Slunga R.S. The Baltic Shield earthquakes // Tectonophysics. 1991. V. 189. P. 323-331.
7. Stephansson O., Ljunggren C., Jing L. Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // Tectonophysics. 1991. 189. P. 317-322.
8. Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C. Regional patterns of tectonic stress in Europe // Journal of geophysical Research. 1992. V. 97. N B8. P. 11,783-11,803.
9. Heidbach O., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M., Wenzel F. World stress map // Episodes. 2007. V. 30. N 3. P. 197-201.
10. Skordas E.S. et al. Casuality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // Tectonophysics. 1991. V. 185. P. 295-307.
11. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург. 2003. 300 с.
12. Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л. Нестационарный геодинамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны срединно-океанических хребтов //Физики Земли. 2008. № 1. С. 12-22.
13. Щукин Ю.К. Глубинное строение и геодинамика Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой ее сейсмичности // Землетрясения Северной Евразии в 1986 году. М. 2001.
14. Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3-23.
15. Никонов А.А., Энман С.В. Анализ вертикальных движений земной коры в период Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. (по уровнемерным данным) // Физика Земли. 2007. № 6. С. 52-65.
16. Никонов А.А. Фенноскандия – недооцененная сейсмогенерирующая провинция / Геофизика XXI столетия. 2002 год: Сб. трудов IV геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2003. С. 207-214.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА К ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В РАЙОНЕ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА

Никонов А.А., Энман, С.В., Флейфель Л.Д.

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

Вопросы геодинамики Фенноскандинавского (Балтийского) щита в последние годы снова привлекают повышенное внимание многих российских исследователей. По инициативе Ю.К. Щукина обращено внимание, в частности, на выяснение структурного и геодинамического значения выделенной еще в середине прошлого века «флексуры Полканова». Последняя, как известно, осложнена несколькими поперечными грабенообразными структурами средне-позднепротерозойского заложения. Одной из наиболее представительных среди них является Ладожская грабеновая структура СЗ–ЮВ простирания, обновленная, как считает большинство исследователей, в новейшее время (см. [1]). Авторы попытались оценить тектоническую активность Ладожской депрессии (грабена) в последние примерно 15 тыс. лет и в настоящее время на региональном фоне и проверить наличие признаков активности в это время древней флексуры Полканова в рассматриваемом секторе.

Изобазы **поздне- и послеледникового поднятия** для рассматриваемой области, а также прилежащей части Карельского перешейка и окрестностей Финского залива реконструировались неоднократно [2-7] на основе измерений высотного положения береговых линий последовательно сменявших здесь друг друга водных бассейнов – Балтийского ледникового озера (БЛО), Иольдиевого моря, Анцилового озера (АО), Литоринового моря (ЛМ) и Ладожской трансгрессии (ЛТ). Главные черты изобаз, характеризующие общее поднятие земной коры региона за последние 15 тыс. лет, – это их протяжение в ЮЗ-СВ направлении (1), нарастание поднятия с ЮВ к СЗ в течение всего рассматриваемого периода (2), примерно равные расстояния между изобазами, т.е. равномерность поднятия в каждый период (3), уменьшение величины и скорости поднятия от позднеледниковья в течение послеледниковья, вплоть до последних тысяч лет (4).

Расхождения в положении изобаз поднятий у перечисленных исследователей невелики и не имеют принципиального значения. Гораздо важнее общее сходство направленности и тенденций смещения изобаз у всех исследователей (а) и одинаковость их характеристик во всей области от восточных побережий Ладожского озера до внешней части Финского залива (и на все остальной части Финляндии) (б). Согласно имеющимся, уточненным А.А. Никоновым данным, побережья Ладожского озера испытали поднятия как это показано в таблице.

Общие движения побережий Ладожского озера за последние примерно 15 тыс. лет (в м)

Субрайоны	Со времени БЛО	Со времени АО	Со времени ЛМ	За 3 тыс. лет	В настоящее время
Северное побережье	117-115	35-30	23-22	+8-6 (2.6-2мм/год)	+4-3мм/год
Центральная часть	60-50	~10	18-17	+3-2 (1-0.8мм/год)	+1.5-0.8 мм/год
Южное побережье	45-38		(16-15)	опускание (-3-1мм/год)	-2 8 мм/год

В настоящее время благодаря широкому использованию радиоуглеродного датирования время существования бассейнов достаточно точно определяется, что позволяет оценивать скорость движений в среднем за выделенные интервалы времени по субрайонам. При этом вполне подтверждается качественно выявленное прежними исследователями общее убывание величин скорости поднятия от позднеледниковья к концу послеледниковья и с севера на юг (вплоть до погружения южных берегов в последние тысячелетия). За 5-3 тыс. лет общий перекос поверхности с СЗ на ЮВ на Карельском перешейке составил ~15 м.

Отдельного внимания заслуживает **вопрос о дифференцированных, локальных движениях** в регионе. Таковые обычно подразделяются на сейсмогенные, т.е. связанные с отдельными сильными землетрясениями, которые за тысячи лет в северной части региона возникали неоднократно [8, 9], и медленные, криповые. И те, и другие до настоящего времени исследованы в регионе совершенно недостаточно, известны фрагментарно и только вблизи берега или в отдельных карьерах. Из более выразительных здесь отметим несколько в последние годы документированных в крупных карьерах вертикальных разрывов с амплитудой 0.1-2 м в толщах слоистых позднеледниковых флювиогляциальных, дельтовых и бассейновых отложений в Северном Приладожье, а также фиксируемые по аномальному наклону и/или резким перепадам высот маркирующих слоев в позднеголоценовых отложениях на западном (в долине р. Вьюн) и на южном (в устье р. Сясь) берегах Ладожского озера. Разрывные смещения позднеледникового и голоценового времени имеют преимущественно СЗ и СВ простирание, в соответствии с геологической структурой и морфоструктурами (см. тезисы С.В. Шварёва и А.А. Никонова в настоящем сборнике). Ранее на подобные факты, когда амплитуда смещений составляет первые метры, просто не обращали внимания. Наблюдения над горизонтальными смещениями в новейшее время и в голоцене в регионе до сих пор единичны.

Для суждения о **современных вертикальных движениях** в рассматриваемом районе использованы две независимые группы данных, а именно, ***результаты государственных повторных нивелировок*** вокруг Ладожского озера и уровнемерные наблюдения на его берегах. Обобщение данных первой группы опубликовано авторами ранее [10-12]. Сравнение первых нивелировок по линии Волховстрой – Мурманск (1929-1946) подтвердило представление о затухании гляциоизостатических движений по периферии щита, а также существование в восточной части Балтийского щита современных дифференцированных движений (в частности, на юге Ладожской депрессии) [10]. В дальнейшем, общие закономерности движений земной коры региона отражались на сводных картах СВДЗК [13] и [14]. На всех картах СВДЗК подтверждается нарастание скорости поднятия внутрь Фенноскандинавского щита. На картах зарубежных исследователей вдоль границы Финляндии и России идет изобаза 2 мм/год, а нулевая проводится в СВ направлении посередине Карельского перешейка и через акваторию Ладожского озера [15-17].

Уровнемерные данные (вторая группа) приводятся в настоящем докладе на основе публикаций [18-20]. Основой для суждения о вековых вертикальных движениях в Северном Приладожье служат уровнемерные наблюдения на острове Валаам, ведущиеся практически непрерывно почти 150 лет. До Второй мировой войны наблюдения велись еще на 4 постах в разных частях Ладожского озера. Они обобщены в монографии Молчанова [18], который убедительно показал полную синхронность годовых колебаний на всех 5 постах с 1880 до 1935 гг. включительно. Это дает основание принять ту же закономерность и для периодов 1859-1887 гг. и 1936-2001 гг., когда сведения имеются только для поста на Валааме [19, 20] с дополнением для поста Моторное в 2001-2006 гг. (любезно предоставленные Д.Ю. Большияновым).

Для детализации общего распределения смещений и выявления ***зон контрастных движений*** СВДЗК региона авторами выполнен анализ данных повторного нивелирования I и II классов по 13 линиям государственной сети и создана специальная карта в изолиниях с сечением 1 мм/год [12]. За исходный принят уровенный пост в г. Выборг со скоростью движений +1,5 мм/год. На карте отчетливо видно общее поднятие с ЮВ на СЗ до 4 мм/год. Если учитывать эвстатическое поднятие уровня моря около 1 мм/год, величины движений окажутся на 1 мм/год меньше, т.е. от –2 до +3 мм/год и нулевая изолиния движений пройдет через середину Карельского перешейка и Ладожского озера, т.е. в общем в согласии с характером движений поздне- и послеледникового времени, но с меньшими значениям скорости (см. таблицу). Почти на всех линиях нивелирования выделяются участки контрастных движений со значениями градиентов скорости $gr\Delta V \approx (0{,}2\text{-}1{,}8)\ 10^{-6}$ 1/год. Большая часть таких участков обследована на месте для установления устойчивости реперов и ненадежные отбракованы. В результате есть основания признавать ряд оставшихся участков, преимущественно в северной части Ладожской депрессии, по линиям Выборг – Сосново и Хийтола – Ляскеля участками дифференцированных тектонических смещений.

Таким образом, в настоящее время обнаруживается как унаследованное региональное поднятие юго-восточной части Фенноскандинавского щита, сходящее на нет к Ю-В, так на этом фоне и дифференцированные (разрывные) смещения, вероятно в основном сейсмогенные, в пределах Ладожского грабена.

Обобщая, можно сказать, что новое рассмотрение региональных вертикальных движений в поздне- и послеледниковое время, вплоть до настоящего, вполне подтверждает и лишь уточняет выявленные ранее закономерности (см. выше). В этот период в Приладожской депрессии и на её северной периферии в прибрежной зоне не обнаруживаются какие-либо особенности, которые можно было бы отнести за счёт структурного или динамического воздействия флексуры Полканова. Этот вывод, однако, преждевременно было бы распространять на движения неотектонического этапа, что должно стать предметом специального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 80-83.
2. Berghell H. Bidrag till kännedomen om södra finlands kvartära nivåförändringar // Fennia. 1896. V. 13. N 2. P. 14-64.
3. Ailio Ju. Des Ladogasses in postglazialer zeit und ihre beziehundg zur steinzeitlichen besiedelung // Fennia. 1915. V. 38. N 3. 157 p.
4. Ramsay W. Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveauverschiebungen in Finland // Fennia. 1931. V. 54. N 3. S. 109-118.
5. Марков К.К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. 1933. С. 5-67.
6. Марков К.К., Порецкий В.С., Шляпина Е.В. О колебаниях уровня Ладожского озера согласно данным Айлио, Хиппэ и Землякова / Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1934. С. 71-144.
7. Nyyrрä E. Die postglazialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge // Fennia. 1932. V. 56. N 1. 241 S.
8. Никонов А.А. Восточно-Ладожское землетрясение 30 ноября 1921 года // Физика Земли. 2005. № 7. С. 15-19.
9. Никонов А.А. Сейсмогравитационные склоновые нарушения в Северном Приладожье. Петрозаводск. 2008 (в печати).
10. Никонов А.А., Гусева Т.В., Никонова К.И. Изучение современных тектонических движений земной коры в восточной части Балтийского щита по результатам повторного нивелирования по трассе Волховстрой-Мурманск // Исследование строения и соврем. движ. земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М.: Наука. 1972. С. 139-147.
11. Никонов А.А., Энман С.В. Современные движения земной коры на юго-восточной периферии Балтийского щита / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы VIII Междунар. конф. Петрозаводск, 16-20 сент. 2002. С. 179-180.
12. Энман С.В. Современные вертикальные движения земной поверхности на Карельском перешейке и близлежащих территориях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 23-32.
13. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М-б 1:10 млн. М. ГУГК. 1973.
14. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии. М-б 1:10 млн. М. ГУГК. 1986.
15. Ekman M., Makinen J. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia // Geophys. J. Int. 1996. V. 126. P. 229-234
16. Kakkuri J., Wang Z.T. Structural effects of the crust on the geoid modelled using deep seismic sounding interpretations // Geophys. J. Int. 1998. V. 135. P. 495-504.
17. Makinen J., Saarahen V. Determination of post-glacial land uplift from the three precise levellings in Finland // J. of Geodesy. 1998. V. 72. P. 516-529.
18. Молчанов И.В. Ладожское озеро. Л.-М.: Гидрометеоиздат, 1945. 560 с.
19. Богданов В.И., Кравченкова Т.Г., Малова Т.И., Маринич М.А. Изменения уровня Ладожского озера по наблюдениям 1859-2001 гг. на Валааме // ДАН. 2002 а. Т. 386. № 5. С. 672-675.
20. Богданов В.И., Кравченкова Т.Г., Малова Т.И., Маринич М.А., Трубицина А.А. Валаамский ряд уровнемерных наблюдений 1859-2001 гг. // Тезисы докладов. 5-я Междунар. конф. по проблемам физической метрологии. Санкт-Петербург, 17-21 июня 2002 г. СПб: Санкт-Петербургский Политехн. Ун-т. 2002 б. С. 78-83.

ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛАТВИИ

Никулин В.Г.

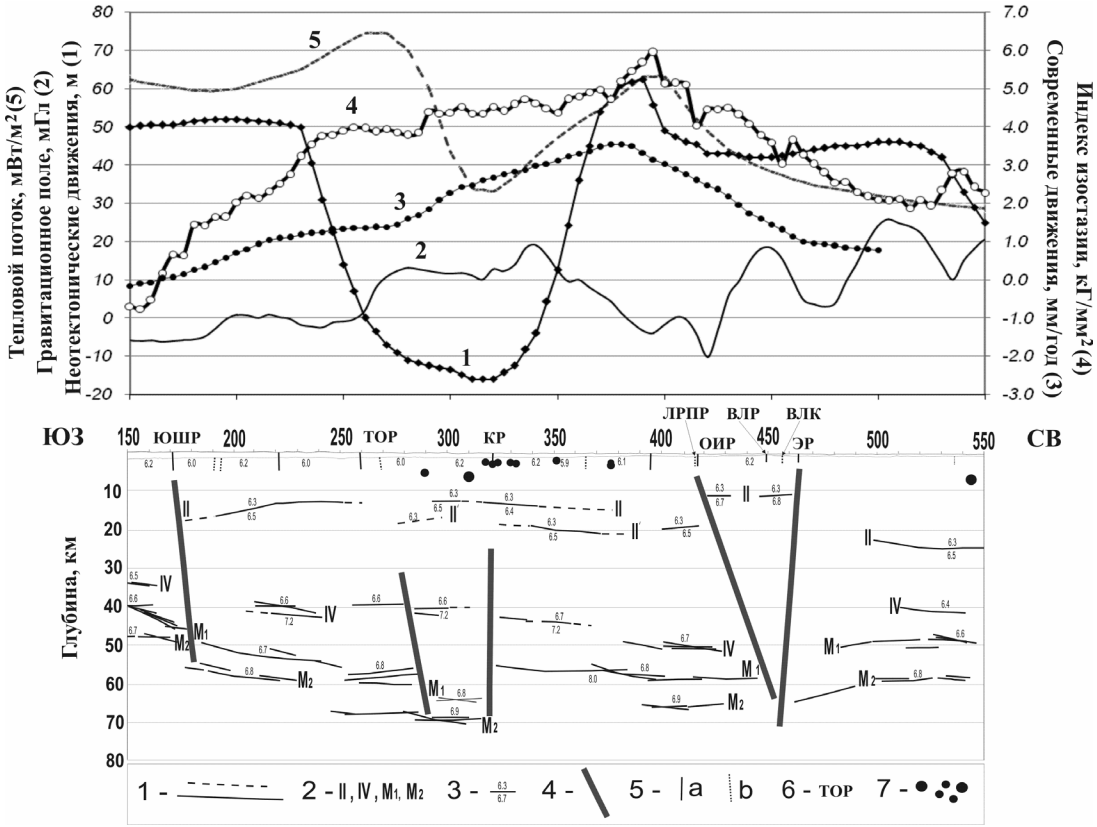
Латвийское агентство среды, геологии и метеорологии, г. Рига, Латвия, valerijs.nikulins@lvgma.gov.lv

Характерными чертами глубинного геологического строения древней коры северо-западной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК), в пределах которого расположена территория Латвии, является серия субмеридиональных коровых структур – террейнов. Их своеобразная конфигурация обусловлена взаимодействием трех сегментов земной коры ВЕК: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Консолидировавшись вокруг архейского ядра Фенноскандии и Сарматии, между 2.0 и 1.7 млрд. лет назад они постепенно срослись друг с другом [1]. Это привело к возникновению в северо-западной части ВЕК четырех террейнов: 1) западно-литовской гранулитовой

области (ЗЛГО), 2) восточного литовско-латвийского пояса (ВЛЛП), 3) белорусско-балтийского гранулитового пояса (ББГП) и 4) центрально-белорусского пояса (ЦБП). Границами между ВЛЛП и ЗЛГО, ВЛЛП и ББГП являются системы разломов субмеридиональнгого простирания вблизи Елгавы и Валмиеры.

Елгавский глубинный разлом (ЕГР), имеющий угол падения около 71° в северо-восточном направлении, выделяется как единая, целостная граница, которая, по мнению некоторых исследователей [2], является древнейшим прообразом субдукционной зоны, вдоль которой происходило погружение Курземской миниплиты под край Новгородской миниплиты. «Роль» островной дуги «играл» Рижский протовулканический пояс, входящий в состав Восточно-латвийского протогеосинклинального мегаблока (ВЛПГМ), расположенного восточнее ЕГР. ВЛПГМ состоит из целой системы блоков различных порядков. Существование океанического протобассейна подтверждается особенностями строения ВЛПГМ, а также наличием в складчатых образованиях северо-западной протяженности продуктов подводных излияний базальтовых лав – офиолитов, являющихся индикаторами океанической коры [2].

Представления о глубинном геологическом строении Латвии (пикеты 266-473) и прилегающей территории основаны, в первую очередь, на результатах ГСЗ 1986 года по профилю Советск – Рига – Кохтла-Ярве. В глубинном разрезе выделяются 3 главные внутрикоровые границы II, IV и M1 (рис.) и одна граница M2 в верхней мантии [3], которая практически повторяет поведение границы M1 (Мохо). Зоны глубинных тектонических разломов разделяют отдельные блоки земной коры с различной мощностью и сложным рельефом поверхности Мохо. Крупная глубинная структура мощностью до 64 км констатирована в районе пикетов 290-312. Новые исследования ГСЗ, в рамках международного проекта *Eurobridge* в 1994-1997 гг., подтвердили наличие тектонического контакта между двумя палеозойскими террейнами ВЛЛП и ЗЛГО [4] и позволили выделить два слоя земной коры мощностью 44 км на северо-западе ВЕК в Литве [5].



Глубинное строение земной коры и верхней мантии в Балтийском регионе и геолого-геофизические параметры вдоль профиля Советск – Рига – Кохтла-Ярве.

Обозначения на верхнем графике: 1 = суммарные амплитуды неотектонических движений в м, начиная с рупелия [12]; 2 = относительное наблюденное гравитационное поле, мГл; 3 = скорость современных вертикальных движений земной коры, мм/год; 4 = индекс изостазии, кГ/мм^2; 5 = плотность теплового потока, мВт/м^2. Обозначения на глубинном разрезе: 1 = границы раздела в земной коре и верхней мантии (уверенные и предполагаемые); 2 = индексы границ раздела в земной коре и верхней мантии; 3 = средние (вверху) и граничные (внизу) скорости продольных сейсмических волн, км/с; 4 = глубинные тектонические разломы в земной коре и верхней мантии; 5 = тектонические разломы проникающие (a) и непроникающие (b) в осадочный чехол; 6 = аббревиатура тектонических разломов; 7 = гипоцентры землетрясений. Обозначения разломов: ЮШР – Южно-Шилальский, ТОР – Таурагско-Огский, КР – Кекавский, ЛРПР – Лиепайско-Рижско-Псковский, ОИР – Олайне-Инчукалнский, ВЛР – Валмиерский, ВЛК – Валкский, ЭР – Эргемский

Комплекс геолого-геофизических исследований, с учетом результатов ГСЗ, позволил подтвердить блоковую делимость земной коры, установить связь гравитационного поля, региональных магнитных аномалий, рельефа поверхности кристаллического фундамента с глубиной поверхности Мохо, выделить три этапа формирования общего структурного плана фундамента, провести районирование по генетическим типам земной коры [6-10], оценить гравитационное влияние отдельных слоев земной коры и верхней мантии на аномальное гравитационное поле (Озолиня Н.К. и Ковригин В.П.) и глубины основных границ раздела в литосфере [11].

Актуальным вопросом сейсмотектоники Балтийского региона является понимание причинно-следственной связи между сейсмогенными зонами и геологическими структурами, в пределах которых может происходить формирование очагов землетрясений, а также геодинамическими процессами, обуславливающими сейсмическую активность этих структур. Сложности сейсмотектонического анализа обусловлены низким уровнем сейсмической активности (b = 0.3) Балтийского региона [13]. Однако, Осмуссаарское землетрясение 1976 года и особенно Калининградские землетрясения 2004 года подтвердили возможность возникновения в Балтийском регионе сильных землетрясений с максимальной магнитудой Mw = 5.3. Интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне достигала VI – VII баллов, что может представлять опасность, прежде всего для энергетических объектов, расположенных в Латвии и на прилегающей территории: Плявиньской, Рижской и Кегумской ГЭС (Латвия) и Игналинской АЭС (Литва). Поэтому, важной практической задачей представляется выявление сейсмогенных зон и их связи с геолого-геофизическими характеристиками.

Анализ расположения гипоцентров землетрясений показывает, что основным сейсмоактивным слоем в Латвии и на прилегающей территории, является гранитно-метаморфический слой II, мощностью 12-20 км, состоящий из осадочного чехла, верхней и нижней частей фундамента. Внутри этого сейсмоактивного слоя расположены очаги более чем 80% землетрясений. В интервал глубин от 0 до 20 км попадают очаги практически всех землетрясения Балтийского региона. Аналогичное распределение глубин гипоцентров землетрясений характерно для всей Восточно-Европейской платформы. В сейсмоактивном слое до 10 км происходят более 75% землетрясений, а в слое до 20 км – более 95% всех землетрясений. Оценки распределения глубин гипоцентров землетрясений основаны на соответствующих опубликованных каталогах [14].

Анализ взаимосвязи между некоторыми геолого-геофизическими параметрами (индекс изостазии – Δm [15, 16], характеризующий литостатическое давление на уровне границы Мохо, суммарные амплитуды неотектонических движений начиная с *рупелия* [12] – ΣАНЕОТЕК, наблюденное, редуцированное гравитационное поле – $\Delta g^{P}_{НАБЛ.}$, скорость современных вертикальных движений земной коры – VСВДЗК , Q – плотность теплового потока) вдоль профиля ГСЗ Советск – Рига – Кохтла-Ярве показал, что максимальная корреляция (r = 0.90) существует между Δm и VСВДЗК. Значительная отрицательная корреляционная связь (r = – 0.68) обнаружена между $\Delta g^{P}_{НАБЛ}$ и Q. Анализ корреляционной связи между морфологией границ земной коры и геолого-геофизическими характеристиками, показал существенное влияние на Δm глубин залегания границ раздела в земной коре. С увеличением глубинности, это влияние возрастает от r = 0.50 для поверхности фундамента, до r = 0.89 для границы M1 (*Мохо*). Анализ связи гравитационных эффектов основных слоев земной коры (фундамента, II, IV, M1) и слоя верхней мантии M2 с Δm показал, что максимальное влияние (r = 0.80) на Δm оказывает гравитационный эффект от гранитно-метаморфического слоя II, а также остаточная гравитационная аномалия (0.59), полученная после исключения из наблюденного поля гравитационного влияния основных слоев земной коры и слоя верхней мантии M2.

Крупная глубинная структура – ВЛЛП, или по другой терминологии [6, 8] Инчукалнский блок, является ядром древнейшей консолидации [9] и представляет собой область глубинной активизации, подтверждаемой экстремальными значениями Δm, VСВДЗК на профиле ГСЗ Советск – Рига – Кохтла-Ярве и расположением большинства гипоцентров землетрясений Латвии внутри ВЛЛП. Наиболее существенное влияние на современные процессы вертикальной динамики земной коры оказывают гравитационно-активный и одновременно сейсмоактивный слой, идентифицируемый с верхним гранитно-метаморфическим слоем II земной коры, а также морфология поверхности *Мохо*.

Некоторые участки земной коры ВЛЛП проявляют геодинамическую активность, которая была оценена методом дистанционного зондирования – *Persistent Scatterer Interferometry* в Рижском районе. В рамках проекта *Terrafirma*, начальная обработка материалов была осуществлена агентством *NPA Group* (Британия, Эдинбург). Последующий анализ вертикальных скоростей смещения поверхности земли, позволил выявить значительную деформацию поверхности земли на юго-западе Риги, в зоне тектонического узла, образованного пятью разломами. В течение 1992-2000 гг. здесь наблюдался аномальный подъем поверхности земли со скоростью 19.5 м/год. Преобладающим типом движений земной коры в Балтийском регионе являются горизонтальные перемещения, которые достигают 23.6 мм/год. С такой скоростью GPS репер *Riga* перемещается в северо-восточном направлении (азимут 56°). Вертикальная скорость перемещения GPS репера *Riga* , при этом, значительно меньше – всего 2.6 мм/год.

По-видимому, давление, оказываемое со стороны Срединно-Атлантического хребта, в сочетании с механизмом генерирования локальных напряжений, можно рассматривать как основной фактор, влияющий на сейсмичность в Балтийском регионе [17]. Корреляционные зависимости между Δm, VСВДЗК и гравитационным влиянием

отдельных частей разреза, и глубинностью основных границ в земной коре, а также разуплотнение земной коры в центральной части Латвии (Рухну-Лимбажское мегаядро) [18], могут указывать на существование источника компенсационных тектонических движений в земной коре и верхней мантии Балтийского региона. Однако, в регионах, удаленных на сотни километров от центра ледниковой нагрузки, причина таких тектонических движений пока еще остается дискуссионным вопросом [17, 19].

ЛИТЕРАТУРА

1. Bogdanova S. Eurobridge: Palaeoproterozoic Accretion of Sarmatia and Fennoscandia. // EUROPROBE News. 2000. №.13. P. 7-9.

2. Ветренников В.В. Латвийский океан – предтеча континента. // Наука и техника. 1988. № 5. С. 10-12.

3. Анкудинов С.А., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ. // Белорусский сейсмологический бюллетень. 1991. N 1. С. 111-117.

4. Kozlovskaya E.G., Karataev G.I., Yliniemi J., 2001. Lithosphere structure along the northern part of EUROBRIDGE in Lithuania; results from integrated interpretation of DSS and gravity data. // Tectonophysics. 2001. V.358. №. 1-4. P. 97-120.

5. EUROBRIDGE'95 seismic working group, Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Motuza G., Nasedkin V., Jacyna J., Seckus R., Grad M., Czuba W., Janik T., Guterch A., Lund C-E., Doody J.J. EUROBRIDGE'95: deep seismic profiling within East European Craton. 2001. V. 339. №.1-2. P. 153-175.

6. Аксаментова Н.В. Тектоника фундамента. Структурно-формационные комплексы кристаллического фундамента. // Тектоника запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Навука і техника., 1990. С. 13-16.

7. Апирубите Р.А., Данкевич И.В., Емельянов Г.И., Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Районирование запада Восточно-Европейской платформы по генетическим типам земной коры. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Навука і техника, 1993. С. 62-63.

8. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Гирин Р.Е. Геофизические характеристики генетических типов земной коры. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Навука і техника, 1993. С. 54-62.

9. Гирин Р.Э. Сравнительный анализ генетических типов земной коры, рельефа и тектоники фундамента Белорусско-Прибалтийского региона. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Навука і техника, 1993. С. 70-87.

10. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Гирин Р.Е., Русецкая Л.С. Рельеф и глубинность поверхности Мохоровичича в регине. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Навука і техника, 1993. С. 37-43.

11. Хотько Ж.П. Глубинное строение территории Беларуси и Прибалтики по данным геофизики. Минск, 1974. 92 с.

12. Garetsky R., Levkov E., Schwab G., Karabanov A., Aizberg R., Garbar D., Kockel F., Ludwig A.O., Lukke-Andersen H., Ostaficzuk S., Palienko V., Sim L., Sliaupa A., Sokolowski J., Stackebrandt W. Main Neogeodynamic features of the Baltic Sea depression and adjacent areas. // Technika poszukiwan geologicznych. Geosynoptyka i geotermia. 1999. №.1 (195). P.17-27.

13. Никулин В.Г. Сейсмичность территории стран Балтии. // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск: Карельский НТЦ РАН, 2007, книга 1. С. 364-368.

14. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе. // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск: Карельский НТЦ РАН, 2007, книга 1. С. 14-66.

15. Nikulin V. Preliminary results of isostatic conditions estimation of Earth crust in Latvia // Eurobridge Workshop, LIG, Abstracts, Vilnius. 1997. P. 56-58.

16. Nikulin V. Correlation between isostatic anomalies and neotectonic movements in Latvia. // Tehnika Poszukiwan Geologicznuch. Geosynoptyka i Geotermia. Krakow. 1999. № 1 (195). P. 68-76.

17. Husebye E.S., Mantyniemi P. The Kaliningrad, west Russia main shock on the 21st of September 2004 – a discussion about its possible triggering mechanism. // Kaliningrad earthquake September 21, 2004. Abstruct. Tartu. 2005. P. 17-19.

18. Любалин В.Д. Глубинная структура Латвии, палеодинамический анализ и оценка современной геодинамической обстановки. // Отечественная геология. 1996. №. 12. С. 27-33.

19. Stewart I.S., Sauber J., Rose J. Glacio-seismotectonics: ise sheets, crustal deformation and seismicity. // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. №. 14-15. P. 1367-1389.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ВОЛОШСКОЙ ПЛОЩАДИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Нуриева Е.М., Лопатин О.Н., Разяпова Д.Р.

Казанский государственный университет, г. Казань, Evgeniya-Nurieva@yandex.ru

Волошская площадь Архангельской алмазоносной провинции с позиции региональных критериев прогнозирования отвечает практически всем признакам нового алмазоносного района. Площадь расположена в западной части Шенкурского кратона (возраст кристаллического основания 2,7-3,5 млрд. лет) в зоне расчленения его мощной зоной глубинных разломов субширотного простирания. В геофизических полях Волошская площадь проявля-

ется специфическим сочетанием значений гравитационного и магнитного полей. В аллювиальных отложениях известны единичные находки минералов-спутников алмаза (преимущественно пиропов и хромдиопсидов), находка алмаза известна примерно в 60 км от восточной границы площади. Восточнее, в пределах Устьянской морфоструктуры, количество пиропов, установленных в аллювиальных отложениях, составляет сотни тысяч. Предлагаемая работа выполнена по материалам шлихового опробования, проведенного в Архангельской области на территории Волошской площади. Целью работы явилось изучение кристаллохимических особенностей гранатов методом адсорбционной оптической спектроскопии.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГРАНАТОВ

Размер зерен гранатов в основном составляет – 2+1 мм, единичные зерна имеют размер – 4+3 мм. Исследуемые зерна гранатов, при визуальном описании, представлены различными цветовыми оттенками: желто-оранжевые, бледно-розовые, розовые, красные, лиловые (фиолетовые) в тонах различной интенсивности (от светлой до темной). Желто-оранжевые гранаты относятся к первой группе, бледно-розовые и розовые – ко второй группе, красные – к третьей группе, лиловые (фиолетовые) – к пятой группе [3, 4]. Визуальное разделение гранатов по различным группам цветности позволяет предварительно разделить гранаты эклогитового и метаморфического генезиса (1 и 2 группы) и гранаты ультраосновного генезиса (3 и 5 группы). По степени сохранности исследуемые зерна гранатов представлены расколотыми зернами и обломками, с частично сохранившейся первичной поверхностью и осколками зерен, целиком оформленными только сколовыми поверхностями. Данные гранаты относятся ко второй и третьей группе соответственно. При визуальных и микроскопических наблюдениях гранаты по форме зерен представлены округло-овальной и обломками неправильной угловатой и изометричной формы, которые объединены во вторую и третью группу гранатов соответственно. Для зерен розовых и желто-оранжевых гранатов округло-овальной формы характерна блестящая гладкая поверхность. Гранаты с такой поверхностью объединяются в первую группу. Такой тип поверхности позволяет говорить о ксеногенном и, вероятно, метаморфогенном генезисе. Зерна гранатов с ямчато-бугорчатой поверхностью, которая сформирована совокупностью слегка вытянутых округлых или чечевицеобразных впадин, объединены в третью группу. Такой тип поверхности типичен для кимберлитовых гранатов пурпурно-красного и лилового цветов и обусловлен образованием серповидных и округлых выколков в процессе их гидротермального коррозионного растрескивания.

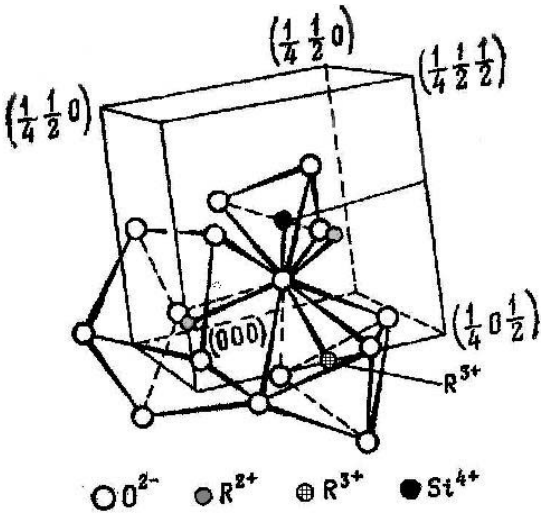


Рис. 1. **Фрагмент кристаллической структуры граната, $R_3^{2+} R_2^{3+} [SiO_4]_3$**

Минералы группы гранатов относятся к островным силикатам с общей кристаллохимической формулой $R_3^{2+} R_2^{3+} [SiO_4]_3$, где R^{2+} = Mg, Fe, Mn, Ca, R^{3+} = Al, Fe, Cr, Mn, Ti. Структура гранатов составлена тетраэдрами $[SiO_4]$ и октаэдрами $R^{3+}O_6$, связанными между собой вершинами в каркас. Двухвалентные катионы R^{2+} располагаются в полостях каркаса и окружены восемью ионами кислорода, занимающими вершины координационного полиэдра, имеющего форму сильно искаженного куба [2, 6].

ОПТИКО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГРАНАТОВ

Оптико-спектроскопические исследования проводились в лаборатории оптической спектроскопии Казанского государственного университета. Записывались оптические спектры поглощения в диапазоне длин волн от 400 до 800 нм при комнатной температуре с шагом 2 нм на специализированной оптико-спектроскопической установке на базе микроскопа МИН – 8, монохроматора МДР-2 и управляющего компьютера.

Анализ имеющихся литературных данных [1, 5, 6], посвященных кристаллохимическим особенностям гранатов показал, что природа окраски гранатов обусловлена присутствием в их структуре хромофорных ионов Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+} и Cr^{3+}.

Оптические спектры поглощения лиловых (фиолетовых) гранатов (рис. 2а) характеризуются широкой полосой поглощения в инфракрасной области, связанной с присутствием $Fe^{2+}{}_{VIII}$, изоморфно замещающего Mg^{2+} в восьмивершинниках структуры граната. В спектрах отмечается широкая полоса поглощения в ультрафиолетовой области, обусловленная присутствием $Fe^{3+}{}_{VI,}$ изоморфно замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры граната. Кроме того, имеются полосы поглощения, обусловленные присутствием $Fe^{3+}{}_{VI}$ в октаэдрических позициях (476 нм), $Fe^{2+}{}_{VIII}$ в восьмивершинниках структуры граната (490, 512 нм) и $Cr^{3+}{}_{VI}$ в октаэдрической позиции (426, 558 нм) [4, 5].

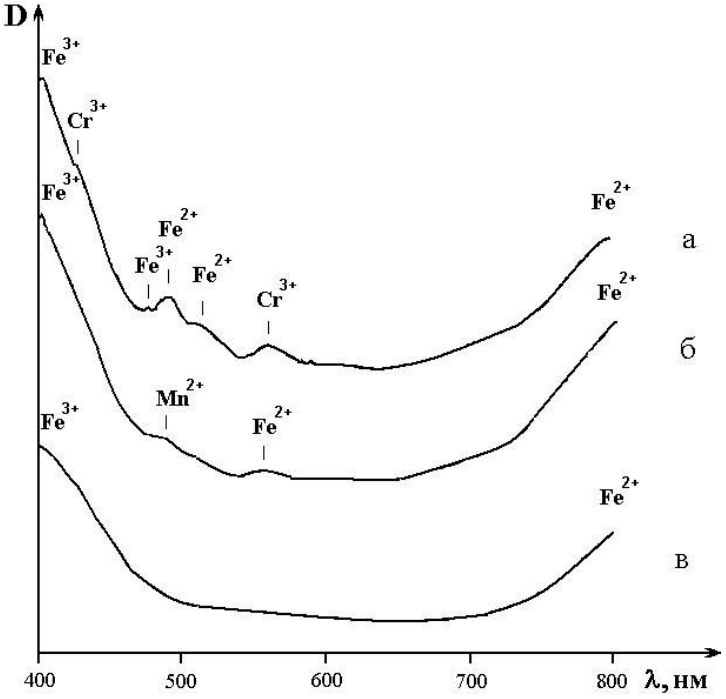


Рис. 2. **Оптические спектры поглощения гранатов**

Оптические спектры поглощения желтовато-красных гранатов (рис. 2.б) характеризуются аналогичными, как и у лиловых (фиолетовых) гранатов широкой полосой поглощения в инфракрасной области, связанной с присутствием $Fe^{2+}_{VIII,}$ изоморфно замещающего Mg^{2+} в восьмивершинниках структуры граната, а также широкой полосой поглощения в ультрафиолетовой области, связанной с присутствием Fe^{3+}_{VI}, изоморфно замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры граната. Кроме того, имеются полосы поглощения, обусловленные присутствием Mn^{2+}_{VIII} в восьмивершинниках структуры граната (488 нм) и Fe^{2+}_{VIII} в восьмивершинниках структуры граната (556 нм) [4, 5].

Спектры розовых гранатов (рис. 2в) характеризуются широкой полосой поглощения в инфракрасной области, связанной с присутствием Fe^{2+}_{VIII} изоморфно замещающего Mg^{2+} в восьмивершинниках структуры граната, а также широкой полосой поглощения в ультрафиолетовой области, связанной с присутствием Fe^{3+}_{VI} изоморфно замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры граната.

Результаты оптико-спектроскопического исследования гранатов Волошской площади Архангельской алмазоносной провинции позволяют разделить оптические спектры поглощения на три группы. Первая группа – лиловых (фиолетовых) и красных гранатов, природа окраски которых обусловлена вхождением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+}, Fe^{3+} и Cr^{3+}; вторая группа – желтовато-красных и желтых гранатов, природа окраски которых обусловлена вхождением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+}, Fe^{3+} и Mn^{2+}; третья группа – розовых гранатов, окраска которых обусловлена вхождением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+} и Fe^{3+}. Наличие тех или иных хромофорных ионов позволяет сделать вывод о том, что первая группа гранатов относится к гранатам ультраосновного (предположительно, кимберлитового) генезиса, а вторая и третья группы – к гранатам эклогитового (ультраметаморфического) генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахтин А.И., Горобец Б.С. Оптическая спектроскопия минералов и руд и ее применение в геологоразведочных работах. – Казань, Изд-во Казанского Университета, 1992. – 233 с.

2. Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Кристаллическая структура минералов – М.: МИР, 1967. – Т. 1. – 390 с.

3. Захарова Е.М. Атлас минералов россыпей.-М.:ГЕОС, 2006. – 276 с.

4. Кудрявцева Г. П., Посухова Т. В., Вержак В. В., Веричев Е. М., Гаранин В. К., Головин Н. Н., Зуев В. В. Атлас. Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской кимберлитовой провинции. – 1-е изд. – М.: Полярный круг, 2005. – 624 с.

5. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001. – 428 с.

6. Платонов А. М., Таран М. Н., Балицкий В. С. Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 196 с.

ШАЛКАРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 26 АПРЕЛЯ 2008 ГОДА

Огаджанов В.А., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П.

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, ozhva@mail.ru, luba@gsras.ru, ira@gsras.ru

Землетрясение 26 апреля 2008 г. в 13^h 14^m произошло вблизи оз. Шалкар Западно-Казахстанской области Республики Казахстан, в нескольких километрах от населенных пунктов Шалкар и Рыбцех, примерно в 100-150 км от границ Самарской, Саратовской и Оренбургской областей Российской Федерации. Наиболее крупный населенный пункт республики Казахстан – г. Уральск находится примерно в 70 км к северу.

Эпицентр его располагался в платформенной области, в зоне, где землетрясения случаются чрезвычайно редко. Серия ближайших сейсмических событий, зарегистрированных западнее настоящего события, в Поволжье, природа которых твердо не установлена, отмечена в работах [1, 2].

В тектоническом отношении эпицентр землетрясения приурочен к северной бортовой части Прикаспийской впадины, имеющей субширотное простирание. Кристаллический фундамент на этом участке согласно данным ГСЗ залегает на глубине примерно 5 *км* и ступенчато погружается на юг во внутреннюю зону Прикаспийской впадины до глубин примерно 15 *км* [3]. Северный борт Прикаспийской впадины пересечен субмеридиональными разломами кристаллического фундамента, которые в совокупности с разломами субширотными формируют блоковое строение кристаллического фундамента всей северной прибортовой части Прикаспийской впадины. Наиболее крупным по протяженности и глубине заложения можно считать разлом, простирающийся по направлению и примерно совпадающий с руслом реки Урал. Данные геофизических исследований дают основание полагать, что этот разлом кристаллического фундамента на глубине, определяющей положение границы Мохо меняет свое направление с субмеридионального на северо-восточное. Ранее в [4] было показано, что именно с разломами северо-восточного простирания связана в основном сейсмичность Поволжского региона.

Согласно карте сейсмического районирования ОСР-97 [5] направление простирания региональных зон ВОЗ на участке Шалкарского землетрясения также имеют северо-восточное и субширотное направление, примерно совпадающее с направлением зоны ВОЗ Волжского разлома, что дает основание для отнесения их к единой структурно-тектонической системе. Сейсмический потенциал, указанных зон ВОЗ определяется Mmax=5.0-5.5.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Расчетная интенсивность сотрясений в эпицентре, согласно сообщению ССД ГС РАН, составляет 6.5 баллов. Интенсивность сотрясений данного землетрясения на территориях Казахстана, Самарской и Оренбургской областей оценена по макросейсмическим данным. Макросейсмическая информация была получена сотрудниками сектора сейсмического мониторинга Поволжского региона ГС РАН от оперативных дежурных и служб мониторинга МЧС Самары, Оренбурга и Уральска. Кроме того для территории Казахстана использована информация из газеты «Казахстан сегодня» от 29.04.2008 г. [6].

Согласно этим сообщениям в населенных пунктах Шалкар и поселке Рыбцех Теректинского района, Республики Казахстан после землетрясения образовались сквозные трещины в глинобитных и саманных домах, частично разрушены печи, осыпалась штукатурка и известь с потолков. В здании школы постройки 1959 г. также имеются трещины в стенах. Такие повреждения могут быть классифицированы как 6-ти балльные [7]. Предварительная оценка Казахстанских сейсмологов [6] – в эпицентре 5-6 баллов. В Уральске повсеместно были отмечены качания висячих предметов, дребезжание оконных стекол и посуды – 4 балла. В Оренбурге на верхних этажах зданий двигалась мебель и раскачивались висячие предметы – 3 балла. В Самаре отмечено качание висячих предметов только на верхних этажах зданий в северной части города – 2 балла. В селе Долгий Буерак Саратовской области, где находится сейсмическая станция «Саратов», и в Саратове ощутимых сотрясений отмечено не было.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Параметры гипоцентра этого землетрясения были получены в Службе срочных донесений ГС РАН по первым вступлениям P волн на 34 станциях, расположенных на расстоянии 2.1-93° и равномерно распределенными азимутально (рис.1). Магнитуда землетрясения была оценена по объемным волнам и составила mb=5.3. Позднее по поверхностным волнам Рэлея, зарегистрированным на пяти станциях – «Арти», «Кисловодск», «Обнинск», «Ловозеро» и «Пулково», определена магнитуда Ms=4.7.

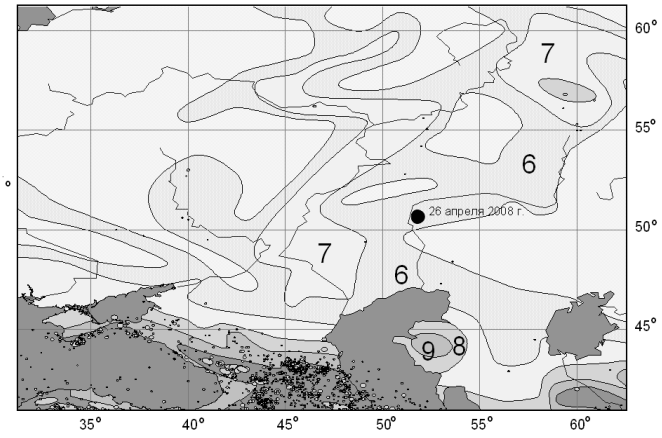


Рис.1. **Положение эпицентра землетрясения в соответствии с картой ОСР-97-С [5]**

В дальнейшем в ГС РАН по обмену поступили данные ряда международных центров: IDC (Международный центр СТВТО, Вена, Австрия), NEIC (Национальный центр о землетрясениях, США), KNDC (Национальный центр данных, Казахстан) а также результаты станционной обработки некоторых станций ГС РАН. Особо важное значение имело получение записей ближайшей станции «Оренбург», эксплуатируемой совместно с Оренбургским научным центром УРО РАН. Полученные результаты по данным различных центров помещены в табл. и показаны на рисунке 2.

Основные параметры Шалкарского землетрясения по данным различных агентств

Агентство	t_0, ч мин с	δt_0, с	Гипоцентр					Магнитуда	Сеть			
			φ°, N	δφ°	λ°, E	δλ°	h, км		N станций	Min dist, °	Max dist, °	GAP[1], °
Служба срочных донесений ГС РАН	13:14:50.1		50.57		51.79		10	mb=5.3/15, Ms=4.7/5	34	2.14	92.71	95
ИГИ НЯЦ Республики Казахстан	13:14:54.77	6.43	50.334		52.4970		0	*K=11.66/9 +/-0.3* mb=4.94/5 mpv=4.3/6	18	3.52	19.89	81
NEIC-QED	13:14:52.0	1.1	50.464		51.85		10	Mb=5.0	122			52
REB IDC[2]	13:14:51.40	0.35	50.7856	0.16	51.6235	0.11	0.0f	*ML*=4.4/5, mb=4.7/29	40	4.09	144.68	85
NORSAR-A	13:14:50.9		50.7		52.6		33	Mb=5.1-				
CSEM	13:14:51.9		50.5852		51.8591		10f	mb=5.0				

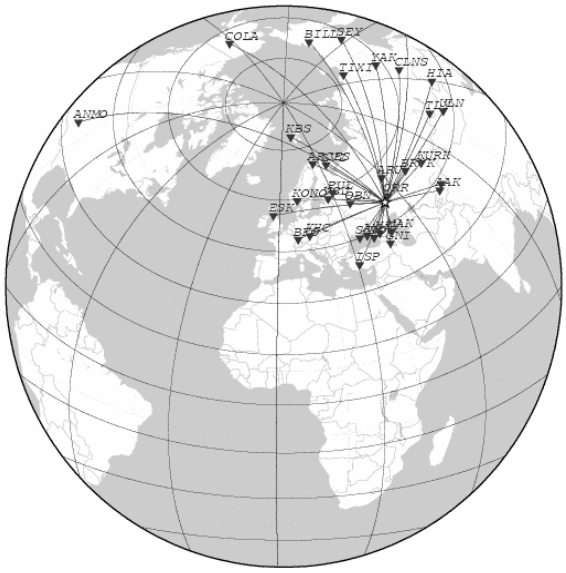


Рис.2. **Положение сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение 26 апреля 2008 г. и использованных в ССД ГС РАН**

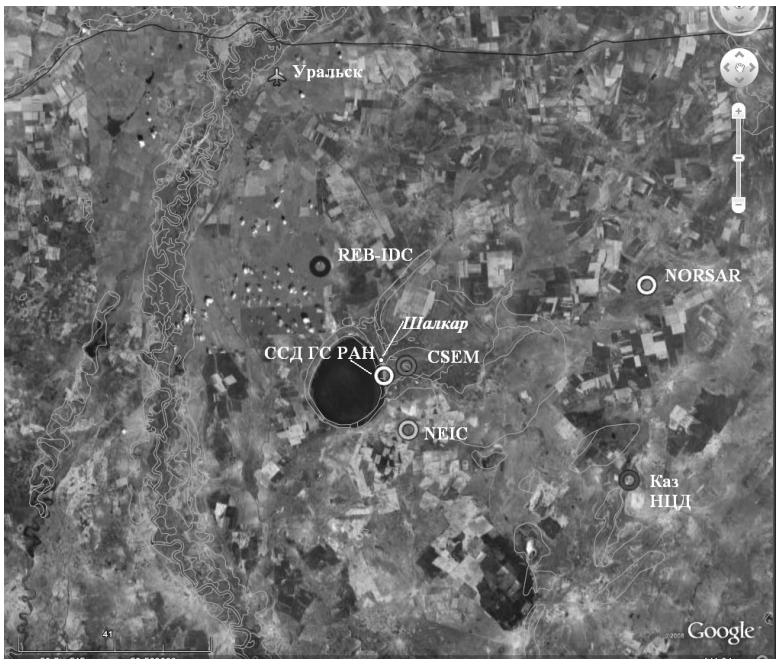


Рис.3. **Положение эпицентра Шалкарского землетрясения 26 апреля по данным различных служб в соответствии с табл.1. Карта построена в GOOGLE**

Согласно табл. разброс решений для данного эпицентра разными агентствами достигает 80 км, а по времени возникновения to – различия достигают 4.7 секунд. Следует заметить, что глубина очага по данным этих агентств составляет 0-10 км. Это понятно, пользуясь наблюдениями таких сетей, при которых ближайшая станция удалена более чем на 200 км, нельзя получить достоверное инструментальное значение глубины без дополнительных исследований и поиска глубинных фаз, а также последующего учета их при локации. Вместе с тем, если считать, что эпицентр землетрясения расположен в Шалкаре, то минимальное расстояние получено по данным ССД.

Предварительные результаты обработки записей станций «Оренбург» (расстояние 2.1°) и «Саратов» (расстояние 4.2°) показали, что землетрясение не сопровождалось афтершоками. Подобная ситуация отмечалась и при платформенном землетрясении близкого магнитудного уровня, Сальском землетрясении 22 мая 2001 г. с M=4.8 [12], произошедшем в зоне сочленения структур Скифской и Восточно-Европейской платформ.

Следует признать, что в условиях слабой сейсмичности сеть сейсмических станций не так плотна, как в сейсмоактивных зонах. Но и в такой ситуации, при наличии высокочувствительной аппаратуры, как на Российских (рис.3), так и на Казахстанских станциях, собранная информация позволит в дальнейшем уточнить инструментальные параметры, включая магнитуду.

[1] Максимальный пустой азимутальный угол в окружении эпицентра станциями.

[1] Reviewed Event Bulletin of the CTBT_IDC (Вена, Австрия).

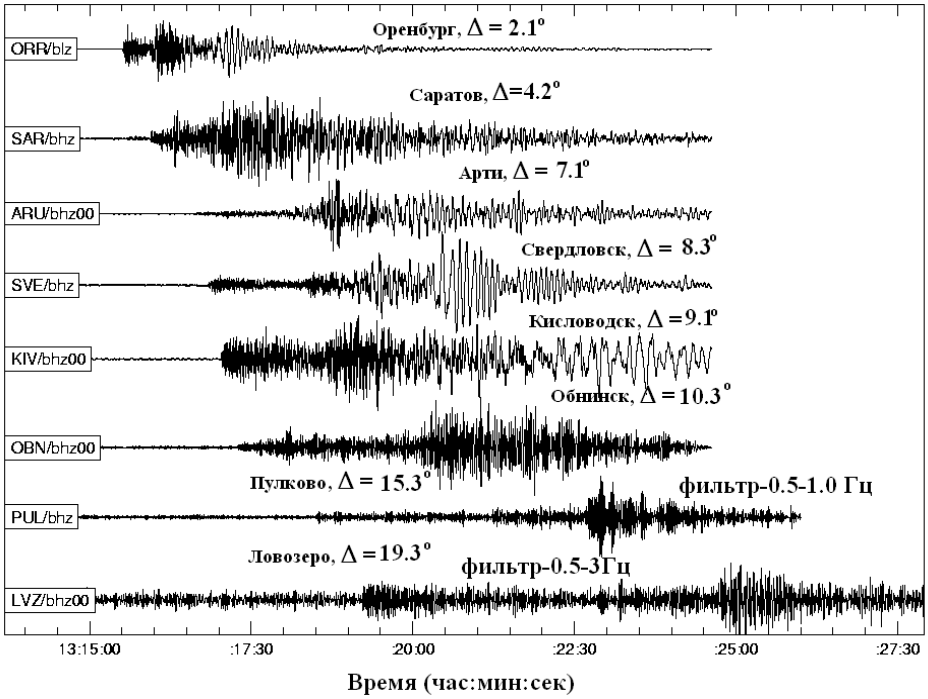


Рис.4. **Записи вертикальной компоненты на станциях ГС РАН, ближайших к эпицентру землетрясения 26 апреля 2008 г.**

Факт происхождения в бортовой части Прикаспийской впадины землетрясения исключительно интересен, так как до сих пор не зарегистрировано здесь такого уровня событий. Данная статья дает лишь первое представление об его инструментальных и макросейсмических параметрах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Огаджанов В.А., Чепкунас Л.С., Михайлова Р.С., Соломин С.В., Усанова А.В. О каталоге землетрясений Среднего и Нижнего Поволжья // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – С. 119-127.

2. Чепкунас Л.С., Михайлова Р.С., Прибылова Н.Е. Поволжье за 1974-1991 гг. // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 337-346.

3. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. «Наука», М.: 1980 . 184 с.

4. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. // Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин Кн. 1. Петрозаводск. 2007. 381 с.

5. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1: 8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах. М. ИФЗ. 1999. 57 с.

6. Газета «Казахстан сегодня» от 29.04.2008 г.

7. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях ЕССН СССР. М.: Наука, 1982. 272 с.

8. Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Бабкова Е.А., Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г. Сальское землетрясение 22 мая 2001 года с MS=4.7, I0=6-7 (Северный Кавказ) // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 301-316.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОКРАЩЕНИИ РАДИУСА ЗЕМЛИ И ПЛАНЕТ

Орленок В.В.

Российский государственный университет имени И. Канта, orlenok@albertina.ru

В науках о Земле существуют различные, нередко противоположные мнения о направленности эволюции нашей планеты. Одни исследователи придерживаются гипотезы расширения Земли, другие настаивают на ее, якобы, пульсационном развитии и лишь очень немногие разделяют классические идеи контракции, берущие начало от гипотезы Канта-Лапласа, впоследствии развитой Эли де Бомоном (1854) и Э. Зюссом (1909) [1,2.4]. Более четверти

века назад автор модифицировал идею контракции, основываясь на достижениях науки того времени, и обосновал концепцию «холодной контракции» Земли [4]. К сожалению, эта концепция не получила дальнейшего развития, так как не вписывалась в рамки господствовавших идей плейттектоники.

По мере накопления новых знаний, особенно в области докембрийской геологии, идеи прогрессивного изменения основных параметров Земли в ходе ее эволюции становились все более востребованными. Огромные тепломассо-потери в процессах вулканизма, фотолиза воды и диссипации молекулярного водорода в космическое пространство позволяют количественно оценить и, следовательно, определить изменения радиуса, объема и площади поверхности Земли за все время ее существования. Эти изменения оказались настолько существенными, что не учитывать их уже не представляется возможным.

УМЕНЬШЕНИЕ РАДИУСА ЗЕМЛИ ИЗ РАСЧЕТА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ГРАВИТАЦИОННОГО СЖАТИЯ

Запишем выражение энергии E поля тяготения шара в виде [4]:

$$A = \frac{3}{5}\frac{GM^2}{R},$$

где G гравитационная постоянная, M – масса Земли, R – ее радиус

Найдем энергию гравитационного сжатия земного шара на единицу измерения (см):

$$E = \frac{\partial A}{\partial R} = \frac{3GM^2}{5R^2} = \mathbf{3\times 6{,}67\cdot 10^{-8}\ см/г\cdot с^2 \times (5{,}987)^2 / 5\times (6371)^2 = 3{,}6\cdot 10^{30}\ эрг/см.}$$

С учетом того, что 1 эрг = $0{,}24\cdot 10^{-7}$ кал, эта величина соответствует количеству тепла **$Q=8{,}6\cdot 10^{22}$ кал/см.** Однако, полученное значение не дает информации о количестве теплового потока в единицу времени и поэтому не может быть использована для оценки сокращения радиуса за счет гравитационного сжатия.

Для решения этого вопроса рассмотрим структуру наблюдаемого теплового потока на поверхности Земли, который составляет $2\cdot 10^{20}$ кал/год [9]. До сих пор считается, что все это тепло имеет радиогенную природу, обусловленную распадом долгоживущих изотопов U^{238}, Th^{232}, K^{40} [8,9]. Период полураспада K^{40} составляет $1{,}31\cdot 10^9$ лет, следовательно, этот изотоп свои ресурсы исчерпал $2{,}62\cdot 10^9$ лет назад, т.е. к началу протерозоя, поэтому в расчетах генерации радиоактивного тепла учитываться не будет.

Оценим содержание упомянутых радиоактивных в сиалическом слое земной коры (10^{-5} г/г), в подстилающем его мафическом слое, состоящем из комплекса ультраосновных и основных пород (10^{-6} г/г) и в мантии, расположенной выше внешнего ядра и до подошвы мафического слоя ($6{,}9\cdot 10^{-8}$ г/г) [3,9].

Масса вещества мантии составляет $2{,}5\cdot 10^{27}$ г, сиалического слоя мощностью 10 км и плотностью 2,7 г/см^3 ─ $1{,}4\cdot 10^{25}$ г., масса мафического слоя мощностью 25 км и плотностью ─ 3,0 г/см^3 – $3{,}8\cdot 10^{25}$ г.

Примем генерацию тепла U^{238} – 0,94 эрг/г·с, Th^{232} – 0,29 эрг/г·с, габбро, базальт и перидотиты мафического слоя генерируют соответственно – 53 эрг/г·год и 0,35 эрг/г·год (среднее 0,62 эрг/г·год) [8,9].

Определим генерацию тепла сиалическим слоем:

$$\mathbf{Q_{sial} = 1{,}4\cdot 10^{25}\ г\times 10^{-6}\ г/г\times 6{,}2\cdot 10^{6}\ эрг/г\cdot год = 8{,}7\cdot 10^{26}\ эрг/год\times 0{,}24\cdot 10^{-7}\ кал = 2{,}08\cdot 10^{19}\ кал/год}$$

или, округляя – **$2{,}1\cdot 10^{19}$ кал/год.**

Определим генерацию тепла мафическим слоем земной коры:

$$\mathbf{Q_{маф} = 3{,}8\cdot 10^{25}\ г\times 26{,}7\ эрг/г\cdot год = 1{,}1\cdot 10^{27}\ эрг/год\times 0{,}24\cdot 10^{-7}\ кал = 2{,}6\cdot 10^{19}\ кал/год.}$$

Таким образом, земная кора генерирует в сумме **$4{,}7\cdot 10^{19}$ кал/год** тепла.

Определим вклад мантии в генерацию тепла:

$$\mathbf{Q_м = 2{,}5\cdot 10^{27}\ г\times 6{,}9\cdot 10^{-8}\ г/г\times 6{,}2\cdot 10^{6}\ эрг/г\cdot год = 1{,}07\cdot 10^{27}\ эрг/год\times 0{,}24\cdot 10^{-7}\ кал = 2{,}6\cdot 10^{19}\ кал/год}$$

Таким образом, в структуре наблюдаемого теплового потока Земли радиогенное тепло составляет **$0{,}73\cdot 10^{20}$ кал/год**. Следовательно, оставшаяся величина **$1{,}27\cdot 10^{20}$ кал/год** инициируется энергией гравитационного сжатия Земли. Используя полученное выражение $Q_{гр.сж.}$ составим уравнение:

$$\mathbf{8{,}6\cdot 10^{22}\ кал/см \times \Delta R\ см = 1{,}27\cdot 10^{20}\ кал/год \times 1\ см,}$$

откуда находим ΔR уменьшения радиуса Земли, соответствующее наблюдаемому значению теплового потока **$Q = 1{,}27\cdot 10^{20}$ кал/год**:

$$\mathbf{\Delta R = 1{,}27\cdot 10^{20}\ кал/год / 8{,}6\cdot 10^{22}\ кал/см = 1{,}47\cdot 10^{-3}\ см/год.}$$

РАСЧЕТ ОБЩЕГО СОКРАЩЕНИЯ РАДИУСА ЗЕМЛИ

Ранее нами было предпринята попытка определения общего сокращения радиуса Земли путем измерения ее длины окружности, которая соответствовала времени образования кристаллического фундамента континентальных платформ и щитов (в океане – до поверхности фундамента, подстилающего плато-базальтовый слой) [4]. Измерения производились по физическим и тектоническим картам атласов океанов, по четырем ме-

ридианам (30º в.д., 40º в.д., 60º з.д., 70º з.д.) и экватору (0º) [4]. С интервалом в 100 км измерялась амплитуда рельефа до фундамента относительно уровня моря. Из уравнения $L = 2\pi \cdot R$, определялся радиус окружности. Разность между измеренным радиусом (R_1) и современным (R_0) определяет величину сокращения радиуса ΔR за время Т завершения образования фундамента. Успехи изучения геологии докембрия показали [7], что образование сиалического слоя фундамента произошло в результате глобального вулканизма, который возник на всей поверхности Земли сразу после завершения аккреции планеты в катархее $(4{,}4 - 4{,}0)\cdot 10^9$ лет назад [7]. Это комплекс, выделенный впервые С.Л. Салопом, получил название «алданий» ─ по одноименному названию докембрийского щита в Восточной Сибири. Имея такой надежный репер, возраст которого был определен по цирконовым зернам, появилась возможность после определения радиуса Земли на конец формирования алдания (табл.1) оценить скорость его изменения во всем интервале времени от 0 до $4{,}5\cdot 10^9$ лет:

ΔR = (6956-6370) км = 585 км

Средняя скорость сокращения радиуса составит:

$5{,}85\cdot 10^6$ / $4\cdot 10^9$ лет = $1{,}46\cdot 10^{-2}$ см/год,

или 146 км/10^9 лет.

Таблица 1

Сокращение радиуса Земли, по измерениям ее окружности

Долгота, λ	L, по совр. амплитуде рельефа, км	$L_{док.}$, по амплитуде рельефа до поверхности алдания, км	$R=L/2\pi$, по современной амплитуде рельефа, км	$R_{док} = L/2\pi$, км	$\Delta R = R_{док.}-R_{совр}$, км; $R_{совр.}$=6371км
0^0	42344	43523	6742	6930	560
30 в. д.	41566	42785	6618	6813	443
40 в. д.	40365	42974	6427	6843	473
60 з. д.	40899	44079	6511	7019	648
70 з. д.	45213	45059	7199	7175	804
Среднее …	42078	43745	6700	6956	585

Установление изменения радиуса позволило определить объем и площадь поверхности Земли (табл. 2) и их изменение в течение $4{,}5\cdot 10^9$ лет. С учетом диссипации водорода ($3{,}08\cdot 10^{25}$ г) [2] и фотолитических потерь ($0{,}34\cdot 10^{25}$ г) [6] была определена масса ($6{,}02\cdot 10^{27}$ г) и средняя плотность вещества Земли (4,36 г/см^3) на конец катархея ($4\cdot 10^9$ лет).

Таблица 2

Изменение параметров Земли в геологической истории

Время, млрд. лет	Радиус (R), км, $R=L/2\pi$	Объем (V), км^3, $4/3\ \pi\cdot R^3$	Площадь поверхности (S), км^2, $4\ \pi R^2$	Масса, $M=V\cdot\rho$	Плотность (ρ), г/см^2
Современное	6370	$1{,}083\cdot 10^{12}$	$510\cdot 10^6$	$5{,}98\cdot 10^{27}$	5,52
Поздний протерозой (PR_2) $1\cdot 10^9$	6520	$1{,}15\cdot 10^{12}$	$530\cdot 10^6$	$6{,}0\cdot 10^{27}$	5,22
Алданий (AR_1) $4\cdot 10^9$	6970	$1{,}38\cdot 10^{12}$	$609\cdot 10^6$	$6{,}02\cdot 10^{27}$	4,36
Инициальный вулканизм 4,4-4,0·10^9	7030	$1{,}44\cdot 10^{12}$	$620\cdot 10^6$	$6{,}02\cdot 10^{27}$	4,18
Молодая Земля $4{,}5\cdot 10^9$	7045	$1{,}45\cdot 10^{12}$	$637\cdot 10^6$	$6{,}02\cdot 10^{27}$	4,15
Изменение параметров за $4{,}5\cdot 10^9$	675	$0{,}367\cdot 10^{12}$	$127\cdot 10^6$	$0{,}04\cdot 10^{27}$	1,37
По В.Кесареву, 1976	7150	$1{,}5\cdot 10^{12}$	$641{,}1\cdot 10^6$	$6{,}01\cdot 10^{27}$	3,84

Сравнивая величину сокращения радиуса за счет гравитационного сжатия Земли ($1{,}47\cdot 10^{-3}$см/год) с величиной общего сокращения радиуса ($1{,}46\cdot 10^{-2}$см/год), обусловленного тепломассо-потерями, нетрудно видеть, что они отличаются на порядок. Иными словами в структуре общего сокращения радиуса Земли его гравитационная компонента составляет лишь 10%. Таким образом, сокращение радиуса Земли за счет гравитационного сжатия за $4\cdot 10^9$ лет будет равно 58,8 км. Это составляет около 10 % от найденной нами выше величины общего сокращения радиуса Земли (585 км) на время завершения формирования **сиалического слоя алдания**, вызванного общими тепломассо-потерями ($1{,}46\cdot 10^{-2}$ см/год). Однако, в отличие от гравитационного сжатия, полученной величине $\Delta R = 1{,}46\cdot 10^{-2}$ см/год соответствует тепловой поток $Q = 1{,}3\cdot 10^{21}$ кал/год. Как видим, это значение на порядок больше рассчитанного теплового потока ($1{,}27\cdot 10^{20}$ кал/год) с учетом его среднего наблюденного значения для Земли. Этот факт можно объяснить следующим образом. Сокращение земного радиуса вследствие уменьшения объема Земли, вызванного огромными тепломассо-потерями, происходит эпизодически и фрагментарно по мере накопления напряжений во внешней каменной оболочке, главным образом в твердой коре с периодом, исчисляемым миллионами и десятками миллионов лет. Мелкие же подвижки земной коры, следующие за уменьшением объема сферы, происходят постоянно и выражаются в многочисленных землетрясениях. Возникающая при этом энергия частично переходит в упругие колебания сейсмических

волн, в механические подвижки блоков земной коры, рассеивается в пространство по разломным зонам. Поэтому эта энергия не фиксируется в наблюдаемом тепловом потоке. В среднегодовое значение теплового потока не входят измерения в тектонически и вулканически активных областях, а также в разломных зонах, сольфатарах, фумаролах и участках струйного выделения водорода, CO, CO_2, NH_3 и других глубинных газов.

За всю историю Земли, в результате гравитационного сжатия выделилось:

$$\mathbf{1{,}27\cdot10^{20}\ кал/год \times 4{,}5\cdot10^{9}\ лет = 5{,}7\cdot10^{29}\ кал.}$$

Этого тепла для инициирования общепланетарного вулканизма на Земле было недостаточно, но вместе с радиогенным теплом:

$$\mathbf{0{,}73\cdot10^{20}\ кал/год \times 4{,}5\cdot10^{9}\ лет = 3{,}3\cdot10^{9}\ кал}$$

его вполне хватило для инициирования переработки верхней мантии и для постепенного формирования мафического слоя земной коры.

Сиалический слой алдания, обладая более низкой теплопроводностью, чем мантийное вещество, сыграл важную экранирующую роль в накоплении этого глубинного тепла. Таким образом, общее сокращение радиуса Земли включает сокращение за счет тепломассо-потерь и за счет потенциальной энергии гравитационного сжатия Земли.

РАСЧЕТ ИЗМЕНЕНИЯ РАДИУСА ПЛАНЕТ

Полученное значение энергии гравитационного сжатия, образующейся за счет преобразования потенциальной энергии в кинетическую, а затем в тепловую ($5{,}7\cdot10^{29}$ кал) и соответствующее ему сокращение радиуса Земли за $4{,}5\cdot10^{9}$ лет, равное 66,1 км, позволяют рассчитать аналитическим путем изменение радиуса планет за счет рассчитанного их гравитационного сжатия (табл. 3).

Таблица 3

Сокращение радиуса планет

Планеты	Масса (г)	Гравитационное сжатие – Q (кал/см)	$Q_{пл.}/Q_{земл.}$	Сокращение радиуса $\Delta R=Q_{пл.}/Q_{земл.}\cdot1{,}47$ (см/год)	Сокращение радиуса $\Delta R = 4{,}5\cdot10^{9}$ лет (км)	Сокращение радиуса $\Delta R = 4\cdot10^{9}$ лет (км)
Земля	$5{,}987\cdot10^{27}$	$8{,}6\cdot10^{22}$	1	$1{,}47\cdot10^{-3}$	66,1	58,8
Венера	$4{,}87\cdot10^{27}$	$6{,}2\cdot10^{22}$	0,72	$1{,}05\cdot10^{-3}$	47,2	42,0
Марс	$6{,}4\cdot10^{26}$	$3{,}4\cdot10^{22}$	0,39	$0{,}57\cdot10^{-3}$	25,6	22,8
Меркурий	$3{,}3\cdot10^{26}$	$1{,}76\cdot10^{21}$	$0{,}2\cdot10^{-1}$	$0{,}29\cdot10^{-4}$	1,3	1,16
Луна	$7{,}3\cdot10^{25}$	$1{,}68\cdot10^{20}$	$0{,}2\cdot10^{-2}$	$0{,}29\cdot10^{-5}$	0,130	0,116

Энергия гравитационного сжатия планет земной группы рассчитывалась по тому же уравнению, что и для Земли. Как видно из табл.3 она закономерно уменьшается по мере уменьшения их массы. Столь незначительная потенциальная энергия сжатия, обнаруживаемая у планет земной группы, не могла инициировать глобального вулканизма после завершения их акреции.

Таким образом, как и на Земле, основным источником начального вулканизма на планетах могло быть только обилие короткоживущих изотопов U^{235}, Pu^{244}, I^{129} и др., которые обрушились на их поверхность с остатками пылегазового облака на завершающейся стадии их аккреции. Это произошло в результате взрыва массивной молодой Сверхновой, развивавшейся по катастрофическому азотно-углеродному циклу [6]. Если бы это случилось раньше, то обилие короткоживущих изотопов, оказавшись во всей массе мантии Земли и планет, привели бы к их полному расплаву. К счастью, этого не произошло, и короткоживущие изотопы сконцентрировались в лишь поверхностном слое планет, толщиной 25-50 км [6]. Найденные значения сокращения радиуса планет следует рассматривать лишь как часть их общего уменьшения объема, вызванного тепломассо-потерями. В условиях Земли гравитационное сокращение радиуса составляет 10 % от общего его уменьшения. По-видимому, такие же пропорции сохраняются и для планет земной группы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каттерфельд Г.Н. Энциклопедия астро-геологи и планетологи СССР. С-Петербург.:Изд. «Правда», 2003. с. 60-64.
2. Кесарев В.В. Эволюция вещества Вселенной. М.: Атомиздат, 1976. 182 с.
3. Магницкий В.А. Внутренне строение и физика Земли. М.: Наука, 2006. 390 с.
4. Орленок В.В. Физические основы эволюции перисферы Земли. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1980. 247 с.
5. Орленок В.В. Физика и динамика внешних геосфер. М.: Недра, 1985. 185 с.
6. Орленок В.В. История океанизации и доокеанического прошлого Земли // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Калининград: Изд. Калининградского ун-та, 2004. С. 54-87.
7. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982.
8. Соботович Э.В. Справочник по изотопной геохимии. М.: Энерго Издат,1982. 240 с.
9. Стейси Ф. Физика Земли. Мир, 1972. 342 с.

РЕЖИМ ЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ ИЗ ОЦЕНКИ ЕЕ ЭНДОГЕННЫХ ПОСТУПЛЕНИЙ ФОТОЛИТИЧЕСКИХ ПОТЕРЬ

Орленок В.В.

Российский государственный университет имени И. Канта, orlenok@albertina.ru

Количественное определение эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы было произведено автором для кайнозойского этапа глобального вулканизма около четверти века назад [5, 6, 8].

Фотолиз характеризует процесс диссоциации молекулы воды под действием жесткого солнечного излучения в верхних слоях атмосферы. Диссоциация идет по следующей схеме: $\mathbf{H_2O \rightarrow H+OH}$

Далее гидроксильные радикалы (OH), взаимодействуя друг с другом, образуют перекись водорода, которая тут же диссоциирует на воду и кислород:

$$\mathbf{4HO \rightarrow 2H_2O_2 \rightarrow H_2O+O_2}$$

Молекула кислорода (O_2) будет в поле тяготения Земли опускаться в атмосферу, а молекула водорода (H_2), будучи в 16 раз легче атомного веса кислорода, диссипирует в окружающее космическое пространство. Образующаяся при этом новая молекула воды будет немедленно диссоциирована под действием жесткого излучения по указанной схеме. Таким образом, появление кислорода в атмосфере Земли на раннем этапе ее эволюции (в отсутствии биосферы) происходило исключительно за счет фотолиза.

Кроме фотолиза вода расходуется на увлажнение почв, растительности, атмосферы, формирование полярных ледников Гренландии и Антарктиды. Часть водорода образует органическое вещество в соответствии с реакцией:

$$\mathbf{H+CO_2+NH_3 \rightarrow CO_2(NH_4)}$$

Однако, наибольшее количество H_2 попадает в атмосферу через глубинные разломы в виде водородных струй и, не участвуя в реакциях, диссипирует в окружающее космическое пространство. Ввиду важности использования фотолиза для численной оценки потерь воды при испарении с поверхности морских и океанических бассейнов, приведем методику расчета величины F.

По глубине залегания и возрасту мелководных осадков позднеюрского – миоцен – плиоценового возраста, обнаруженных к 1985 году бурением «Гломар Челленджер» в 220 скважинах на дне Мирового океана, автором рассчитаны скорости опускания дна океана [7, 8]. Еще раньше по аналогичной методике были произведены расчеты скорости опускания дна по глубине залегания плосковершинных гайотов и атолам, с учетом возраста покрывающих их мелководных осадков [5, 7, 8].

При этом установлено, что средняя скорость опускания дна (и одновременного поступления эндогенной воды) за период 70×10^6 лет, начиная с позднего мела, составила 0,1 мм/год, что в пересчете на массу будет равно:

$$\mathbf{320\times10^{16}см^2 \times1\times10^{-2}см\times70\times10^6лет=2{,}24\times10^{24}г}$$

В современном Мировом океане сосредоточено $1{,}42\times10^{24}$ г воды. Полученная разница $0{,}82\times10^{24}$г включает воду, пошедшую на увлажнение морских осадков ($0{,}12\times10^{24}$г), ($0{,}04\times10^{24}$г) – на формирование полярных льдов Гренландии и Антарктиды, ($0{,}01\times10^{24}$г) на увлажнение почв, ($0{,}01\times10^{24}$г) – гидросферы суши, другие неучтенные статьи баланса.

Оставшаяся величина $0{,}63\times10^{24}$г – это вода утраченная при испарении и последующем фотолизе в верхних слоях атмосферы за последние 70×10^6 лет.

Таким образом стало возможным подсчитать ежегодные фотолитические потери (F) с современной площади Мирового океана, равной – 360×10^6 км^2:

$$\mathbf{F=0{,}63\times10^{24}г/70\times10^6лет=9\times10^{15}г/год}$$

По объему это составляет – 9 км^3/год.

Поскольку фотолиз, как ранее отмечалось, есть функция площади (S) зеркала вод испаряемого бассейна, то появляется возможность определить своего рода «константу фотолиза» в г/км^2·год (Fn):

$$\mathbf{Fn=9\times10^{15}г/3{,}6\times10^{18}см^2=2{,}5\times10^{-3}г/см^2\cdot год}$$

Полученная величина соответствует значению $\mathbf{2{,}5\times10^7г/км^2\cdot год}$. Это и есть константа фотолиза, зависящая от площади (S) любого морского или океанического бассейна.

Таким образом, получен очень важный инструмент, позволяющий по известной или предполагаемой площади морских бассейнов в различные периоды геологической истории, корректировать представления о существовании таких морей и океанов при известном уровне вулканизма и выносимых с ним масс воды, которые как правило, не превышают 10% от массы твердых продуктов извержений.

Однако величина фотолиза зависит не только от площади водного бассейна, но также от состояния Солнца, которое в процессе своей эволюции изменяло температуру от 3500К на фотосфере – состояние Солнца в конце катархея – начале протерозоя [9] до 6000К – температура фотосферы современного Солнца.

Если пронормировать найденную константу фотолиза (Fn) по градусам Кельвина (К) фотосферы современного Солнца, то получим коэффициент (ΔFn), позволяющий внести поправки в значение Fn на температуру фотосферы, меняющихся состояний Солнца за последние $4{,}5\times10^9$ лет:

$$\Delta Fn=2{,}5\times10^7 г/км^2\cdot год/6000К=4{,}2\times10^3 г/км^2\cdot год\cdot grad\ К.$$

Теперь для определения Fn нужно найденное значение ΔFn умножить на температуру Т фотосферы, соответствующую спектральному классу Солнца:

$$Fn=\Delta Fn\times T(г/км^2\cdot год\cdot grad\ К).$$

Результаты расчетов нормированной константы приведены в табл..

Нормированное значение константы фотолиза (Fn) в зависимости от состояния Солнца

Температура (К) и спектральный класс Солнца	6000 желтый	5000 оранжевый	4500 красный	3500 Типа Т-Тельца переменного блеска
Нормированная константа фотолиза Fn (г/км^2·год·grad·К)	$2{,}5\cdot10^7$	$2{,}1\cdot10^7$	$1{,}9\cdot10^7$	$1{,}3\cdot10^7$
Время действия константы Fn $\times10^6$ лет	0-400	400-600	600-2300	2300-4000

Расчеты показали, что величина Fn, в зависимости от спектрального класса Солнца в ходе эволюции менялась не более, чем два раза. Даже в начальной стадии Т – Тельца фотолиз был в состоянии диссоциировать молекулы воды и тем самым продуцировать первый атмосферный кислород в отсутствие биосферы.

ОЦЕНКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОНСТАНТЫ ФОТОЛИЗА

Как следует из палеогеографических реконструкций Н.М. Страхова [12], первые достаточно обширные мелководные моря появились в конце венда – кембрии, то есть около 600×10^6 млн. лет назад. В течение большей части фанерозоя, по геологическим данным произошло около 30 наиболее крупных платобазальтовых извержений в пределах современной суши общим объемом 30×10^6 км^3. Никаких свидетельств о подобном или еще большем вулканизме в секторах будущих океанов нет.

Используя разработанный аппарат фотолиза, оценим напряженность вулканизма и вероятные площади морских бассейнов на протяжении большей части фанерозоя. Определим вначале массу вулканического материала, вынесенного на поверхность, за последние 500 млн. лет (до KZ):

$$30\times10^6км^3\times2{,}7г/см^3\times10^{15}см^3=8{,}1\times10^{23}г$$

Отсюда найдем количество вулканического материала, выносимого на поверхность в год:

$$8{,}1\times10^{23}г/500\times10^6лет=1{,}62\times10^{15}г/год$$

Из полученного видно, что напряженность вулканизма на протяжении большей части фанерозоя была весьма незначительной, и составляла всего 1,6 км^3 в год, количество выносимой с вулканизмом воды (10%) – $1{,}6\times10^{14}$г/год.

Как следует из палеогеографической схемы в поздней юре и меловом периоде [6], площадь морских бассейнов составляла не более 100×10^6 км^2,что позволяет оценить фотолитические потери для этого времени:

$$F=100\times10^6км^2\times2{,}5\times10^7г/км^2\cdot год=2{,}5\times10^{15}г/год$$

Сравним полученные фотолитические потери с найденной годовой массой воды, выносимой вулканизмом ($1{,}6\times10^{14}$г). Приход оказывается более чем на порядок меньше расхода. Им подтверждается, что поступление основной массы воды происходило не за счет вулканизма, а за счет выноса ее по глубинным разломам в районе приподнятой суши секторов будущих океанов. Сформированная к этому времени астеносфера первоначально разгружалась от избытков летучих и тепла не вулканическим путем, а посредствам активной дегазации и выноса воды по глубинным разломам. Свидетельство этому является значительное насыщение атмосферы мелового периода вулканическими газами CO_2, CO, NH_4, что отразилось в формировании огромных масс карбонатов.

Таким образом, в преддверии кайнозойского глобального вулканизма [9], благодаря мощной дегазации астеносферы, сформировались обширные мелководные морские бассейны мелового периода, определившие крупнейшую трансгрессию фанерозоя в пределах современной суши и в прилегающих окраинах будущих континентов, а также в центральной области Тихого океана.

В палеозое и первой половине мезозоя размеры морских бассейнов в пределах континентальной суши не превышали – $35\text{-}50\times10^6$ км^2. Для морских бассейнов общей площадью 50×10^6 км^2, расчетная величина фотолиза будет $1{,}25\times10^{15}$г/год. Это значит, что напряженность вулканизма для производства такого количества воды должна была составлять не менее $4{,}6\times10^{15}$г/год, т.е. – 4,6 км^3/ год вулканического материала:

$$12{,}5\times10^{15}г/год/2{,}7г/см^3=4{,}6\times10^{15}см^3=4{,}6км^3$$

Однако такого мощного вулканизма на этом этапе фанерозоя – не известно. Это еще раз доказывает, что морские бассейны фанерозоя и венда формировались не за счет вулканизма, а за счет интенсивной дегаза-

ции и выноса ювенильной воды, а также по глубинным разломам из зоны формирующейся астеносферы (транзитной воды). Становится, также, понятна причина чередования режимов трансгрессий и регрессий фанерозоя. Они регулировались периодическими выбросами огромных масс эндогенной воды вследствии усиления дегазации астеносферы, при которых происходило увеличение площади морских бассейнов (трансгрессии). Регрессии в свою очередь вызывались не миграцией воды с континентальной суши в гипотетический океан, как это предполагалось ранее, а вследствие продолжительного сокращения транзитных поступлений эндогенной воды.

В результате фотолиза, площадь этих мелководных морей быстро сокращалась.

Используя константу фотолиза, оценим вероятность давно существующей гипотезы о раннем образовании Мирового океана – едва ли не с середины протерозоя ($2{,}4\times10^9$ лет) [2, 3, 4]. Никто из сторонников этой гипотезы не приводит сколько-нибудь убедительных доказательств существования источников, которые привели бы к образованию и длительному существованию огромных масс воды на Земле. Но предположим, что такой океан существовал в районе нынешней Тихоокеанской впадины. Предполагается, что глубина его была более 4 км, а размеры близки к современным. Положим площадь праокеана $S=300\times10^6$ км^2, глубину – h=4 км. Масса воды в таком океане составит $1{,}2\times10^{24}$г.

Подсчитаем ежегодный фотолиз с площади океана:

$$\mathbf{2{,}5\times10^7 г/км^2\cdot год\times300\times10^6 км^3=7{,}5\times10^{15} г/год}$$

Масса вулканизма для найденного значения воды должна быть не менее $7{,}5\times10^{16}$г/год, это соответствует 28 км^3 вулканического материала в год:

$$\mathbf{7{,}5\times10^{16} г\cdot год/2{,}7г/см^3=2{,}8\times10^{16} см^3 год}$$

Столь высокая напряженность извержений наблюдалась только в период кайнозойского глобального вулканизма (36 км^3/ год) [8]. Подобного интенсивного вулканизма на докайнозойском этапе фанерозоя не существовало.

Найдем потери на фотолиз за все время существования гипотетического океана, предположительно – с середины протерозоя ($2{,}4\times10^9$ лет) [7, 9]:

$$\mathbf{7{,}5\times10^{15} г\times2{,}4\times10^9 лет=1{,}8\times10^{25} г}$$

Полученная величина почти на порядок превышает количество воды выработанное Землей и вынесенное на ее поверхность за все время существования ($6{,}3\times10^{24}$г).

Таким образом, идея «вечного океана» не имеет под собой серьезного научного обоснования. На Земле просто нет необходимых ресурсов для длительного и непрерывного производства значительных объемов свободной воды.

Однако почему-то не принимаются во внимание данные докембрийской геологии о существовании длительной паузы в вулканизме с конца катархея ($4{,}0\times10^9$), до венда [9, 11] ($0{,}6\times10^9$), когда за $3{,}4\times10^9$ лет на земную поверхность было вынесено всего $4{,}5\times10^8$км^3 вулканического материала или по массе:

$$\mathbf{4{,}5\times10^8 км^3\times2{,}7г/см^3\times10^{15} см^3=1{,}3\times10^{24} г}$$

Отсюда ежегодные поступления вулканического материала составят:

$$\mathbf{1{,}3\times10^{24} г/3{,}4\times10^9 лет=3{,}8\times10^{14} г/год}$$

Соответственно 10% от этой массы, как всегда приходится на воду, т.е. – $3{,}8\times10^{13}$г/год.

Приняв среднее нормированное значение фотолиза Fn для этого спектрального периода Солнца, равного $1{,}6\times10^7$г/км^2·год·gradK, найдем площадь зеркала испаряемого бассейна, с которого фотолиз «съест» массу воды в год:

$$\mathbf{3{,}8\times10^{13} г/год/1{,}6\times10^7 г/км^2\cdot год=2{,}4\times10^6 км^2,}$$

т.е. площадь такого бассейна будет иметь размеры квадрата 2400×1000 км. Это немного меньше площади Средиземного моря ($2{,}5\times10^6$км^2). Из приведенного следует, что на громадных пространствах Земли в протерозое почти не было воды. Скорее всего, были сотни мелких озер, болот, речек, разбросанных более или менее равномерно по поверхности Земли, которые периодически высыхали или покрывались льдом, так как Солнце было значительнее холоднее современного, а пары воды, вулканические газы, обеспечивающие парниковый эффект, практически отсутствовали. Этим можно объяснить, отмечаемую И.А. Резановым [10] длительную задержку в развитии биосферы на Земле после катархея.

ОЦЕНКА ДЛИТЕЛЬНОСТИ СУЩЕСТВОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНА

Мировой океан возник лишь в конце эволюции нашей планеты. Его образованию предшествовала эпоха мощного вулканизма, начавшегося в конце мелового периода и завершившегося в миоцене – плиоцене. Основная масса океанской воды образовалась в это же время за счет дегидратации опустившейся на 8 км в астеносферу земной коры и последующего выноса ее по глубинным разломам, дегазацией и ювенильным путем. Современный приток воды, составляющий наибольшую за всю историю Земли величину, равную 360 км^3/год, обеспечивается в основном ее выносом через систему планетарных рифтовых разломов срединно – океаниче-

ских хребтов, протянувшихся на 60 тыс. км. [9]. При этом объем ежегодного вулканизма составляет всего 2-3 км^3. Этот факт – наиболее яркое доказательство того, что источником поступления воды как в стадии формирования астеносферы в палеозое и большей части мезозоя, так и в ходе ее разгрузки во время глобального кайнозойского вулканизма являлся не сам вулканизм, а дегидратация низов земной коры, опустившейся в результате дегазации и вулканизма в разуплотненное пространство астеносферы [7].

По завершению активной фазы глобального вулканизма, в будущем следует ожидать продолжения подъема уровня Мирового океана, увеличения массы воды до $1{,}5\times10^{24}$ г и площади океана до 400×10^6 км^2. После этого начнется снижение скорости поступления эндогенной воды. По всей вероятности, такое уменьшение будет проходить по закону, аналогичному ее поступлению во время океанизации, но с обратным знаком, что и зафиксировано графиком:

$$\mathbf{V(t)=ae^{-t/c}+b,}$$

где **t**–млн. лет, **a,b** и **c** – коэффициенты, определяемые с графика **V(t)**.

Оценим продолжительность существования кайнозойского океана, приняв в качестве средней площадь S=300×10^6 км^2.

Ежегодные потери на фотолиз при этом составят:

$$\mathbf{300\times10^6км^2\times2{,}5\times10^7г/км^2\cdot год=7{,}5\times10^{15}г/год}$$

Время, в течение которого фотолиз ликвидирует современный океан определится из следующего уравнения:

$$\mathbf{1{,}5\times10^{24}г/7{,}5\times10^{15}г/км^2\cdot год=2\times10^8год}$$

Таким образом, громадный и глубоководный океан, покрывающий две трети поверхности Земли, при прекращении поступления эндогенной воды, исчезнет с земной поверхности всего за 200 млн. лет.

У Земли больше нет и не будет в дальнейшем ресурсов, используя которые, мог бы повториться глобальный вулканизм и его производная – современный Мировой океан.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кесарев В.В. Эволюция вещества селенной. М.: Атомиздат, 1976. 182 с.
2. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М: Мысль, 1980. 196 с.
3. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
4. Океанология. Геология океана / Под ред. Монина А.С., Лисицина А.П. М.: Наука, 1980. 464 с.
5. Орленок В.В. Физические основы эволюции перисферы Земли. – Л.: Изд-во Ленингр. Ун-та, 1980. 248 с.
6. Орленок В.В. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 83-100.
7. Орленок В.В. Физика и динамика внешних геосфер. М.: Недра, 1985. 185 с.
8. Орленок В.В. К расчету баланса эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы // ДАН СССР, 1987. т. 296. № 5. С. 1191-1196.
9. Орленок В.В. История океанизации и доокеанического прошлого Земли // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма: Сб. научн. Ст. / Отв. Ред. В.В. Орленок. – Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 54-87.
10. Резанов И.А. Жизнь и космические катастрофы. М.: АГАР,2003. 235 с.
11. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982.
12. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 530 с.

МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ

Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Елисеева С.В.

Институт геофизики им.С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина, earth@ijph.kiev.ua

Многочисленными комплексными геолого-геофизическими исследованиями Восточно-Европейской платформы показано, что неоднородность (как по вертикали так и по горизонтали) строения и состава является важнейшей особенностью земной коры.

Глубинные неоднородности определяют основные закономерности строения и динамики тектоносферы, магматизма, генерации и размещения полезных ископаемых. Сведения о любых геофизических глубинных неоднородностях часто свидетельствуют, в частности, о существенно различном тектоническом районировании структур на разных этажах земной коры. Несовпадение, например, глубинных сейсмических неоднородностей с принятым приповерхностным геологическим строением вообще достаточно широко проявлено в пределах Восточно-Европейской платформы. Неоднократно отмечалось [1-5 и др.], что в ряде случаев уже на глубинах ниже 10-20 км положение, размер, конфигурация разломов и сейсмических неоднородностей практически перестает совпадать с

тектоническими структурами верхнего этажа. Различия возрастают с увеличением глубинности изучаемых особенностей среды. Это относится, например, к сочленению Кировоградского блока и Одесско-Тальновской зоны Украинского щита, к западному продолжению рифейского этажа Днепровско-Донецкого палеорифта, к юго-восточному ограничению Волыно-Оршанского палеорифта и др. [1]. Подобное явление отмечено на значительных площадях Балтийского щита, где сейсмические «блоки и мегаблоки…не всегда коррелируются с геотектонической зональностью и даже крупными элементами строения супракрустальных комплексов» [2].

Изучение магнитных неоднородностей разных этажей литосферы, в свою очередь, является составной частью исследования связи верхних и нижних горизонтов коры и ее геодинамики.

Многолетний опыт изучения методики и анализа результатов исследования магнитного поля Земли, особенно для площадей докембрийских щитов, показали, что в состав его входят локальные и региональные аномалии. Как известно [6,3,7], первые связаны с магнитными образованиями верхней части земной коры до глубин 5-10 км. Геологическая природа этих источников связана с породами разнообразного состава и возраста и, соответственно, характеризуется широким диапазоном намагниченности.

Объяснение природы региональных магнитных аномалий (РМА) невозможно без анализа структуры и прогноза состава глубинных частей земной коры с привлечением данных о мощности земной коры в целом и отдельных ее горизонтов, плотностных неоднородностях, геотермических и геодинамических обстановках, в которых формировались крупные намагниченные блоки. Поэтому для Восточно-Европейской платформы выполнена геолого-магнитная типизация земной коры [8,9,3,7], включающая, в частности, анализ аномального, регионального, спутникового магнитного полей, результаты двух- и трехмерного моделирования магнитного, теплового и гравитационного полей, форм рельефа раздела Мохо, мощности отдельных этажей, геологические данные, результаты петрофизических исследований пород докембрия и другие материалы. В результате типизации выделен эволюционный ряд магнитных неоднородностей (от ядер древнейшей консолидации к переработанным ядрам, затем к неоднородностям полигенно-полихронного формирования, включая активизированные краевые части щитов, до наложенных платформенных впадин). При этом в теле Восточно-Европейской платформы концентрация глубинных магнитных неоднородностей неравномерна, при максимальном их количестве на юго-западе. Для каждого типа глубинных неоднородностей установлены специфические соотношения геологического строения верхней части коры с различными характеристиками глубинных ее частей. Особенно показательны изменения мощности и степени базальтоидности земной коры в ряду неоднородностей от более древних к более молодым [3,10].

Соотношения локальных и региональных магнитных аномалий и аномалий, полученных со спутника с целью сравнительной характеристики глубинных магнитных неоднородностей Украинского и Балтийского щитов рассмотрены в работе [7]. Обращает на себя внимание как различное положение щитов в теле платформы, так и различие в типах неоднородностей. Серия наиболее крупных глубинных магнитных неоднородностей полигенно-полихронного формирования в восточной части Балтийского щита трассируется как трансрегиональный тектонический шов от северной грницы Восточно-Европейской платформы, через центральную ее часть до меридиональных структур Украинского щита и южной границы платформы. Как сквозная «надструктурная» зона она пересекает вкрест простирания 2 положительные и 1 отрицательную спутниковые аномалии, разделяя платформу на две крупные области. Эти области отличаются по структуре верхней и нижней частей коры, степени основности, составу и истории развития [5,7]. При этом возрастной диапазон пород, вызывающих локальные аномалии на Балтийском щите, значительно шире, чем на Украинском, а интенсивность намагничения локальных источников – значительно ниже.

Значения намагниченности источников региональных магнитных аномалий Балтийского щита не превышают 3.8 А/м, а магнитные неоднородности относятся, главным образом, к средней части коры [5,11]. В разрезе коры Балтийского щита выделяются многочисленные несогласия в наклонах отражающих площадок, повышенная, по сравнению с Украинским щитом, сейсмическая расслоенность, наличие раздела К-М и мощной линзы коромантийной смеси, что само по себе является показателем активизации литосферы этого региона. В святи с этим, меньшая глубинность и намгниченность источников региональных магнитных аномалий Балтийского щита может объясняться большей степенью активизации земной коры в его пределах, геодинамической обстановкой края платформы и срывами пластин земной коры на различных етапах ее формирования, которые привели к многократному изменению имеющихся здесь древних образований и формированию новых в его краевых частях [4,7].

Классическим примером явного несоответствия контуров и ориентировки РМА общему простиранию локальних источников является Петрозаводская РМА. При ярко выраженной северо-западной ориентировке локальних аномалий, соответствующей общему простиранию раннепротерозойских образований, слагающих Онежский синклинорий, региональная аномалия имеет четкое перпендикулярное к ним северо-восточное (субширотное) простирание. При этом вклад поверхностных, практически немагнитных, маломощных (от 2 до 4 км) источников в региональное магнитное поле практически отсутствует, что со всей очевидностью указывает на глубинный характер объекта [3].

Одним из наиболее интересных объектов по анализируемой проблеме связи поверхностных структур с глубинными является зона сочленения Карельской и Беломорской провинции. Вдоль геотраверса I, пересекающего

эти блоки, построена техслойная магнитная модель[5,3]. Главный вклад в региональное магнитное поле вносят породы среднего слоя до глубин 25-30 км, с намагниченностью 1.5-3.8 А/м. При этом намагниченность выше- и нижележащих слоев существенно ниже (для верхнего слоя до глубины 8-12 км она составляет 0.1-0.6 А/м; нижнего – от 25-30 км до поверхности Мохо – < 0.7 А/м). Отличительной особенностью этой зоны сочленения крупных блоков Балтийского щита является тесная связь региональных магнитных аномалий с крупными мантийными разломами, повышенная сейсмическая расслоенность нижней части коры, наличие мощной (до 12 км) линзы коро-мантийной смеси при дисконформном наклоне отражающих площадок в верхней и средней частях по отношению к погружающемуся до 50 км разделу Мохо. Такие структурные особенности могут являться следствием переработки коры в периоды термальной активизации. Существование мощной единой линзы переходного слоя под Енской РМА Беломорского блока и Пяозерской РМА Карельского блока, с одной стороны, может свидетельствовать о возможно общем глубинном магнитном источнике, а с другой стороны о наиболее молодом – палеозойском – процессе активизации древнего щита [4], связанном с развитием Кандалакшского грабена и активизацией участков коры в направлениях, субпараллельных грабену и северо-восточной границе Восточно-Европейской платформы. Заметим, что для этого района характерна максимальная скорость вертикальных движений и активная сейсмичность в восточной части Балтийского щита.

Показано [3,10,12], что в пределах Украинского и Балтийского щитов выделен единый класс региональных магнитных аномалий, отвечающий коровым магнитным неоднородностям земной коры, сформированным в режиме растяжения литосферы, а современная их морфология и соотношение со структурами различных этажей коры связаны с тектоническим положением и тепловым режимом.

В качестве примера зон сочленения наиболее крупних участков земной коры в теле Восточно-Европейской платформы охарактеризуем вкратце сочленение Сарматского и Фенноскандинавского магнитных (и тектонических) сегментов, фиксирующихся спутниковыми аномалиями Magsat [13]. В магнитном отношении зона отвечает сочленению высокомагнитного сегмента Сарматии с двумя сегментами Фенноскандии – со средней намагниченностью 1.0-1.5 А/м и практически немагнитному. Вдоль этой зоны отмечается несогласие докембрийских структур Украинского щита и Белорусского массива. Магнитная модель земной коры вдоль белорусско-украинской части геотрансекта EUROBRIDGE [13,14] показала наличие источников в верхней (с верхними ограничениями на глубинах 0,0–4,5 и нижними 3,5–15,0 км и намагниченностью 0,5–4,0 А/м) и нижней частях земной коры. Глубинные источники имеют намагниченность 1,0–3,5 А/м. Мощность коры Фенноскандии вцелом меньше (до 40 км), чем Сарматии (до 56 км). Аномальная сейсмическая зона, уходящая в расслоенную мантию, является собственно границей Фенноскандии и Сарматии и северо-западной границей Осницко-Микашевичского вулканического пояса. При этом пространственное положение источников магнитных аномалий и величины их намагниченности подтверждают или не противоречат предполагаемой субдукционной природе зоны сочленения Сарматии и Фенноскандии [14].

Исследованиями последних лет в связи с появлением сейсмически качественных материалов по геотрансектам EUROBRIDGE и DOBRE и построением трехмерных магнитных моделей крупных регионов [12] усовершенствована методика интерпретации магнитных аномалий с целью построения пространственных и пространственно-временных (4D) магнитных моделей земной коры [14]. На количественном уровне показана обусловленность регионального и спутникового поля коровыми источниками. Для Восточно-Европейской платформы поле от магнитных источников, с верхними ограничениями в среднем на глубинах 10 км и нижними на 30-55 км с намагниченностью 0.5-4.0 А/м, удовлетворяют приземному полю $(\Delta T)_a$ и аномальному полю Magsat.

Таким образом, исследования магнитного поля и пространственно-временного распределения глубинных магнитных неоднородностей разноранговых структур являются одними из базовых элементов при создании комплексных геолого-геофизических моделей, геодинамических (эволюционных) реконструкций и петролого-тектонических построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чекунов А.В., Гарецкий Р.Г., Ильченко Т.В. и др. Глубинное строение и геодинамика Украинского, Белорусского и Воронежского выступов докембрия и разделяющих их впадин // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1992. С. 6-19.

2. Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами / Под. Ред. Н.В.Шарова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. 116 с.

3. Магнитная модель литосферы Европы / Отв. ред. Г.И.Каратаев. Киев: Наук. думка, 1990. 168 с.

4. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы 1, П, У / Отв. ред. В.Б. Сологуб. Киев: Наук. Думка, 1987. 168 с.

5. Глубинное строение и сейсмичность Карело-Кольского региона / Под ред. Н.В.Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.

6. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. Думка, 1982. 216 с.

7. Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Мозговая А.П. Сравнительная характеристика глубинных магнитных неоднородностей Балтийского и Украинского щитов // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ АН СССР, 1992. С. 19-29.

8. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Геолого-Математический анализ комплекса геофизических полей. Киев: Наук. думка, 1986. 166 с.

9. Пашкевич И.К., Каратаев Г.И., Апирубите Р.А. и др. Типизация земной коры по комплексу геолого-геофизических данных // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Киев: Наук. думка, 1989. 186 с.

10. Петромагнитная модель литосферы / Отв. ред. Д.М.Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 175 с.

11. Крутиховская З.А., Негруца В.З., Елисеева С.В. Историко-геологические предпосылки возникновения региональных магнитных аномалий восточной части Балтийского щита // Геофиз. журн., 1983. № 3. С. 10-19.

12. Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В. и др. 3D магнитная модель земной коры Украинского щита и ее петролого-тектоническая интерпретация // Геофиз. журн., 2006. Т. 28. № 5. С.7-17.

13. Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В. Региональные магнитные аномалии: решение фундаментальных и прикладных задач // Геофиз. журн., 1996. Т. 18. № 6. С. 3-17.

14. Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа // Геофиз. журн., 2000. Т. 22. № 6. С. 148-165.

СВЯЗЬ ГЕОСТРУКТУР ГЛАВНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ЗЕМЛИ

Оровецкий Ю.П., Коболев В.П.

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина, kobol@igph.kiev.ua

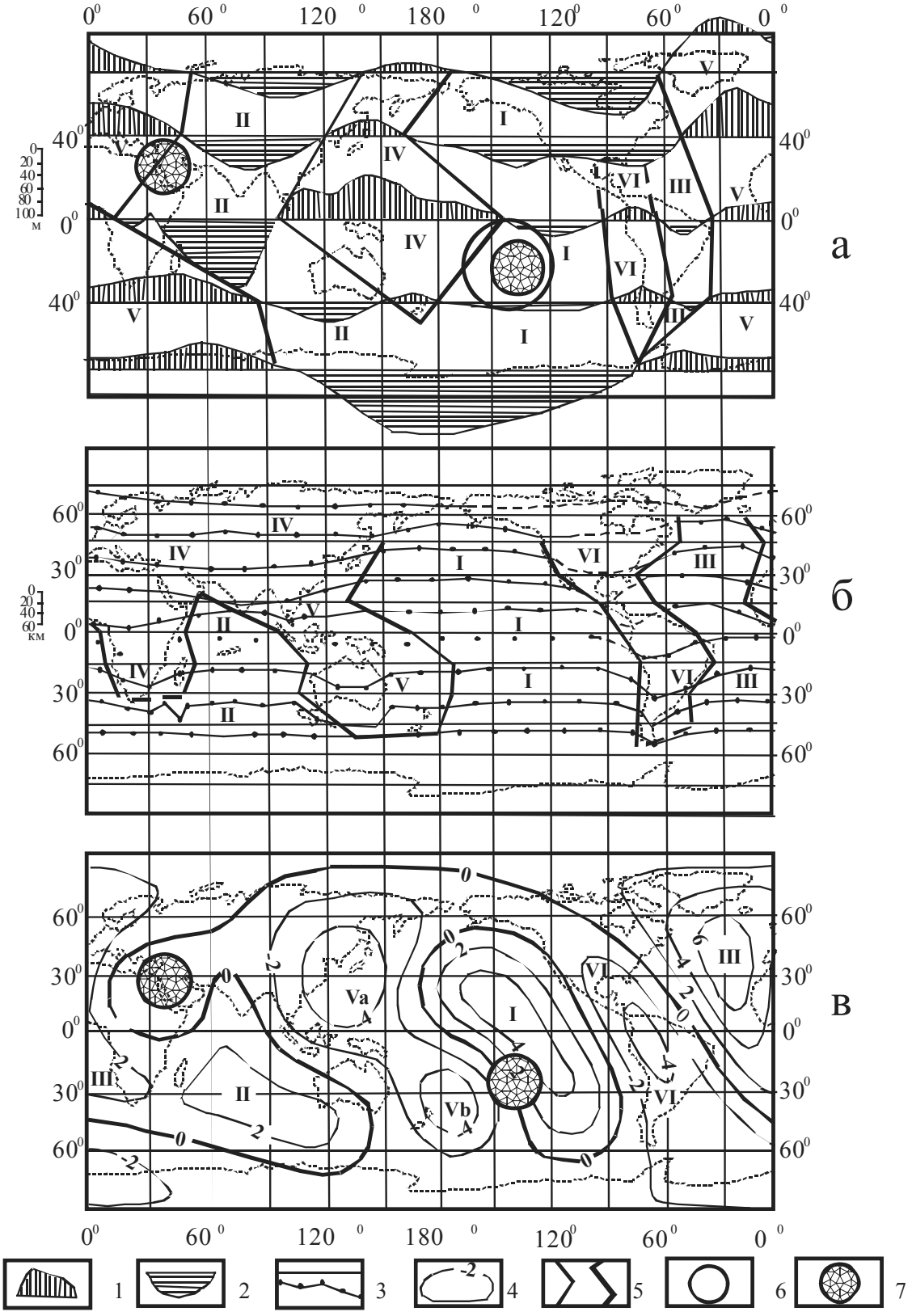
В связи с внедрением сейсмической томографии, технически стала возможной корреляция геоструктур главных поверхностей Земли – геоида, мантии и субъядра для целей теоретической геотектоники [5]. В частности эта операция может быть использована при решении задачи о реальности перемещения литосферных плит.

Априори принималось: миграция литосферных плит, к тому же усугубленная их вращением, полностью исключает согласованность тектонических планов геоструктур поверхностей, в частности верхней мантии (раздела М) и субъядра Земли, по причине залегания между ними верхней астеносферы – ложа литосферных плит – по которому они, согласно одноименной гипотезе, должны перемещаться.

При изучении закономерностей глобального масштаба удобнее пользоваться генерализованными моделями. С целью оконтуривания планетарных геотектонических структур, унаследованных и подчеркиваемых гравитационным полем Земли, проведена генерализация карты эквипотенциальной поверхности силы тяжести, или геоида [4]. Для этого на карте в виде точек фиксировались пересечения изолиний его высот с географическими параллелями. Отклонение каждой точки от географической параллели, нанесенной на карту, откладывалось в едином масштабе с целью обозначения ее абсолютной величины: выше параллели – положительной, ниже – отрицательной (рис.,а). В итоге на пяти географических параллелях установлены соответствующие ряды положительных и отрицательных высот геоида. Их корреляция по знаку позволила выделить на поверхности геоида шесть регулярно знакопеременных зон: I-III – глобальные низменности, IV-VI – такие же возвышенности. Из них зоны I-III характеризуются отрицательными значениями высот в пределах 1–100 м при средневзвешенной величине около 80 м, а зоны IV-VI имеют превышения от 10 до 60 м при средневзвешенном значении около 15 м. Превышение в 5 и более раз средневзвешенных отрицательных отклонений от положительных дает основание говорить о таком же преобладании современных погружений поверхности геоида над его воздыманиями. Регулярность смены знака заставляет думать о компенсационной природе погружений. Несмотря на сложную конфигурацию выявленных глобальных структур, обнаруживается общая тенденция ориентировки их большинства, близкая к меридиональной. Из указанной закономерности выпадают только южные части зон IV и V с диагональной СЗ-ЮВ ориентировкой.

Общие субмеридиональные направления домезозойских палеомагнитных экваторов в низких широтах современных координат близки к простираниям древних срединно-океанических хребтов [6]. Такое их положение позволяет отнести аналогичные направления тектонического плана поверхности геоида к реликтовым, а СЗ-ЮВ ориентировку считать новообразованием. Субмеридиональное заложение геоструктур геоида произошло в докембрии, активно подновлялось в палеозое и к настоящему времени обрело современные очертания. Это, в свою очередь, свидетельствует о чрезвычайной геодинамической консервативности физически гетерогенной системы геоида и исключает его мобильность в домезозойскую эру.

По свидетельству Н.Я. Кунина, «достигнутая к настоящему времени плотность сейсмической информации по рельефу $H_м$ вполне достаточна для корректных суждений об основных чертах поверхности мантии» [3]. Им же отмечаются два главных экстремума в рельефе: 8-15 км – океаническая кора и 30-50 км – континентальная кора. Отношение величины наибольшего погружения поверхности мантии к наименьшему составляет те же, что и в модели геоида, пять с лишним раз.



Распределение аномальных масс в оболочке Земли [3, 5-8] с дополнениями авторов.

Рельефы: а – поверхности геоида, б – поверхности мантии, в – поверхности субъядра; рельеф геоида: 1 – положительный, 2 – отрицательный; 3 – рельеф мантии; 4 рельеф субъядра; 5 – границы тектонических зон (геоструктур); 6 – границы сквозьмантийной низкоскоростной аномалии и суперплюма; 7 – палеоэкваториальные узлы: Красноморский и Туамоту

Схема основных морфоструктур мантии генерализована по примеру рис.,а. Только в вертикальном масштабе фигурируют километры, откладываемые от географической параллели вниз (рис.,б). Как и на предыдущей модели, здесь выделены шесть тектонических зон: I-III – поверхности океанической мантии (возвышенности); IV-VI – поверхности континентальной мантии (низменности). Это разделение проводилось по нижнему пределу океанического экстремума [3]. Тем самым условно принималось, что поверхность мантии глубже 15 км относится уже к континентальной коре. Наибольшие – до 50 км – глубины поверхности мантии континентальной коры не обнаруживают видимой пространственной закономерности. Они присутствуют в зоне IV, непосредственно под Тибетом, в зоне V, непосредственно под Австралией и в зоне VI, непосредственно под Южной Америкой. Все они связаны на земной поверхности с областями интенсивного магматизма, что утяжеляет кору: в Тибете – в альпийскую эпоху, в Австралии – в архее, в Южной Америке – в протерозое [7]. В целом же поверхность мантии под континентальной земной корой погружена на меньшие, но все же значительные глубины. Создается впечатление, что океаническая мантия, чья поверхность находится на глубине 15 км, выдавлена погрузившейся континентальной корой на более высокий уровень, в чем, собственно, и состоит известный принцип изостатической компенсации. Поскольку глубины астеносфер, на уровне которых происходит компенсация, для континентальной и океанической литосфер разные, соответственно 200 и 70 км [1], общим для них уровнем может оказаться слабовязкий сферический слой субъядра. В отличие от структур поверхности геоида, перечисленные выше тектонические зоны поверхности мантии при всей своей сложной конфигурации, обнаруживают четкую общую СЗ-ЮВ ориентировку. Это свидетельствует о несогласованности общих тектонических планов поверхностей мантии и геоида, но указывает, в частности, на хорошую пространственную корреляцию с южными частями тектонических зон IV и VI геоида (рис.,а).

Сейсмотомографические исследования позволили А. Морелли и А. Дзевонскому [8] построить карту рельефа земного субъядра (рис.,в). Поскольку она не перегружена картографическим материалом и хорошо читается в тектоническом плане, операция генерализации к ней не применялась. Однако, как и на предыдущих моделях, здесь четко просматриваются те же шесть регулярно знакопеременных тектонических зон: I-III – положительные формы рельефа с перепадами высот от 2 до 6 км. Наибольшее поднятие в рельефе субъядра располагается под северной частью Атлантического океана, наименьшее – под южной частью Индийского океана. Среднее между ними Восточно-Тихоокеанское поднятие имеет высоту 4 км, однако оно самое крупное из перечисленных по общим размерам и, таким образом, доминирует на Земле. Пониженным рельефом характеризуются тектонические зоны IV – VI. Зона V осложнена Филиппинской (Va) и Новозеландской (Vб) локальными депрессиями. Относительные глубины зон составляют 2 км, а локальных депрессий – 4 км. Тектоническая особенность этой модели – отчетливо выраженное СЗ-ЮВ простирание геоструктур, общее, как и на предыдущем уровне, для всех знакопеременных зон.

Сравнительный анализ трех главных поверхностей Земли показал повсеместное наличие над каждой из них шести регулярно знакопеременных геоструктур, которые, располагаясь друг над другом, не обнаруживают сколько-нибудь заметного латерального взаимного перемещения. Однако наиболее впечатляющим результатом этого анализа представляется обнаружение тесной коррелятивной связи между геоструктурами поверхностей мантии и субъядра (см. рис.,б, в). В постановке задачи о допустимости перемещения литосферных плит, такая геоструктурная согласованность, которую не в силах разрушить даже залегающий между ними слабовязкий слой верхней астеносферы, подчеркивает, согласно априорному условию, отсутствие, невозможность их миграции. Полагаем, что этот весьма важный геотектонический вывод вместе с материалами пространственного распределения домезозойских палеомагнитных экваторов [6], весомо оппонирует гипотезе крупномасштабного перемещения литосферных плит.

Возникновение положительных гравитационных неоднородностей внутри оболочки Земли изменяет, как указывалось, направление главного момента ее инерции. В итоге доминирующая неоднородность должна переместиться в низкие широты и разместиться там симметрично по отношению к экватору. Из всех положительных структур в рельефе субъядра такое положение занимает Восточно-Тихоокеанская неоднородность (рис.,в). Реликтовой ее назвать нельзя по причине диагонального расположения. Следовательно, это – новообразование. Представляется, что именно его гравитационная неоднородность, в своем стремлении выйти на экватор, развернула оболочку Земли и обусловила пространственное изменение положения палеомагнитных экваторов, начиная с триаса [6]. А именно, построенные по координатам соответствующих древних магнитных полюсов палеомагнитные экваторы образовали на стереографических проекциях две крупные разновозрастные группы [6]. В более древнюю, ориентированную в современных низких широтах Земли субмеридионально, вошли домезозойские палеомагнитные экваторы. Они оказались в той или иной степени пространственно привязанными к георифтогеналям срединно-океанических хребтов, имеющим в современных низких широтах Земли такие же, близкие к меридиональному, простирания. Более молодая – мезозойская – группа ориентирована в субширотном направлении, близком к современной тектонически ослабленной и потенциально рифтогенной приэкваториальной области Земли. Такая значительная по величине и разная по возрасту переориентировка палеомагнитных экваторов, установленная на статистически представительном материале, думается, не случайна. Обращает на себя внимание плане-

тарный характер указанной перестройки: горизонтально перемещаются не отдельные плиты, а одновременно и целиком их ансамбли, что свидетельствует о более глубоком расположении поверхности перемещения, нежели это принято для тектоники литосферных плит. Таким образом, грандиозная 90-градусная перестройка произошла на границе палеозоя и мезозоя, примерно 230 млн. лет тому назад, и была вызвана перемещением древней и самой крупной на Земле Восточно-Тихоокеанской гравитационной неоднородности по поверхности слабовязкого субъядра Земли [6]. Это перемещение повлекло за собой не только резкое изменение полярности геомагнитного поля в сторону его прямой намагниченности, на только сопровождалось обострением эндогенных процессов в виде планетарного платобазальтового тектономагматизма, не только вызвало общую регрессию Мирового океана в перми, но также изменило расположение климатических зон планеты в связи с изменившимся положением ее поверхности по отношению к стационарному направлению Солнечной радиации. Последнее событие привело к биотической катастрофе – вымиранию наибольшего за всю историю Земли количества семейств морских животных, представители которых не успели адаптироваться к резко изменившимся экологическим условиям планеты [2]. Трансформация геомагнитного поля и усиление глобального магматизма – эти два фактора, связанные непосредственно с жидкофазным веществом субъядра, в это время могут напрямую коррелировать с гидродинамическими его возмущениями, вызванными глобальной тектонической перестройкой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 416 с.
2. Катастрофы и история Земли. Новый униформизм. / Под ред. У. Берггена и Дж. Ван Кауверинга. – М.: Мир, 1986. – 471 с.
3. Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. – М.: Недра, 1989. – 236 с.
4. Океанология 2. Геофизика океана. Геодинамика. – М.: Наука, 1979. – 416 с.
5. Оровецкий Ю.П. Корреляция геоструктур главных поверхностей Земли // Геофиз. журн., 2002. – 24. № 4. – С. 102-108.
6. Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. Горячие пояса Земли. Киев: Наукова Думка, 2006. 312 с.
7. Тектоническая карта мира, М 1: 15 000 000 / под ред. Ю.Г.Леонова, В.Е Хаина. – Л.: Мингео СССР (ВСЕГЕИ), 1982.
8. Morelly A., Dzevonsky A. Tomography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // Nature, 1987. – V. 325, № 6. – P. 678-683.

ИЗУЧЕНИЕ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ УСТАНОВКИ СТАНЦИЙ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Прялухина Л.А., Тимичева В.М.

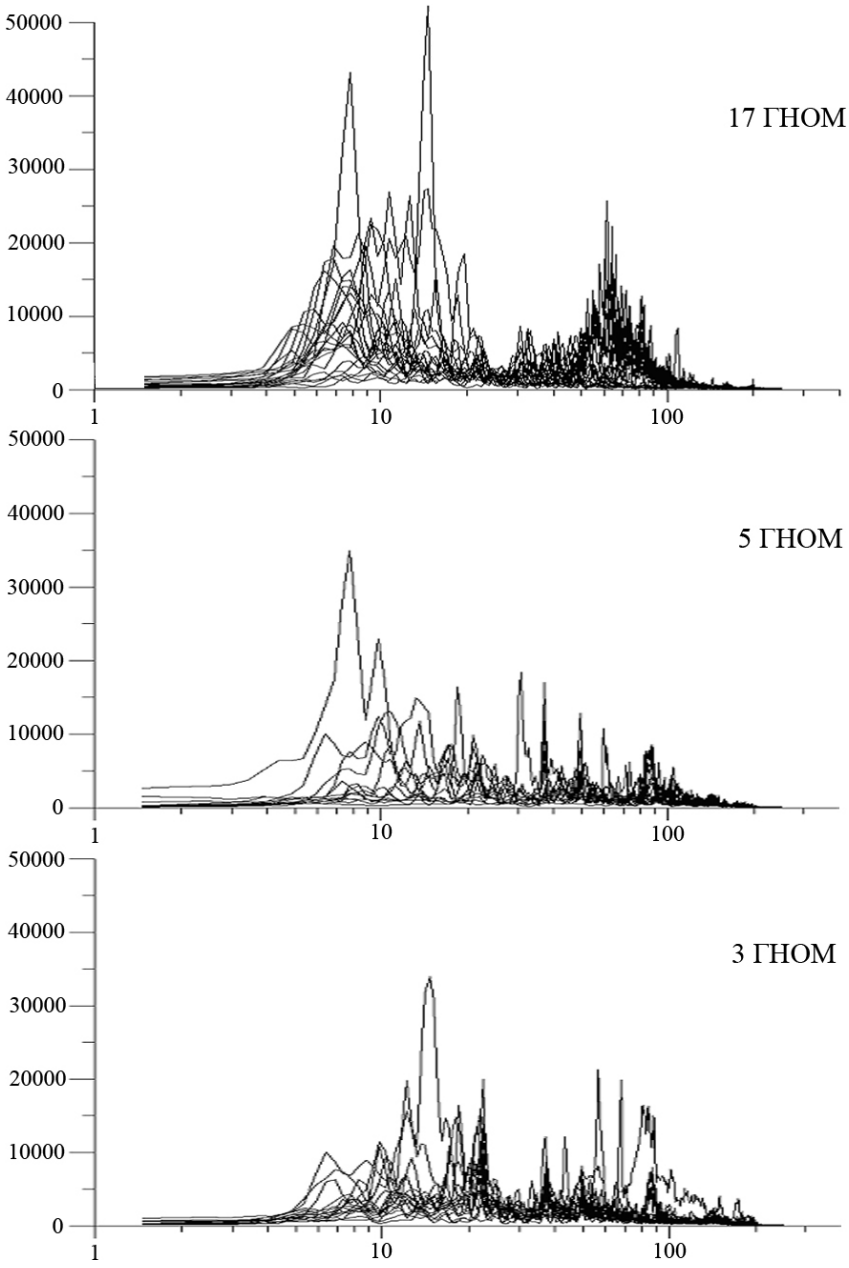
ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана», г. Санкт-Петербург, labmgm@yandex.ru, palvas@mail.ru

Мониторинговые наблюдения за изменением напряженного состояния геологической среды осуществляются путем установки в различных блоках пород приемников акустической эмиссии, а источники возмущений могут находиться как в самой среде, так и за ее пределами [1].

Внутри массива напряжение (энергия) может перераспределяться и/или накапливаться как за счет внутренней энергии, так и за счет привноса энергии от внешних источников. В некоторых блоках пород исследуемой среды происходит накопление энергии упругой отдачи. Отдача накопленной энергии происходит посредством возникновения или усиления собственных колебаний массива в целом или его составных частей.

Таким образом, можно говорить о том, что усиление собственных колебаний массива свидетельствует о накоплении и/или перемещении энергии внутри массива. Это характеризует энергоемкость массива, и возможность отдачи (передачи) энергии как внутри массива, так и за его пределы. Предвестники удаленного землетрясения, которые пришли в такой массив, могут накопить энергию упругой отдачи или усилить колебания массива на его собственных частотах и спровоцировать благодаря этому микроземлетрясения. Такие микроземлетрясения, совместно с акустическими сигналами на собственных частотах массива и/или его блоков, являются комплексными предвестниками.

Прогнозирование удаленных землетрясений по предвестникам, обнаруженным в акустической эмиссии, сигналы которой прошли сквозь имеющую блоковое строение земную кору на большие расстояния – от активизированного очага землетрясения до наблюдателя – и сохранили достаточную для их обнаружения амплитуду возможно именно благодаря явлению усиления этих сигналов в каждом блоке на их собственных (резонансных) частотах. Вот почему упругие волны задерживаются в каждом блоке до тех пор, пока их амплитуда не достигнет достаточного уровня, благодаря которому эти волны приобретают достаточную энергию для перемещения внутри геологической среды, имеющей блоковое строение от блока к блоку. Те волны, которым не хватает энергии для достижения необходимого уровня интенсивности, быстро затухают [2].



Спектры акустической эмиссии предвестников трех землетрясений, обнаруженных в трех различных соседних блоках пород одновременно

Если в блок пород будет поступать внешнее возмущение, возбуждающее колебания с частотой равной собственной частоте блока, то в пределах блока наступит резонанс с увеличением амплитуды колебаний. Амплитуда увеличится тем больше, чем больше по времени воздействие и ближе его частота к собственной частоте блока. Кроме основного резонанса с наиболее длинной для данного блока пород волной будут происходить резонансы на более коротких периодах.

Если приток энергии извне ослабевает и/или заканчивается, то амплитуда резонансных колебаний уменьшается. При постоянном притоке энергии, амплитуда резонансных колебаний может превысить амплитуду возбуждающих блок колебаний.

Именно по этой причине резонансная волна может распространяться на большие расстояния. Некоторые из таких волн приходят к наблюдателю до землетрясения, другие – после.

Таким образом, благодаря усилению акустических сигналов на пути их следования появляется возможность обнаружить не только на низких, но и на высоких частотах пришедшие от далеких очагов землетрясений достаточно слабые акустические сигналы – предвестники [2].

Исходя из изложенного выше предположения, зарегистрированные на последнем блоке (по направлению сигналов) акустические сигналы будут иметь не только повышенную амплитуду (по сравнению с первым блоком), не только собственные частоты последнего блока, но и позволят «увидеть» собственные частоты первых блоков. Таким образом, для определения места установки прогностической станции сигналы, зарегистрированные на последнем блоке, будут играть основную роль при изучении частотной характеристики и оценки возможности приема акустических сигналов определенного частотного диапазона.

Однородный массив пород может реагировать на различные геодинамические явления, связанные с тектоническими, приливными, техногенными и другими процессами. Такой массив будет также реагировать на предвестники землетрясений.

В массивах горных пород происходит трещинообразование, – которое приводит к образованию импульсов акустической эмиссии, – накопление энергии, – которое приводит к низкочастотным колебаниям, и микроземлетрясения, – которые приводят к естественному снятию напряжений в микро- и макро- очагах. Во время образования микроземлетрясений происходят высокочастотные колебания. Изучение строения массивов горных пород в качестве основания для установки мониторинговых прогностических станций является важнейшей задачей прогноза.

Рассмотрим три различных массива пород, в которых были установлены мониторинговые станции. Для сравнения полученных акустических сигналов на всех трех станциях, наблюдения проводились одновременно на всех трех блоках идентичными по своим характеристикам регистраторами.

Для эксперимента было выбрано три блока (рис.). Все три блока располагались на одинаковом расстоянии от очагов землетрясения. По всем трем блокам были рассчитаны спектры по трем предвестникам каждого из трех землетрясений в одно и тоже время (по всем трем станциям) и вынесены друг на друге для каждой станции.

Первым блоком служил массив коренных пород (по высыпкам – предположительно граниты), который, судя по рельефу, представлял собой крупный целик. На нем устанавливалась станция ГНОМ №17.

Вторым блоком являлся разбитый на меньшие блоки (до 5-ти различных размеров) массив. На этом блоке устанавливалась станция ГНОМ №5.

Третьим блоком (ГНОМ №3) служил массив надвинутых на первые два блока пород, который судя по спектрам был наиболее разрушен: 6-7 подблоков.

Очевидно, что наиболее пригодным для установки прогностической станции является первый блок. В этом блоке можно изучать частотный интервал 45-90 Гц без разделения на подинтервалы. Более низкие частоты 5-22 Гц в первый массив приходят с большей энергией и в более широком интервале частот.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глинская Н.В., Паламарчук В.К., Прялухина Л.А. Модель активной среды чувствительной к слабым предвестникам // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции: в 2 т. Т.1. Казань: Изд-во Казанск. Гос. Ун-та, 2007г. – с.226.

2. Паламарчук В.К., Глинская Н.В. Способ краткосрочного прогноза удалённых землетрясений по медленным акустическим волнам // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции: в 2 т. Т.1. Казань: Изд-во Казанск. Гос. Ун-та, 2007г. – с.269.

ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР В НОВЕЙШИХ ДЕФОРМАЦИЯХ РЕЛЬЕФА (на примере различных геодинамических регионов)

Панина Л.В., Зайцев В.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, panina53@mail.ru, vzaitsev@mail.ru

Рельеф является чутким индикатором глубинных процессов. Изучение рельефа позволяет выявлять новейшие структуры, определять их морфологию, устанавливать взаимосвязи и соотношения с глубинными деформациями и тенденции развития на современном этапе. Структурно-геоморфологические исследования, дополненные расчетом амплитуд тектонических движений по back-stripping методике, использование компьютерных технологий и привлечение разного рода геолого-геофизических материалов являются весьма эффективными при проведении неотектонических построений в районах с различной геодинамической активностью.

Наиболее четко взаимосвязи рельефа с глубинными процессами прослеживаются в орогенных областях. Классическим примером может служить ороген Большого Кавказа, выраженный в рельефе асимметричным сводово-блоковым поднятием с пологим северным и крутым южным склонами. В его пределах отчетливо выявляются три сегмента: наиболее широкий западный (до меридиана р. Черек), объединяющий самые высокие хребты; цен-

тральный (до р. Терека), соответствующий самому узкому участку горного сооружения; и восточный включающий "выступ Дагестанского клина". Центральное положение занимает субширотное горстообразное поднятие с амплитудами 3.5-4 и более километров. С севера и юга его обрамляют внутренние и внешние системы складчато-блоковых поднятий и впадин, формирующие склоны орогена (амплитуды 2,5-3 и 1-2,5 км). Последние граничат с предгорными и межгорными впадинами, испытывающими на современном этапе существенное сокращение за счет активного разрастания горного сооружения.

Проведенными структурно-геоморфологическими исследованиями выявлена продольная и поперечная зональность, выражающаяся в сочетании разноамплитудных блоков рельефа, ограниченных «слабыми зонами» [3]. Наиболее протяженные из них объединяются в так называемые «шовные зоны» продольной ориентировки [5], которые зачастую представляют собой разломы (надвиги, взбросы, сбросы), установленные геолого-геофизическими методами. Одной из таких шовных зон является Главный Кавказский надвиг, ограничивающий с юга серию блоков одноименного хребта с максимальными абсолютными отметками и подчеркивающий его асимметричное строение. Другая субширотная Пшекиш-Тырныаузкая зона разрабатывается долиной реки Малки и отчетливо трассируется в рельефе. Уверенно дешифрируется на топографической карте и флексурно-разрывные зоны, приуроченные к границам орогена с предгорными и межгорными впадинами. На Северном Кавказе – это Ахтырский, Владикавказский разломы, надвиг Предгорного Дагестана, прослеживающиеся по геофизическим данным на значительную глубину. Так, Ахтырский разлом продолжается глубоко в мантию [10], а в мезозой-кайнозойских комплексах интерпретируется как крупный надвиг, заложившийся на орогенной стадии развития. Флексурами выражена в рельефе южная граница Большого Кавказа с Рионской и Куринской впадинами. Этим флексурам на глубине соответствуют системы надвигов и взбросов с северным падением сместителей, по которым южный склон орогена Большого Кавказа надвинут на впадины. Находят отражение в рельефе и надвиги, установленные последними данными бурения и геофизики [8].

Северо-западные и северо-восточные диагональные зоны разрывы сдвигового типа часто разрабатываются реками. К числу наиболее протяженных левосдвиговых деформаций северо-восточного простирания относятся: Баксанская, смещающая поднятие Большого Кавказа; зона разрывов, ограничивающая Дзирульский массив с востока и простирающаяся в юго-западном направлении вдоль долины р.Чорох, фрагмент которой описан ранее как Цхинвальско-Казбекский разлом [4]; зона, расположенная к востоку от Варандинской антиклинали в Дагестане, где наблюдается резкое изменение простирания субширотных структур Дагестанского клина и др. Помимо северо-восточных отчетливо дешифрируются в рельефе и зоны сдвигов северо-западного простирания, как правило, правосторонних: Восточно-Дагестанская, Датыхско-Ахловская, Предмалокавказская, Сухумская, Восточно-Черноморская и др. Их комбинации ограничивают жесткие мегаблоки, как например, Дагестанский, Владикавказский, Дзирульский.

Субмеридиональные зоны разрывов также хорошо выражены в рельефе и подтверждаются глубинными исследованиями (Анапская, Новороссийская и др.). Многие являются унаследованными от мезозойского этапа развития, что установлено анализом фаций и мощностей. Геленджикская, Туапсинская, Пшехско-Адлерская, Новоафонская, описанные ранее как поперечные флексуры [4], интерпретируются как сдвиги. Для некоторых из них (Анапская, Пшехско-Адлерская) по решению механизмов очагов землетрясений установлена взбросово-сдвиговая кинематика [11]. Наряду с блоковыми деформациями, в рельефе выявляются и молодые растущие поднятия, что наблюдается на юго-западном Черноморском побережье Кавказа.

Многие установленные деформации рельефа подчеркиваются сейсмичностью и проявлениями плиоцен – четвертичного вулканизма. Так, линейно расположенные зоны концентраций эпицентров землетрясений часто маркируют активные разломы (Владикавказский, Главный Кавказский надвиг и др.). Скопление эпицентров землетрясений наблюдается в северо-западной части Дзирульского массива, в области Дагестанской левосторонней зоны сдвигов, а также Датыхского выступа, где прослеживается Датыхско-Ахловская зона разрывов, подтверждающаяся геофизическими данными**.**

Корреляции поверхностных деформаций с глубинными структурами наблюдаются и в области орогена Малого Кавказа. Позднеорогенная структура Малого Кавказа объединяет систему поднятий так называемой Внешней Понтийско-Малокавказской дуги с амплитудами 2.5-3 и более километров [2]. Субмеридиональная зона Ахурянского разлома отделяет ее западную часть, включающую систему сводово-глыбовых поднятий (3,0-2,5 км) северо-восточного простирания, от восточной, состоящей из Ширакской впадины и Центрального Армянского вулканического нагорья. Ахурянская зона разломов, подтверждается геофизикой и маркируется плиоцен – четвертичными вулканическими извержениями. Она является отражением в рельефе системы глубинных дислокаций, простирающихся от Арагацкого массива на юге до поднятия Мокрых гор и Ахалкалакского вулканического нагорья на севере, отмеченных ранее [4].Эпицентры землетрясений приурочены к трансорогенным разломам – Акстев-Разданскому, Ахурянскому, Азатскому и др.

Таким образом, выявленный парагенез новейших структур в орогенах Большого и Малого Кавказа, зачастую связанных с проявлениями сейсмичности и вулканизма; рост горного сооружения на фоне сокращения предгорных и межгорных впадин; зарастание их поднятиями (Терско-Каспийская, Куринская); миграция русел

(русло Кубани мигрировало на север в Западно-Кубанской впадине); отмирание впадин (Восточно – Кубанская, Ширакская, Памбакская и др.) указывают на восходящий режим развития орогенов Большого и Малого Кавказа в условиях коллизионных процессов восточного сегмента Альпийского пояса.

Чутко реагирует на влияние орогена молодая Скифская платформенная равнина, соответствующая в тектоническом отношении одноименной эпигерцинской плите. Она расположена севернее Большого Кавказа и характеризуется абсолютными отметками рельефа от 0 и ниже уровня моря в Прикаспийской впадине до 500 и более метров на юге Ставропольского поднятия. Проведенные структурно-геоморфологические исследования позволили выявить новейший структурный план Скифской плиты, представляющий собой сочетание разрастающихся разноранговых поднятий преимущественно субкавказского простирания и редуцированных, сокращающихся впадин, зачастую нарушенных субширотными и субмеридиональными «слабыми зонами» (разрывов, трещиноватости, дробления пород), часто перекрытых чехлом четвертичных отложений [7]. Последние часто наследуют глубинные (вплоть до мантии) структуры. К числу подобных деформаций относятся субширотные Сальско-Манычская гряда, Западно – и Восточно – Манычские впадины, линейный характер которых обусловлен отражением в рельефе глубинного тектонического шва, представляющего собой серию разрывов глубокого заложения и прослеживающегося на значительные расстояния. Так, выраженная в рельефе Южно-Манычская «слабая зона», установлена по сейсмическим данным в кровле доюрского комплекса и фундамента и продолжается до поверхности Мохоровичича [1].

На западе Скифской плиты понижения в рельефе (лиманы Бейсугского залива) выстраиваются вдоль одноименного разлома палеозойского фундамента, интерпретируемого как главный Азовский надвиг. Субширотный Новотитаровский разлом прослеживается по геофизическим данным на глубину более 20 км и маркируется 5-7-балльными землетрясениями. Частично отражаются в рельефе Армавиро-Невиномысская зона разломов фундамента, а также Расшеватский разлом северо-западного простирания. Субмеридиональная Армавирская «слабая зона» фрагментарно (на участке долины р. Егорлык) наследует одноименную зону разрывов фундамента. Глубинные складчато-надвиговые деформации, установленные геофизикой и бурением в Терско-Каспийской предгорной впадине (Терский и Сунженский хребты), в пределах Сальско-Манычской гряды, Каневско-Березанского вала, Керченско-Азовского региона зачастую затрагивают кайнозойские отложения и отражаются в деформациях рельефа. Это свидетельствует о вовлечении Скифской плиты в современные деформации сжатия, которое испытывает на новейшем этапе ороген Большого Кавказа.

Хорошим примером воздействия окружающих орогенов на прилегающие области межгорных впадин является Кузнецкая котловина, окруженная со всех сторон горными сооружениями Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау, и Томь-Колыванской системой поднятий. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 500 м на юге до 250-200 м, а в днищах долин снижаются до 150-100 м. Структурно-геоморфологический анализ Кузнецкой котловины, дополненный полевыми наблюдениями, позволил выявить в целом сводово-блоковое ее строение, представляющее собой сочетание новейших поднятий, разделенных узкими впадинами-долинами. Поднятия первого ранга осложняются частными пликативными структурами и «слабыми зонами» северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний. Эти зоны, зачастую разрабатываются речными долинами и выявляются на геоморфологических профилях по смещениям водораздельных поверхностей и уровней речных террас. На северо-востоке Талдинского поднятия наблюдается хорошая корреляция одной из таких зон с разрывами, установленными по сейсмическим данным на глубине более 4 км. Сопоставление результатов структурно-геоморфологического дешифрирования с глубинными структурами показало, что в одних случаях деформации рельефа наследуют древние разрывные нарушения, в других – пересекают их. Выявленный «перекрестный» структурный рисунок морфоструктур рельефа Кузнецкой котловины формируется под влиянием окружающих ее горных сооружений и обусловлен коллизионными процессами Тянь-Шаньского и Алтае-Саянского орогенов.

В качестве примера отражения глубинных структур в деформациях рельефа древних платформ приведен один из районов Русской платформенной равнины, расположенный северо-западнее Бугульминско-Белебеевской возвышенности. (Абдрахмановская площадь Ромашкинского месторождения). Проведенное структурно-геоморфологическое дешифрирование с использованием космических снимков позволило выявить здесь поднятия север-северо-западного простирания, возвышающиеся над грабенами долин рек Степной Зай и Камы на 300 м, нарушенные протяженными линеаментными зонами преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний. Линеаменты меньшего ранга имеют субширотную и субмеридиональную ориентировку [9]. Компьютерная обработка результатов дешифрирования с помощью программного модуля расширения в системе “ArcView” показала, что максимальные значения плотности линеаментов приурочены к поднятиям. Проведение водородной съёмки выявило повышенную концентрацию водорода в областях, оконтуривающих эти грабены и в поперечных к ним структурах – Кудашской и Игрясьской. Установленная по рисунку гидросети зона разрывов северо-восточного простирания в западной части Абдрахмановской площади также характеризуется высокими эманациями водорода и соответствует по геофизическим данным грабенообразной структуре фундамента. Од-

нако полного соответствия структурных планов горизонтов осадочного чехла деформациям рельефа не наблюдается и последние, главным образом, наследуют структуры фундамента.

Таким образом, проведенные корреляции глубинных структур и деформаций рельефа в различных геодинамических регионах – орогенах, предгорных и межгорных впадинах, молодых и древних платформенных равнинах – убедительно показали их тесную взаимосвязь. Следует отметить, что наследуются и отражаются в рельефе структуры высокого ранга, т. е. крупные впадины и поднятия, зоны разломов. В то же время следует отметить, что точного «копирования» структур различных геологических срезов деформациями рельефа нет. В условиях новейших геодинамических обстановок, в разной степени реанимируются древние высокоранговые структуры, которые зачастую и определяют современные формы рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волож Ю.А. Строение кряжа Карпинского//Геотектоника.1999. № 1.С.28-44

2. Костенко Н.П., Панина Л.В., Брянцева Г.В. Позднеорогенная структура Малого Кавказа // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 4. С.11-20

3. Костенко Н.П., Панина Л.В. Некоторые особенности неотектонического строения и развития Кавказа на конэрозионном этапе // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания, 2001.Т.1.С.319-322

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

5. Несмеянов С.А. Типы новейших шовных зон Большого Кавказа // Прикладная геология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. М.: РЭФИА,1997.Вып.2. С.26-29

6. Панина Л.В., Костенко Н.П. Новейшие деформации на востоке Скифской плиты // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 3. С.5-12

7. Панина Л.В. Неотектоническое строение Скифской плиты // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики Материалы XLI Тектонического совещания, 2008.Т.2.С.78-82

8. Попков В.И. , Бондаренко Н.А. Тектоника орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики Материалы XLI Тектонического совещания, 2008.Т.2.С.125-130

9. Хисамов Р.С., Файззулин И.Н. и др. Геологическое строение Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения по данным дистанционных космических методов и полевой эманационной съемки // Нефтяное хозяйство.2004. №7.С.40-43

10. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе─Армавир // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001.Том 2. С.316-3206

11. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли.1996. № 12, С. 37-58.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ТОРНКВИСТА В ПРЕДЕЛАХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПОНЕНТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Петрова А.А., Демина И.М.

СПбФ ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург, aa_petrova@rambler.ru

Одной из древнейших тектонических границ, разделяющих Западную и Восточную Европу, которая прослеживается далее на восток через регион Большого и Малого Кавказа, является линия Тейссейра-Торнквиста (Т-Т) (рис.1). Она образует линеамент шириной 50-80 км и протяженностью более 2 тыс. км. Геофизическая граница проявляется в виде системы нарушений северо-западного простирания, сопровождающейся цепочкой отрицательных гравитационных аномалий. Глубинные сейсмические исследования на территории Украины и Польши показали увеличение мощности земной коры («трог Мохо») в пределах зоны Т-Т.

Анализ морских компонентных измерений геомагнитного поля в Балтийском море по галсам, пересекающим эту тектоническую границу, дает возможность изучить строение земной коры самого линеамента, характер сочленения западного и восточного его сегментов и особенности распределения магнитных неоднородностей внутри их фундаментов. Примеры результатов измерений вертикальной и горизонтальной компонент магнитного поля, выполненных на немагнитной шхуне «Заря», показаны на рис.2, 3. Положение соответствующих профилей приведено на рис.1.

Ранее [1,2,3] разными методами была выполнена интерпретация вертикальной составляющей геомагнитного поля, что позволило сделать оценку глубины залегания верхних кромок намагниченных тел и построить схему поверхности кристаллического фундамента Балтийского моря. В данной работе для изучения глубинного строения земной коры зоны Т-Т применен метод спектрально-пространственного анализа (СПАН) [4-7]. В основе метода лежит последовательная линейная фильтрация спектра исходного поля с последующим обратным преобразованием полученного набора спектров в интересующем диапазоне периодов аномалий.

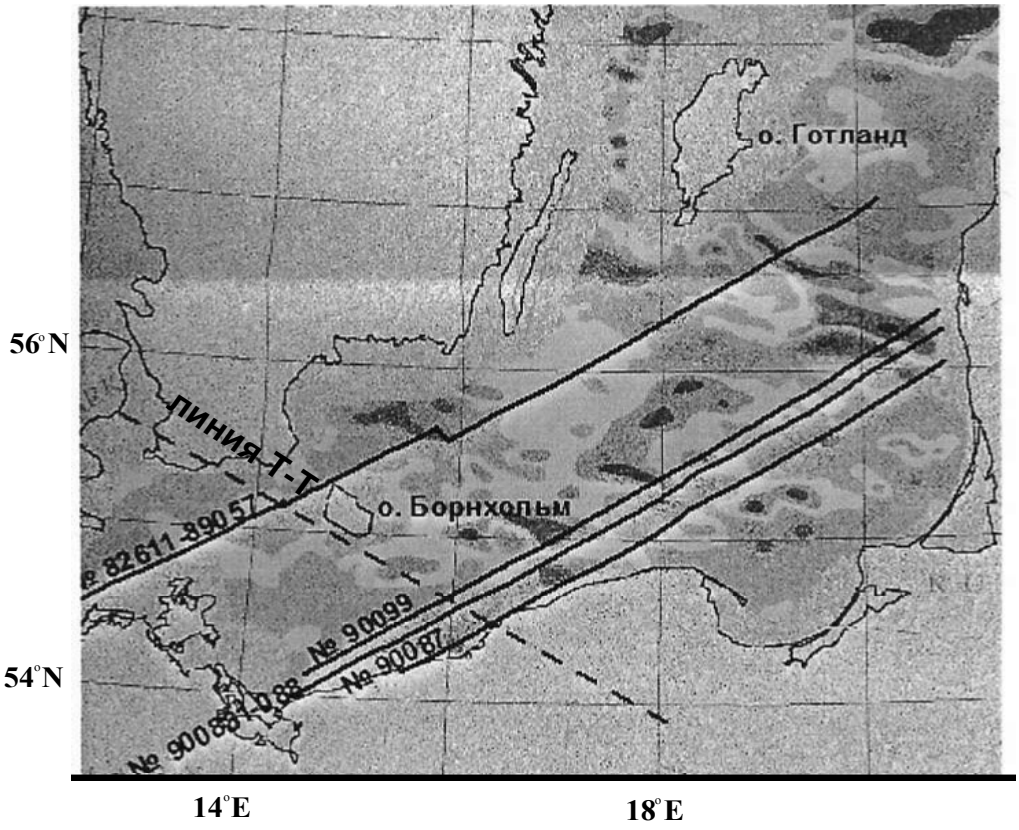


Рис.1. **Схема размещения галсов компонентной съемки относительно зоны Т-Т на акватории Балтийского моря.**

Пунктирная линия – линия Т-Т, сплошная линия – местоположение профиля, №90087 – номер галса

СПАН геомагнитного поля вдоль профиля создает пектрально - пространственное представление в виде матрицы (спанограммы), позволяющей детально исследовать структуру магнитного поля, его дисперсионные и пространственные свойства, в том числе аномалии, создаваемые как магнитными, так и слабомагнитными комплексами пород фундамента и осадочного чехла. Аномалии от магнитных геологических образований, проявляясь на геомагнитном разрезе в виде областей максимумов на соответствующих участках профиля, создают маркирующие горизонты, что позволяет провести их идентификацию и увидеть относительное распределение намагниченности пород между разными литолого-стратиграфическими комплексами. На основе экспериментально-теоретической зависимости параметров спектральной структуры магнитного поля от глубины залегания магнитовозмущающих тел по результатам СПАН, выполненного по профилям морской компонентной съемки длиной 500-1000 км, можно построить геомагнитный разрез в интервале глубин от 0.1 до 20-40 км с погрешностью 10-12%.

Геомагнитный разрез позволяет оценить мощность и характер залегания неоднородностей, отличающихся по магнитным свойствам и провести картирование структурно-вещественных комплексов на основе изменчивости физических свойств горных пород. Он дает возможность выделять контрастные поверхности и тектонические нарушения, которые отражаются в виде границ контактов пород разной намагниченности, что позволяет проследить характер сочленения отдельных структур на глубине. Для исследования глубинного строения зоны Т-Т были использованы измерения вертикальной и горизонтальной компонент геомагнитного поля по галсам, секущим ее вкрест простирания.

Профиль по галсам №82611-89057 пересекает Датско-Польский прогиб, линию Т-Т к северу от о.Борнхольм и далее идет на северо-восток до середины о. Готланд. Длина профиля составляет около 600 км, что позволило построить геомагнитный разрез до глубины 28-30 км. Результат приведен на рис.2.

Южнее о. Борнхольм параллельно профилю №82611-89057 проходят галсы №№90099, 900881-088 и 90087 (рис.1). Они секут линию Т-Т почти вкрест простирания, смещаясь в юго-восточном направлении, причем самый южный из них (№90087) идет вдоль восточного берега Балтийского моря. Длина этих профилей составляет около 450-500 км, что дает возможность построить геомагнитные разрезы до глубины 20 км (рис.3).

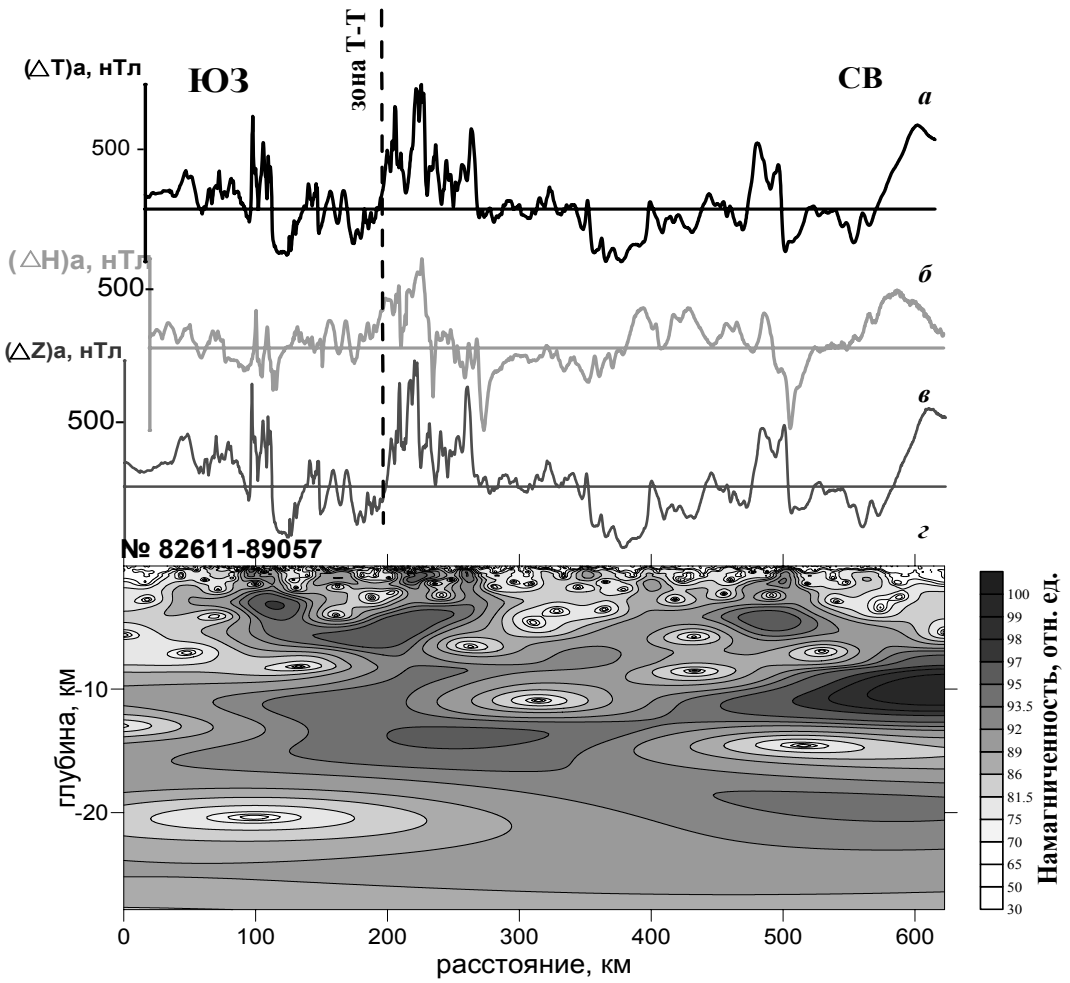


Рис.2. **Глубинный геомагнитный разрез вдоль профиля, расположенного севернее о. Борнхольм.**

Пунктирная линия – линия Т-Т. Наблюденные значения компонент геомагнитного поля:
а – $(\Delta T)_a$; б – $(\Delta H)_a$; в – $(\Delta Z)_a$. г – геомагнитный разрез, построенный по вертикальной компоненте.

Последовательное пересечение зоны линеамента Т-Т с северо-запада на юго-восток выявило степень изменения характера сочленения западного и восточного бортов линии Т-Т на всем ее простирании в пределах акватории Балтийского моря (рис.4).

Геомагнитный разрез северного наиболее протяженного профиля №82611-89057 подтвердил, что фундамент восточного борта содержит магнитные неоднородности, имеющие чешуйчато-надвиговый характер сочленения со слабомагнитными образованиями западного сегмента в интервале глубин от 2 до 10 км (рис.2). Расчеты по Z-составляющей показали, что магнитные образования восточного борта линеамента, расположенные на глубинах Н=1,5-3,5 км, 4-7 км и 8-12 км, наклонены на юго-запад, однако залегающие глубже на Н=13-15 км магнитные горизонты имеют почти горизонтальное залегание. Далее на юго-запад в районе Датско-Польского прогиба немагнитные образования распространяются до глубин 8-9 км. Там на глубине около 10 км они подстилаются слабомагнитным горизонтом мощностью от 2 до 5 км, ниже которого залегает однородная область немагнитных образований на глубинах 18-25 км. Зона Т-Т приурочена к немагнитной толще пород мощностью 5-7км (рис.2).

Сравнение характера сочленения с геомагнитными разрезами в юго-восточной части акватории показывает, что южнее о. Борнхольм происходит сначала расширение области немагнитных образований западного борта от линии Т-Т на юго-запад при сохранении мощности до 5 км (№90099). Затем, начиная с профиля №900881-088, в юго-восточном направлении идет резкое увеличение мощности немагнитных толщ западного борта от 5 до 11 км (рис.3,4). На глубине около 13 км они подстилаются слабомагнитными образованиями горизонта, погружающимся до 15-18 км под линиаментом. Фундамент восточного борта сохраняет чешуйчато-надвиговый характер сильномагнитных образований, лежащих на слабомагнитном горизонте на глубине около 8 км.

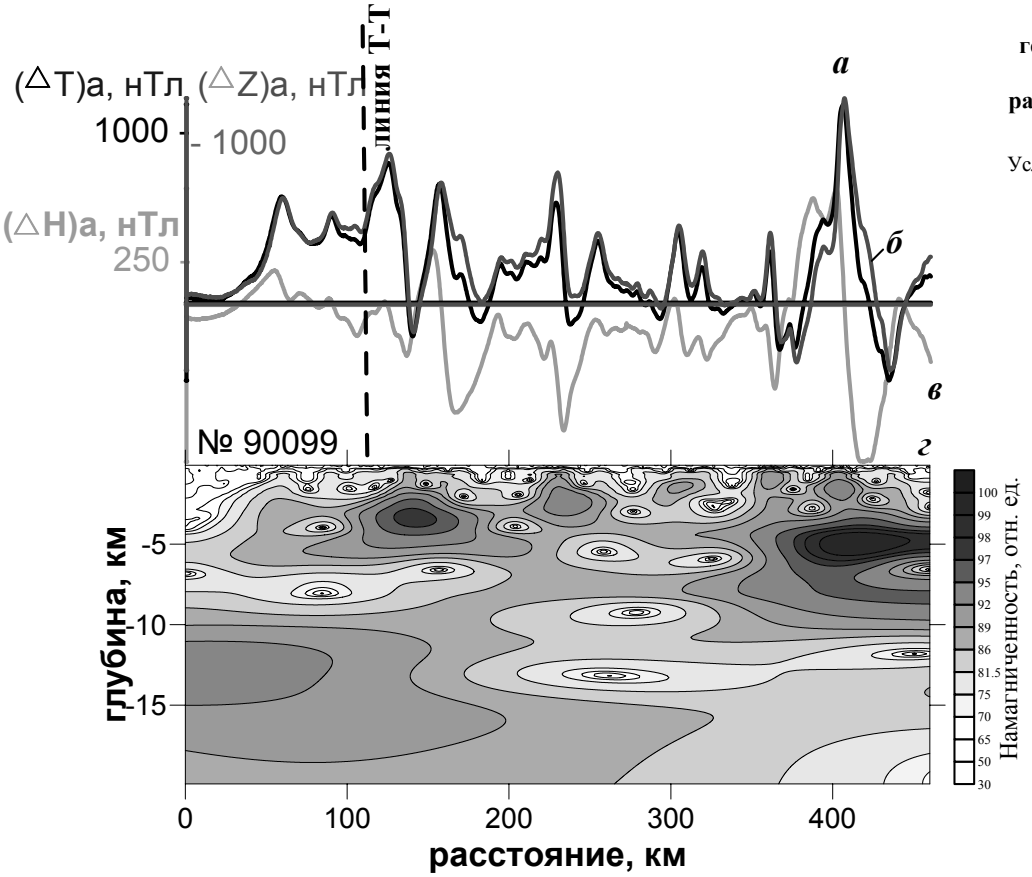


Рис.3. **Глубинный геомагнитный разрез вдоль профиля, расположенного южнее о. Борнхольм.**

Условные обозначения те же.

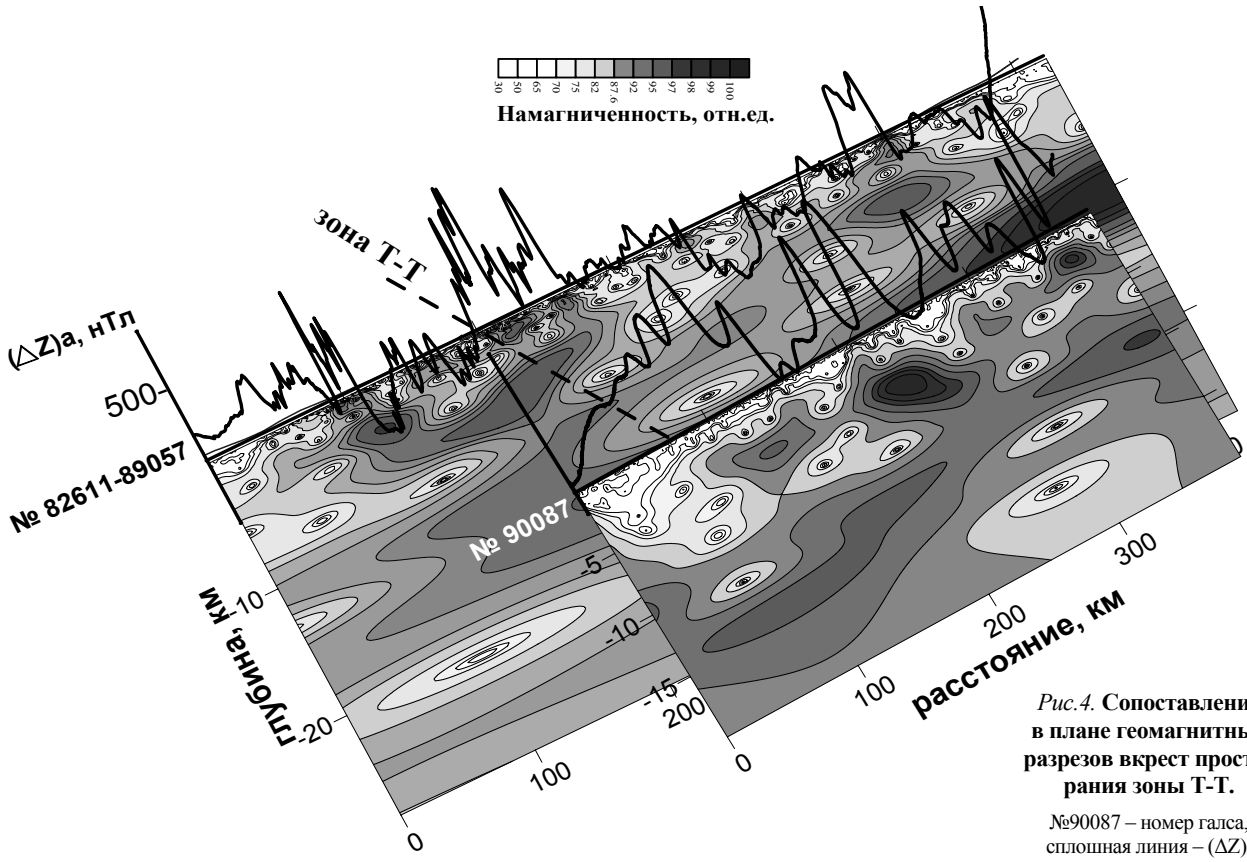


Рис.4. **Сопоставление в плане геомагнитных разрезов вкрест простирания зоны Т-Т.**

№90087 – номер галса, сплошная линия – $(\Delta Z)_a$

На основе анализа полученных результатов можно сделать следующие выводы о глубинном строении земной коры зоны Т-Т:

– Зона Т-Т расширяется от 20 км в районе Датско-Польского прогиба до 100 км к восточному побережью Балтийского моря.

– Мощность немагнитной толщи зоны Т-Т увеличивается в том же направлении от 5 до 8-11км. Наиболее ярко зона Т-Т выражена на самом восточном профиле № 90087 (рис.4).

– К северу о. Борнхольм наблюдается сдвиг зоны Т-Т в юго-западном направлении почти на 80 км. Этот результат соответствует выводам работы [8], сделанным на основе анализа сейсмических данных.

– К западу от зоны Т-Т на глубине 18-25 км обнаружена толща немагнитных образований в низах земной коры (рис.1,4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Эфендиева М.А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным // Советская геология. 1967.№4. С.88-94.

2. Голуб Д.П., Сидоров Ю.С. Строение поверхности докембрийского фундамента Балтийского моря (по данным магнитных съемок Э/С «Заря») // Океанология. 1971. Т XI. Вып. 2. С.239-244.

3. Demina I. Some Result of the Estimation of the Parameters of Magneto-Active Layer on the Bases of Digital Maps of the Geomagnetic Field Components of the Baltic Sea. // History of Oceanography. VII International Congress on the History of Oceanography. Kaliningrad 2003, P. 432-434.

4. Петрова А.А. Методика спектрально-корреляционного анализа аномального геомагнитного поля. Автореферат диссертации на соискание звания канд.ф.-м. наук. М. 1976г.

5. Петрова А.А. О влиянии рельефа фундамента на спектральную структуру аномального магнитного поля континентальных и океанических регионов // Геомагнитное поле и внутреннее строение Земли. М.: ИЗМИРАН, 1980 С.137-144.

6. Мавричев В.П., Петрова А.А., Травников В.П. Расчленение осадочного чехла по аэромагнитным данным // Труды ВНИГРИ. Л. 1982 С.50-59.

7. Петрова А.А., Колесова В.И Авторское свидетельство № 1289232 на изобретение «Способ геофизической разведки». 1986 г.

8. Guterch A., Grad M., Janic T., Materzok R., Luosto U., Yiineimi J., Luck E., Schultze A., Forste K. Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). // Geophysics. 1994. T. 319. N10. P.1489-1496.

ФОРМИРОВАНИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЦЕЛЕСТИНА В ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ (на примере Вихтовского месторождения)

Полякова Е.В.

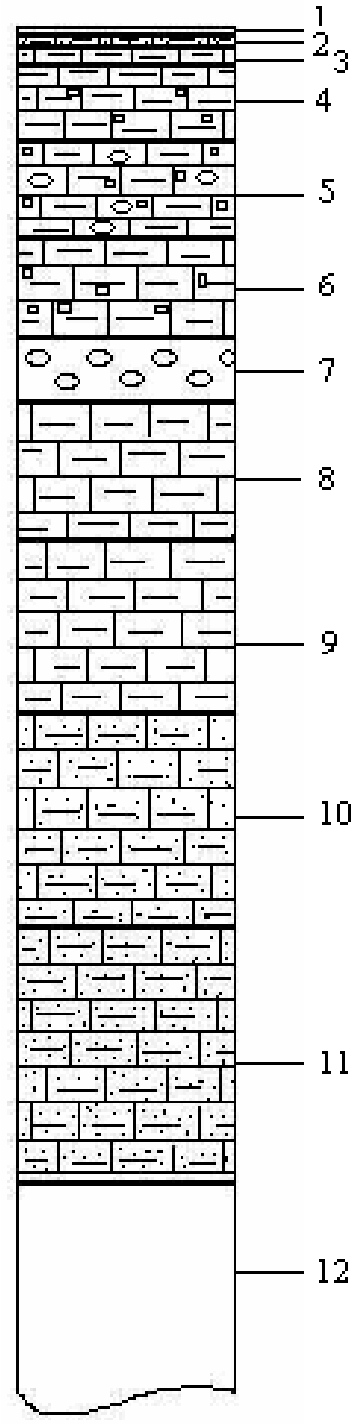
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, lenpo26@yandex.ru

На территории Архангельской области установлена довольно широкая распространенность стронция в горных породах и подземных водах. Так, наиболее обогащенными стронцием являются карбонатные отложения казанского яруса верхней перми [1]. Средние содержания данного элемента в этих породах составляют 2400 мг/кг (кларк стронция в осадочных породах − 450 мг/кг, в песчаниках – 200 мг/кг, в карбонатных породах – 610 мг/кг).

Рудопроявления стронций-содержащего минерала целестина ($SrSO_4$) наблюдаются в верхней части разреза уфимского яруса, представленной мергелями (рис. 1).

Целестин приурочен к отложениям вихтовской свиты и проявляется в обнажениях на правом берегу р. Пинеги, в 2-х км вниз по реке от деревни Вихтово. Открыто месторождение было М.Д. Едемским в конце 20-х годов (Едемский М.Д., 1934), детально охарактеризовано А.Я. Петренко (Петренко А.Я., 1940).

Месторождение ограничено с южной и с северной стороны обрывистым берегом р. Пинеги, с востока – оврагом ручья Лопатина, с запада – оврагом ручья Глубокого. Район представляет собой слабо всхолмленную, в значительной части заболоченную, покрытую лесом равнину. Правый берег р. Пинеги, на котором собственно и расположено месторождение, представляет собой обрыв высотой 35-40 м над уровнем реки. Протяженность описываемого участка составляет около 400 м. Коренной берег снизу почти на половину закрыт широкой полосой осыпи, местами задернованной и поросшей кустарником. В верхней части разреза четко выделяется целестиновый горизонт мощностью около 1,5 м. Целестин в породе содержится в виде конкреций, гнезд, желваков неправильной формы, от 5 до 10 см в поперечнике, а также в виде жеод, образовавшихся в толще мергеля массой до 160 кг, разнообразных по форме (от округлых до караваеобразных) и имеющих размеры до 60-70 см. Кристаллы, имеющие окраску от голубого до темно-серого цвета, образуют друзы или щетки. Содержание целестина в руде составляет 25-63 %.



1. Растительный слой – 0,1 м

2. Красно-бурый песчано-мергелевый материал, выветренный до состояния супеси, с мелкими обломками дресвы – 0,2 м

3. Светло-серый плотный мергель с мелкой неправильной слоистостью – 0,3 м

4. Красно-бурый плотный мергель с крупной неправильной отдельностью, с редкими известковистыми стяжениями и мелкими кристалликами кальцита – 1,9 м

5. Светло-бурый плотный мергель с крупной неравномерной отдельностью, с прослоями и участками плотных светло-серых мергелистых известняков. В известняках пустоты выполнены мелкими кристалликами кальцита и кристаллами целестина – 2,5 м

6. Красно-бурые плотные мергели со стяжениями плотного светло-бурого мергеля с крупной неравномерной отдельностью, встречаются мелкие кристаллики кальцита – 2,5 м

7. Скопление кристаллов целестина голубого цвета в виде друз в светло-сером плотном мергеле – 1,5 м

8. Светло-серые плотные мергели с крупной неправильной отдельностью – 2,8 м

9. Светло-бурый плотный мергель с неправильной крупной отдельностью – 3 м

10. Темно-красный песчаный мергель с неправильной мелкой трещиноватостью, тонкозернистый – 4 м

11. Светло-коричневый песчанистый рыхлый мергель – 5 м

12. Осыпь

Рис. 1. **Разрез Вихтовского месторождения целестина**

В целом для пород уфимского яруса характерны незначительные значения содержаний стронция (452 мг/кг), но в отобранных на месторождении пробах горных пород установлены высокие (до 6000 мг/кг) концентрации стронция (рис. 2). Скопление стронция в форме целестина здесь имеет вторичное происхождение. Первоначальное накопление стронция в осадочных породах происходит в основном в процессе испарительного концентрирования морской воды в мелководных, изолированных от моря солеродных бассейнах в условиях аридного климата. На территории Архангельской области подобные бассейны и условия имели место в каменноугольное и пермское время. В ходе испарительного концентрирования морской воды в первую очередь, при минерализации порядка 70 г/л осаждались карбонаты; затем при минерализации около 140 г/л – сульфаты [2]. Стронций, входя в состав как карбонатных, так и сульфатных минералов, соосаждался и с карбонатами

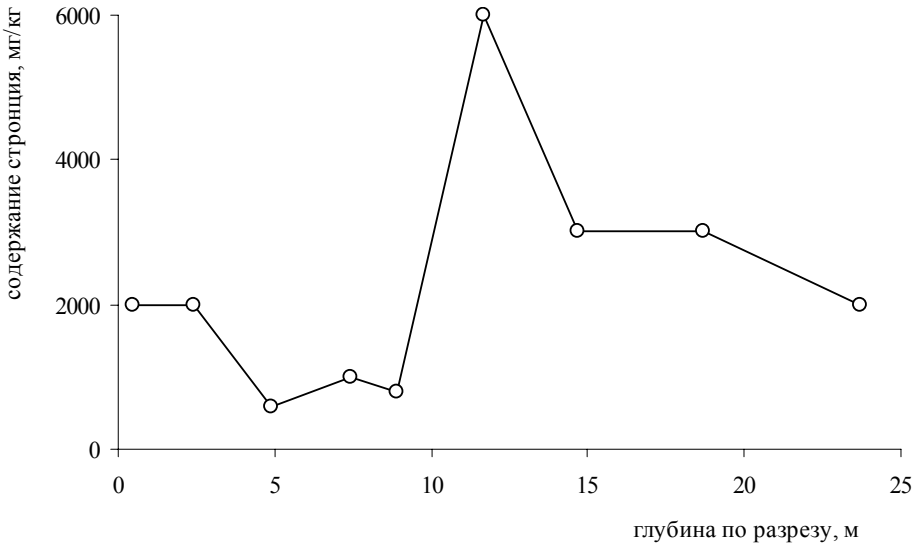


Рис. 2. **Распределение стронция по разрезу пород уфимского яруса, включающего Вихтовское месторождение целестина**

(известняками, доломитами), и с сульфатами (гипсами, ангидритами). Однако первоначальные максимальные его скопления в виде целестина, как правило, были приурочены к кровле карбонатных отложений. В нижележащие мергелистые слои стронций попадает, по-видимому, в результате промывании вышележащих казанских отложений, в которых равномерно распределен по всей толще. Этим и объясняется его скопление в виде целестина в верхней части разреза уфимского яруса верхней перми.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полякова Е.В. Распределение стронция в горных породах Юго-Восточного Беломорья // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Матер. Всероссийской конференции с иностр. участием, посвященной 50-летию СО РАН. Улан-Удэ: СО РАН, 2007. С. 135-138
2. Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Д. Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. – 272 с.

КОРОМАНТИЙНЫЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ЛИТОСФЕРЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Пономарева Т.А.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Ponomarev@geo.komisc.ru

Геологическим истолкованием природы гравитационного поля Урала и сопредельных территорий занимались в разные годы Е.М.Ананьева, Н.Г.Берлянд, Е.Б.Бельтенева, В.Э.Волк, Р.А.Гафаров, В.А.Дедеев, Б.В.Дорофеев, В.С.Дружинин, Е.А.Егоркин, О.Г.Жеро, И.В.Запорожцева, О.В.Шкутова и другие.

Гравитационное поле разделялось по морфологии, амплитуде, знаку, простиранию и величине аномалий, по интенсивности вертикального и горизонтального градиентов поля и ряду других признаков. В результате анализа гравитационного поля Урала было установлено, что все наблюдаемые аномальные явления, в основном, объясняются плотностными неоднородностями, характерными для верхней части земной коры. В нижней ее части гравитационный эффект в значительной степени сглажен и поэтому нижние горизонты коры в плотностном отношении представляются более однородными. Для подтверждения или опровержения последнего нами проведено районирование Полярного Урала и смежных с ним территорий с целью исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии.

В результате районирования Полярного Урала и сопредельных территорий на уровне верхней мантии выделены два крупных региона: Восточно-Европейский и Западно-Сибирский.

В Восточно-Европейском регионе на схематических картах qV_{zx} и q^2V_{zxx} с шагом вычислений q = 200 км выделяются три области: Печорская, Уральская и Зауральская.

В свою очередь, на схематических картах qV_{zx} и q^2V_{zxx} с шагом вычислений q = 50 км, каждая выделенная область представлена системой чередующихся знакопеременных линейно-вытянутых аномалий, посте-

пенно меняющих свое направление с северо-западного на субмеридиональное. Так, в пределах Печорской области региональным аномалиям северо-западного направления, выделенных на верхнемантийном уровне, в плане четко соответствуют структурные зоны Печорской плиты, установленные по фундаменту: Печоро-Колвинская (Колвинская), Хорейверская и Варандей-Адзьвинская. На тектонических картах Печоро-Колвинской и Варандей-Адзьвинской зонам соответствуют крупные авлакогены. В плане Хорейверская зона соотносится с отрицательной структурой – Хорейверской впадиной. Уральская область представлена *Приуральской*, *Западно-Уральской* и *Восточно-Уральской* зонами. В плане они соответствуют Предуральскому краевому прогибу и двум структурно-формационным зонам – Западно-Уральской (палеоконтинентальной) и Восточно-Уральской (палеоокеанической). Восточнее выделяется Зауральская область, состоящая из двух сопряженных зон: *Обской* и *Восточно-Зауральской*. В плане они соответствуют Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию.

Главные элементы архитектуры подкорового слоя на глубине 100 км.

ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Печоро-Колвинская (Колвинская) и *Варандей-Адзьвинская* зоны представлены отрицательными линейно-вытянутыми в северо-западном направлении аномалиями. По сложности строения эти зоны определенно схожи. Ширина аномалий варьирует в пределах от 50 км в центральных частях, где намечаются пережимы и усиливается частота изоаномал, до 75 км на юго-западе, где наблюдаются отрицательные изометричные аномалии интенсивностью до 50 мГал. Понижение значений интенсивности полей и локализация отрицательных аномалий на юго-запад, свидетельствует о том, что эти участки более опущены по сравнению с северо-западными, где наблюдаются локальные максимумы. Между Печоро-Колвинской и Варандей-Адзьвинской зонами расположена *Хорейверская* зона. Она сохраняет северо-западную зональность и представлена слабоинтенсивной (до 10 мГал) положительной аномалией. Присутствие в центре отрицательной аномалии предполагает, что на уровне подкорового слоя центральная ее часть выше, нежели периферийные, граничащие с вышеназванными зонами.

УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Анализ трансформированных физических полей позволяет выделить в пределах Уральской области три принципиально разные зоны: *Приуральскую*, *Западно-Уральскую* и *Восточно-Уральскую*. Приуральская и Западно-Уральская зоны выражены единой положительной аномалией, расширяющейся с юга на север от 75 до 200 км. Западная граница, разделяющая Печорскую и Уральскую области, в плане фиксирует западную границу Предуральского краевого прогиба.

По морфологии физических полей – это одна из самых сложных областей. В западной и центральной частях присутствуют изометричные аномалии, приуроченные к Коротаихинской, Косью-Роговской впадинам и тем самым подчеркивают структуры Предуральского краевого прогиба. Отрицательные значения интенсивности поля (менее 10 мГал) фиксируют факт неполностью снятого гравитационного эффекта осадочного чехла Предуральского краевого прогиба. В восточной части наблюдается линейно-вытянутая в субмеридиональном направлении аномалия шириной до 75 км. Эта положительная аномалия интенсивностью до 150 мГал в плане соответствует Западно-Уральской зоне. На уровне подкорового слоя автор оставляет эту высокоградиентную зону с прежним названием. Разделение двух структурных зон условно фиксируется по изоаномале со значением 30 мГал.

Отрицательная Восточно-Уральская зона шириной от 60 до 85 км в полях производных второго порядка представлена единственной линейно-вытянутой в субмеридиональном направлении аномалией до минус 200 мГал. Граница разделения Западно-Уральской и Восточно-Уральской зон, выделенных по геофизическим данным, является границей резкого, скачкообразного изменения физических характеристик трансформированных полей по латерали, протягивается вдоль Полярного Урала и в плане соответствует Главному Уральскому глубинному разлому (ГУГР). Природа этого разлома до сих пор остается весьма дискуссионной. Высказанное ранее рядом исследователей предположение о распространении ГУГРа вглубь нижних горизонтов земной коры и в верхнюю мантию находит на наших картах свое подтверждение. Количественные расчеты, проведенные нами, дают возможность проследить проникновение его в верхнюю мантию до глубины 300 км. Восточная граница этой зоны, в плане которой соответствует Восточно-Уральский глубинный разлом (ВУГР), четко выделяется по изоаномале с нулевым значением и, также как ГУГР, отражает резкую смену знака поля. На этом этапе интерпретации мы предполагаем, что ВУГР тоже имеет мантийное заложение.

К характерной особенности вышеописанной зоны, выделенной на уровне подкорового слоя по геофизическим данным, служит факт продолжения ее на более северных расчетных региональных профилях на северо-восток (в район современной Обской губы).

ЗАУРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

К востоку от Уральской и выделяется Зауральская область. Она в полях q^2V_{zxx} представлена в виде двух сопряженных зон: *Обской* и *Восточно-Зауральской*. Значение интенсивности варьирует в пределах от –50 до +50 мГал. Положительная зона в плане соответствует Восточно-Уральскому прогибу, а отрицательная – Зауральскому поднятию. На всем своем протяжении на поверхности она скрыта под осадочным чехлом. Рассматриваемая область территориально захватывает восточные уральские структуры, сохраняя при этом субмеридиональную направленность. Но в отличии от Восточно-Уральской зоны, Зауральская область в северных районах Западной Сибири на уровне подкорового слоя выклинивается.

Так, граница между Печоро-Колвинской и Хорейверской зонами проходит по оси отрицательной аномалии, интенсивность которой меняется с юго-востока на северо-запад от –20 мГал до менее 10 мГал. Границу, разделяющую Хорейверскую и Варандей-Адзьвинскую зоны, можно условно проследить только в юго-восточной ее части, где она почти сливается с границей между Варандей-Адзьвинской и Приуральской зонами. Напротив, последняя отчетливо прослеживается по оси отрицательной аномалии, интенсивность которой также уменьшается с юго-востока на северо-запад от –30 мГал до –10 мГал.

Западная граница Восточно-Уральской зоны проходит по центральной оси высокоградиентной положительной зоны, интенсивность которой достигает до 50 мГал. Линейно-вытянутая аномалия интенсивностью 30 мГал направлена в субмеридиональном направлении. Восточная граница вышеописываемой зоны прослеживается по осевой части отрицательной аномалии, экстремальные значения интенсивности которой в центре понижаются до –40 мГал полях qV_{zx}^1, а в полях qV_{zx}^2 – только до –10 мГал.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АРХИТЕКТУРЫ НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ ЛИТОСФЕРЫ НА ГЛУБИНЕ 400 км

Сравнивая карты трансформированных полей, подчеркивающие распределение плотностных неоднородностей в подкоровом слое и в нижних горизонтах литосферы можно заметить, что морфологические структуры гравитационного поля с увеличением глубины исследований заметно упрощаются. Отдельные структуры исчезают или объединяются, тем самым сокращая одни и увеличивая другие площади выделенных областей (Печорскую или Уральскую). На с шагом вычислений 200 км мы уже практически наблюдаем только Печорскую (с отдельными зонами) и Уральскую области. Последняя объединяется с Зауральской в единую область отрицательных значений силы тяжести. Отметим, что на нижних горизонтах литосферы Уральская область также имеет четкое продолжение на северо-восток (в район Обской губы). Последовательный сравнительный анализ трансформированных полей гравитационного поля с различными шагами вычислений, которые отражают распределение плотностных неоднородностей на определенных глубинных срезах литосферы, позволяет высказать предположение, что участкам “пережимов“ изоаномал в нижних горизонтах литосферы и в подкоровом слое отвечают зоны широтных разломов в фундаменте. На схематических картах наблюдаются три таких участка, названных нами, Байдарацким, Лонготюганским и Кожимским.

Западно-Сибирский регион заметно отличается структурой поля q^2V_{zxx} (с q = 200 км) от Печорской и Уральской областей. Он характеризуется относительно слабоинтенсивным (в среднем 30 мГал) полем вторых производных, на фоне которого просматриваются небольшие по площади кольцевые и линейные знакопеременные аномалии с различной направленностью.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АРХИТЕКТУРЫ НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ ЛИТОСФЕРЫ НА ГЛУБИНЕ 600-800 км

Выделение Восточно-Европейского и Западно-Сибирского регионов в полях с переменным шагом вычислений 600÷800 км затруднено, во-первых, из-за ограниченности расчетных профилей, во-вторых, если применить ряд вычислительных операций для продолжения графика поля Δg в периферийных частях, нельзя исключить возможности появления ошибочных и фиктивных полей. Поэтому, разделение двух регионов было достигнуто в результате анализа серии глубинных геоплотностных разрезов.

ВЫВОДЫ

1. Гравитационное поле на уровне верхней мантии имеет сложное строение. Районирование и анализ гравитационных аномалий, подчеркивающий латеральную неоднородность, позволяют выделить следующие геоструктурные элементы: регионы, области, зоны и подзоны.

2. В вертикальном разрезе верхней мантии выделяются три глубинных уровня:

– верхний (подкоровый) до глубины 100 км;

– средний (промежуточный) до глубин 400 км;

– нижний до глубины 670 км.

3. Латеральные и вертикальные неоднородности литосферы определяют ее слоисто-блоковое строение. При этом, крупные надпорядковые структуры (регионы) коррелируются с плотностными неоднородностями нижнего глубинного уровня верхней мантии, области и зоны – с неоднородностями среднего и верхнего глубинных уровней.

4. Намечается взаимосвязь распределения аномальных масс верхней мантии со структурами земной коры: блокам с наиболее высокими значениями плотности верхней мантии соответствуют складчатые области и авлакогены.

5. Граница между Западно-Уральской и Восточно-Уральской зонами, отвечает в плане ГУГРу и прослеживается вглубь верхней мантии до глубины 300 км.

6. Восточно-Уральская зона (которая на всех структурных этажах верхней мантии характеризуется, как аномально плотная) не имеет продолжения на Пай-Хой и Новую Землю, а прослеживается на северо-восток в район современной Обской губы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лыюрова Т.А. Глубинное строение Полярного Урала и сопредельных территорий по геофизическим данным// Геология и минерагения докембрия Северо-Востока Европейской платформы и Севера Урала. Тез. докл. Всероссийского совещания. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1996. С.20-21

2. Лыюрова Т..А. Глубинное строение Полярного Урала.Сыктывкар,1997.–17с.

КОСТОМУКШСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД, МАНТИЙНЫЙ ИСТОЧНИК И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Попов М.Г., Горьковец В.Я., Раевская М.Б.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, gorkovets@krc.karelia.ru

Костомукшский калиевый интрузивный комплекс представлен несколькими группами ультраосновных и основных пород: 1) лампроитами от оливин-флогопитовых разностей до флогопит-лейцитовых, мелилититами, алликитами; 2) ильменит-биотит-амфиболовыми апопироксенитовыми породами с первичномагматическим карбонатом, силикатно-карбонатными породами и калиевыми карбонатитами, содержащими в разных количествах ильменит, биотит, амфибол, карбонат, кварц; 3) щелочными меланократовыми лампрофирами камптонит-мончикитового ряда без плагиоклаза и с содержанием альбита до 15-20%; 4) керсантитами – известково-щелочными лампрофирами.

Все перечисленные выше породы в Костомукшском районе слагают дайки мощностью от 0,1 до 10-15 м, приуроченные к субмеридианальной зоне глубинных разломов протяженностью 25 км, а по данным дешефрирования высотных АФс она прослеживается к югу на 300 км. Ширина зоны достигает 20 км [1]. Дайки залегают среди лопийских вулканогенно-осадочных образований контокской и гимольской серий. Кроме даек лампроиты слагают единичные диатремы, в которых от эрозии сохранилась лишь нижняя жерловая часть разреза, представленная магматическими брекчиями с глубинными (мантийными) включениями. Глубина эрозионного среза предварительно оценивается около 1 км. На участке были съэродированы толщи карелия, свекофения, нижнего и среднего рифея. По глубине эрозионного среза лампроиты Костомукши занимают промежуточное положение между лампроитами Австралии и других регионов мира, где сохранились кратерные фации, песчанистые туфы, туфобрекчии и лампроитами Западно-Алданского региона, в котором они развиты в составе К-щелочных интрузий типа Мурунского [2] и в виде даек.

В мелкообломочной магматической брекчии диатремы 107 содержится до 50% округлых ксенолитов полностью оталькованных гипербазитов размером от нескольких миллиметров до 3х5 см и редких уплощенных угловатых ксенолитов вмещающих лопийских пород размером до 7х15 см. Упомянутые включения сцементированы лампроитом, содержащим флогопит более 70%.

В диатреме 462 крупнообломочная магматическая брекчия на 85-90% сложена ксенолитами мантийных гранатовых дунитов, нацело серпентинизированных, гранат в которых полностью замещен келифитом (тонкозернистым агрегатом хромшпинелида и хлорита). Эти глубинные включения эллипсоидальной формы имеют размер от 5х10 см до 25х35 см. Ксенолиты других пород не встречены. Цемент, выполняющий промежутки между фрагментами мощностью 2-3 см, представлен существенно флогопитовым лампроитом. В настоящее время цементирующий лампроит процессами физического выветривания превращен в дресву.

Из мантийных включений диатремы 462 и из брекчии диатремы 107 в лаборатории «РС+» С.-Петербурга Н.С. Рудашевским и Ю.А. Крецером были выделены и проанализированы минералы-спутники алмазов на микроанализаторе Camscan-4DV и спектометре Link AN-10000. Частично результаты химанализов приведены в таблицах 1,2,3.

Таблица 1

Химический состав пиропов из концентратов лампроитовой брекчии диатремы 107

	1	2	3
SiO_2	41,97	41,33	41,76
TiO_2	–	–	–
Al_2O_3	19,66	19,47	19,85
Cr_2O_3	5,26	5,70	5,56
FeO	3,47	3,88	3,90
Fe_2O_3	2,72	2,69	2,24
MnO	0,39	0,39	-
MgO	24,05	23,38	23,88
CaO	2,67	2,63	2,59
Сумма	100,17	99,50	99,84
$\frac{100 \cdot Ca}{Ca+Mg}$	7,3	7,5	7,2

Таблица 2

Химический состав хромдиопсидов из концентратов лампроитовой брекчии диатремы 107 (ан. 1-4) и из мантийных включений гипербазитов брекчии диатремы 462 (ан.5-8)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,39	55,03	53,10	55,46	54,60	54,39	54,60	54,82
TiO_2	–	–	–	–	–	–	0,33	–
Al_2O_3	0,95	1,32	4,35	3,02	2,08	2,08	2,27	1,89
Cr_2O_3	1,61	1,61	2,05	1,02	2,19	2,19	1,90	2,05
FeO	1,43	1,57	1,57	1,57	2,56	2,72	2,71	2,86
MgO	18,41	17,58	15,75	15,92	17,91	18,08	18,24	18,08
CaO	21,26	21,12	21,26	20,70	18,18	17,76	16,92	!7,76
Na_2O	1,89	1,75	2,16	2,43	1,89	2,43	2,83	2,29
K_2O	–	–	–	–	0,36	0,24	0,36	0,24
Сумма	99,93	99,99	100,24	100,12	99,77	99,81	100,18	99,99
$\frac{100 \cdot Ca}{Ca+Mg}$	45,4	46,3	49,2	48,8	42,2	41,4	40,0	41,4

Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов из концентратов лампроитовой брекчии диатремы 107 (ан. 1-5) и из мантийных включений гипербазитов брекчии диатремы 462 (ан. 6-10)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	–	–	–	–	–	–	–	0,64	-	-
TiO_2	–	0,50	2,17	1,50	–	0,83	1,34	3,51	2,34	2,50
Al_2O_3	6,62	9,26	11,91	16,26	40,64	6,81	9,07	13,04	23,44	29,49
Cr_2O_3	63,30	60,82	55,56	50,73	29,97	63,60	59,94	49,85	40,64	30,85
FeO	10,31	13,85	16,43	16,82	11,21	8,66	10,00	10,70	9,01	7,11
Fe_2O_3	4,56	2,33	0,87	1,61	0,12	3,56	3,47	4,55	5,57	7,40
MgO	14,76	13,10	12,60	12,11	17,74	16,42	16,09	17,91	18,74	20,23
Сумма	99,54	99,87	99,56	99,52	99,69	99,84	99,91	100,21	99,74	97,58

В брекчии диатремы 107 присутствуют высокохромистые, низкокальциевые, низкожелезистые фиолетовые пиропы, относящиеся к алмазоносному дунитовому парагенезису. Яркозеленые хромдиопсиды в основном кальциевые (100·Ca/Ca+Mg=44,9-51,6), не содержащие примеси K_2O, содержание MgO=15,09-18,41%. Хромшпинелиды относятся к изоморфному магнезиальному ряду магнохромит-алюмохромит-хромпикотит. Отдельные зерна с содержанием Cr_2O_3 более 62% сходны с хромшпинелидами, образующими сростки с алмазами и включения в алмазах.

В аподунитовых серпентинитах диатремы 462 гранат не встречен. Хромдиопсиды существенно отличаются от хромдиопсидов брекчии диатремы 107 постоянным высоким содержанием K_2O=0,12-0,36%, низкой величиной отношения 100·Ca/Ca+Mg=40-42,2 (пироксены субкальцевые) и более высоким содержанием MgO=17,91-18,24%. Такие хромдиопсиды характерны для тектонизированных ультрабазитов [3]. Хромшпинелиды в основном сходны с таковыми из брекчии диатремы 107, но отличаются от них более высоким содержанием TiO_2, Fe_2O_3, MgO и более низким FeO. Минералы-спутники в обоих диатремах относятся к ультраосновному парагенезису. Минералы эклогитового парагенезиса не встречены.

Из срединных частей дунитовых включений диатремы 462 сделаны химические анализы (табл.4). Количество келифитизированного граната в них варьирует от единичных мелких зерен размером десятые доли миллиметра до 10-15% от площади шлифов. Их максимальный размер 3-5 мм.

Таблица 4

Химический состав аподунитовых серпентинитов – мантийных включений из диатремы 462

	NN п/п				
	1	2	3	4	5
SiO_2	40,87	39,92	41,00	40,19	44,52
TiO_2	0,09	0,13	0,11	0,06	0,217
Al_2O_3	0,39	0,37	0,25	0,15	4,31
ΣFeO	5,28	6,19	5,08	5,81	8,17
MnO	0,181	0,172	0,164	0,153	0,14
MgO	38,13	38,98	39,05	39,32	38,0
CaO	1,17	0,88	0,80	0,36	3,50
Na_2O	0,012	0,012	0,011	0,009	0,39
K_2O	0,033	0,080	0,073	0,017	0,03
P	349	396	264	264	95
Li	25	24	26	28	1,60
Rb	1,8	2,7	2,0	0,91	0,635
Cs	0,94	0,94	1	0,94	0.032
Ba	90	90	-	90	6,989
Sr	80	80	-	80	21,1

1-4 – Химический состав аподунитовых серпентинитов различных мантийных ксенолитов диатремы 462. 5 – химический состав примитивной мантии (Sun, 1982).

Согласно представлениям М.А. Горновой с соавторами [4] кумулаты отличаются от реститов по поведению петрогенных элементов (особенно Ca и Al), нормированных по примитивной мантии. В реститах нормированные содержания Ca и Al ниже содержания в примитивной мантии. И чем круче кривая уменьшения их содержания, тем интенсивнее и обильнее была выплавка. Величина нормированных содержаний Ca и Al в серпентинизированных гранатовых дунитах диатремы 462 значительно ниже, чем в примитивной мантии и кривая уменьшения их содержания крутая. Причем уменьшение Al было большим, чем Ca. Отсюда следует вывод, что гранатовые дуниты из брекчии трубки 462 являются реститами комплементарными коматиит-базальтовым расплавам лопия (2,9-2,8 млр.лет) в Костомукшской структуре. Почти во всех лопийских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита присутствует коматиит-базальтовая субформация. Это указывает на региональный характер деплетирования мантии под щитом.

По расчетам С.А. Светова и В.Ф.Смолькина [5] в Костомукшской структуре в лопии выплавление коматиит-базальтовой магмы происходило при температуре 1850^0-1700^0C и давлении 50-70 Кбар (глубина 150-210 км). Эти PT-условия соответствуют алмаз-пироповой фации глубинности по Н.В. Соболеву [3]. Предположительно, в лопии в процессе деплетирования примитивной литосферной мантии происходила кристаллизация алмазов. Эти события во времени совпадают с рифтогенными процессами, охватившими территорию Карело-Кольского мегаблока и с воздействием суперплюма на литосферную плиту Фенноскандинавского щита.

По представлениям Е.В. Шаркова с соавторами [6] в период 2,2-2,0 млрд.лет назад, предположительно, ядро Земли полностью расплавилось и из него началось массовое поступление флюидов, обогащенных Fe, Ti, щелочами и другими несовместимыми элементами, иньецирующими подъем суперплюмов второго поколения и метасоматизирующих мантию. По другой точке зрения [7] мантия под Фенноскандинавским щитом была метасоматизирована под влиянием флюидов/расплавов, поступающих из мегалита.

Обогащение мантийных источников К-щелочных пород Российской части Фенноскандинавского щита от Приладожья до Белого моря, включая Костомукшский район, произошло около 2,0 млрд.лет назад [7]. Лампроиты Костомукши образвались из мантийного источника с изотопными характеристиками обогащенной мантии EM1 с εNd от –7,9 до –9,5 при низких изотопных отношениях стронция [7]. По этим параметрам лампроиты Костомукши близки Мельским и частично Золотицким киммелилититам и мелилититам Архангельской провинции, а также лампроитам Центрального Алдана и *Лейцит Хиллс*. На диаграмме εNd-εSr отмечается частичное перекрытие их полей.

Образование магматического очага лампроитовой магмы Костомукшского района произошло 1230 млн.лет назад, что совпадает с эпохой распада суперконтинента Колумбия. Также имеются признаки воздействия астеносферного плюма на литосферу Фенноскандинавского щита.

Приведенные выше данные позволяют высказать предположение, что образвоание лампроитового расплава Костомукшского рудного района произошло за счет частичного плавления мантийных гипербазитов, предварительно прошедших стадию деплетирования, а затем и стадию глубинного (мантийного) метасоматоза. На стадии деплетирования в мантии, предположительно, кристаллизовались алмазы на глубине 150-210 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Проскуряков В.В., Увадьев Л.И., Журавлев В.А. и др. Щелочные калиевые породы района Костомукшского железорудного месторождения (Западная Карелия). // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307, № 6. С. 1457-1460.

2. Владыкин Н.В. Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизм, генезиса и глубинных источников. // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. 2001. С. 19-45.

3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Изд-во «Наука» СО. Новосибирск. 1974. 264 с.

4. Горнова М.А., Соловьева Л.В., Глазунов О.М., Белозёрова О.Ю. Проблемы образования докембрийской литосферной мантии – геохимический анализ зернистых перидотитов из кимберлитов Сибирской платформы. // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск. 2001. С. 226-245.

5. Светов С.А., Смолькин В.Ф. Мантийные термальные аномалии в раннем докембрии (3,1-3,9 млрд. лет) Фенноскандии: TP параметры и эволюция во времени. // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск – Москва. 2002. С. 207-209.

6. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Тектономагматическое развитие Земли. // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 429-432.

7. Богатиков О.А., Кононова В.А., Носова А.А., Кондрашов И.А. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы: петрология и геохимия. // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 339-360.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ КАМПТОНИТ-МОНЧИКИТОВОГО РЯДА В КОСТОМУКШСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ РАЙОНЕ

Попов М.Г., Раевская М.Б., Горьковец В.Я.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, gorkovets@krc.karelia.ru

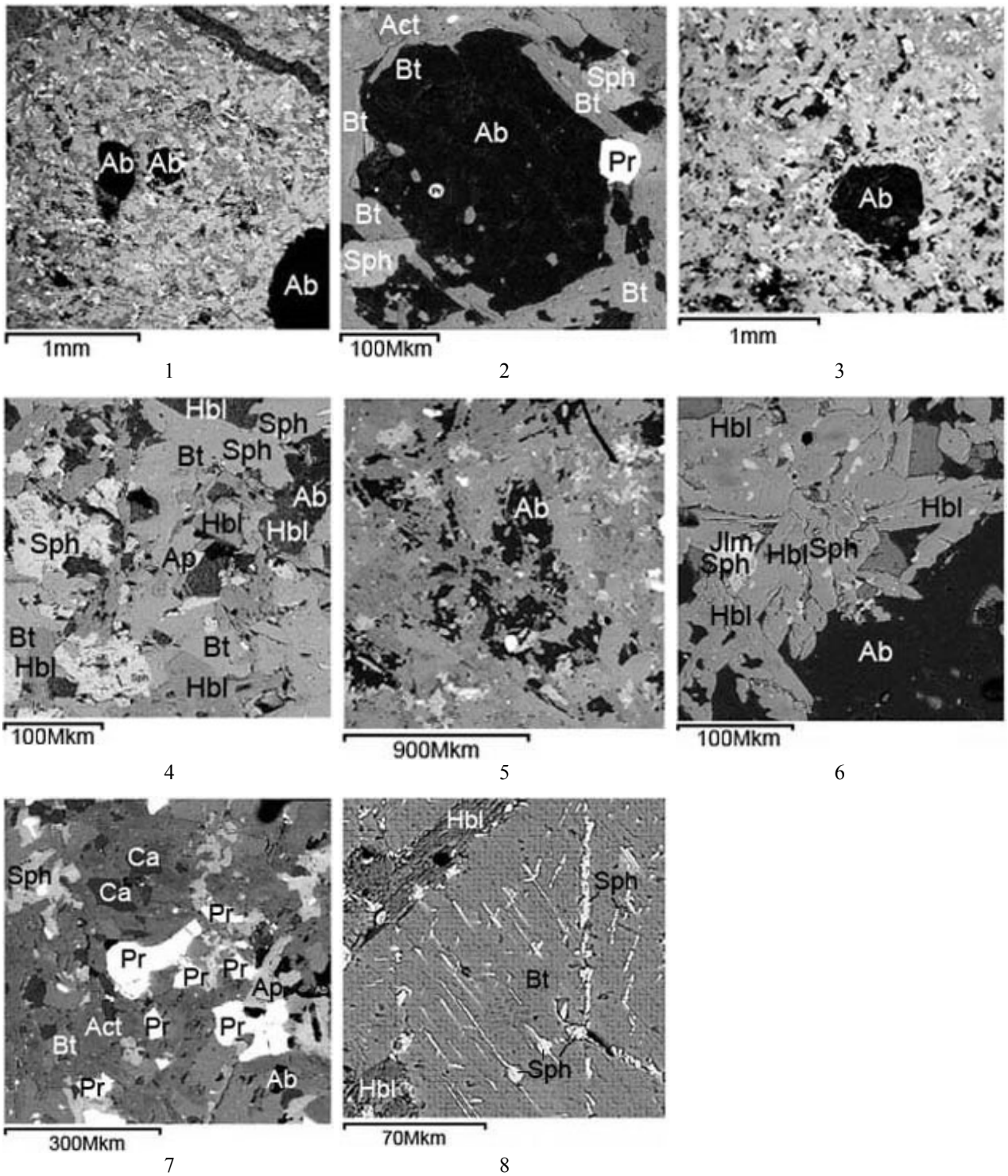
В Костомукшской гранит-зеленокаменной структуре, на Корпангском железорудном месторождении были выявлены не известные ранее маломощные (от 0,1 до 2,0 м) дайки меланократовых лампрофиров. Они приурочены к той же субмеридиональной тектонической зоне, что и другие калиевые породы и имеют те же элементы залегания. Устанавливается пространственная, структурно-тектоническая и временная близость формирования даек этих пород и лампроитов. Они иногда встречаются в одних и тех же скважинах. Их непосредственные взаимоотношения не наблюдались.

Это тонко-мелкозернистые массивные полнокристаллические породы черного и темного зеленовато-серого цвета. Для них характерна глазковая (рис. 1-4), иногда двойная глазковая и панидиоморфнозернистая (рис. 5-7) структуры. Первые обусловлены развитием альбитовых или амфиболовых округлых обособлений – глазков. В породах с панидиоморфнозернистой структурой альбит развит в виде отдельных призматических зерен и их скоплений. Обычно наблюдаются или альбитовые, или амфиболовые глазки, но иногда встречаются и те, и другие вместе. Их размер колеблется от 0,1 мм до 5 мм. Амфибол в глазках представлен тонкозернистым агрегатом короткопризматических зерен, а альбит присутствует в виде тонкозернистых удлиненных зерен развитых в виде веерообразных агрегатов. Мелкие глазки часто сложены одним или несколькими зернами альбита. Количество тремолитовых глазков в породе варьирует от одиночных до 60-80% площади шлифов, а альбитовых до 10%. Глазки в основном присутствуют в тонкозернистых породах. Основная масса между глазками массивная, тонкозернистая сложена биотитом, амфиболом, ильменитом или сфеном. Ее структура панидиоморфнозернистая, полнокристаллическая. Текстура породы массивная, в приконтактовых частях иногда сланцеватая.

Различаются две минеральные разновидности пород – ильменитовая и сфеновая. Породообразующие минералы ильменитовых разностей: амфибол 45-60%, биотит 30-40%, ильменит до 10%. Альбит не встречен. Главные минералы сфеновых разностей: амфибол 30-80%, биотит 40-55%, сфен до 10%, альбит 0-20%. В сфеновых разновидностях мелкозернистых пород центральных частей даек альбит развит в виде мелких удлиненных зерен. Глазки альбита здесь отсутствуют. Амфибол в рассматриваемых породах представлен членами ряда тремолит-актинолит-сине-зеленая роговая обманка. Тремолит больше развит в глазках и в бесплагиоклазовых разностях, сине-зеленая роговая обманка – в альбитсодержащих. В ряде шлифов в биотите присутствуют тонкозернистые (микронные) удлиненные выделения сфена, образующие сагенитоподобную решетку (рис. 8).

Для описываемых лампрофиров характерно большое разнообразие акцессорных минералов: апатит, пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, хромит, сфалерит, галенит, молибденит, барит, герсдорфит, анатаз, торит, циркон, бадделеит, сернистое и самородное серебро, ортит, монацит, кальцит.

По минеральному составу эти породы сопоставимы с глубинными ильменит (сфен) – биотитовыми горнблендитами.



Текстурно-структурные особенности щелочных лампрофиров. Изображение в отраженных электронах.

1-4 – глазковая структура; 5-7 – панидиоморфнозернистая структура, альбит развит в виде отдельных призматических зерен и их скоплений; 8 – сагенитоподобные выделения сфена в биотите

Петрохимический состав пород представлен в таблице. Породы щелочные и реже субщелочные (K_2O+Na_2O=2,47-4,79, SiO_2=39,00-43,46%), от калиевых до ультрокалиевых ($K_2O/Na_2O_{мол}$ = 1,22-7,67) ультраосновные по содержанию кремнезема, миаскитовые (K_2O/Al_2O_3 $_{мол}$=0,34-0,61, K_2O+Na_2O/Al_2O_3 $_{мол}$=0,35-0,69), железо-титанистой серии, высокожелезистые ($100\cdot FeO+Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3+MgO$=56,42-68,31), с повышенным содержанием TiO_2=3,98-5,60%.

Химический состав лампрофиров камптонит-мончикитового ряда Костомукшского района

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	39,00	39,50	40,12	41,38	43,46	40,20
TiO_2	5,36	5,60	5,30	4,14	3,98	4,08
Al_2O_3	8,11	8,74	9,45	7,33	7,70	7,25
Fe_2O_3	4,17	4,21	3,04	3,44	2,62	3,90
FeO	14,36	13,94	13,17	13,93	15,22	11,63
MnO	0,199	0,154	0,178	0,194	0,177	0,177
MgO	9,90	9,67	8,01	11,90	10,66	15,80
CaO	9,47	9,03	10,85	7,88	7,45	7,88
Na_2O	0,75	0,93	1,72	0,23	0,36	0,46
K_2O	3,57	3,54	3,07	4,12	4,34	3,06
H_2O	0,36	0,32	0,13	0,41	0,23	0,35
п.п.п.	3,05	2,95	3,68	3,40	2,62	3,56
P_2O_5	1,13	1,17	1,00	0,91	0,85	0,87
Cr_2O_3	0,061	0,055	0,035	0,083	0,068	0,119
V_2O_5	0,078	0,085	0,066	0,044	0,045	0,078
NiO	0,038	0,032	0,024	0,057	0,052	0,082
Li_2O	0,0098	0,0114	0,0097	0,0069	0,0066	0,0095
Rb_2O	0,0141	0,0148	0,0108	0,0236	0,0257	0,0119
Cs_2O	0,0016	0,0019	0,0014	0,0027	0,0028	0,0016
Сумма	99,66	99,98	99,90	99,50	99,89	99,55
K_2O/Na_2O	4,76	3,81	1,78	17,91	12,05	6,65
K_2O/Al_2O_3	0,44	0,41	0,32	0,56	0,56	0,42

Химические анализы выполнены в Аналитической лаборатории ИГ Кар. НЦ РАН химиками-аналитиками Утицыной В.А., Полищук А.И., Питкя Н.В., Демешиной Л.М.

По минеральному составу, текстурно-структурным и петрохимическим особенностям рассматриваемые породы являются щелочными лампрофирами и более всего соответствуют разновидностям ряда камптонит-мончикит.

ВЛИЯНИЕ НАВЕДЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ (на примере некоторых сейсмоактивных регионов Северо-Западного Предкавказья)

Попова О.Г.[1], Коновалов Ю.Ф. [2], Недядько В.В. [2], Фоменко В.А. [3]

[1] Институт геоэкологии РАН, г. Москва, oksana-p@list.ru
[2] ОП Центр ГЕОН, ГФУП ВНИИ Геофизика, г. Москва, geon_movz@mail.ru
[3] ГНЦФУГП Южморгео, г. Геленджик, dmitrienko@ymg.ru

Оценка сейсмической опасности и прогноз землетрясений представляют собой глобальную научно-техническую проблему. Наибольшая актуальность этой проблемы характерна для сейсмоопасных урбанизированных территорий. К последним относятся ряд районов Ставропольского и Краснодарского края и особенно районы Черноморского побережья Кавказа.

В статье представлены материалы сейсмического мониторинга, проводимого на Северном Кавказе (Кавминводский прогностический полигон) в 2004-2006 годах и материалы, полученные на Геленджикском полигоне в 2006 году. Эти материалы интересны не только с точки зрения изучения геодинамики среды при подготовке местных тектонических землетрясений, но и с точки зрения оценки возможного влияния наведенных процессов от далеких сильных землетрясений на напряженное состояние среды. На обоих полигонах установлены цифровые 3-х компонентные станции «Дельта-Геон». При обработке использовалась методика оценки напряженного состояния и анизотропных свойств геологической среды, использующая энергию обменных волн PS от далеких землетрясений [1, 2]. Суть методики состоит в том, что для разных интервалов наблюдения строятся схемы пространственного распределения показателя анизотропности среды γ=Er/Ev , где Er и Ev соответственно тангенциальная и радиальная составляющие волн PS. По полученным схемам оценивается показатель напряженного состояния S в усл. ед. [1,2].

На рис. 1 приведены схемы распределения величины γ по площади сети мониторинга Кавминводского полигона, а на рис.2 – зависимость *S(t)* от времени за одиннадцатилетний интервал наблюдений .Средний уровень значений *S(t)* существенно различается в интервале наблюдений 1995-2002 гг. и 2004-2006 гг. Отличается и количество местных землетрясений с M > 4.3, произошедших в радиусе 250…300 км от центра сети станций в эти интервалы наблюдений. Особенно сильно показатель напряженного состояния *S* возрос после катастрофического Су-

матринского землетрясения (26.12.2004, M=9.0), которое сопровождалось цунами. После этого катастрофического землетрясения в течение 2004-2006 годов произошло еще несколько разрушительных землетрясений с магнитудой M>7.0. Было сделано предположение, что на напряженное состояние среды полигона кроме местных тектонических процессов могут воздействовать процессы, связанные с глобальной сейсмичностью Земли.

Анализ зарегистрированных станциями сети мониторинга сейсмических сигналов показал, что после всех катастрофических землетрясений в течение некоторого времени наблюдались интенсивные низкочастотные поверхностные волны с периодом 15-20 с. На их фоне регистрировались местные и другие далекие землетрясения.

После всех катастрофических землетрясений резко изменялся характер схем распределения величины параметра γ, которые характеризуют анизотропные свойства среды Кавминводского полигона. После первого Суматринского землетрясения (26.12.2004) произошла резкая перестройка анизотропных свойств среды, область повышенных значений γ переместилась в восточную часть региона. С этого направления подошли поверхностные волны от катастрофического землетрясения [2]. Аналогичная перестройка среды в районе Кавминвод произошла и после других сильных землетрясений (Корякского 20.04.2006, Индонезийского 17.06.2006) и т.д. На рис.1 приведены схемы распределения величины γ для района Кавминвод за период времени с 31.08.2006 по17.12.2006. Четко видна перестройка анизотропных свойств среды после серии Курильских землетрясений (1.10.06 и 15.11. 06) (рис.1,в, г, д) по сравнению с характером распределения γ до этих землетрясений (рис. 1,а,б).

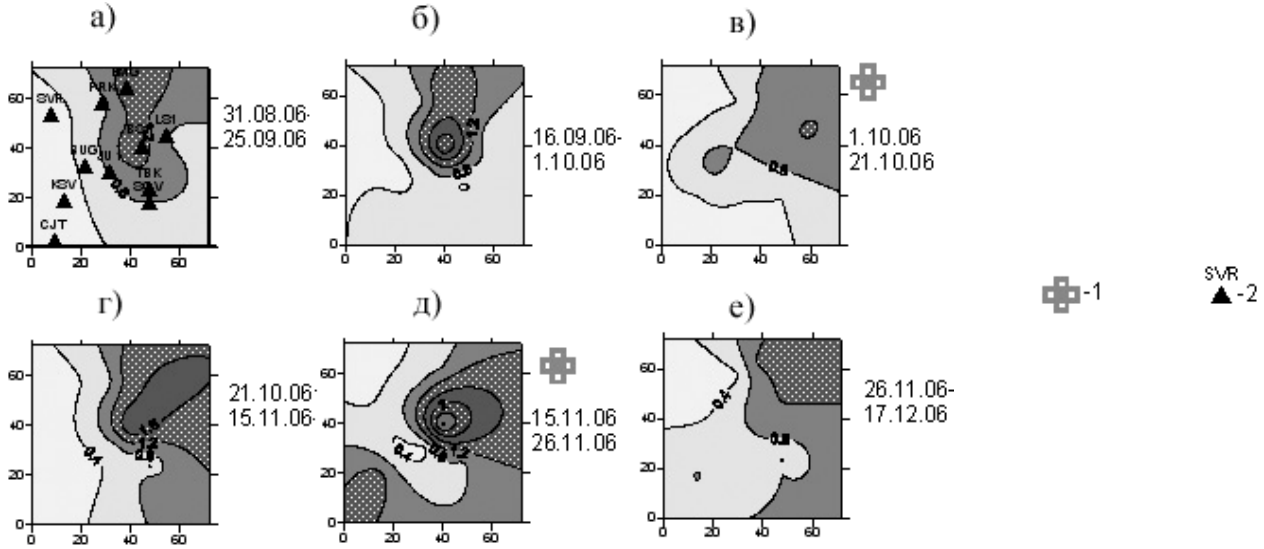


Рис.1. **Влияние наведенных процессов от сильных Курильских землетрясений (M>6,6) на характер распределения показателя анизотропности среды γ в районе Кавминводского полигона.**

1-сильные землетрясения с Курильских островов (9-16 1.10.06 и 11-24 15.11.06)
2- станции наблюдения Кавминводского полигона

Рассчитанный по схемам распределения величины γ показатель степени напряженного состояния среды *S* для интервалов времени после катастрофических землетрясений резко увеличился (рис. 2). Было сделано предположение, что такое возрастание степени анизотропности и напряженности среды Кавминводского полигона после катастрофических землетрясений связано с приходом интенсивных низкочастотных поверхностных волн. При малой длительности воздействия поверхностных волн напряженное состояние среды изменяется в меньшей степени. В результате усиления напряженного состояния среды после всех катастрофических землетрясений в радиусе до 300 км от сети зафиксировано усиление местной сейсмической активности с магнитудами M>4.3 (рис. 2).

Влияние наведенных процессов от далеких землетрясений проявляются и по материалам наблюдений на Геленджикском полигоне за 2006 год. Были построены схемы распределения показателя анизотропности γ по площади полигона для двух интервалов наблюдения (май-август) (рис.3а) и (сентябрь-декабрь) (рис.3б) 2006 года. Для первого интервала наблюдения (май-август) (рис. 3а) наибольшая степень анизотропности среды, а, следовательно, и более высокая степень напряженного состояния среды характерна для п.н.2 (Анапа) и п.н.4 (Михайловский перевал). Особенно четко это видно для района п.н. 2.

Совмещение схемы распределения величины γ с распределением по площади исследования эпицентров местных землетрясений (за интервал времени май-август) показало, что большинство местных землетрясений с M=1,9-2,9 приурочено к областям с повышенными значениями γ в районе п.н.2 (на побережье и в акватории), а

также к краевой части области с повышенными значениями γ в районе п.н. 4. Можно сказать, что степень сейсмической активности изучаемого района в мае-августе в основном определялась анизотропными свойствами среды в районе исследования, связанными с ее напряженным состоянием [4,5].

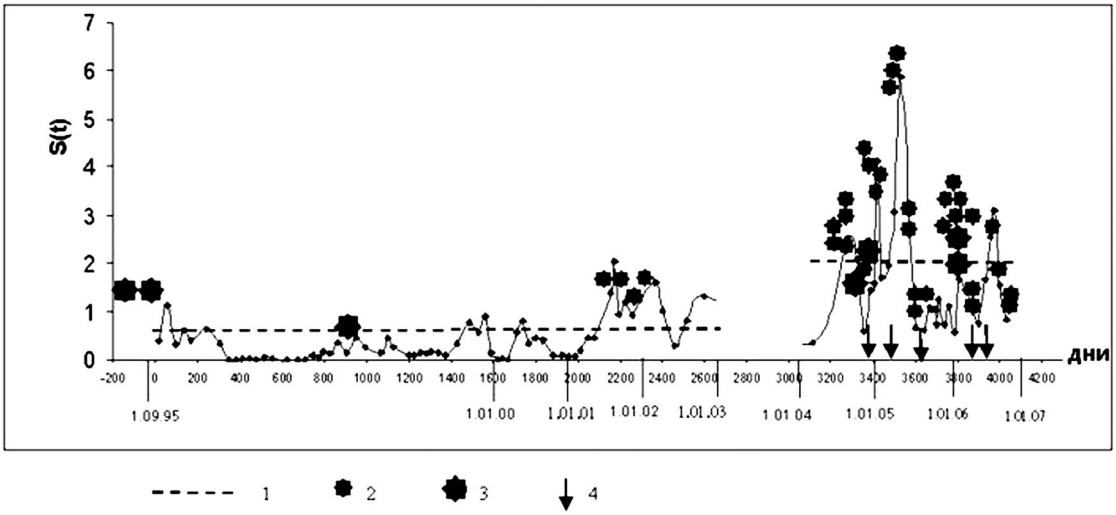


Рис.2. **Зависимость S(t) в интервале времени 1995-2006г.**

1-средний уровень величины S(t), 2 и 3 местные землетрясения соответственно с 4.3<M< 5.0 и с M>5.0
в радиусе 250…300 км от центра сети станций , 4- расположение во времени сильных далеких землетрясений с M>7.0

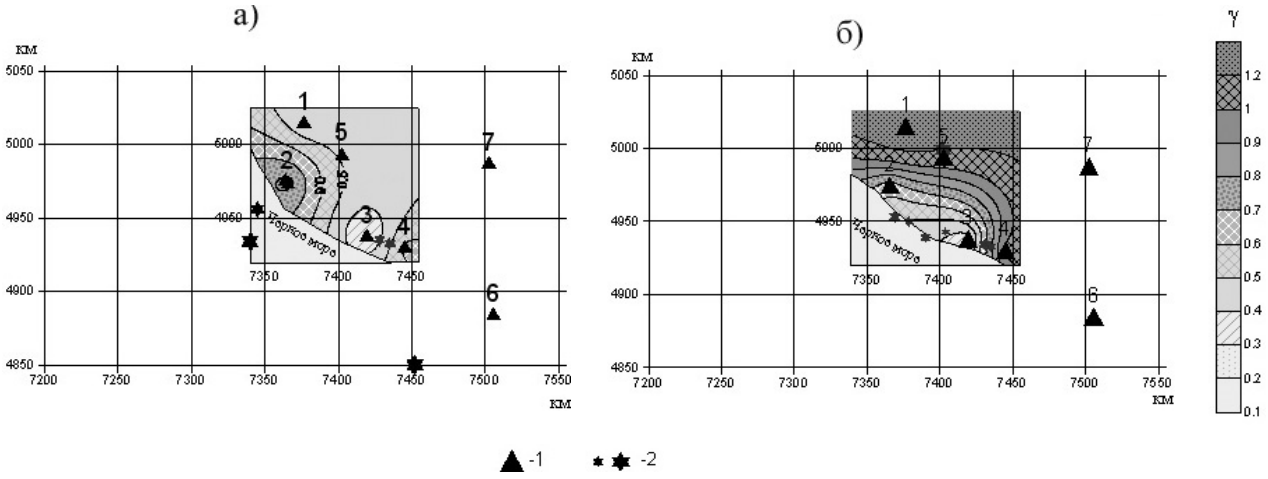


Рис.3. **Схемы распределения показателя анизотропности среды γ=Er/Ev**
по площади Геленджикского полигона для разных интервалов наблюдения:

а) май-август, б) сентябрь-декабрь
1 – пункты наблюдения Геленджикского полигона, 2 – местные землетрясения разной магнитуды

Во втором временном интервале (сентябрь-декабрь) характер схемы распределения величины γ резко изменился (рис.3б). Область максимальных значений γ обрамляет с севера и северо-востока территорию полигона, уровень значений γ существенно выше, чем это имело место в мае-августе. Произошедшие изменения анизотропных свойств, связанных, как известно, с изменением напряженного состояния никак нельзя объяснить изменением местных тектонических условий в регионе, которые определяют характер сейсмической активности в этот период времени. В сентябре-декабре не наблюдалось местных землетрясений с магнитудой M>3,0 . Вероятнее всего предположить, что резкое изменение свойств среды произошло в результате наведенных процессов от сильных далеких землетрясений с M>6.6, после которых в районе наблюдения регистрируются интенсивные поверхностные волны.

Это предположение основывается на анализе напряженного состояния среды в районе полигона Кавказских Минеральных Вод за этот же интервал времени. В сентябре – декабре в районе Курильских островов

произошла серия очень сильных землетрясений (30.09.06 9-16 1.10.06 MB=6.6; 11-24 15.11.06 MS=7.8; 11-44 15.11.06.MB=6.6), после регистрации каждого из которых в районах Северного Кавказа наблюдались интенсивные поверхностные волны. В результате воздействия этих поверхностных волн на Кавминводском полигоне резко изменился характер анизотропных свойств среды. После регистрации на Кавминводском полигоне сильного Курильского землетрясения (9-16 1.10.06) область максимальных значений γ=Er/Ev перемещается в северо – восточную часть территории полигона (рис. 1в) и удерживается там за счет воздействия наведенных процессов от последующих сильных Курильских землетрясений (рис.1д), указанных выше.

Поскольку Геленджикский и Кавминводский полигоны расположены примерно на одном расстоянии от Курильских островов и примерно в одном и том же азимуте, можно предположить, что влияние наведенных процессов от сильных землетрясений с Курильских островов сказывается в обоих регионах одинаковым образом. Именно этим фактором можно объяснить резкое изменение анизотропных свойств среды Геленджикского полигона в сентябре-декабре 2006 года (рис.3б).

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что далекие катастрофические землетрясения, после которых регистрируются интенсивные, длительные по времени поверхностные волны, могут изменять структуру анизотропных свойств и напряженное состояние среды удаленных регионов, в результате чего возрастает сейсмическая активность региона. Данный факт позволяет говорить о наведенной сейсмичности [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Кухмазов С.У.,Минина Н.А., Аверьянова А.С. Особенности геодинамики среды в сейсмоопасном районе Минераловодского выступа по материалам сейсмического мониторинга. //Разведка и охрана недр, 2003, №2,с.16-20.

2. Попова О.Г., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф. Результаты долговременного сейсмического мониторинга в сейсмоопасном районе Кавказских Минеральных вод.// Геоэкология , 2008, №2, с135-140.

3. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. 222 с.

4. Crampin S. Seismic-wave propogation through a cracked solid : polarization as a possible dilatancy diagnostic. //Geophys J.R. astr. Soc (1978) N 53, p. 426-467.

5. Crampin S. A Rewrew of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. // Wave motion № 3, 1981, p. 343-391.

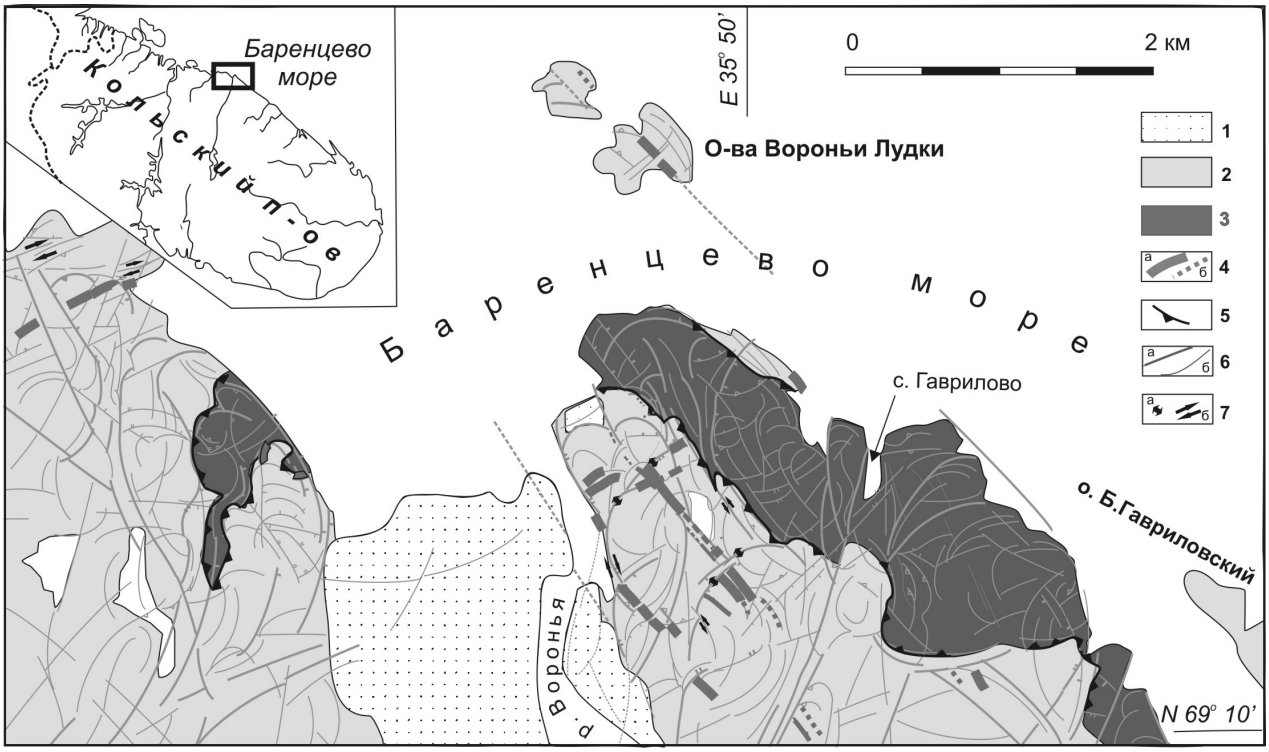
СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ СИЛЛОВ И ДАЕК ДОЛЕРИТОВ В ЮЖНОМ БОРТУ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РИФТА РИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Пржиялговский Е.С., Балуев А.С., Терехов Е.Н.

Геологический институт РАН, г. Москва, prz4@yandex.ru

На баренцевоморском побережье Кольского полуострова широко распространены проявления внутриплитного магматизма основного состава. На участке от устья р. Вороньей до устья р. Йоканьга неметаморфизованные долериты Баренцевоморского комплекса обнажаются виде силлов, пространственно и структурно связанных с разноориентированными диабазовыми дайками. Силлы или лополитообразные тела, полого залегающие среди архейских гранитоидов Мурманского блока, образуют две цепочки тел и срезаются разломом Карпинского с севера. Возраст долеритов в районе Ивановской Губы, где они занимают межпластовое положение в породах рифейского терригенного комплекса, был определен K-Ar методом еще в начале 70-х годов в интервале 975-1000 млн. лет [3], в то время как для силлоподобных тел долеритов и пикродолеритов, расположенных западнее – в районе пос. Дальние Зеленцы и около пос. Лиинахамари, Sm-Nd датировки дают палеопротерозойские значения в интервале 2.2-1.9 млрд. лет [5]. Вопрос о том, датировались ли породы разных комплексов долеритов, занимающих близкую геологическую позицию, или это синхронные образования, остается пока открытым. Тем не менее, геологические взаимоотношения с терригенным рифеем однозначно указывают на наличие рифейского или более позднего основного магматизма в этом районе.

Объектом нашего детального изучения стали хорошо обнаженные интрузии (дайки и силлоподобное тело) Баренцевоморского комплекса, прорывающие архейские граниты и гранодиориты в районе устья р. Вороньей (рисунок). Наиболее крупное тело габбродолеритов, которое по форме внедрения можно определить как силл, протягивается вдоль береговой линии Баренцева моря от р. Воронья на расстояние около 5 км до района о. Б. Гавриловский и далее с небольшими перерывами продолжается на восток до пос. Дальние Зеленцы. Изученное тело является одним из нескольких аналогичных ему интрузивных тел (или фрагментов единой интрузии), протягивающихся вдоль берега моря в виде непрерывной цепи на восток и юго-восток от р. Вороньей более чем на 40 км.



Структурно-геологическая карта района устья р. Воронья (Мурманский берег Кольского полуострова).

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты и гранодиориты мигматизированные (архей –палеопротерозой); 3-4 – магматические образования основного состава Баренцевоморского комплекса (рифей?): 3 – силлы, 4 – дайки; 5 – контакты сила с вмещающими гранитами с указанием направления падения; 6- разрывные нарушения: а- разломы; б – трещины; 7 – кинематические характеристики разломов: а – сбросы; б – сдвиги.

Силл имеет мощность до 80 м и прорывает граниты и гранодиориты, очевидно используя при внедрении пологие трещины. Эндоконтактовая зона мелкокристаллического габбро имеет мощность до нескольких метров, ороговикование гранитов незначительно и постепенно исчезает в полуметре от контакта с габбро. Хорошо обнажены как кровля, так и подошва тела, полого падающего на различных участках либо в сторону моря, либо в сторону суши с углами наклона обычно до 30^0. Большая часть силла сложена пойкилитовыми долеритами, с характерной горошчатой структурой. Пойкилиты представлены округлыми кристаллами пироксена размером 3-10 мм, которые слагают до 60-70% объема пород. В пойкилитах и между ними развиты идиоморфные кристаллы плагиоклаза. Причем те из них, которые заключены в пироксенах, изменены в большей мере, чем те, которые расположены во внешней зоне. В верхних частях разреза силла отмечаются более плагиоклазовые и даже кварцсодержащие разности габбро-долеритов. Появление идиоморфного плагиоклаза и округлых пойкилитов пироксена в породах силла может указывать на специфику условий его кристаллизации (резкий сброс давления). Силл резко уменьшается по мощности к югу и к западу, выклиниваясь к устью р. Воронья, на западном берегу которой обнажается его маломощный фрагмент. В западной части тело в целом полого наклонено к югу и в виде дуги, открытой так же к югу, фрагментарно обрамляет устье реки Вороньей. К юго-востоку от нежилого села Гаврилово силл наклонен к северу, в сторону моря, «ныряя» под о. Б. Гавриловский, который сложен гранитами. Разнонаклоненные части силла разделены отчетливо выраженной разломной зоной, протягивающейся вдоль узкого залива с. Гаврилово и далее на юго-запад, при этом сочленение имеет форму лопастей пропеллера.

На этом же участке, в непосредственной близости от силла, граниты прорывают многочисленные крутопадающие дайки мелкокристаллических диабазов двух направлений: северо-восточного и северо-западного. По мере удаления от береговой линии количество даек резко уменьшается. Мощность даек обычно составляет от метра и менее до 7-8 м, хотя некоторые достигают 25-30 м. Дайками более обильно интрудировано висячее крыло силла и именно здесь обнаруживаются наиболее мощные дайки северо-восточного простирания. В крупных дайках отчетливо выражены эндоконтактовые зоны тонкокристаллических пород иногда с афанитовой структурой (как и в приконтактовых разностях силла), экзоконтактовые изменения гранитов практически отсутствуют. Во всех дайках магматический пироксен за редким исключением замещен амфиболом или хлоритом. По химическому составу дайки разных направлений заметно отличаются друг от друга по содержаниям TiO_2, CaO, K_2O, Zr, Nb, тогда как по другим элементам весьма сходны и все они являются менее глиноземистыми, чем породы силла.

Судя по геологическим взаимоотношениям даек и силла все описанные интрузии внедрялись с незначительными интервалами, причем на последних фазах внедрения формировались наиболее мощные дайки северо-восточных трендов и, вероятно, сам долеритовый силл, который нигде не пересекается дайками. По всей видимости, дайки северо-западного простирания, чаще встречающиеся в лежачем крыле подстилающих силл гранитов, могли служить подводящими каналами для главного тела долеритов. Кровля силла оказалась более разубоженной и проницаемой для базальтового расплава, вероятно благодаря внедрению основных порций интрузии и близостью поверхности.

Системы трещин, к которым приурочены дайки, а также более поздних, смещающих дайки и границы силла, отчетливо проявляется в рельефе и на ландшафтных снимках. Обращают на себя внимание системы наклонных дуговых разрывных нарушений, развитых как внутри главного тела долеритов, так и во вмещающих гранитах, но, тем не менее, не пересекающих зону контакта и образующих независимые структурные рисунки внутри силла или в его раме. На правом берегу р. Вороньей внутри гранитов, перекрывающих силл, эти дуговые разрывы имеют явно сбросовый характер и контролируют распространение наиболее ранних протяженных даек северо-западного простирания, с видимыми в плане разнонаправленными смещениями, обусловленными разными наклонами самих даек. Вероятно, несколько позже остальных разрывных нарушений данного парагенетического ряда сформировались системы крутых раскрывающихся трещин северо-восточных трендов, вдоль которых внедрялись непротяженные, но мощные дайки поздней фазы, пересекающие без смещения (?) поперечные к ним дайки.

Образование в единой динамической обстановке практически синхронных субгоризонтальных и вертикальных (двух направлений) трещинных интрузий предполагает обстановку объемного растяжения, что в категориях стресс-анализа выражается некоторой удлиненностью оси эллипсоида деформаций и неустойчивостью положения его длинной при взаимозаменяемости осей наибольшего сжатия $\sigma 1$ и промежуточной $\sigma 2$. Подобные условия можно ожидать в геодинамических обстановках, когда положение оси растяжения не стабилизируется однонаправленным сжатием. Такова, в частности, обстановка бортовых зон растущих рифтовых трогов. Стабилизирующая роль силы тяжести при формировании упорядоченной системы листрических сбросов не столь очевидна на гипабиссальном уровне при небольшой нагрузке вышележащих пород, а силы трения на границах блоков пород между субвертикальными сбросами способствуют развитию субгоризонтальных поверхностей отслаивания (при наличии расслоенных комплексов) или соответствующих раскрывающихся трещин. При этом наклон пологих трещин растяжения в сторону трога или наоборот может быть разным даже в соседних блоках, точно так же как по-разному оказываются наклонены в бортовых зонах пачки осадочных пород. В условиях общего растяжения преобладающими структурами являются трещины отрыва, ориентировка которых может определяться малозначительными в других обстоятельствах факторами – анизотропией и прочностью блоков пород, незначительными изменениями направлений подвижек (например появлением транстенсивной составляющей вдоль сбросовых структур) и другими. Возникновение системы трещин и даек северо-восточных ориентировок, поперечных простиранию главенствующих сбросов разломной зоны Карпинского могло быть обусловлено, в частности, незначительными сдвиговыми подвижками по этим сбросам.

Следует отметить, что наблюдаемые для многих разрывных нарушений главного северо-западного простирания сдвиговые смещения достаточно упорядочены (преимущественно правосторонние), но, по всей видимости, имеют наложенный характер. Сдвиговый характер смещений при активизации рифтогенных структур наблюдается часто, и в данном случае, как это отмечалось для Кандалакшского трога [1], сдвиговые подвижки вероятно связаны с региональной эпохой палеозойской тектоно-магматической активизации. Ее проявлениями в данном районе являются кальцит-флюоритовые жилы и брекчии, развитые по вертикальным трещинам сколового типа северо-восточных простираний с антитетическими по отношению к главным сдвигам правосторонними смещениями.

Предполагается, что появление Баренцевоморского магматического комплекса генетически связано с процессами континентального рифтинга, которые активизировались в рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. В настоящее время рифейская рифтогенная впадина погребена под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита является, по всей видимости, эродированным плечом этого рифта. Разлом Карпинского, ограничивающий древнюю платформу с северо-востока, находит свое продолжение к югу от Тимана и далее на юг вдоль Предуральского прогиба, где также известны аналогичные проявления дайкового основного магматизма.

Обращает на себя внимание пространственная приуроченность разновозрастных силлов к современной границе Балтийского щита. Так изученные нами образования в Мурманском блоке протягиваются вдоль берега на расстояние более 100 км. Силлы вероятно подобного или близкого возраста развиты на Онежском п-ве [4], занимают северную часть акватории Ладожского озера, частично встречаясь на суше (м-е Калко и о. Валаам) [2]. Возможно несколько более древним является Ропручейский силл в южной части Заонежья [2]. Следует отметить, что и граниты рапакиви слагают пластовые тела, которые также отражают субгоризонтальную делимость коры. В полосе непосредственно примыкающей к границе щита известны и более древние силлы. Это силлы развитые собственно в Печенгской структуре, а также севернее её в породах архейского фундамента. Последние встречаются в полосе от г. Киркенеса до п. Лиинахамари. Здесь силы имеют мощность от 5 до 30 м, падают на юг и имеют воз-

раст около 2,2 млрд лет, поэтому они коррелируются со 2-ой толщей Печенгской структуры. Аналогичные по возрасту силлы известны и на противоположном конце Балтийского щита – в районе северной части Онежского озера. Это Пудожгорская интрузия в архейском фундаменте и Кончозерский силл – в пределах Онежского прогиба [2]. Таким образом, граница Балтийского щита на протяжении 1 млрд лет является ареной для формирования силлов и других интрузий для становления которых необходимы субгоризонтальные тектонические плоскости контролирующие их внедрение. Все они приурочены к краю щита и возможно маркируют флексурообразный перегиб пород щита под плитные комплексы. В этом случае зарождение глобального раздела – границы щит – плита произошло уже около 2 млрд. лет назад. В дальнейшем эта граница многократно активизировалась, что и привело к формированию нескольких генераций силлов.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №14 и гранта № 06-05-64848

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Геология Карелии / Ин-т геологии Карельского фил. АН СССР. Л.: Наука. 1987. 231 с.

3. Синицын А.В. О геологическом положении и возрасте изверженного комплекса основных пород Восточно-Мурманского побережья (Кольский полуостров) // Докл.АН СССР. 1963. Т.151. №4. С 930-933.

4. Станковский А.Ф., Синицын А.В., Шинкарев Н.Ф. Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вестн. ЛГУ. 1972 №18. С. 12 -20.

5. Федотов Ж.А., Марчук Т.С. Раннепротерозойский Баренцеморский дайко-силловый долеритовый комплекс: петрология и реконструкция геодинамического режима (Кольский полуостров) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики геоэкологии. Мат-лы XVIII молодежной научной конференции. С-П. 2007. С.79-82.

ОЦЕНКА ОБЛАСТИ ВЛИЯНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Прялухина Л.А., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Паламарчук В.К.

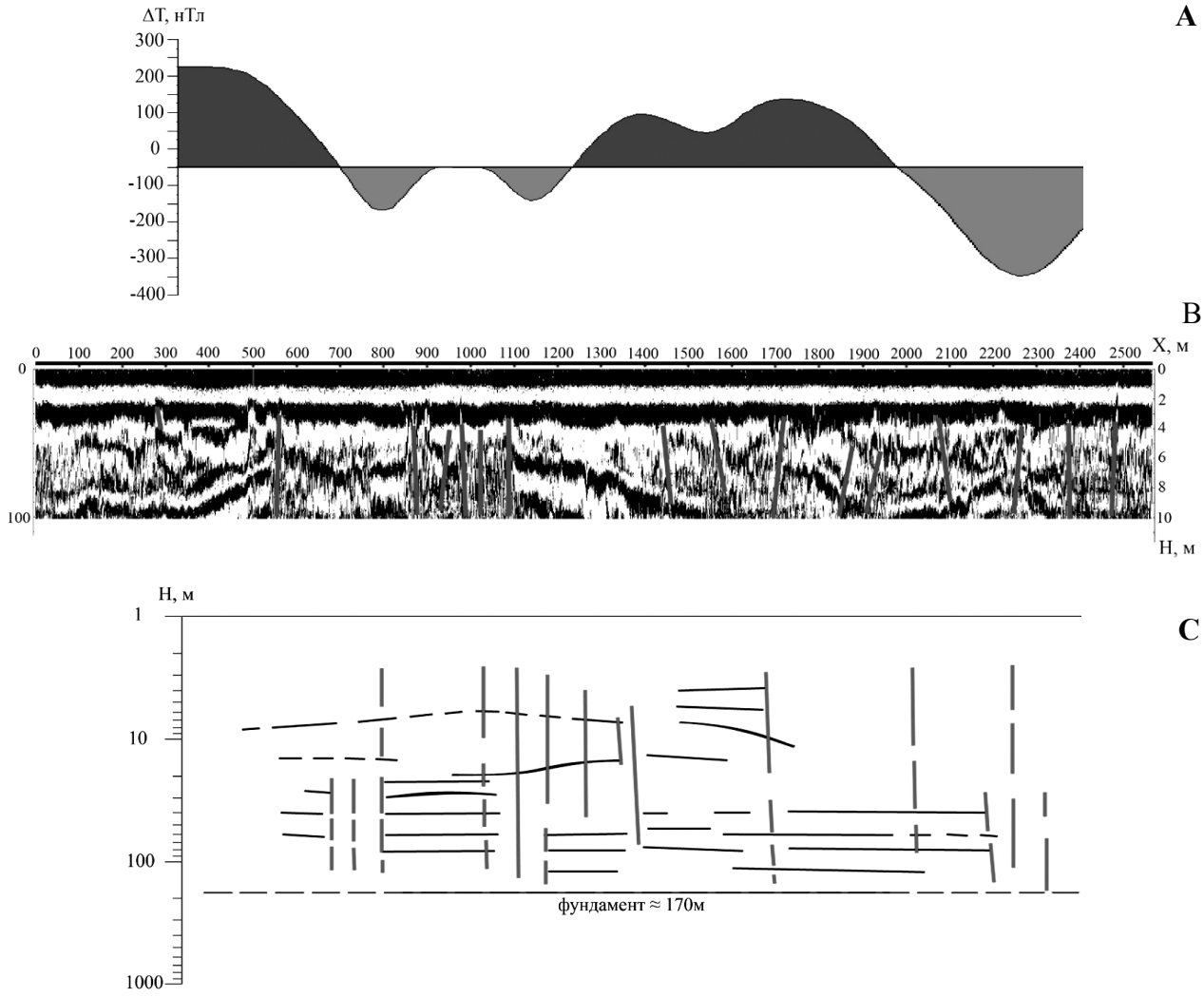
ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана», г. Санкт- Петербург, labMGM@yandex.ru

В данной работе приведены результаты геолого-геофизических и сейсмологических исследований, выполненных в Сосновоборском регионе силами ФГУП «ВНИИОкеангеология» в 2008 году. Работы проводились с целью разработки системы сейсмического мониторинга для крупных промышленных объектов. Для решения поставленной задачи силами лаборатории Многоуровневого Геофизического Мониторинга ФГУП «ВНИИОкеангеология» были выполнены магнитометрические, сейсмоакустические, электроразведочные и др. работы на суше и на акватории Копорской губы. Выполнено картирование нарушений осадочного чехла и получены результаты краткосрочного сейсмического мониторинга, проведена косвенная оценка степени активности выделенных разломов. Комплекс геофизических методов включал в себя наземные и надводные работы. Надводные работы представлены сейсмоакустической съемкой по сети маршрутов, выполненных на акватории Копорской губы.

В 2008 году проводились наземные работы по сети региональных маршрутов, расположенных вдоль береговой линии Копорской губы. Наземный комплекс методов был представлен сейсморазведкой, сейсмоакустической съемкой, магниторазведкой, электроразведкой (метод СДВР) и радиолокационной съемкой с использованием георадара типа Лоза.

В результате выполнения ВНИИОкеангеология в 1997-2008 гг. комплексных геофизических исследований на территориях и акваториях Сосновоборского района выделены слабые тектонические нарушения, контролируемые несколькими преобладающими направлениями. Часть выделенных направлений совпадает с простиранием Псковско-Палдисской зоны глубинного разлома, с которой связано Осмуссаарское землетрясение с магнитудой 4,7 и интенсивностью в эпицентре 7 баллов 25 октября 1976 года [1].

На территории Сосновоборского района и на акватории Копорской губы выделены серии слабых тектонических нарушений по данным геоморфологических и геофизических исследований. Когда они пересекаются и/или группируются в зоны, благодаря чему могут разрушаться породы осадочного чехла за счет повышенной трещиноватости и зарождаются мелкофокусные очаги землетрясения и/или возобновляются старые, то эти нарушения могут представлять опасность. Несмотря на слабую раздробленность пород в зонах некоторых разломов, их разрушения могут увеличиваться в случае повторных подвижек. Как показали исследования 1999 г., корреляция зон различной степени дробления с вертикальными движениями земной коры свидетельствуют об унаследованности в развитии зон разрывных нарушений осадочного чехла и существовании «живущих» разломов.



Комплексные геофизические исследования на профиле вдоль побережья Копорской губы (2008 год).

А – график аномального магнитного поля Земли; В – геоэлектрический разрез; С – сейсмоакустический разрез.
Горизонтальные линии – границы раздела; вертикальные – тектонические нарушения; пунктир – предполагаемые нарушения или границы

Среди выделенных в Сосновоборском районе «живущих» разломов наблюдаются такие, которые пронизывают осадочную толщу на глубину до 160-200 м и более. Они могут быть прерывистыми по глубине и не всегда достигать кристаллического фундамента. В местах прерывания нарушений могут накапливаться упругие силы, которые образуют гипоцентры мелкофокусных землетрясений. Имеются сравнительно широкие зоны, которые уходят на большие глубины и являются следствием серии слабых подвижек в течение длительного времени или интенсивных – в течение короткого времени. Они менее опасны с точки зрения образования очагов мелкофокусных землетрясений, но по ним могут происходить постоянные подвижки. Кроме того, их ширина, достигающая 5-20 м и даже 25-35 м, благоприятствует образованию каналов выхода акустической энергии на поверхность Земли. Если такие зоны (волноводы) прерывистые, то в них могут зарождаться очаги землетрясений типа «рессора». Такие модели разработаны во ВНИИОкеангеология на основании исследований верхней части разреза на акватории Копорской губы и на прилегающих к ней территориях.

Механические свойства пород верхней части разреза (ВЧР) определяются содержанием компонентов: пористостью, обводненностью, наличием пузырьков газа и скелета, образованного твердыми частицами с определенными прочностными связями между ними. Если песчаные отложения ВЧР расположены ниже уровня грунтовых вод или на акваториях, то они находятся в водонасыщенном состоянии. Если при этом их твердые частицы находятся в жидкости и не имеют контактов, то они не могут создать скелета и образуют плывуны.

Воздействие на ВЧР геодинамических нагрузок приводит к разрушению скелета и перераспределению твердых частиц. Разрушения пород скелета ВЧР происходит как в период нарастания, так и в период спада напряжений. Разрушения наступают не только от силы воздействия, но и от длительности приложенных нагрузок.

В дневном рельефе на побережье Копорской губы повсеместно наблюдаются протяженные малоамплитудные сбросы, либо взбросы, образовавшиеся, по-видимому, в результате облекания смещений тектонического характера в рельефе фундамента. Наличие в этих рельефных структурах все тех же двух основных направлений северо-западного и северо-восточного направлений свидетельствует о корреляции геодинамических структур с акватории на побережье. Наибольшую сейсмическую опасность несут в себе тектонические структуры северо-западного направления. При этом не следует забывать о структурах северо-восточного простирания, с которыми связаны многочисленные провалы, вспучивания и другие проявления геодинамических процессов на акватории Копорской губы [2]. Таким образом, район Северо-запада, по-видимому, характеризуется единой неотектонической структурой геодинамических процессов, которые уже не замедлили проявиться Осмуссаарским землетрясением в 1976 году.

Анализ геоэлектрического разреза (рис. В), полученного с помощью радиолокационного зондирования, проведенного на суше по маршруту вдоль береговой линии Копорской губы, показывает, что особенности геодинамического разреза на акватории и на суше идентичны. Выделенные на суше многочисленные вертикальные подвижки вдоль тектонических нарушений и отмеченные провалы и вспучивания в зонах воздействия сил растяжения и сжатия совпадают с аналогичными зонами на акватории. Разрез представлен для наиболее чувствительного к техногенным факторам интервалу глубин: 0÷10 м. Как следует из рисунка, контролирующий верхнюю часть разреза (ВЧР) горизонт осложнен в значительной мере техногенными факторами. Наблюдаются также горизонтальные и вертикальные подвижки, характерные для этого района в случае отсутствия техногенного влияния.

Более глубокое проникновение влияния техногенных нагрузок зафиксировано по результатам сейсмоакустической съемки (рис. С). Как следует из рисунка, влияние техногенных факторов уменьшается с глубиной по интенсивности. Отсутствие в разрезе субгоризонтальных границ раздела может свидетельствовать о разрушении скелета пород разреза в результате вертикальных тектонических подвижек, горизонтального сжатия-растяжения тектонического характера и вертикальных техногенных нагрузок.

Аномалии магнитного поля Земли (МПЗ) (рис. А) позволяют классифицировать блоки ВЧР по уплотнению (положительные аномалии) и разуплотнению (относительно отрицательные аномалии). Кроме того, аномалии МПЗ позволяют по пониженным значениям поля (относительно отрицательные аномалии) выделять тектонические нарушения, ослабленные зоны и зоны вертикальных провалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никонов А.А. Сильнейшие землетрясения из зарегистрированных инструментально на Восточно-Европейской платформе. Осмуссаарское землетрясение 25 октября 1976 года. // Материалы международной конференции «Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов, Воронеж, ВГУ, 2001, с. 155-157.

2. Глинская Н.В., Каминский В.Д. и др. Оценка сейсмической опасности для расположенных на побережье стратегически важных промышленных и гражданских объектов. // Материалы международной конференции 15-19 сентября 2003 г. «Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия». – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003, стр. 103-107.

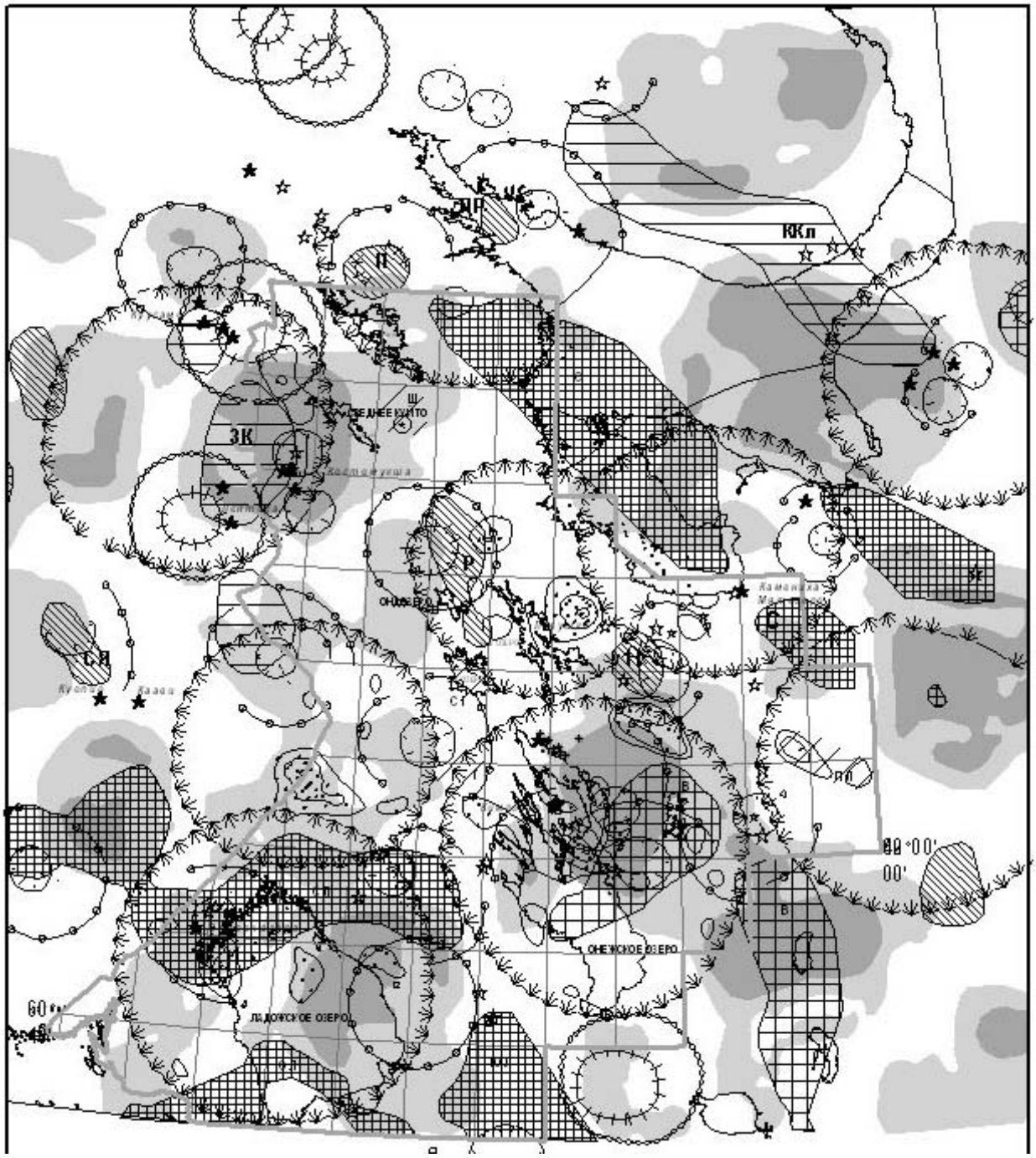
АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ «ОЧАГОВЫХ» НЕОДНОРОДНОСТЕЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗНО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КАРЕЛИИ НА АЛМАЗЫ

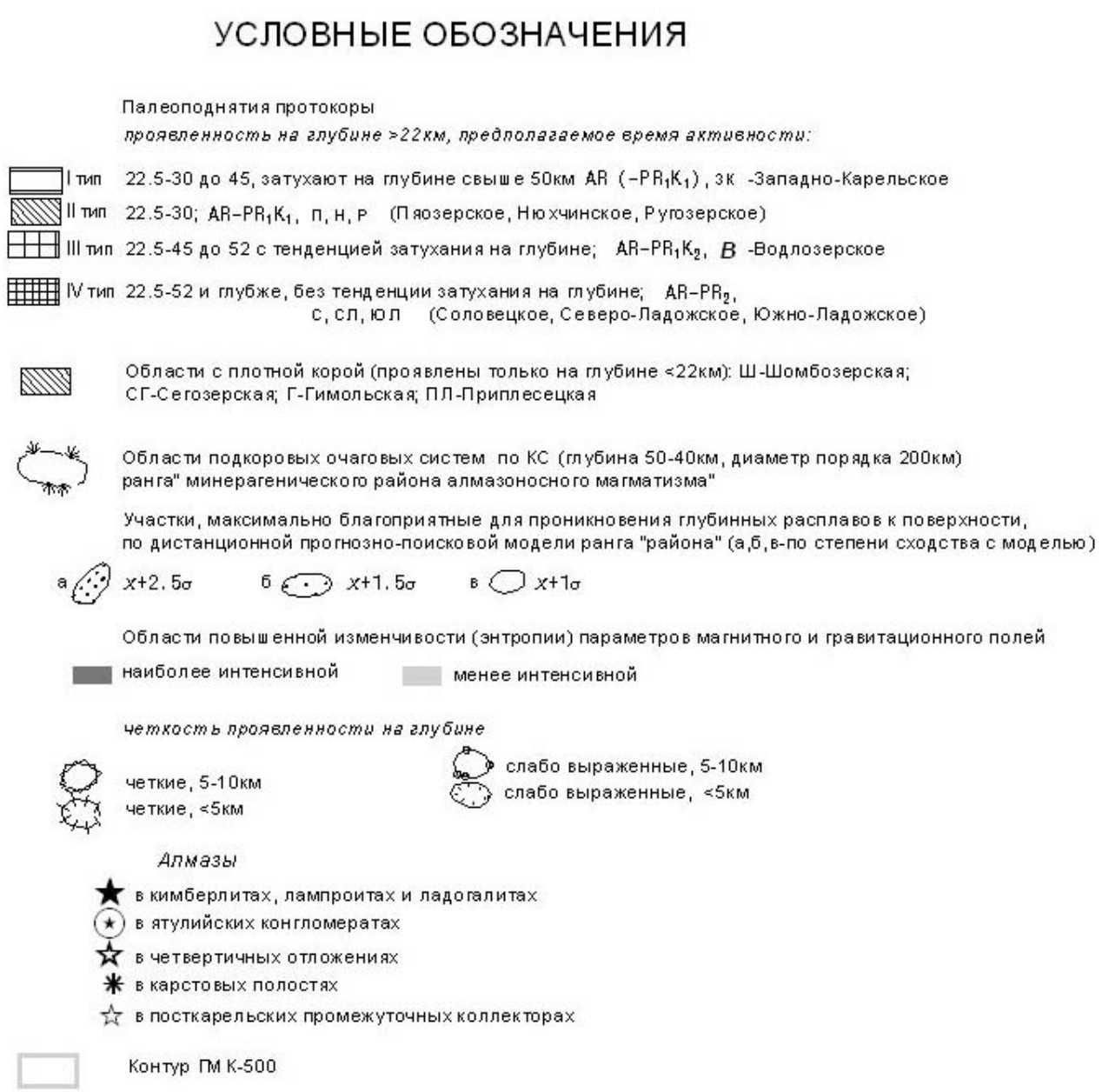
Путинцева Е.В.[1], Житникова И.А.[1], Полякова Е.И.[1], Зеленецкий Д.С., Жданова Л.А. [2]

[1]ГГУП «СФ Минерал», г. Санкт-Петербург
[2]ЗАО «ВИРГ-Рудгеофизика», г. Санкт-Петербург

В рамках ГМК-500 на алмазы ГГУП «СФ Минерал» выполнено прогнозно-минерагеническое районирование Карелии и прилежащих территорий. Выделены перспективные площади ранга прогнозируемых районов и полей. Районирование проведено по результатам анализа геолого-геофизических неоднородностей коры и верхней мантии.

Перспективные на алмазы площади комплексно рассматривались и картировались как полихронные AR-PZ очаговые структуры, локализованные в зонах ТМА**.** Очаговые структуры представляют собой локализованные в пространстве аномальные области. В их пределах, согласно принятой концепции, проходил полихронный цикл становления алмазоносных пород. Последний включает алмазообразование, формирование промежуточных базит-гипербазитовых очагов с сопутствующей флюидно-эманационной эксплозивной деятельностью и на завершающих стадиях – формирование кимберлитовых (лампроитовых) диатрем и/или дайковых тел. В результате работ выявлены также очаговые структуры, предположительно не прошедшие полного цикла или с несохранившимися мантийными корнями.


ЗК
ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО
ЛАДОЖСКОЕ ОЗЕРО
60°



Структурно-очаговые мантийно-коровые неоднородности территории Карелии и Ленинградской области

Для картирования (прогнозирования) очаговых структур использована совокупность разноранговых и разнотипных критериев как общепринятых, так и разработанных в ходе выполнения ГМК-500. Критерии можно разделить на две группы. К первой отнесены наблюденные или расчетные неоднородности физико-геологической среды, выраженные аномальностью ее структурированности и/или состава. Вторую группу составляют вещественные критерии.

Вторая группа критериев включала выявленные проявления алмазоносного магматизма (1), алмазы, МИА и их не потерявшие связь с прогнозируемым источником ореолы в четвертичных отложениях (2), проявления полихронного «очагового» магматизма – базитового, гипербазитового, щелочного базит-гипербазитового (3), проявления архейского ареального низкобарического высокотемпературного гранулитового магматизма, связанного с мантийным диапиризмом (4). Учитывая, что вещественные критерии, с одной стороны, указывают на перспективность площади, но при этом зависят также и от степени изученности территории, они использовались как маркирующие эталонные для выработки критериев первой группы площади и обозначающие перспективы выделенных с их использованием площадей.

Первая группа критериев разработана на основе анализа и обработки материалов КС, физических полей, топографических. Они условно разделены на следующие типы:

(1)структурно-тектонические – фиксируют преимущественно линейно-блоковые глубинные неоднородности и благоприятные для кимберлитообразования участки сочетания глубинных зон проницаемости (растяжения) и зон распределения (сжатия-напряжения), активизированных на разных временных срезах.

(2)структурно-очаговые – определяют локализованные, приближенные к блоково-кольцевым, глубинные неоднородности.

(3)морфоструктурные – фиксируют и дополняют выделенные глубинные неоднородности.

При выделении перспективных площадей использовано несколько видов структурно-очаговых геолого-геофизические неоднородностей (рис.):

– коро-мантийные неоднородности (поднятия), выделенные в результате трансформаций гравитационного поля. Дифференцированы на четыре типа с различной прогнозной значимостью по особенностям поведения на глубине с привлечением вещественных критериев;

– очаговые структуры по КС с локализованными в них перспективными участками, рассчитанными по мере сходства с мировыми эталонными алмазоносными площадями;

– повышенная энторопия значений величины и направленности гравимагнитных полей;

– кольцевые осложнения регионального магнитного поля (центры эндогенной активности);

– осложнения залегания поверхности Мохо.

Экспертная оценка суммарного веса «очаговых» критериев относительно Зимнебережного района позволил ранжировать прогнозируемые районы алмазоносного магматизма в следующей последовательности: Онежский, Западнокарельский, Соколозерский, и выделить еще ряд районов, а в их пределах (с учетом вещественных критериев) – порядка тридцати прогнозируемых полей.

ЭВОЛЮЦИЯ КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ: ИЗОТОПНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Пушкарев Ю.Д.[1], Богомолов Е.С.[2], Крымский Р.Ш.[2], Сергеев С.А.[2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, ydcanon@rambler.ru
[2]ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Изучение ксенолитов примитивной мантии (PM), которые по изотопно-петрохимическим характеристикам никогда не принимали участия в процессе корообразования, не подвергались мантийному метасоматозу и не испытывали частичного плавления, свидетельствует о том, что изотопный состав неодима и стронция таких ксенолитов соответствует источнику MORB [1]. Этот результат подтверждает корректность независимой оценки величины Sm/Nd в PM по толеитам MORB [2] и в свою очередь подтверждается результатами особо прецизионных исследований изотопной систематики ^{142}Nd - ^{146}Sm для Земли, Луны и Марса [3], согласно которым протопланетное вещество всех трех планет имело одинаковое, но более высокое по сравнению с хондритами отношение Sm/Nd. Таким образом, выясняется, что общепринятые в изотопной систематике характеристики обедненной мантии, в действительности, соответствуют мантии примитивной, а дефицит LREE в ней является первичным свойством и с процессами корообразования не связан.

Статистическая обработка начальных изотопных составов неодима мантийных магматических пород позволяет охарактеризовать эволюцию состава вещества в мантийном резервуаре интегральной кривой, которая выявляется по сгусткам фигуративных точек в Sm-Nd изотопной систематике (рис.а). Эта кривая была установлена ранее [4], однако вытекающая из нее информация осталась до конца нераскрытой. Теперь сопоставление этой кривой с прямой, отражающей изменение изотопного состава неодима в реальной PM, дает возможность оценить эволюцию изотопного состава этого элемента в петрогенетически активном мантийном резервуаре в терминах корово-мантийного взаимодействия: интенсивности смешения корового и мантийного вещества, а также скорости и характера их конвективного перемешивания.

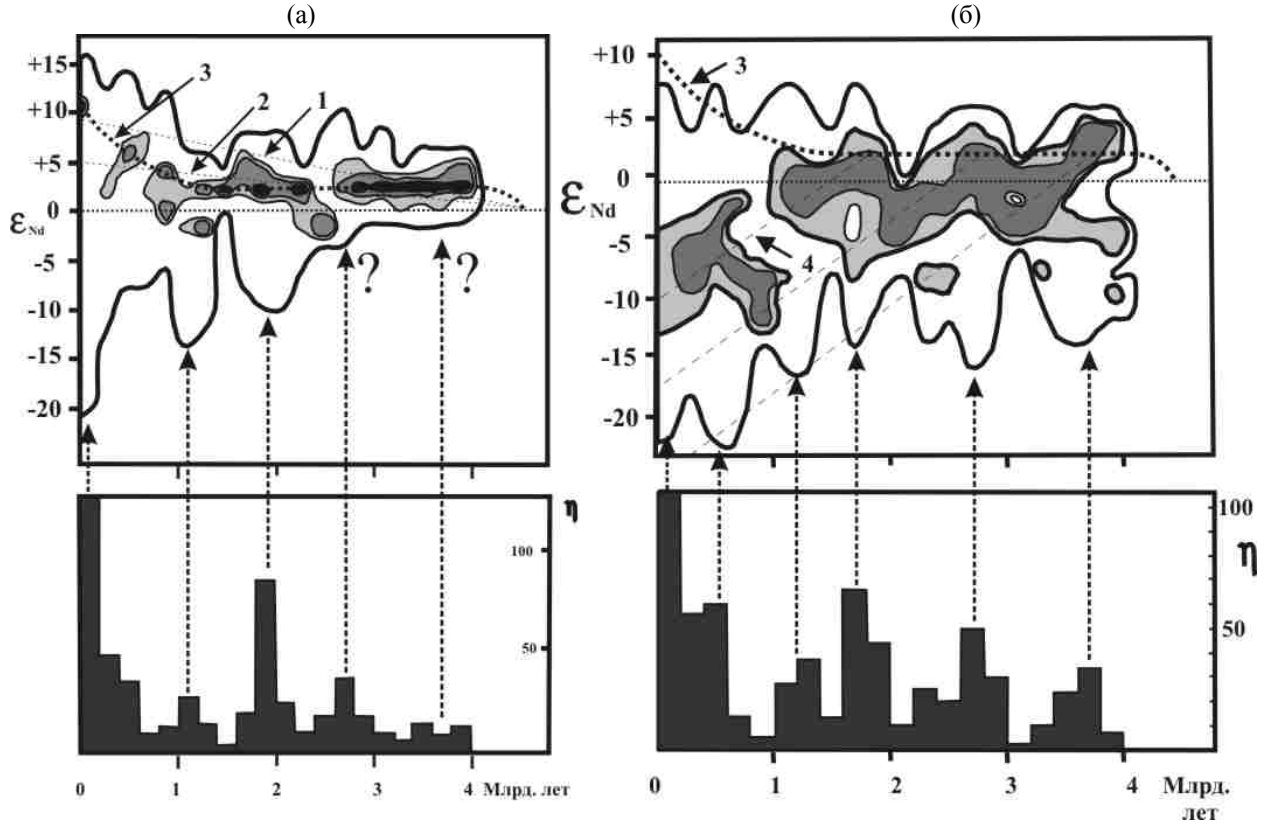
При интерпретации диаграммы на рис.а, как и при любом обсуждении взаимодействия коры и мантии, следует различать два вида понятий, для обозначения которых используются одни и те же слова. С одной стороны слова «кора» и «мантия» – используются для обозначения двух различных резервуаров или геосфер. С другой стороны «кора» и «мантия» – это два вида вещества. Поэтому когда коровое вещество погружается ниже поверхности Мохо, оно продолжает оставаться коровым, но пространственно принадлежит уже мантийному резервуару. Причем по изотопному составу таких элементов как Sr, Pb и Nd это коровое вещество и его магматические производные будут восприниматься как обогащенная мантия.

Изменение изотопного состава неодима в РМ в сопоставлении с особенностями его изменения в мантийном веществе, представленными на рис.а, позволяет сделать два важных вывода.

(1) Генерация расплавов, пополняющих коровый резервуар, осуществляется за счет мантийного вещества, состав которого (в отличие от неизменного состава РМ) закономерно изменяется на протяжении всей геологической истории.

(2) Соответственно характеру этого изменения относительно состава РМ геологическая история может быть разделена на три мегапериода. Первый соответствует интервалу 4.57- 4.1 млрд.лет, в течение которого мантийный резервуар, обеднившись легкими REE относительно РМ (вероятно за счет формирования протокоры, возможно в сочетании с сегрегацией ядра) начал компенсировать это обеднение (по-видимому, за счет возврата корового вещества в мантию или за счет метасоматического притока REE из нижних частей силикатной оболочки). В интервале от 4.1 до 1.6 в мантийном резервуаре устанавливается близкое к постоянному доминирующее отношение Sm/Nd, которое соответствует обогащенному относительно РМ веществу. В итоге разница в E_{Nd} между петрогенетически наиболее активным веществом этого резервуара и веществом РМ последовательно возрастет, достигая максимального значения к 1.6 млрд. лет. После 1.6 млрд лет и до настоящего времени (третий мегапериод) мантийный резервуар прогрессивно обедняется более несовместимым неодимом относительно самария и к настоящему времени по существу идентичен составу РМ.

Казалось бы, наблюдаемые особенности эволюции изотопного состава неодима можно интерпретировать исключительно в рамках корово-мантийного смешения, определяемого соотношением темпов экстракции вещества коры из мантии и конкурирующего с ней возврата корового вещества назад в мантию. Однако при таком подходе выявляется парадоксальная ситуация: на протяжении временного интервала 4.1- 1.6 млрд. лет, наиболее распространенные составы, которые возникают в результате смешения обедненного и примитивного мантийного вещества с коровым, оказываются обогащенными относительно РМ, в то время как даже при полном возврате коры в мантию смешение может привести только к составу исходной РМ.



Проекции трехмерных гистограмм «частота встречаемости (η) – возраст – E_{Nd}» в изолиниях плотности для мантийных (1а, N=1030) и коровых (1б, N=869) пород и совмещенные с ними по оси «возраст» двухмерные гистограммы «возраст – η» [4].

Изменение изотопного состава неодима в РМ: 1 – соответственно оценке величины $(Sm/Nd)_{PM}$ по мантийным вулканитам [2] и мантийным ксенолитам [1] , 2 – по результатам изучения изотопной системы ^{142}Nd-^{146}Sm в породах Марса, Земли и Луны [3],.3 – изменение изотопного состава неодима в веществе мантии, выявляемое по сгусткам точек на рис. а. Пунктир 4 на рис. б – изменение изотопного состава неодима в коровом веществе, возникшем в кульминационных стадиях разных мегациклов. Изолинии плотности точек: 0-22-25 и 30%

По-видимому, единственное объяснение наблюдаемого эффекта состоит в том, что в трехкомпонентной смеси корового, примитивного и обедненного мантийного вещества обедненный компонент, испытавший в прошлом частичное плавление, чаще всего оказывается петрогенетически бесплодным. Иными словами, как правило, в формировании расплавов принимают участие примитивная мантия и вещество субдукцированной коры, температура плавления которых ниже, чем у мантии обедненной. Отсюда следует, что в корово-мантийных смесях перечисленные три компонента сохраняют изотопные различия и обычно не гомогенизируются.

Таким образом в интервале 4.1-1.6 млрд лет доля субдукцируемого корового вещества в петрогенетически наиболее продуктивной корово-мантийной смеси остается неизменной, что можно расценивать как следствие преимущественного постоянства в соотношении между двумя процессами: между генерацией вещества океанической коры и его возвратом в мантию. После 1.6 млрд лет либо прогрессивно падают темпы субдукции, либо подключается (или усиливается) подток примитивного вещества из нижней мантии. Последнее возможно как вследствие трансформации двухярусной конвекции в одноярусную, так и за счет более активного поступления нижнемантийного вещества в виде плюмов.

Рис. позволяет вернуться к обсуждению еще одного феномена, выявляемого в Sm-Nd изотопной систематике мантийных магматических пород, к пульсации изотопного состава неодима в такт с мегацикличным изменением геодинамической активности. Такая пульсация отражает изменение интенсивности смешения корового и мантийного вещества в разной степени обедненного относительно PM. При этом отсутствие эффектов, связанных с участием контрастного по E_{Nd} корового вещества в первых двух мегациклах с кульминационными стадиями 3.6 и 2.7 млрд. лет (рис.а), наводит на мысль о том, что активное проникновение такого вещества в мантию, обусловленное субдукцией, стало возможным только в следующем мегацикле, начинающемся с 2.4 млрд. лет. Скорее всего, такая особенность отражает ограниченную распространенность развитого гранитного слоя и практически полное отсутствие вклада соответствующего ему компонента в субдукцируемое вещество осадочных пород океанической коры, хотя результаты статистического обобщения для коровых пород (рис.б), свидетельствует о том, что такое вещество в первые два мегацикла уже существовало.

Гранты РФФИ № 08-05-00861-а и № 07-05-00527-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pushkarev Yu. The Bulk Silicate Earth as MORB source and isotope geochemical approach to the origin of D»-layer // Abstracts of Goldchmidt Conference, Copenhagen, Denmark, June 5-11, 2004, A559.

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

3. CaroG., B.Bourdon, A.N.Xalliday, G.Quitte Super-chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon // Nature, 2008. Vol.452. №20. P.336-339.

4. Pushkarev Y.D. The nature of super-large ore deposits: a conception of crust-mantle interaction within the mantle // Mineral Deposits: Processes to Processing. Balkema, Rotterdam, 1999. P.1345-1348.

ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В УРАЛЬСКОМ ОРОГЕНЕ: ТИПИЗАЦИЯ, СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ

Пыстин А. М.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

В последние годы на Урале, Казахстане, Скандинавии, Центральной Европе и других регионах получен значительный объем радиогеохронологических данных по эклогитам. Большинство возрастных датировок, установленных разными методами, укладывается в интервал 430-240 млн. лет. На этом основании многие исследователи ограничивают указанным выше интервалом время формирования эклогитсодержащих породных ассоциаций, начиная с процессов кристаллизации высокобарических парагенезисов в зонах субдукции и заканчивая эксгумацией эклогитов в коллизионный и постколлизионный этапы развития складчато-орогенных поясов. Учитывая, что в наиболее хорошо изученных поясах каледонид и герцинид установленные значения возраста эклогитов часто близки к возрасту орогении, предполагается, что породы, претерпевшие высокобарический метаморфизм были сначала погружены на большие глубины (возможно, более 100 км), а затем быстро подняты (эксгумированы) на приповерхностные уровни. Причина физических сил, способствовавших быстрому поднятию только что субдуцированных пород, остается неясной.

На Урале основные проявления высокобарических метаморфитов образуют так называемый высокобарический пояс, который прослеживается вдоль Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) от р. Щурья на севере до р. Урал на юге на расстоянии 2000 км. Их образование обычно связывается с историей

формирования уралид. Тем не менее, обращает на себя внимание тот факт, что эклогиты – наиболее высокотемпературные разновидности высокобарических метаморфитов, распределены в пределах пояса локально. Они встречаются только в трех докембрийских комплексах: марункеуском на севере Полярного Урала, неркаюском в южной части Полярного Урала и максютовском на Южном Урале. Эклогитсодержащие комплексы обнажаются в виде узких, вытянутых вдоль ГУГРа тектонических блоков, наиболее крупный из которых, максютовский имеет протяженность около 200 км.

Несколько особняком находятся салдинский и белорецкий эклогитсодержащие комплексы, связь которых с зоной ГУГР не прослеживается. Первый из них находится на Среднем Урале, слагает небольшой террейн в пределах палеоокеанического сектора Урала. Второй расположен в восточной части Башкирского мегантиклинория.

По геологическим данным, а именно, приуроченности эклогитов к наиболее ранним структурам метаморфических комплексов (резко дискордантным по отношению к «уральским складкам»), можно утверждать, что по крайней мере в некоторых эклогитсодержащих комплексах Урала, относящихся к нижнедокембрийским образованиям (неркаюском, марункеуском и, возможно, максютовском), высокобарический метаморфизм проявился в дорифейское время. Соответствующие значения возраста (1,70-1,86 млрд. лет), полученные термоизохронным Pb-Pb методом, давно известны для марункеуского и максютовского комплексов.

А.В. Андреичевым [1, 6] получены Pb-Sr и Sm-Nd датировки эклогитов хребта Марун-Кеу на Полярном Урале. Изучались породы, в различной степени измененные процессами гранитизации и мусковитизации. В результате было установлено, что эклогиты, в наименьшей степени подверженные вторичным изменениям, имеют изотопный возраст 1,54-1,51 млрд. лет. С учетом термоизохронного Pb-Pb возраста цирконов в этих породах верхний возрастной предел их образования может быть поднят до 1,7 млрд. лет назад. Последующие метаморфические преобразования эклогитов и пород рамы приурочены к интервалу 800-600 млн. лет. Гранитизированные и мусковитизированные эклогиты дают большой разброс возрастных датировок с максимумом на уровне 360 млн. лет.

U-Pb датировки цирконов и рутилов максютовского комплекса (Южный Урал) получены А.А. Краснобаевым и его коллегами [3]. Авторами статьи предполагается следующий вариант интерпретации возрастных определений. Датировка цирконов 1800±20 млн. лет соответствует возрасту источника сноса терригенного материала. Определение 1517±140 млн. лет, полученное для рутилов из эклогитов, может рассматриваться как возрастной показатель раннего этапа метаморфизма основных пород, цирконы и рутилы с возрастом 1216±93, 547±40, 443±21, 352±22 млн. лет фиксирует сложную многоэтапную историю эволюции максютовского комплекса. При этом цифра 547±40 млн. лет, полученная по рутилу, трактуется как время кристаллизации эклогитов. Учитывая согласованность зон эклогитизации с наиболее ранними структурными элементами максютовского комплекса (также, как в марункеуском и неркаюском комплексах), можно предположить, что времени проявления высокобарического и высокотемпературного метаморфизма точнее отвечает возрастное значение 1517±140 млн. лет, а принимая во внимание термоизохронные Pb-Pb датировки, это событие могло иметь место на рубеже около 1,86 млрд. лет назад.

Геохронологическое обоснование позднедокембрийского возраста высокобарического метаморфизма имеется для белорецкого [2, 5] и салдинского [4] комплексов. При этом, для салдинского комплекса предлагаются различные трактовки полученных возрастных определений. По мнению А.А. Краснобаева и В.А. Давыдова [4] изохронный U-Pb возраст цирконов – 2195±68 млрд. лет отвечает времени проявления раннего этапа метаморфизма амфиболитовой фации, а возрастное значение 581±14 млн. лет фиксирует высокобарические и высокотемпературные процессы, с которыми была связана кристаллизация гранулитов и эклогитоподобных пород. Другое мнение высказывает А.И. Русин [8]. Он считает, что именно наиболее древняя цифра отвечает времени проявления высокобарического метаморфизма. Для белорецкого комплекса имеются K-Ar датировки слюд из пород, вмещающих эклогиты. Отмечается большой разброс возрастных значений (от 530 до 702 млн. лет), что в целом не противоречит выводу о вендском возрасте метаморфизма [5]. Однако следует иметь в виду, что анализы сделаны по слюдам, поэтому нельзя исключать, что отмеченные датировки фиксируют время проявления послеэклогитовых метаморфических событий. Более того У.А. Гласмачером с коллегами [9] получена Pb/Pb датировка зерен циркона из эклогитов белорецкого комплекса – 1360 млн. лет.

В целом на основе накопленных к настоящему времени геохронологических данных по уральским эклогитам можно выделить три основных возрастных уровня образования (и изменения) высокобарических метаморфических пород: более 1500, 800-550 и 390-240 млн. лет.

В настоящее время большинство исследователей считают, что условия для кристаллизации метаморфических эклогитов могут быть реализованы только в зонах субдукции. С этим можно согласиться, но при этом кажется маловероятным факт неоднократного проявления высокобарического метаморфизма в одних и тех же комплексах более 1000 млн. лет. Возможно, что только древнейшие датировки эклогитов (более 1500 млн. лет) фиксируют время кристаллизации этих пород в зонах субдукции. По нашим данным, осно-

ванным на U-Pb датировках единичных цирконов, в нижнедокембрийских комплексах Урала проявился метаморфизм гранулитовой фации в возрастном интервале 2,12-1,88 млрд. лет назад [7]. Учитывая большую вероятность комплементарного иразвития высоко- и низкоградиентных метаморфических процессов, этим интервалом можно ограничить верхний возрастной предел образования рассматриваемых эклогитов.

Неопротерозойские и палеозойские возрастные значения маркируют время проявления коллизионных и постколлизионных процессов более поздних этапов геодинамического развития. С ними связано перемещение эклогитсодержащих комплексов в верхние уровни земной коры.

В позднем рифее – венде, возможно, могли реализоваться условия для образования эклогитоподобных пород и относительно низкобарических эклогитов в зонах коллизии континентальных плит (или террейнов). Высокобарические метаморфические образования палеозойского возраста, скорее всего, на современном эрозионном уровне представлены только низкотемпературными породами.

ЛИТЕРАТУРА

1.Андреичев В.Л. K-Ar, Pb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопно-геохронологические системы в эклогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2003. 26 с.

2. Галиева А.Р. Геология, петрология и условия образования эклогитов и вмещающих их пород белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Автореф. канд. дисс. Сыктывкар, 2004. 19 с.

3. Краснобаев А.А., Давыдов В.А, Ленных В.И. и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник – 1995 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 13-16.

4. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Цирконовая геохронология салдинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Докл. АН, 2003, Т. 393, № 3. С. 388-392.

5. Метаморфическая геология западного склона Южного Урала / А. А. Алексеев, Г. В. Алексеева, А. Р. Галиева, Е. А. Тимофеева. Уфа: Гилем, 2006. 212 с.

6. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) / В. Л. Андреичев, Ю. Л. Ронкин, П. А. Серов и др. ДАН, 2007. Т. 413. № 4. С. 503-506.

7. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

8. Русин А.И. Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Автореф. докт. дис. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 46 с.

9. Gasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al. The metamorphic compex of Beloretzk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 185-213.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАРУНКЕУСКОГО ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (Полярный Урал)

Пыстин А. М., Панфилов А. В., Вшивцев А. Н., Нейман К. С., Потапов И. Л.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

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.

Вопрос о возрасте метаморфитов марункеуского комплекса и времени проявления метаморфизма эклогитовой фации 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 [3]. 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]. Однако преобладающие датировки по эклогитам ограничены интервалом 350-360 (в среднем 355,5±1,5) млн лет [4].

Н. Г. Удовкина [3], детально изучавшая эклогиты и ассоциирующиеся с ними породы в районе Слюдяной Горки (южная часть марункеуского комплекса), отмечает, что структурные элементы здесь в основном ориентированы в северо-северо-восточном и меридиональном направлениях. По данным В. И. Ленных [2], в юго-восточном «эклогитовом» блоке марункеуского комплекса наиболее ранняя полосчатость, связанная с плагиогранитизацией эклогитов, имеет СЗ простирание (аз. 320-330^{o}) и падает на ЮЗ под углом 40-50^{o}. Более поздними являются зоны полосчатых мелкозернистых амфиболитовых бластомилонитов с линзами гранат-омфацит-квар-

цевого состава и жилами метасоматических эклогитов. Эти зоны также имеют СЗ простирание. Еще более поздние зоны с субмеридиональными, СВ простираниями структурных элементов, связанные с палеозойскими надвигами, широко развиты в северо-западной части марункеуского комплекса («амфиболитовом» блоке по [2]). На их фоне отмечаются участки с реликтовыми структурами СЗ простирания.

Выполненные нами исследования показали, что современный структурный облик марункеуского комплекса определяют асимметричные складки СЗ простирания (средний аз. прост. в районе Слюдяной Горки около 320^o). Длинные крылья складок круто падают на ЮЗ, шарниры погружаются по аз. 200-250^o под углом не менее 50^o. Породы, слагающие крылья отмеченных выше асимметричных складок, представляют собой интенсивно дислоцированные образования, испытавшие ранее по крайней мере два этапа пликативных деформаций. Кроме того, асимметричные структуры СЗ ориентировки осложняются более поздними по времени формирования слабоизогнутыми складками с различно ориентированными шарнирами.

Эволюция структурных преобразований пород марункеуского комплекса представляется нам следующим образом. На раннем этапе деформации пород вдоль первичных плоскостных неоднородностей (слоистости, элементов расслоенности магматических образований, контактов и др.) развивались метаморфические плоскостные структуры: сланцеватость, полосчатость (S_0). Деформация в конечном счете привела к формированию тесно сжатых и изоклинальных складок F_1 с полого погружающимися шарнирами и круто ориентированными осевыми поверхностями, параллельно которым развивалась сланцеватость S_1. Ядра этих складок, образованные эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами, залегающими среди плагиогнейсов и плагиогранитогнейсов, хорошо сохранились в обнажениях по бортам руч. Няхарнеяшор в его среднем и верхнем течении. К этой же генерации структурных элементов относятся изоклинальные складки, образованные полосчатостью в гранат-амфиболитовых сланцах, обнажающихся на руч. Хабакова.

На втором этапе деформации крылья складок F_1 сминались в складки разной степени сжатости (F_2) с круто погружающимися шарнирами и круто залегающими осевыми поверхностями, вдоль которых развивалась сланцеватость S_2.

С третьим этапом деформации связано образование описанных выше асимметричных складок (F_3) с крутым падением осевых поверхностей (S_3) и круто погружающимися шарнирами. Изучение обнажений в бортах руч. Няхарнеяшор показывает, что ранние генерации складок, в том числе складки F_3, секутся жилами K-Na гранитов позднерифейско –вендского возраста.

Складки F_3 и связанные с ними плоскостные элементы S_3 в свою очередь изогнуты в пологие складки с крутым падением осевых поверхностей и обычно круто погружающимися шарнирами. Выше отмечалось, что шарниры, наложенные на складки F_3, имеют различную ориентировку. Иногда это можно увидеть в одном обнажении. Возможно, имеется несколько генераций, наложенных на складки F_3, но их точное количество и последовательность нам установить не удалось. По-видимому эти деформации не внесли заметный вклад в современную структуру марункеуского комплекса. Судя по полевым наблюдениям, наиболее вероятно проявление двух этапов деформаций, с которыми связано образование подобных складок и связанных с ними плоскостных элементов. Выделим их как F_4, F_5 и S_4, S_5.

Следующий очень важный в истории геологического развития рассматриваемого района этап структурообразования обусловлен формированием палеозойских надвигов (F_6, F_6). Это этап образования зон средне-низкотемпературных бластомилонитов субмеридионального и СВ простираний, в целом согласных с ориентировкой тектонических границ марункеуского комплекса. В северо-западной и северной частях комплекса именно эти структуры и слагающие их породные ассоциации определяют его современный облик.

Таким образом, в докембрийских образованиях хр. Марун-Кеу структуры, связанные с процессами палеозойского надвигообразования, наложены на более ранние складки северо-западной («неуральской») ориентировки.

Судя по соотношению гранитных тел с различными генерациями складок в изученных нами разрезах, можно сделать вывод, о том что три первых этапа складчатости в породах марункеуского комплекса проявились в доняровейское (досреднерифейское) время. Этот вывод является весомым аргументом в пользу дорифейского возраста эклогитсодержащих толщ хр. Марун-Кеу, так же как и дорифейского возраста наиболее ранних процессов ультравысокобарического метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичев 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. Ленных В. И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21-42.

3. Удовкина Н. Г. Эклогиты Урала. М.: Наука, 1985. 286 с.

4. Glodny J., Austrheim H., Molina J. F. et al. // Geochim. et cosmochim. acta. 2003. V. 67. P. 4353-4371.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ, КАК КРИТЕРИЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА (на примере гнейсовых комплексов Урала)

Пыстина Ю.И, Пыстин А.М., Потапов И.Л.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Циркон один из минералов, наиболее широко используемых для реконструкции условий образования вмещающих его магматических и метаморфических пород. Благодаря своей физико-химической устойчивости он сохраняется даже при достаточно высоких температурах и давлениях, при этом происходящие события оставляют следы на существующих кристаллах циркона. Именно поэтому, минерал часто имеет большое разнообразие в морфологическом плане и сложное внутреннее строение. Но именно это и позволяет использовать циркон, как индикатор геологических процессов. Кроме того, содержание U в минерале сделало циркон одним из самых надежных геохронометров.

Теоретические, экспериментальные и эмпирические даные по морфологии цирконов свидетельствуют, что в форме кристаллов этого минерала могут быть заложены важные сведения об условиях кристаллизации вмещающих его пород. Морфологический критерий лежит в основе известной «Пюпин-диаграммы» (Pupin J.P. 1980), широко использующейся при изучениии магматических образований. При всем морфологическом многообразии, сложности внутреннего строения и состава циркона в метаморфических породах существуют определенные закономерности, позволяющие выделить типоморфные признаки этого минерала, связанные с условиями породообразования.

В докладе приводятся результаты наших работ по изучению морфологии циркона из полиметаморфических комплексов Тимано – Уральского региона.

Многолетние исследования цирконов из гнейсов и кристаллических сланцев полиметаморфических комплексов Тимано – Уральского региона (Пыстина, Пыстин, 2002; Пыстин, Пыстина, 2006 и др.) убеждают нас в том, что метаморфические цирконы отличаются большим разнообразием форм и сложностью строения. Нами были установлены как аллотигенные, так и аутигенные цирконы.

К алотигенным уверено относятся только окатанные (терригенные) цирконы. Они отличаются округлой или элипсовидной формой и имеют шероховатую поверхность. Минерал может быть бесцветным, но чаще окрашен в розовые тона, вплоть до темно-розового.

Среди аутигенных цирконов, кристаллизация которых связана с метаморфическим изменением пород, наибольшим распространением пользуются три морфологические разновидности (три морфотипа).

Одна из распространенных разновидностей метаморфогенных цирконов в изученных нами породах представлена округленными зернами. При этом кристаллы циркона могут быть лишь слегка округлыми, сохраняя дипирамидально-призматический габитус, обусловленный развитием граней {100}, {110} и дитетрагональной дипирамидой {311} или дипирамидой {331}. В других случаях циркон приобретает полностью округлую, часто изометричную (шаровидную) форму. Зерна циркона имеют многочисленные мелкие грани, хорошо видимые при увеличении в 200-300 раз, в отдельных случаях они заметны и под бинокуляром, так называемые цирконы типа «футбольного мяча». Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение таких цирконов сравнительно однородное, но встречаются кристаллы с ядрами более древнего циркона. Новообразованная оболочка вокруг них характеризуется небольшим содержанием включений. Мощность ее может быть значительной, особенно вблизи вершин кристаллов. На Урале такие цирконы впервые были описаны А.А. Краснобаевым (Краснобаев, 1986) в гранулитах тараташского полиметаморфического комплекса и выделены им в «гранулитовый» тип. Можно согласиться с А.А. Краснобаевым, что округлая форма зерен циркона обусловлена их ростом «… в жестких P – T условиях гранулитовой фации метаморфизма, когда полигональная форма зерен любых минералов , в том числе и цирконов, выступающих в роли затравок, неустойчива, поскольку испытывает неравномерные механические и температурные напряжения. Как вновь возникшие, так и реликовые цирконы обязаны расти таким образом, чтобы свести к минимуму напряженность границ и приобрести равновесную изометричную форму» (Краснобаев, 1986, с. 49-50).

Другая разновидность цирконов, широко представленная в гнейсах и кристаллических сланцах, имеет вид прорачных и светлоокрашенных зерен призматического габитуса. В минерале развиты грани {100}, {110}, {112}, {113}. Присутствуют {331} или другая острая дипирамида. Комбинация небольшой по площади острой дипирамиды и хорошо выраженной тупой обуславливает округлый облик головки кристалла. В площадном отношении преобладают грани призм. Внутреннее строение отличается многозональностью. Расположение зон относительно друг друга может быть симметричным и несимметричным, центральная часть кристалла часто затемнена и имеет вид «псевдоядер». Среди включений распространены твердые и газово-жидкие; многие кристаллы содержат полости, выходящие на поверхность. Форма включений различна: это игловидные и изометричные образования, тонкие трубочки, канальчики. Расположение их хаотично. В отдельных кристаллах наблюдается приуроченность включений к границам зон, мелким трещинкам. Подобный циркон описан А.А. Краснобаевым (1986) в биотито-

вых, биотит-амфиболитовых гнейсах и мигматитах ильменогорского комплекса и выделен им в «мигматитовый» тип. По морфологическим особенностям циркон близок описанным в гранитоидах. От циркона типичного магматического генезиса его отличает более сложное внутреннее строение. Приуроченность минерала к продуктам частичного плавления (мигматизированным породам и мигматитам) свидетельствуют о его росте при участии силикатного расплава. Сложное внутреннее строение (псевдоядра, асимметричность зон, полости и др.), скорее всего, является результатом роста цирконов при меняющихся условиях среды (состав и наличие или отсутствие магмы, pH, и др.). Таким образом, циркон «мигматитового» типа несет в себе черты как магматического, так и метаморфического минерала, т.е. минерала смешанного генезиса. Поэтому, на наш взгляд, термин «мигматитовый» для данного морфологического типа является удачным.

Более ограниченное распространение в метаморфических породах имеют цирконовые сростки сложной формы. Однако в некоторых метаморфических комплексах они доминируют среди других морфологических разновидностей цирконов. Относительно высокое содержание таких цирконов нами установлено в породах париквасьшорской свиты харбейского метаморфического комплекса Полярного Урала и микулкинского комплекса полуострова Канин. Циркон представлен бесцветными или бледно-окрашенными зернами неправильной формы. При увеличении видно, что кристаллы представляют собой сростки двух или более индивидов. Размер зерен 0.10-0.25мм. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение кристаллов характеризуется наличием ядер, образованных более древними цирконами. Отмечаются твердые и газово-жидкие включения, расположенные хаотично. Этот тип циркона очень похож на описанные Дж. Пекетом и его соавторами (Peucat et al.,1990) зерна циркона типа «цветной капусты». Причина возникновения столь замысловатых форм цирконов, возможно, заключается в отсутствии силикатного расплава и дефицита флюидов. Не случайно, как заметили упомянутые выше исследователи, такие формы характерны для цирконов их метаморфических пород мафитового состава, для которых, как известно, выше температурный порог мигматизации. Нами они установлены также в метаморфитах кислого состава (плагиогнейсах, кристаллических сланцах, кварцитах), но только в тех комплексах, где условия метаморфизма не превышали низких ступеней амфиболитовой фации и, соответственно, не сопровождались процессами мигматизации.

Таким образом, выявленные нами и эмпирически установлены для многих метаморфических комплексов приуроченность округленных цирконов к породам гранулитовой фации позволяет считать такие цирконы (типа «футбольного мяча») показателем высокотемпературного метаморфизма. Призматические цирконы «мигматитового» типа, являясь фактически магматическими минералами, указывают на проявление в породах процессов частичного плавления. Наличие в метаморфитах цирконовых агрегатов сложной формы (типа «цветной капусты»), скорее всего, свидетельствует об относительно низкотемпературных условиях изменения пород, не превышающих низких ступеней амфиболитовой фации. Правильная интерпретация морфологических особеностей циркона особенно важна при изучении полиметаморфических образований, в которых ранние метаморфические парагенезисы породообразующих минералов часто не сохраняются при повторных преобразованиях пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М. // Наука, 1986. 152 с.
2. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Изд-во УрО РАН, Екатеринбург, 2002. 168 с.
3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Цирконовая хронометрия полиметаморфизма (на примере Западной тектонической зоны Урала и полуострова Канин) // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 21-25.
4. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. 73. P.207-220.
5. Peucat J.J, Bernard-Griffiths J., Gil Ibarguchi J.I, Dallmeyer R.D., Menot R.P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. Geohemical and Geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain) // Tectonophusics, 1990. 110. P. 463-472.

СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ И ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Расцветаев Л.М.[1], Маринин А.В.[2]

[1]Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, г. Москва, rascv@mail.ru
[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва, marinin@yandex.ru

Среди геологов широко распространены представления о Большом Кавказе как резко асимметричном складчатом сооружении покровно-надвигового типа, возникшем над зоной субдукции в результате поддвига Черноморско-Закавказской литосферной плиты под Северо-Кавказскую (Скифскую) плиту [2, 8, 23-25]. Некоторые исследователи предполагают существование под Большим Кавказом единой пологой поверхности глубинного тек-

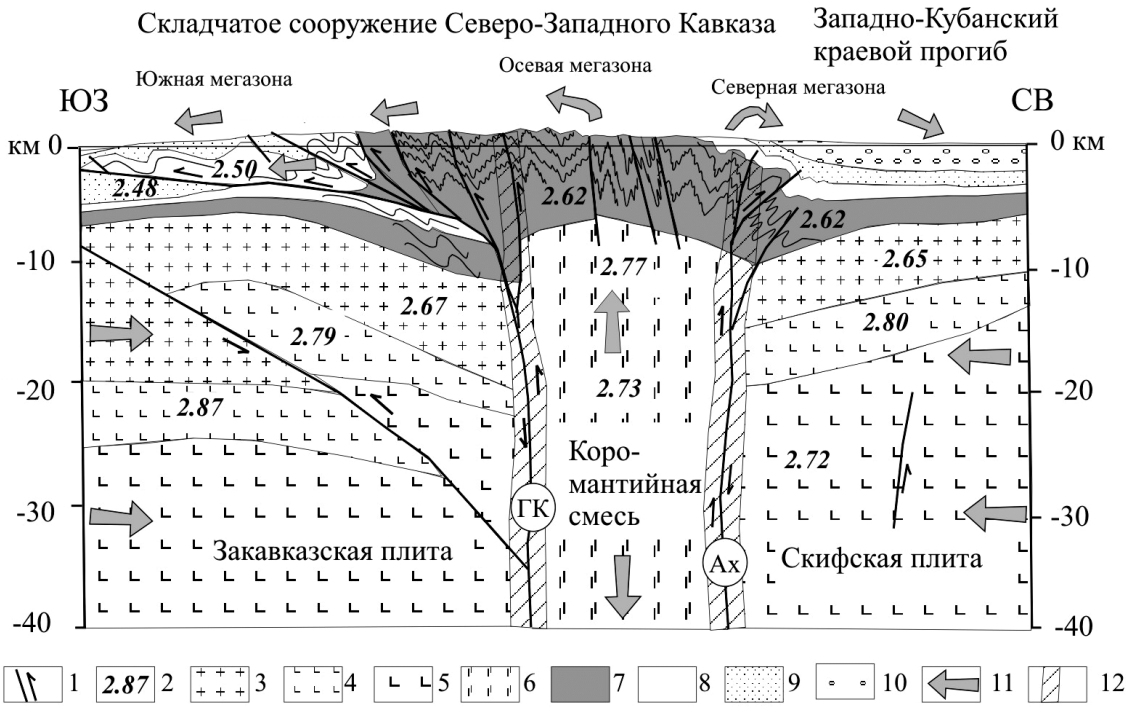
тонического срыва [6, 7, 21]. В последние годы, однако, появились публикации, призывающие отказаться от субдукционно-поддвиговой модели глубинного строения Большого Кавказа [12, 14-15, 17, 19, 23]. На основании детальных структурно-геологических исследований в приосевых тектонических зонах Большого Кавказа было выяснено, что здесь доминирует субвертикальная тектоническая делимость. Широко распространенные здесь крутые и вертикальные тектонические разрывы различного ранга, как правило продольные к складкам и параллельные их осевым поверхностям, в разных местах имеют облик сдвигов, взбросов или взрезов; более подробное их изучение показало, что большинство крутых продольных разрывов осевой мегазоны Большого Кавказа относятся к особому классу дизъюнктивов – *содвигам*, характеризующимся схождением противолежащих крыльев, расплющиванием и выжиманием в стороны разделяющих эти крылья тектонизированных масс [12-15]. Система субвертикальных раздавленных узких пластинчатых блоков, мегабудин и мегалитонов, рассекаемых и разделяемых содвиговыми дизъюнктивами структур различного ранга (кливаж и трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и вязкие разрывы, коллизионные швы и шовные зоны), образуют сдвиго-содвиговый структурный каркас осевой центральной (осевой) части мегантиклинория Большого Кавказа, тогда как приповерхностная структура южного и северного крыльев обладают покровно-надвиговым (юг) или взбросо-надвиговым (север) структурным рисунком. В позднеальпийской структуре Северо-Западного Кавказа (СЗК) эти различия структурных стилей отчётливо проявлены и хорошо увязываются с результатами новейших геолого-геофизических исследований.

Наиболее важными элементами *поверхностной геологической структуры СЗК* являются узкие протяженные «общекавказского» (ЗСЗ 290-300º) простирания тектонические зоны, различающиеся по особенностям складчатой структуры, составу и мощности слагающих их осадков, характеру магматизма и соотношениям стратиграфических комплексов в геологическом разрезе. Основные структурно-фациальные зоны (Абино-Гунайская, Гойтхско-Псебепская, Новороссийско-Лазаревская, Чвежипсинская и Абхазская) и некоторые слагающие их тектонические подзоны разделены региональными системами разломов запад-северо-западного (280-310º) простирания (разломы Ахтырский, Псебепский, Безепский, Коцехурский, Семигорский, Цемесский, Навагинский, Бекишейский, Краснополянский, Монастырский и др. [3, 7-9, 17, 20]). Транспрессивный характер большинства из них был установлен как данными геологической съемки [3, 7, 8, 20], так и специальными структурно-кинематическими исследованиями [9-11,17-18]

По характеру и степени тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа резко отличается от южной и северной краевых его частей. В *Осевой мегазоне СЗК* (Чугушско-Псеашхинский и Гойтхский антиклинории, Семигорская антиклиналь) широко развиты структуры содвижения, выраженные субвертикальной или круто наклоненной директивной системой разрывов и регионального кливажа. Большинство региональных разломов Осевой мегазоны имеют, наряду со взбросовой или сдвиговой составляющими, существенную содвиговую составляющую и сопровождаются явлениями расплющивания и тектонического течения. Активное тектоническое расплющивание осевой зоны СЗК, происходившее в условиях субгоризонтального бокового сжатия и продолжавшееся по меньшей мере с эоцена, привело к образованию содвиговых швов различной величины и амплитуды содвижения, а также связанных с ними изоклинальных складок, кливажа и трещин сплющивания. Маловязкие включения и блоки, крутозалегающие структуры и слои расплющиваются и утоняются, превращаясь в субвертикальные линзовидные пластины – будины и мегалитоны, разделенные притертыми швами, зонами рассланцевания и тектонического меланжа; происходит как бы всеобщее (и на разных структурных уровнях) раскливажирование осевой мегазоны. Наклонные поверхности (в том числе дизъюнктивные) в условиях сильного бокового сжатия являются неустойчивыми и переориентируются в субвертикальные. Характернейшей особенностью содвигового типа деформаций является также тектоническое течение горных масс вдоль содвиговой зоны (в вертикальном, горизонтальном или косых направлениях). Образующиеся при этом структуры течения и нагнетания (тектонические потоки, зоны вращения, области тектонического сгруживания – ядра нагнетания, вертикальные и горизонтальные диапиры) имеют различную ориентировку кинематических и тектодинамических осей, разнообразную конфигурацию и масштабы проявления – от микроскопического до регионального; в последнем случае эти структуры сильно влияют на общий облик структурного рисунка осевой зоны. Важную роль в общем структурном рисунке СЗК играют структуры латерального течения, отражающие общее перемещение тектонического материала вдоль оси складчатого сооружения от центральных частей Большого Кавказа на северо-запад, в поисках выхода из зоны повышенного тектонического давления [17,18].

Южная мегазона СЗК характеризуется чешуйчато-надвиговым и покровно-складчатым типом строения с моновергентным запрокидыванием на юг. Поверхности сместителей и осевые плоскости складок заметно выполаживаются в южном направлении – от относительно крутых взбросо-надвиговых пакетов в зоне Бекишейско-Безепского разлома до пологоволнистых покровно-надвиговых структур в приморской части южного склона. Наиболее крупные покровы Южной мегазоны (Воронцовский, Невеб-Псеушхинский, Новомихайловский) были, по-видимому, выжаты из содвиговых швов осевой зоны и перемещены к югу. Разрывно-трещинные парагенезы фиксируют здесь надвиговый тип поля напряжений, что вполне соответствует установленному здесь геологической съемкой покровно-надвиговому стилю тектонической структуры [3, 7-9, 17]. *Северная мегазона СЗК* осложнена системой

продольных взбросо-сдвиговых разрывов и отделена от погруженных частей Западно-Кубанского прогиба крупной дизъюнктивной структурой Ахтырского шва, отраженной на поверхности субпараллельными цепочками надразломных структур Азовской и Калужской антиклинальных зон. Хорошая изученность этих нефтеносных структур позволяет выявить здесь целую серию погребенных (вероятно, в основном предмиоценовых) покровных структур северной вергентности, однако их толщина и масса, а также амплитуда перемещения несравненно меньше, чем на южном крыле.



Геолого-геофизическая модель глубинного строения Северо-Западного Кавказа (Туапсинское пересечение) по результатам исследования методами магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) (построена по данным И.И. Грекова, М.А. Компанийца, С.Г. Корсакова, С.У. Кухмазова, Н.И. Пруцкого, И.С. Фельдмана и А.Г. Шемпелева в структурной интерпретации авторов статьи):

1 – разрывные нарушения (стрелки указывают направление относительного перемещения блоков; буквами обозначены основные глубинные швы Северо-Западного Кавказа – ГК – Главный Кавказский, Ах – Ахтырский); 2 – расчетные значения средней плотности слоя, г/см^3; 3 – верхний слой консолидированной коры (предположительно сиалические породы); 4-5 – более глубокие слои консолидированной коры: предположительно фемические или фемосиалические породы большей (4) и меньшей (5) плотности; 6 – коромантийная смесь; 7-10 – осадочные и осадочно-вулканогенные толщи юры (7), нижнего мела (8), верхнего мела и палеогена (9) и неогена – квартера (10), 11 – направления преимущественного перемещения материала, 12 – зоны аномально высокой электропроводности.

В глубинной структуре СЗК, выявленной в последние годы по данным МТЗ и МОВЗ [4, 16, 22] отчетливо выделяется осевая часть складчатого сооружения, сложенная «коромантийной смесью» – веществом с промежуточными геофизическими параметрами, лишенным четкой стратификации и отражающих площадок (см. рисунок). Эта зона обрамляется двумя субвертикальными зонами глубинных разломов, являющихся зонами резко повышенной электропроводности и границами общего изменения структуры и физических свойств среды. Эти глубинные разломы сопоставляются с Ахтырской (северная) и Главной Кавказской (южная) шовными зонами, которые в поверхностной структуре отделяют Осевую мегазону Северо-Западного Кавказа от Северной и Южной мегазон. Субвертикальные зоны резко повышенной электропроводности горных пород прослеживаются до глубины 70 км и более. Скорее всего их следует связывать с высокой флюидонасыщенностью ограничивающих осевую тектоническую мегазону глубинных содвиговых швов. Особые геофизические свойства Осевой мегазоны могут также быть хорошо увязаны с особенностями ее поверхностной структуры, в частности, с широким развитием здесь тектонического меланжа, структур тектонического течения и расплющивания. Предположительно именно из Осевой мегазоны и обрамляющих ее структурных швов были выжаты линзовидные блоки и пластины сильно деформированных мезозойских и раннекайнозойских пород, слагающие аллохтоны Новомихайловского, Невеб-Псеушхинского и Воронцовского покровов южного склона, чешуйчатые взбросо-надвиги Чвежепсинской, Новороссийско-Лазаревской и Гойхтско-Ачишхинской тектонических зон, а также клинообразные вдвиги северного склона. Та-

ким образом, геофизические данные подтверждают взгляд на Осевую мегазону СЗК как региональную систему глубинных содвигов, представляющих собой корневую зону покровно-надвиговых аллохтонов Южной и в меньшей степени Северной краевых мегазон [15-18].

Приведенные выше структурно-геологические и геолого-геофизические материалы дают основание полагать, что позднеальпийская структура СЗК была сформирована не в висячем крыле глубинного подвига вследствие якобы происходившей субдукции Закавказской плиты под южную окраину Евразии, а над крупной содвиговой зоной, образовавшейся вследствие жесткой коллизии Предкавказской (Скифской) и Черноморско-Закавказской литосферных плит. При лобовом столкновении этих крупных сиалических глыб в зоне их конвергенции происходит активное тектоническое расплющивание краевых частей сходящихся плит и растекание тектонизированного материала вверх, вниз и вбок вдоль глубинной содвиговой зоны («осевой глубинный разлом Большого Кавказа» Г.Д.Ажгирея [1]); крупномасштабное перемещение горных масс запечатлено: в процессах горообразования над зоной содвижения; в погружении геофизических «слоев» и их «перемешивании» внутри содвиговой зоны; в прогрессирующей линеаризации складчатого сооружения; сближении его форландов. Система субвертикальных узких пластинчатых блоков, мегабудин и мегалитонов, рассекаемых и разделяемых крутонаклоненными или субвертикальными содвиговыми дизъюнктивами различного ранга (кливаж и трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и вязкие разрывы, коллизионные швы и шовные зоны) образуют структурную основу содвигового парагенеза [12], куда входят также структуры латерального и субвертикального течения, поперечные складки и структуры нагнетания. Другим важнейшим элементом коллизионно-содвигового структурного ансамбля являются выжатые из содвиговой зоны тектоно-седиментационные образования – покровы, тектонические меланжи и олистостромы. Подавляющая часть покровных структур южного склона СЗК – структуры вязкопластического течения, выжатые из крупных содвиговых швов осевой зоны и перемещенных отчасти тектонически, отчасти гравитационно на значительно менее дислоцированные и жесткие (не затронутые столь же мощной флюидотектонической переработкой) краевые части конвергирующих плит. Пологие покровы и крутые содвиги – два тесно связанные типа дизъюнктивов, характеризующие коллизионные структурные ансамбли; кроме них, здесь участвуют разнообразные (но развитые более локально) системы дизъюнктивов скалывания, раздвижения и латерального тектонического течения. Такая структурно-кинематическая модель наиболее точно отражает как реальную дизъюнктивную структуру Северо-Западного Кавказа, так и геодинамические особенности ее развития в зоне конвергенции южного (Абхазская зона Грузинской глыбы) и северного (Лабино-Малкинская зона Скифской плиты) форландов позднеальпийского орогена Большого Кавказа. При этом остаются в силе все ранее разработанные представления о правосдвиговом характере большинства продольных и диагональных швов Северо-Западного Кавказа и о транспрессивном характере структуры Большого Кавказа в целом [1, 9-11].

Авторы благодарны ФГУГП «Кавказгеолсъёмка» и программе «Ведущие научные школы» за финансовую поддержку исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол.,1960, №8. С. 21-36.

2. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И. Региональные примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С.196-214.

3. Борукаев Ч.Б. Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГУ, 1964. 16 с.

4. Греков И.И., Компаниец М.А., Корсаков С.А. Геолого-геофизическая модель Западного Кавказа и Предкавказья по профилю Туапсе – Армавир (Северный Кавказ) // Тектоника и геофизика. Материалы XXXV Междуведомственного тектонического совещания. М.: "ГЕОС", 2002. С.142-146.

5. Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000, №2. С.26-423.

6. Короновский Н.В., Захаров В.С. Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (Северное Предкавказье) в связи с образованием передовых прогибов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С.232-235.

7. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Издание 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 168 с.

8. Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 135с.

9. Маринин А.В. Позднеальпийская структура Северо-Западного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования. Автореф. канд. дисс. М. Изд-во МГУ, 2003. 22 с.

10. Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука,1977. С.95-113.

11. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука., 1987. С.6996.

12. Расцветаев Л.М. О некоторых общих особенностях структуры и альпийской геодинамики Большого Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки: 1995. С.257-260.

13. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С.136-140.

14. Расцветаев Л.М. Большой Кавказ – субдукция или содвиг? // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. М.: МГУ. 1999. С. 23-24.

15. Расцветаев Л.М. Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М,: ОИФЗ РАН, 2002. С.334-373.

16. Расцветаев Л.М., Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Литовко Г.В., Компаниец М.А., Трофименко А.А., Корсаков С.Г., Письменный А.Н. Глубинное строение Большого Кавказа // Материалы XXXVП Тектонического совещания. Новосибирск, «ГЕО», 2004. С.100-103.

17. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и тектодинамики, т.2. М.: «ГЕОС», 2008. С. 147-153.

18. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXШ Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2000. С.420424.

19. Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН. Т. 375, №5. 2000. С. 662-665.

20. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа // Геология Центрального и Западного Кавказа, т.3. М.: Гостоптехиздат. 1962. С.547.

21. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 158 с.

22. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты.Т.2. М.: ГЕОС. 2001. С.316-320.

23. Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.

24. Khain V.E. Structure and Evolution of Nappe-Fold Edifices of the Alpine-Himalayan Belt: A Comparison // Int. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P.374-387.

25. Philip H., Cisternas A., Guishiani A. & Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initual stages of continental collision. // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 1-21.

26. Saintot A. Reconstruction des champs de paleocontraintes de la Crimee au Caucase nord-occidental, relations avec le developpement des structures majeures.. Apport de la teledetection a l'analyse structurale. These Doctorat. Mem. Sc. Terre Univ. P. et M. Curie, Paris, 2000.

МЕХАНОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕЛЕ РАЗЛОМА

Ребецкий Ю.Л.

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

В механике существует понятие дислокации и трещины, определяющее нарушение сплошности среды и, как следствие, возникновение локализации смещений – скачка смещений. В конструкционной механике такие смещения могут формировать трещины и дислокации сдвига и отрыва, осуществляя сброс части накопленной в среде внутренней упругой энергии. Разница между трещиной и дислокацией заключается в том, что последние, возникая в кристаллах, формируют практически постоянное смещение своих бортов друг относительно друга, за счет наличия вакансий решетки кристалла в своих концевых частях. Трещины имеют вдоль своей протяженности неодинаковое относительное смещение бортов, максимальное в середине и резко уменьшающееся (по параболическому закону) к концевой части (для отрыва и для сдвига). Подобные различия в кинематике приводят к разному типу распределения напряжений, которое теоретически изучалось в работах [Chinnery, 1961; Осокина, 1987].

В геологии также наблюдают трещины, к которым относят нарушения сплошности геосреды протяженностью от первых миллиметров до сотен метров. Такие трещины малой протяженности иногда визуально выглядят так же как в конструкционных материалах, в виде очень тонкой «пустоты», разделяющей твердое кристаллическое вещество. Более часто эти трещины заполнены новым минеральным образованием (например, кальцитом), определяющим определенную степень раздвиговой компоненты для бортов трещины и возникшем уже после ее возникновения (стадия залечивания). Здесь так же как в конструкционных материалах, выделяется концевая часть трещины. Более крупные нарушения сплошности протяженностью сотни метров – десятки и сотни километров определяются как разломы. Для них характерна сдвиговая компонента смещений бортов, в некоторых случаях наблюдаемая на поверхности в осадочном чехле развиговая (отрывная) компонента также вызывается сдвигом в глубинной части разлома (например структуры пулл-апарта). Для разломов большой протяженности (первые километры и более) трудно выделить единую линию, разделяющую геосреду на два блока. Разлом, как правило, представляет со-

бой некую зону существенно измененного структурного и вещественного состояния горных пород. Для них иногда трудно выделить точное положение концевой части, а относительное смещение бортов может существенно отличаться от теоретически предсказываемого для трещин [Осокина, Фридман, 1987].

В работах [Стоянов, 1979; Борняков, 1981; Семинский, 2003;] на природном и модельном материалах изучались особенности формирования внутренней разрывной структуры разломных зон, определялись морфологические параметры опережающих и оперяющих вторичных трещин для разных кинематических типов разломов земной коры. Отмечалась неоднородность распространения участков дезинтеграции геосреды вдоль разломов, появление областей **дилатансии** и повышенной **компрессии** (всестороннего сжатия). Исходя из этих особенностей строения в работах [Шерман и др., 1983] был введен термин «*зона динамического влияния разлома*», подразумевающий область, где напряженное состояние близко к предельномуи где возникают условия, благоприятные для развития зон деструкции. Термин пришел из анализа поведения осадочного чехла над разломом фундамента, выполненного по данным физического моделирования. В дальнейшем его стали употреблять для всех наблюдаемых на поверхности разломов, определяя им объем, вовлеченный в процесс деструкции пород.

В работах [Паталаха и др., 1987; Чиков и др, 1989] обращалось внимание на зональность **метаморфических преобразований** и особенность структурно-вещественного состояния горных пород разломных зон. Основным характерным элементом строения разломов является уменьшение размера зерен по мере приближения к ядру – центральной части разлома. Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов, которые являются не результатом механического перетирания зерен, а следствием их рекристаллизации – **диспергации кристаллической среды** [Поспелов, 1972], происходящей в зонах сдвига в условиях повышенного флюдосодержания, что само по себе является другой важной особенностью разломов. Здесь надо отметить, что еще одной особенностью зон разломов является их повышенная **флюдонасыщенность**. Если для трещин флюид заполняет все пространство между ее бортами, вызывая в дальнейшем сплошную **минерализацию этого пространства**, то в зонах разломов флюид проникает в области локального дилатансионного разуплотнения, игнорируя локальные участки повышенной компрессии. Проникая в трещины, флюид определяет не только возможность их залечивания, но и возможность последующей активизации в виде сдвига за счет **снижения сил трения** между бортами трещины [Terzaghi, 1948]. Еще одной особенностью разломных зон является неравномерность распределения в их трещинно-поровом пространстве флюидного давления. Само наличие флюидного давления в трещинах и порах горных пород определяет более благоприятные условия для хрупкого разрушения как механизма сброса внутренней энергии, накопленной в упругих деформациях. Отметим также, что участки повышенного всестороннего давления, которые иногда возникают во внутренних участках разломных зон, могут создавать условия для возникновения **компакции геосреды,** определяя возможность **квазипластического и истинно пластического деформирования.**

Поскольку зоны разлома являются флюидонасыщенными системами, представляющими собой вместилище разномасштабных трещин различного кинематического типа, то такое множество происходящих в них явлений определяет сложную взаимосвязь условий нагружения и ответную реакцию геосреды (см. рис.). В отдельные моменты времени давление флюида в трещинно-поровом простанстве повышается настолько, что снижает силы сопротивления «сухого» кулоновского трения до предельных значений [Byerlee, 1978]. Этот период можно определять как наиболее опасные для возникновения хрупкого разрушения. В периоды локализованного сдвигового течения (локализованный крип) в разломах наблюдается дилатансия пород – появление микро- и макротрещин отрыва, которая тем выше, чем большая структурная неоднородность существует на микро- и макроуровнях. В эти моменты времени флюидное давление падает из-за увеличивающегося объема трещинно-порового пространства, происходит упрочнение геосреды – возможность возникновения хрупкого разрушения уменьшается.



Области различного, зависящего от напряженного состояния (не только от уровня напряжений, но от и взаимосвязи девиаторных напряжений и эффективного всестороннего давления), механического поведения горных пород на диаграмме Мора.

По вертикальной оси – касательные напряжения, по горизонтальной – эффективные нормальные напряжения (вычитается флюидное давление), действующие на произвольных наклонных площадках

Перечисленные процессы: диспергация и дилатансия пород, изменение флюидного давления происходят на фоне физико-химических изменений состояния породного материала разломов. Эти изменения определяются метаморфическими преобразованиями пород, которые в тех условиях, которые существуют в разломах, происходят по законам, отклоняющимся от традиционно изучаемых в петрохимии [Коржинский, 1973]. Подобная особенность прежде всего определяется структурным состоянием пород разломов, *милонитовым их составом*. Подобное состояние определяет резкое возрастание скорости диффузии дисперсных систем, т.к. начиная с некоторого размера (меньше миллиметра) дисперсные частицы приобретают ряд свойств химических компонентов. Высокая дисперсность реагентов, а также наличие флюида способствует более быстрому поступлению вещества к месту роста новых фаз. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активированным состояниями, может резко падать. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Но не только степень диспергированности среды и наличие жидкой фазы ускоряет прохождение реакций. Существенную роль играют *девиаторные напряжения и скорости деформирования*. Повышенное их значение в сочетании с *тонкодисперсностью исходных реагентов* может привести к тому, что скорости реакции возрастут на несколько порядков. Эксперименты показывают, что при достаточно высоком уровне сдвиговых напряжений в образцах, изготовленных из порошкообразных солей металлов [Ениколопян и др., 1987], реакция дегидратации осуществляется взрывным образом, со скоростью диффузионного процесса на несколько порядков превышающей скорость диффузии в жидкой фазе. Этот эндотермический процесс происходит в изотермических условиях. Требуемое для реакции тепло выделяется в момент взрыва и полностью используется в ходе химических превращений. Высокий уровень девиаторных напряжений так же, как и высокое всестороннее сжатие, переводит кристаллическую решетку минералов в энергетически возбужденное состояние, что способствует переходу механической энергии непосредственно в химическую. При таком развитии реакции дегидратации в областях сдвига в поровое пространство практически мгновенно впрыскивается большой объем флюида. Подобные процессы, с одной стороны, могут порождать резкое изменение химического состава флюидов, электросопротивления среды и являться источниками электромагнитных излучений, а с другой – сами достаточно сильно зависят от электрических, электромагнитных и радиационных полей.

Таким образом, представленный выше анализ показывает, что разлом, конечно, не просто поверхность контакта двух смежных геологических блоков, как это рассматривается применительно к трещинам. **Разлом сам является трехмерным геологическим телом,** существенно отличающимся от консолидированных блоков не только по структурному строению, но и по вещественному составу. Для разлома трудно выделить концевую область, он как бы постепенно «растворяется». В этой связи и характер перемещений вдоль разлома не соответствует тому, что наблюдается для трещины, где в близи конца происходит резкое уменьшение амплитуд сдвига. Разлому более характерно постепенное, плавное снижение относительных смещений его бортов. С механической точки зрения закономерности изменения напряженного состояния в окрестности хрупкого разрыва зависят от масштаба явления, разделяясь на типы, отвечающие: дислокациям, трещинам и разрывам.

С позиции анализа возможности формирования в массивах горных пород крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения, следует говорить о развивитии в теле разлома структурно-динамической неоднородности, обусловленной разной стадией процесса механо-химического преобразования вещества [Ребецкий, 2004, 2006, 2007]. Эта неоднородность определяет возникновение «жестких» сегментов – упрочненных разломов, где существуют пониженные кулоновские напряжения при относительно высоком уровне всестороннего тектонического давления и пониженном флюидном давлении. Эти сегменты при резком увеличении флюидного давления наиболее благоприятны для хрупкого разрушения. Другому типу областей, формирующихся в теле разлома, отвечает высокая степень диспергированности среды (ультрамилониты) и низкая скорость дилатансии. Здесь непрерывно идет реакция дегидратации, поддерживающая достаточно высокое флюидное давление. Эти области – *мягкие включения*, они благоприятны для квазипластического течения за счет вращения зерен и агрегатов. В процессе осуществления сверхбыстрой реакции дегидратации в одном из жестких включений начальный кинетический импульс, порожденный пластическими и квазипластическими деформациями на микро-, макро и мегауровне, может привести к хрупкому разрушению близлежащей упрочненной, энергетически насыщенной области. Если процесс хрупкого разрушения будет подхвачен и в соседних упрочненных областях, то он может привести к возникновению протяженного сейсмического разрыва. Другим вариантом может быть прекращение развития разрыва при его внедрении в мягкое включение большого объема. Неустойчивость развития процесса хрупкого разрушения, обусловленная пространственной неоднородностью разломных зон, определяет эти участки как зоны *метастабильного состояния* [Гольдин, 2007].

Неоднородность структурно-вещественного состояния тела разлома порождает и реологическую его неоднородность. Способность различных участков разлома со временем релаксировать действующие в них напряжения различна. По аналогии с квазипластическим течением, осуществляемом не за счет активизации дислокаций кристалов, а за счет вращения зерен и агрегатов, следует говорить о квазивязком течении, происходящем в «мягких включениях» (участки крипа).

Исследования поддержаны грантом ОНЗ программа № 6 и РФФИ 03-05-64709 и 07-05-64998.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны упруго-вязкой модели. В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. 1981. С. 26-44.
2. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.
3. Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А. Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // ДАН СССР. 1987. Т. 29, № 3. С. 887-890.
4. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: 1973. 288 с.
5. Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120–135.
6. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.
7. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А. Тектонофации мезозоны. Изд. Наука Каз. ССР. Алма-Ата. 1987. 181 с.
8. Поспелов Г.С. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро- тектогенеза. Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53-73.
9. Ребецкий Ю.Л. От анализа тектонических напряжений к новой модели очага землетрясения // «Сейсмические исследования земной коры». Сборник трудов Международной научной конференции. г. Новосибирск. Академгородок. 23-25 ноября 2004. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2004. С. 250-256.
10. Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании. Сб. Флюид и Геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120-146.
11. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
12. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т 47. № 11. С. 1192-1206.
13. Семинский К. Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, фил. ГЕОС. 2003. 241 с.
14. Стоянов С.С. Механизм деформирования разрывных зон. М.: Недра, 1979. 144 с.
15. Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д. Экспериментальное стресс-пребразование пироксенита // Геология и геофизика. 1989. № 6. С 75-79.
16. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд. 1983. 112 с.
17. Byerlee J.D. Friction of Rocks // Pure and applied geophysics. 1978. Vol. 116. P. 615–626.
18. Chinnery M.A. The deformation of the ground around surface fault // Bul. Seism. Soc. Am. 1961. Vol. 51, N 3. P. 355–372.
19. Terzaghi K. Theoretical soil mechanics. Wiley. New York. 1943. 506 p.

СОВРЕМЕННОЕ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ребецкий Ю.Л.[1], Сычева Н.А.[2]

[1]Институт физики Земли РАН, г. Москва, reb@ifz.ru
[2]Научная станция РАН «Бишкек», г. Бишкек, Киргизия, nelya@gdirc.ru

В самое последнее время для ряда сейсмоактивных регионов получены данные о параметрах напряженного состояния земной коры с использованием метода катакластического анализа (МКА) механизмов очагов землетрясений [1]. Было установлено различие не только характера ориентации осей главных напряжений для участков близи границ литосферных плит и для внутриплитовых областей, но и различие в уровне действующих там напряжений. Однако этот результат мог рассматриваться как исключительный, поскольку реконструкция для внутриплитовой области была выполнена только для одного Алтае-Саянского внутриплитового орогена [2]. Поэтому было выжно получить подтверждение указанной выше закономерности и для других участков повышенной внутриплитовой сейсмичности. С этой целью нами была выполнена реконструкция напряженного состояния земной коры центрального Тянь-Шаня на основе сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, полученных для сети KNET в период времени с 02.02.1999 по 30.12.2007 [3]. Каталог сети KNET содержал 805 событий с магнитудами от 1.1 до 5.4. Реконструкция напряжений выполнялась по сетке $0.05^o \times 0.05^o$ в латеральном направлении и 5 км по глубине. Получены данные о параметрах напряжений для 283, 384, 328 и 176 доменов для глубин 5, 10, 15 и 20 км соответственно.

По результатам реконструкции установлено, что погружение осей максимального сжатия направлено в основном на север – северо-запад (рис. 1, *а*). При этом существуют области, где эти оси имеют субвертикальное направление, что отвечает режиму горизонтального растяжения (рис. 1, *б*). Большая часть региона имеет режим горизонтального сдвига при достаточно широком представительстве режима горизонтального сжатия. Касательные напряжения на горизонтальных площадках, характеризующие направление воздействия со стороны мантии на земную кору, имеют достаточно мозаичное распределение в отличие от того, что наблюдается для зон субдукции [2]. Около 90% действующих касательных напряжений взаимно компенсированы.

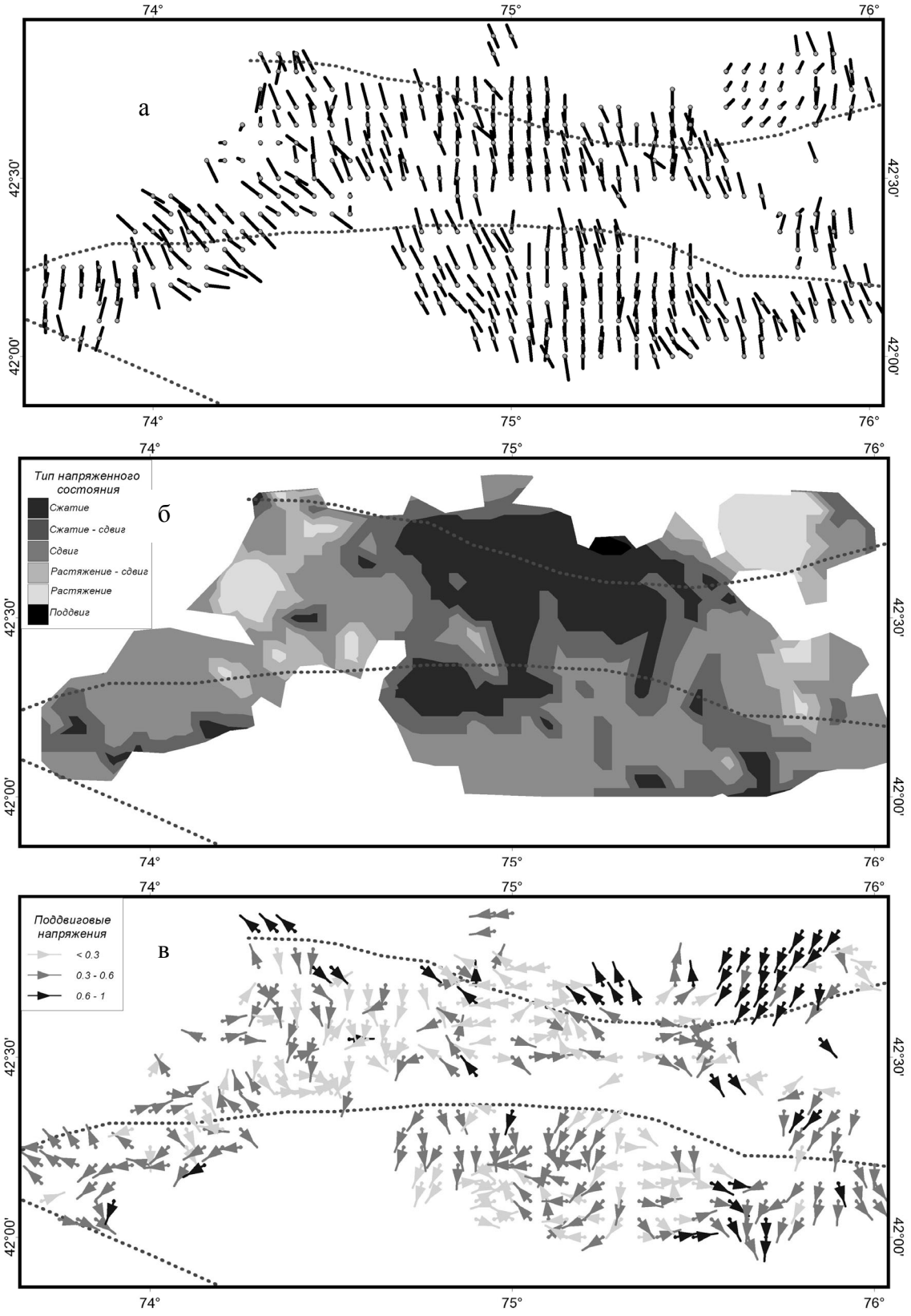


Рис. 1. **Проекции осей максимального сжатия (*а*), построенных в направлении их погружения из центра доменов, для которых выполнена реконструкция, тип напряженного состояния (*б*) и ориентация и интенсивность поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках с нормалью, направленной к центру Земли (*в*) для слоя земной коры на глубине 10 км**

Подобный характер распределения касательных напряжений определяет небольшое влияние мантии на кору исследуемого региона, по крайней мере, за счет латерального ее смещения. Некомпенсированные касательные напряжения, действующие в направлении на юг, составляют около 8%, а в направлении на запад – около 2% от общей их интенсивности, что можно комментировать как реактивную реакцию со стороны мантии на медленное смещение коры в направлении на север – северо-восток, проявляющуюся на фоне более интенсивного, но мозаичного по направлению воздействия со стороны мантии. Такой характер фонового воздействия говорит о независимости этих касательных напряжений от боковых источников.

Для определения абсолютных значений напряжений нами использовались данные о сброшенных напряжениях ($\Delta\tau_n = 22$ МПа) одного из наиболее сильных землетрясений $M_w = 5.1$, произошедшего 06.06.2007 на глубине 12 км. В рамках алгоритма МКА была рассчитана величина эффективного внутреннего сцепления массивов горных пород: $\tau_f = 17$ МПа [2]. Это значение почти втрое превосходит значение внутреннего сцепления, полученного для земной коры Алтае-Саян ($\tau_f = 6$ МПа) на основании данных о сброшенных напряжениях в очаге Чуйского землетрясения 2003 г ($M_w = 7.3$) [2]. Подобное различие связано с разным масштабом осреднения параметров напряженного состояния. Для Алтая и Саян этот масштаб, определяемые магнитудным диапазоном землетрясений, используемых для реконструкции, составлял 30-40 км, а для центрального Тянь-Шаня около 5-10 км.

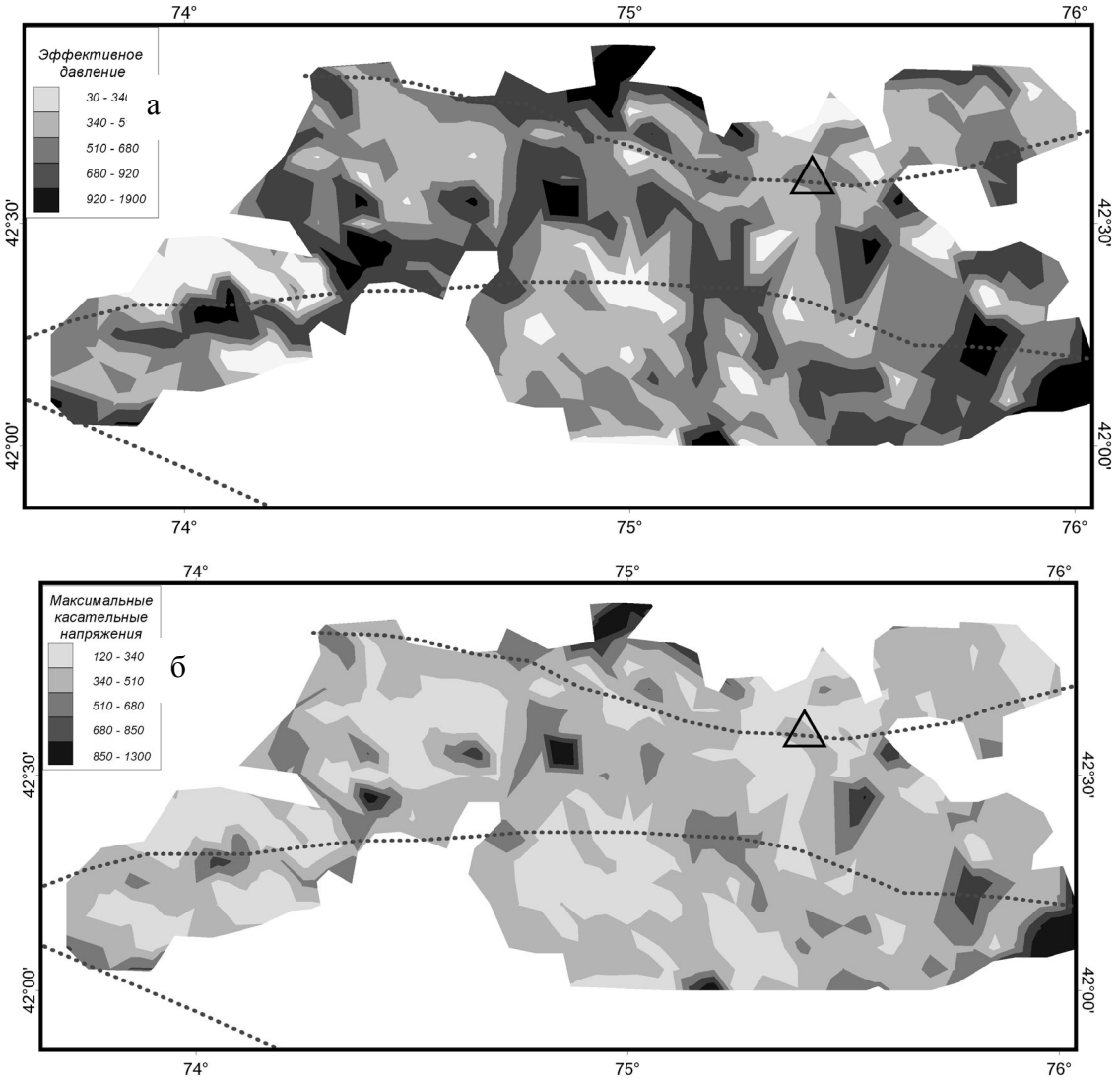


Рис. 2. **Касательные напряжения (*а*) и эффективное всестороннее давление (*б*) в барах для слоя земной коры на глубине 10 км. Треугольник – эпицентр землетрясения, произошедшего 06.06.2007**

На рис. 2 представлено распределение максимальных касательных напряжений τ и эффективного давления p^* (давление в горных породах минус флюидное давление в трещинно-поровом пространстве). Эти две характери-

стики напряженного состояния взаимосвязаны (связь вытекает из закона Кулона-Мора). В доменах с повышенным значением τ также повышенные значения p^*. Значения максимальных касательных напряжений находятся в диапазоне от 120 бар (12 МПа) до 1300 бар (130 МПа) при среднем значении 400 бар. Этот уровень напряжений в 4-6 раз выше уровня напряжений, полученного для субдукционных областей и границ литосферных плит [1, 4]. Отметим, что землетрясение, на основе которого определено значение эффективного сцепления, приходится на домены с невысоким уровнем значений τ и p^*, что отвечает концепции, развиваемой в работе [5, 6], определяющей области среднего уровня напряжений как наиболее опасные для хрупкого разрушения крупного масштаба.

Анализ всестороннего давления в горных породах, который в соответствии с алгоритмом МКА [1] может быть выполнен при использовании данных о рельефе дневной поверхности, показал, что отношение p/p_{lt} изменяется в диапазоне 0.778-1.206 при среднем значении 1.02 (рис. 3). В северном части Центрального Тянь-Шаня выделяется обширная область наибольших значений этого отношения, а в восточном и западном сегменте существуют две области пониженных значений. На рис. 4 показан характер взаимосвязи отношения p/p_{lt} и уровня максимальных касательных напряжений. Видна симметрия в разбросе значений p/p_{lt}, что определяет взаимноуравновешенность областей положительного и отрицательного значений всестороннего надлитостатического давления.

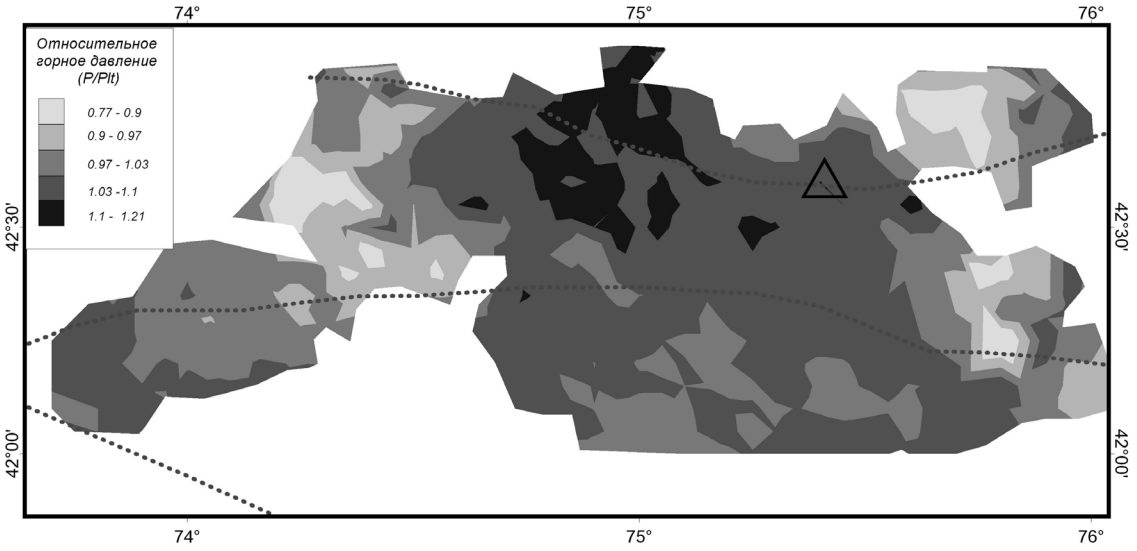


Рис. 3. **Относительное всестороннее давления p/p_{lt} для слоя земной коры на глубине 10 км**

Малое отклонение среднего значения от единицы показывает, что основной вклад в напряженное состояние региона оказывают внутрикоровые неоднородности. Влияние бокового давления на напряженное состояние можно оценить в 5%. Вместе с воздействием касательных напряжений на подошву коры общее влияние внешних факторов оценивается в 10-15%. Работа поддержана РФФИ 06-05-64410, 07-05-64998 и программой ОНЗ РАН №6.

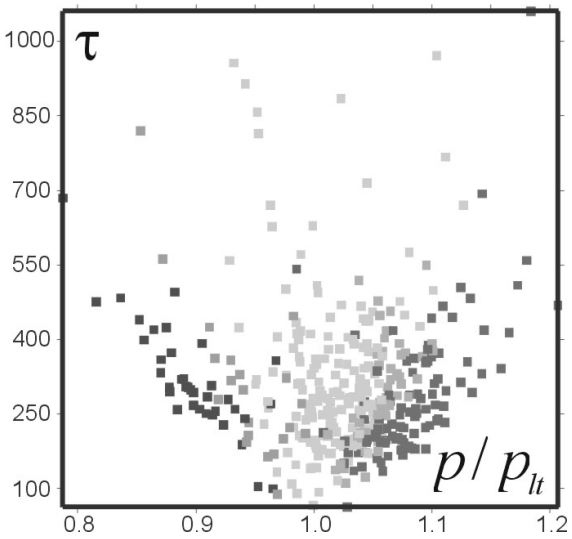


Рис. 4. **Взаимосвязь отношения p/p_{lt} с интенсивностью максимальных касательных напряжений (в барах) для слоя земной коры на глубине 10 км.**

Оттенки серого цвета определяют разный тип напряженного состояния в доменах, для которых получены данные о напряжениях. Большим значениям p/p_{lt} отвечают в основном области горизонтального сжатия, а меньшим – области горизонтального растяжения. Для областей, где отношение p/p_{lt} близко к единице тип напряженного состояния горизонтальный сдвиг

ЛИТЕРАТУРА

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
2. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтая и Саян до Чуйского землетрясения 2003 г. // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием. 18-24 сентября 2007 г. Иркутск ИЗК СО РАН. Иркутск. Изд. ИЗК СО РАН. 2007. С. 106-111.
3. Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадиева В.А., Юнга С.Л. Изучение фокальных механизмов очагов по данным сети KNET // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. М.: 2003. С. 241-253.
4. Hardebeck J. L., Hauksson E. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106, N B10. P. 21859–21882.
5. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады РАН. 2007. Т 416, № 5. С. 106-109.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Т 1. № 10. С. 25-37.

ГЕОДИНАМИКА, СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Рогожин Е.А. , Собисевич А.Л. , Нечаев Ю.В. , Собисевич Л.Е. , Овсюченко А.Н.

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

Центральный сектор альпийской горно-складчатой системы Большого Кавказа характеризуется сложным сочетанием активных разломов разных структурных направлений. В районе спящих, но не потухших вулканов Эльбрус и Казбек пересекаются разрывные нарушения кавказской ЗСЗ и транскавказской СЮ ориентировок.

Геодинамическая позиция вулкана Эльбрус в пределах Транскавказского поднятия рассмотрена в связи с развитием вулканических процессов в данном регионе и возможностью возобновления вулканической деятельности. Для всестороннего изучения геолого-геофизических и тепловых процессов в районе вулканической постройки необходимо иметь достоверную информацию об основных параметрах магматического очага и магматической камеры.

В докладе приведены результаты обработки космических снимков по специализированной технологии, позволяющей переходить от структуры поверхностных линеаментов к анализу поля тектонической раздробленности литосферы и получать независимую информацию об особенностях глубинного строения исследуемой территории. Построена трёхмерная модель тектонической раздробленности литосферы в районе вулкана Эльбрус и выделено две области аномально пониженных значений поля тектонической раздробленности, отождествляемые с глубинным магматическим очагом и близповерхностной магматической камерой.

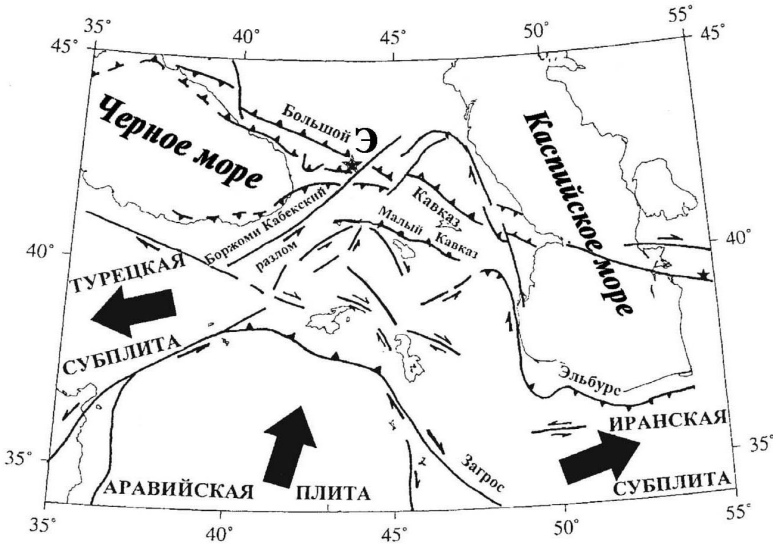


Рис. 1. **Геодинамическая позиция вулкана Эльбрус в системе Кавказской части Альпийско-Гималайского складчатого пояса**

Выполнен сравнительный анализ полученных результатов с данными площадной микрогравитационной съёмки, профильных исследований методом магнитотеллурического зондирования, а также с данными о локальных температурных аномалиях в районе вулкана Эльбрус.

Центральный сектор Большого Кавказа крайне сейсмоактивен. В 1991 г. Здесь произошло сильнейшее Рачинское землетрясение с M=7.2. В зонах разломов обоих структурных направлений обнаружены палеосейсмодислокации сильнейших землетрясений голоценового возраста. Установлен современный сейсмический режим региона. Сейсмические и вулканические активизации не совпадают по времени проявления.

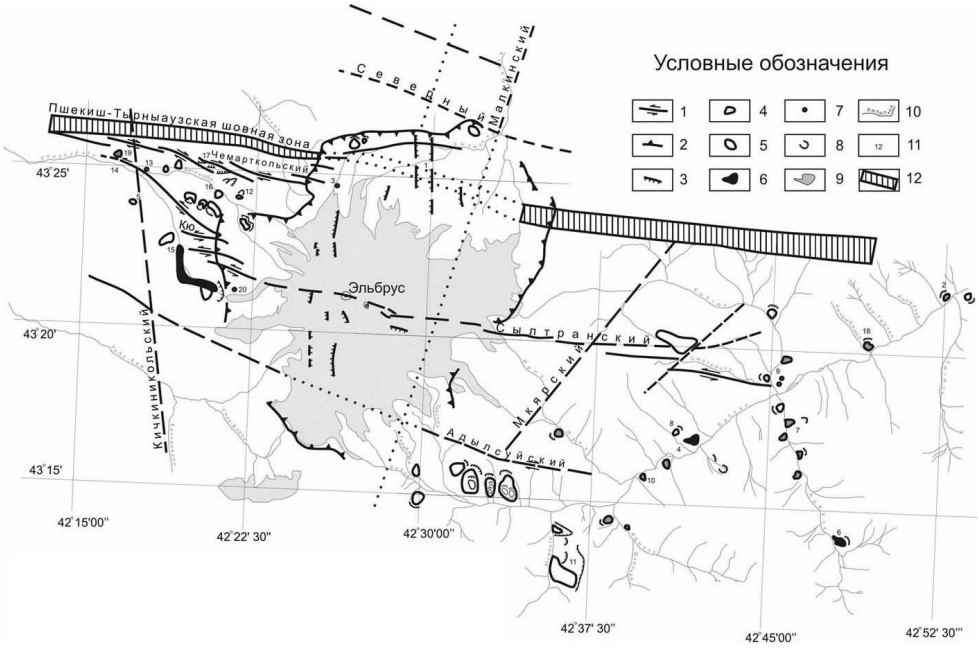


Рис. 2. **Палеосейсмодислокации в районе Приэльбрусья.**

1 – разрывные нарушения и направление смещения по ним; 2 – границы Эльбрусской кальдеры; 3 – первичные сейсмодислокации; 4-6 – вторичные сейсмодислокации: 4 – обвалы, 5 – оползни, 6 – каменно-ледовые лавины; 7 – сейсмовибрационные явления; 8 – стенки отрыва вторичных сейсмодислокаций; 9 – ледники; 10 – реки; 11 – точки наблюдения, 12 – Пшекиш-Тырныаузская шовная зона

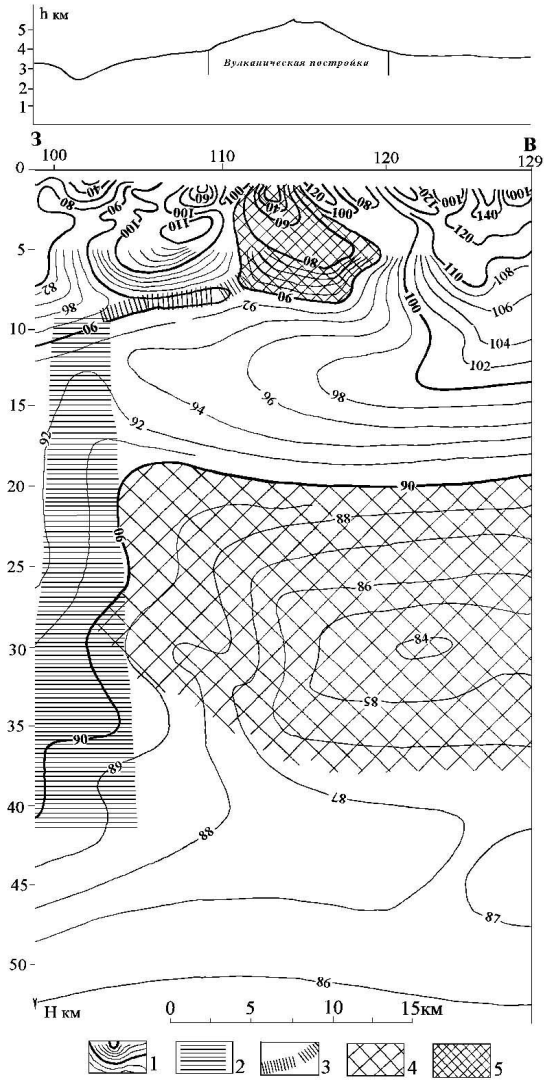


Рис. 3. **Отображение материнского магматического очага и вулканической камеры Эльбруса в поле тектонической раздробленности (близширотный разрез).**

1 – изолинии поля тектонической раздробленности коры: жирные – сечением через 10 у.е., тонкие – через 2 или 1 у.е.; 2 – область (зона) повышенной тектонической раздробленности в нижней части коры; 3 – близгоризонтальные ослабленные зоны (потенциально возможный путь движения первичной магмы в вулканическую камеру); 4 – область аномально пониженных значений поля в верхах базальтовой коры, рассматриваемая в качестве потенциального материнского магматического очага, служащего в прошлом поставщиком материала для заполнения вулканических камер; 5 – область аномально пониженных значений поля в верхней части коры, отождествляемая с вулканической камерой. Над разрезом приведен рельеф местности вдоль профиля с указанием конуса вулканической постройки и дана его привязка к условной системе координат

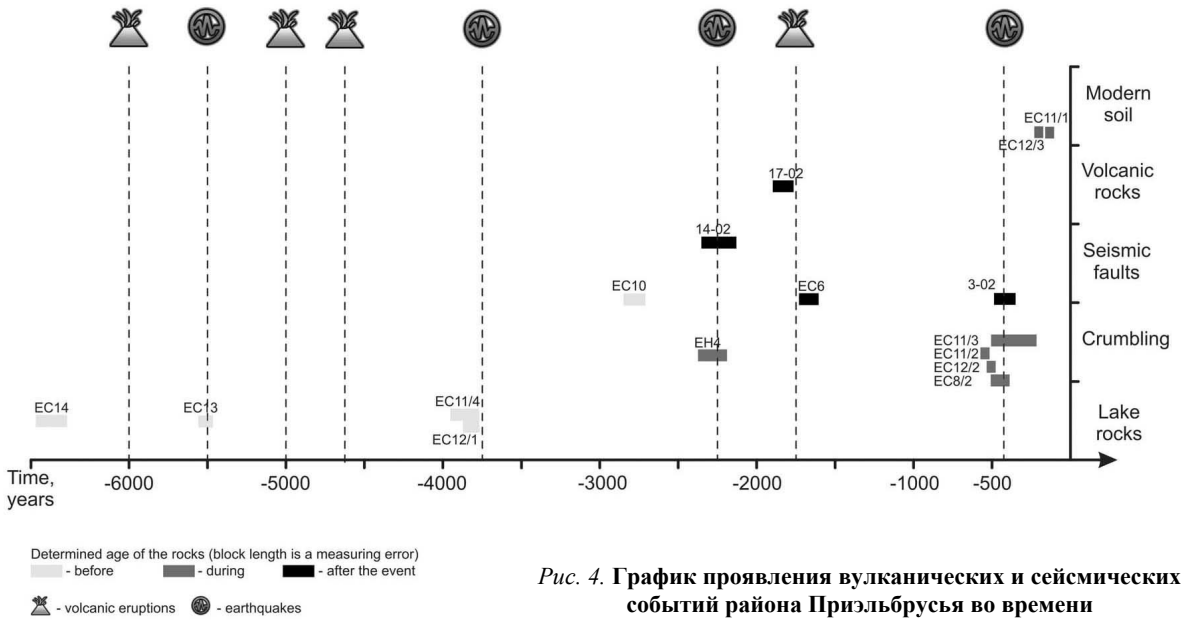


Рис. 4. **График проявления вулканических и сейсмических событий района Приэльбрусья во времени**

АНАЛИЗ СОСТАВА КОЛЛОИДОВ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Рожкова Н.Н., Подкасик М.О., Инина И.С., Туполев А.Г.

[1]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, tupolev@krc.karelia.ru

Неоднородный состав минерального субстрата (первично глинистый, кремнистый, карбонатный, пирокластический) и широкий диапазон изменений количества углеродистого вещества в шунгитовых породах (от долей до 99%) обусловливают большое разнообразие типов пород, различающихся по физико-механическим и химическим свойствам и возможностями их практического использования. Эти различия пород наблюдаются не только внутри одного месторождения, но и отдельных пластов, что становится проблемой при использовании шунгитовых пород в высокотехнологичных производствах.

В последние годы интерес к шунгитовым породам как к перспективному углеродсодержащему сырью, вырос благодаря возможности активации наноразмерных элементов, составляющих основу структуры углерода шунгитов. Наночастицы углерода (НЧ) играют важную роль в биологических и геохимических процессах, определяют активность шунгитовых пород как перспективного материала для медицины, фармакологии и материаловедения [1].

Большинство потенциальных применений НЧ углерода предполагают перевод углерода в водные дисперсии. В устойчивых водных дисперсиях НЧ шунгитового углерода стабилизируются в воде за счет непланарности основного структурного элемента шунгитового углерода – графенового фрагмента [2].

В настоящее время разрабатываются высокоуглеродистые породы м-й Максово и Зажогино, которые содержат кроме 20-45 вес.% углерода также кварц и алюмосиликаты [3]. В результате перевода составляющих шунгитовых пород в коллоидную форму и исследования состава водных коллоидов появляется возможность ответить на ряд актуальных вопросов, связанных с проблемой генезиса, геохимией, экологическими и био-химическими свойствами шунгитов. Поэтому целью данной работы было изучение состава водных коллоидов и условий перевода шунгитовых пород в коллоидную форму.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являются шунгиты III разновидности (по классификации П. А. Борисова) с содержанием углерода около 30 вес.%, отобранные из Максовского месторождения (керн из скважины 205) и Зажогинского (разрабатываемый карьер) месторождений, и участка Барыженцы Онежской структуры. Породы отличались по составу минеральной фазы: преимущественно кварцевая – в породах Зажогино и Максово, и алюмосиликатная – в породах Барыженцы.

Водные коллоиды получали выщелачиванием тонкодисперсного материала из порошков и крошки исследуемых пород дистиллированной pH=5,6, подкисленной pH=3,0 и водопроводной pH = 7,0 водой. Для ана-

лиза полученных коллоидов использовали рентгенофазовый и силикатный анализы, дериватографию и микрозондовый анализ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Кинетика выщелачивания

Кинетика вымывания тонкого материала в воду (выщелачивание) меняется в зависимости от глубины залегания породы и ее предыстории (выветривание, действие гидротермальных флюидов, механическая обработка), как показано на шунгитовых породах м. Максово. Однако количество вымываемого материала приблизительно одинаково независимо от дисперсности шунгита (порошок и крошка, рис.1), а также глубины залегания породы (шунгит из керна) и типа минеральной основы и составляет ~ 0,1-0,2 г.

Значение pH фильтрата исследуемых образцов практически не менялось через 10 циклов вымывания.

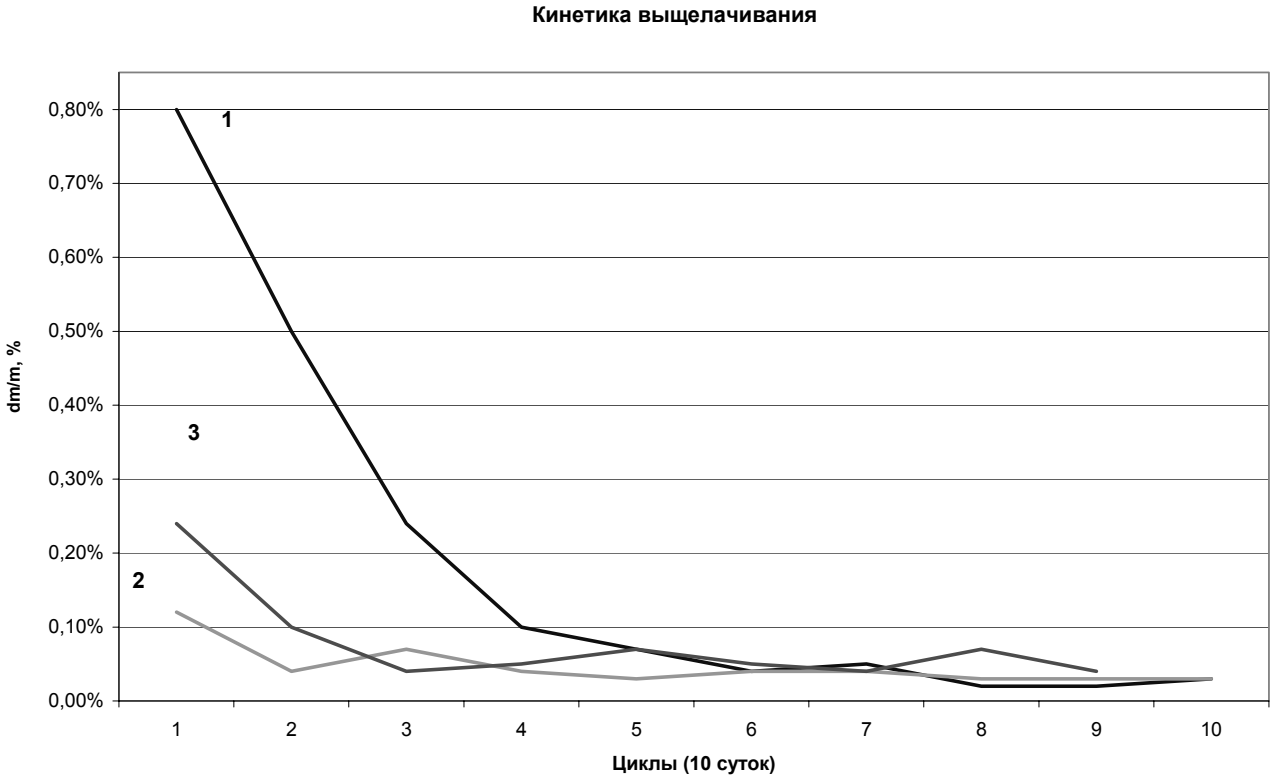


Рис.1. **Кинетика выщелачивания образцов шунгита Зажогино**
(порошок – 1, крошка – 2) и Барыженцы – 3 (dm/m – относительное изменение массы)

2. Дериватографический анализ

В табл.1 приведены данные дериватографии последовательно вымываемой крошки шунгита м. Зажогино. Видно, что соотношение компонентов, переходящих в воду зависит от цикла выщелачивания: на первых циклах вымывается преимущественно минеральная компонента. Далее увеличивается количество вымываемого углерода и становится постоянным 12 -14 вес.%. На первых циклах вместе с углеродом вымываются карбонаты, а затем сульфиды, что говорит о подвижности этих составляющих.

Таблица 1

Данные дериватографии отмытых проб Зажогино

Наименование пробы (1-6-циклы вымывания)	Общие потери, вес. %	Сод. С, вес.%	Термоактивные минералы (температуры эффектов, °С)
Z2 – 1	63,0%	7,6%	Углерод (550), карбонаты (-760)
Z2 – 2	50,2%	7,8%	Углерод (545), карбонаты (-760)
Z2 – 3	44,4%	12,8%	Углерод (555), карбонаты(-755)
Z2 – 4	47,2%	14,2%	Углерод (640), карбонаты (-740)
Z2 – 5	39,6%	14,4%	Углерод(530), карбонаты (-735)
Z2 – 6	32,4%	14,4%	Углерод(545), карбонаты (-710), сульфиды

О подвижности шунгитового углерода в воде и его переходе в тонкодисперсную (коллоидную форму), т.е. в более активное состояние, свидетельствует уменьшение температуры горения с 620 °С для исходного до 545 °С (табл.1).

На дериватограмме порошка шунгита м. Барыженцы, оставшемся на фильтре после 6 циклов вымывания, появляется второй пик горения углерода при более низкой температуре (600 и 665 °С), что также связано с активностью дисперсного углерода, перешедшего в воде в коллоидную форму.

3. Рентгенофазовый анализ осадков

Данные рентгенофазового анализа осадков, полученных из порошков м. Барыженцы и Зажогино подтверждают присутствие карбонатов (гипс, кальцит) и сульфидов (алуноген (Al), розенит (Fe), апловит (Co), ретгерсит (Ni)), ранее определенных с помощью дериватографии (табл.2).

Состав коллоидов, вымываемых из образцов шунгита м. Максово (скважина 205 на глубине 53,6м) и м. Зажогино практически совпадает, что следует из сравнения рентгенограмм обоих образцов. Состав продуктов, полученных из шунгита м. Зажогино, можно контролировать, изменяя pH среды по аналогии с изменениями состава, отмеченными на разных глубинах скважины 205 м. Максово. Например, отмечены значительные изменения свойств фильтрата: сравнить pH=3,7 на глубине 53,6 м и pH=6,9 на 81,6 м. [4]. На рентгенограммах пород м. Максово из той же скважины на больших глубинах обнаружены преимущественно карбонаты и гипс, поскольку породы на этой глубине отличаются повышенной щелочностью (pH=8,9 -10,0).

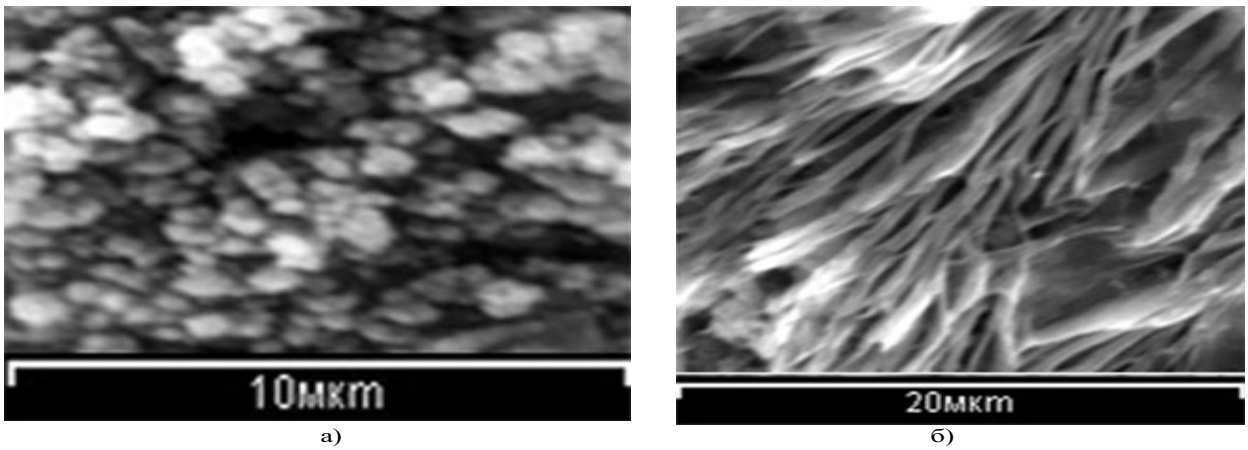
Таблица 2

Минеральный и элементный состав исходных порошков шунгитов и их фильтратов.

Основа пород	Образец	Минеральный состав
Al-Si основа (участок Барыженцы)	Исходный	Кварц (SiO_2), мусковит ($Al_2 H_2 K_{0.75} O_{12} Si_4$), альбит ($Na\ Al\ Si_3\ O_8$)
	1	Алуноген ($Al_2(SO_4)_3 * 16H_2O$), апловит ($Co\ SO_4 * 4\ H_2O$), гексагидрит ($MgSO_4 * 6H_2O$), розенит ($FeSO_4 * 4H_2O$), гипс ($CaSO_4 * 2H_2O$)
	2	Гипс ($CaSO_4 * 2H_2O$)
	3	Гипс ($CaSO_4 * 2H_2O$), старкеит ($MgSO_4 * 4H_2O$), апловит ($CoSO_4 * 4H_2O$), розенит ($FeSO_4 * 4H_2O$), киесерит ($Mg\ SO_4 * H_2O$)
SiO_2 – основа (м.Зажогино)	Исходный	Кварц(SiO_2), мусковит ($Al_2H_2K_{0.75}O_{12}Si_4$), анортоклаз ($(Na,K)(Si_3\ Al)O_8$)
	1	Гипс ($CaSO_4 * 2H_2O$)
	2	Гипс ($CaSO_4 * 2H_2O$), алуноген ($Al_2(SO_4)_3 * 16H_2O$), гексагидрит ($MgSO_4 * 6H_2O$), биеберит ($CoSO_4 * 7H_2O$), бутлерит ($FeS\ O_4(OH) * 2H_2O$)
	3	Гипс ($CaSO_4 * 2H_2O$), эпсомит ($MgSO_4 * 7H_2O$), ретгерсит ($NiSO_4 * 6H_2O$), метаалуноген ($Al_2(SO_4)_3 * 14H_2O$)

4. Размер частиц и морфология осадка

На начальном этапе выщелачивания образцов из порошков Зажогино присутствуют неоднородные по форме и размерам кристаллы, мелкие глобулярные частицы размером десятые доли мкм. В конце циклов вымывания (рис. 2а) – преобладают однородные глобулярные кристаллы, средний размер частиц 1- 2 мкм. Обнаружена существенно различная морфология осадков, вымываемых из шунгитовых пород с кварцевой и алюмосиликатной минеральной составляющей. Анизотропные дендритные частицы- характерны для образца м. Барыженцы, в отличие от однородных кристаллов и глобул –для образцов Зажогино и Максово (рис.2 а,б)



а) б)

Рис.2. **Микрофотографии осадков, полученные при вымывании шунгитов м. Зажогино (а) и Барыженцы (б)**

ВЫВОДЫ

1. Проведено сравнительное исследование состава фаз, вымываемых водой из пород с содержанием углерода 20-40 мас.% месторождений Максово (брекчированные разности), отобранных из кернового материла скважин, и Зажогино (с гомогенным распределением тонкозернистых минералов), разрабатываемых в настоящее время, и участка Барыженцы, породы которого имеют преимущественно алюмосиликатную основу.

2. Кинетика вымывания тонкого материала в воду (выщелачивание) меняется в зависимости от глубины залегания породы и ее предыстории (выветривание, действие гидротермальных флюидов, механическая обработка).

3. Состав фаз, вымываемых из однородных и брекчированных пород, сводится к трем: углерод, карбонаты (в виде кальцита) и сульфаты (сульфиды при т.о.).

4. При последовательном вымывании углерод переходит в воду из всех шунгитовых пород, его концентрация в дисперсии возрастает при тонком измельчении породы и становится постоянной 12-14 вес.%.

5. Морфология вымываемого осадка повторяет особенности структуры минеральных компонентов: однородные фракционированные зерна – шунгитовых пород м. Зажогино (и Максово) и слоистые, дендритные структуры – шунгитовые породы м. Барыженцы.

Авторы выражают благодарность А.Н.Сафронову и А.Н.Терновому за помощь в получении микрофотографий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Под ред. В.А. Соколова. – Петрозаводск: «Карелия», 1982. – 204 с.

2. Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдобина Л. П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. – Л., «Наука», 1983. – 193 с.

3. Иваникин П. Ф. Шунгиты: проблемы генезиса и классификация нового вида углеродистого сырья П. Ф. Иваникин, Л. П. Галдобина, Ю. К. Калинин // Советская геология. – 1987.-№12.-С. 40-47.

4. Рожкова Н.Н. Получение устойчивых водных дисперсий нанокластеров шунгитового углерода Н.Н. Рожкова, В.С. Рожкова, Г.И. Емельянова, Л.Е. Горленко, В.В. Лунин // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии Кар НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. – Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2007. – С. 89-93.

ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГАЗООБРАЗНОГО ХЛОРА С ШУНГИТОВЫМИ ПОРОДАМИ

Рожкова Н.Н. [1], Туполев А.Г. [1], Ивашевская С.Н. [1], Кукушкина Ю.А. [2], Соколов В.В. [2], Кравчик А.Е. [2]

[1]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, rozhkova@krc.karelia.ru
[2]Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург., juku@mail.ioffe.ru

Вулканогенно-осадочные шунгитовые породы являются перспективным многоцелевым технологическим сырьем. Вариации состава и слабая воспроизводимость свойств разрабатываемых в настоящее время высокоуглеродистых пород являются основным препятствием для их использовании в высокотехнологичных процессах в качестве адсорбентов, катализаторов, наполнителей [1]. Для решения этой проблемы проводится модифицирование шунгитовых пород в атмосфере водяного пара, озона [2], высокотемпературная обработка в инертной атмосфере [3]. Однако, большинство из предложенных методов приводит к заметному уменьшению концентрации шунгитового углерода в породе и изменению параметров его структуры. При этом также изменяется фазовый состав минеральной составляющей шунгита [3].

Сильным окислителем, способным в значительной мере повлиять на минеральную составляющую шунгитовых пород является хлор. Ранее была исследована адсорбция газообразного хлора на шунгитовых породах двух типов: шунгит I разновидности м. Шуньга (ShI) и шунгит III разновидности м. Зажогино (ShIII) [4]. Адсорбция проводилась при комнатной температуре. Согласно полученным данным, процесс взаимодействия шунгита с хлором удовлетворительно описывается уравнением $A=A_1(1-e^{-k1t})+A_2(1-e^{-k2t})$, что может свидетельствовать о наличии двух идущих параллельно по разным механизмам процессах. Более быстрый процесс (с индексом «1») связан, по-видимому, с физической сорбцией, второй – хемосорбционный процесс. При увеличении температуры адсорбция хлора уменьшается. Полученные результаты представлены в табл.1.

Таблица 1

Значения констант уравнения сорбции хлора на шунгитах

Константы адсорбции	Шунгит I	Шунгит III
A_1, %	0.04	1.35
k_1, мин$^{-1}$	0.185	0.5
A_2 %	0.15	0.75
k_2 мин$^{-1}$	$3.4*10^{-3}$	$20*10^{-3}$
*$S_{уд}$, м^2 / г	0.5	18

*Посадочная площадка атома хлора 8Å^2.

Для увеличения пористости шунгитов проводили обработку газообразным хлором ShI и ShIII при 1000 ^{0}C для удаления минеральной составляющей и развития пористой структуры в шунгитовой матрице. Хлорирование в стационарных условиях позволяет увеличить суммарный объем пор за счет развития мезопор при отсутствии микропор. При увеличении температуры хлорирования отмечается рост макропористости [3].

Для получения из шунгита углеродных микропористых адсорбентов была проведена высокотемпературная обработка шунгита, обеспечивающая карбидизацию минеральных включений, преимущественно SiO_2, за счет углеродной составляющей с последующим хлорированием. Хлорирование осуществлялось при 950 ^{0}C и скорости подачи хлора 0.07 г/(мин.см^2) [3].

Целью данной работы было исследование влияния высокотемпературной обработки хлором на состав, структуру и свойства основных компонентов шунгитовых пород.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Для исследования были взяты порошки (< 40 мкм) шунгитов м. Шуньга (ShI) и м. Зажогино (ShIII). Термохимическая обработка проводилась в электрической печи с графитовым нагревателем в потоке хлора при температуре 1000 ^{0}C.

Структурные параметры углерода были определены на порошках шунгита до и после обработки хлором с помощью рентгеновской дифракции на дифрактометре STOE-Stadi-P на излучении Cu$K_{\alpha 1}$, монохроматором служил изогнутый кристалл германия Ge (111) (съемка на прохождение) и на дифрактометре STOE THETA-THETA на излучении Cu$K_{\alpha 1}$, в первичном пучке – Göbel mirror, в отраженном пучке монохроматором служил кристалл графита (съемка на малых углах). В качестве эталона использованы данные для графита, взятые из базы данных PDF-2.

Морфологические особенности составляющих шунгитов исследовали с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH TESCAN приставкой для микрозондового анализа.

Пикнометрическую плотность определяли с помощью газового пикнометра Micromeritics AccuPyc 1330 instrument в атмосфере гелия. Адсорбционно-структурный анализ был проведен на приборе Micromeritics ASAP 2020 installation по низкотемпературной (-196 ^{0}C) адсорбции-десорбции азота. Удельную поверхность определяли по БЭТ в области давлений 0.05-0.30 p/po.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ШУНГИТОВ

По данным элементного анализа (табл.2) видно, что термохимическая обработка (ТХО) приводит к обогащению шунгитов: концентрация углерода увеличивается с 30 до 64.7 вес.% – для ShIII при этом удаление основной минеральной составляющей кварца (и кремнезема) незначительно, о чем свидетельствует уменьшение по Si с 13,2 до 12,2 вес.% (табл.2).

Таблица 2

Изменение состава и свойств шунгитов при термохимической обработке

Показатели Свойства	Sh III		Sh I	
	исходный	После ТХО	исходный	После ТХО
Потеря массы после ТХО, вес.%	–	69,3	–	10,9
Элементный состав, масс %	C – 36,92	64,73	C – 91,6	99,2
	O – 37,98	21,68	O – 4.91	–
	Al – 2,17	1,26	Al – 0,26	–
	Si – 13,17	12,16	Si – 1,29	–
	S – 2,33	–	S – 0,47	0,17
	K – 0,82	–	K – 0,31	0,41
	Fe – 5,41	–	Fe – 0,25	–
	Na – 0,56	–	Ca – 0,47	0,26
	Mg – 0,64	–		Cl – 0,41
Основные фазы	SiO_2	SiO_2	C+SiO_2	C
Пикнометрическая плотность, г/см^3	2,47	2,18	2,02	2,15
Удельный объем пор (азот), см^3/г	0,01	0,09	0,003	0,23
Удельная поверхность по БЭТ (азот), м^2/г	26,2	50,2	12,8	24,1

Для ShI содержание углерода увеличилось с 91,6 до 99,2 вес.% после ТХО. Рентгеноструктурный анализ на ShI показал отсутствие кварца после ТХО (рис.1), тогда как в исходном шунгите он содержался в количестве 1.29 вес.% по данным элементного анализа. Элементный анализ также подтвердил удаление Si после ТХО (табл.2). Следует отметить появление Cl после ТХО в составе ShI, что обусловлено, по-видимому, его сорбцией на шунгите. Это же подтверждает увеличение пикнометрической плотности после ТХО (табл.2).

Химическая стойкость шунгитового углерода подтверждается данными рентгеноструктурного анализа (рис.1 а,б). В пределах погрешности эксперимента структурные параметры шунгитового углерода не изменяются. Рентгенограммы, полученные в геометрии Дебая – Шеррера, имеют лучшую статистику, поэтому параметр L_c рассчитывался, исходя из этих данных [5]. Так как пики (100) и (101) разрешились только при малоугловой съемке, то параметр L_a оценивался исходя из этих данных. Полученные параметры приведены в табл.3.

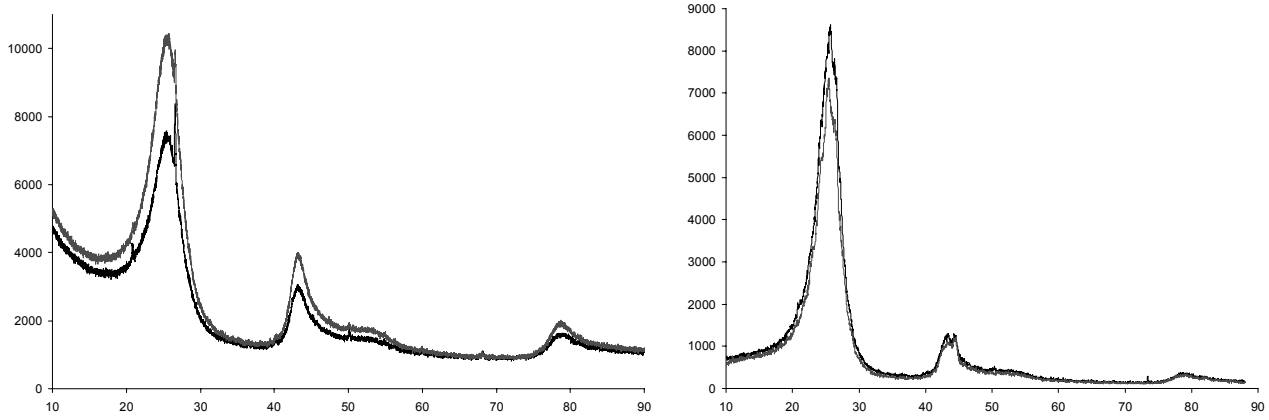


Рис. 1а,б. **Рентгенограммы образцов ShI исходного (темная) и после ТХО (светлая), полученные при съемке на прохождение (а) и при малоугловой съемке (б)**

Таблица 3

Брэгговские углы и межплоскостные расстояния для исследуемых образцов шунгита

h k l	Графит [41-1487]		Исходный		После ТХО		D_{002}=L_c,нм	D_{100} = L_a, нм
			шунгит					
	2θ, град	d, Å	2θ, град	d, Å	2θ, град	d, Å		
0 0 2	26.382	3.3756	26.2(1)	3.40(3)	26.2(1)	3.40(3)	2.2/2.3(1)*	
1 0 1	44.393	2.0390	43.4(1)	2.08(4)	43.2(1)	2.09(4)		6.0/6.7(5)*
0 0 4	54.543	1.6811	53.2(1)	1.72(4)	52.8(1)	1.73(4)		
1 1 0	77.245	1.2341	78.8(1)	1.21(4)	78.8(1)	1.21(4)		

*В числителе – для исходного, в знаменателе – после ТХО.

Удельная поверхность по азоту увеличивается незначительно для обоих типов шунгитов с 26,2 до 50,2 $м^2/г$ – для ShI, и с 12.8 до 24.1 – для ShIII. На основании проведенных анализов можно говорить о том, что не удалось удалить из шунгита основную примесь SiO_2. Это свидетельствует о том, что SiO_2 находится в закапсулированном состоянии, что и приводит к незначительному изменению удельной поверхности.

Данное предположение было проверено при анализе морфологии компонентов шунгитов с помощью сканирующей электронной микроскопии (рис.2). Однородная поверхность кристаллов кварца в исходном шунгите становится изъеденной микропор после ТХО. Для удаления кристаллического кварца необходимо подобрать температурный режим и время обработки.

ВЫВОДЫ

1. Термохимическая обработка шунгитов хлором позволяет удалить основные примеси, кроме кварца.
2. Для удаления кристаллического кварца необходимо подобрать температурный режим обработки.
3. Увеличение удельной поверхности и удельного объёма пор происходит за счет удаления примесей. Структурные параметры шунгитового углерода при этом не изменяются.

Работа Р.Н.Н. поддержана грантом РФФИ-08-04-98825, И.С.Н. поддержана грантом Института неорганической и аналитической химии Франкфуртского университета.

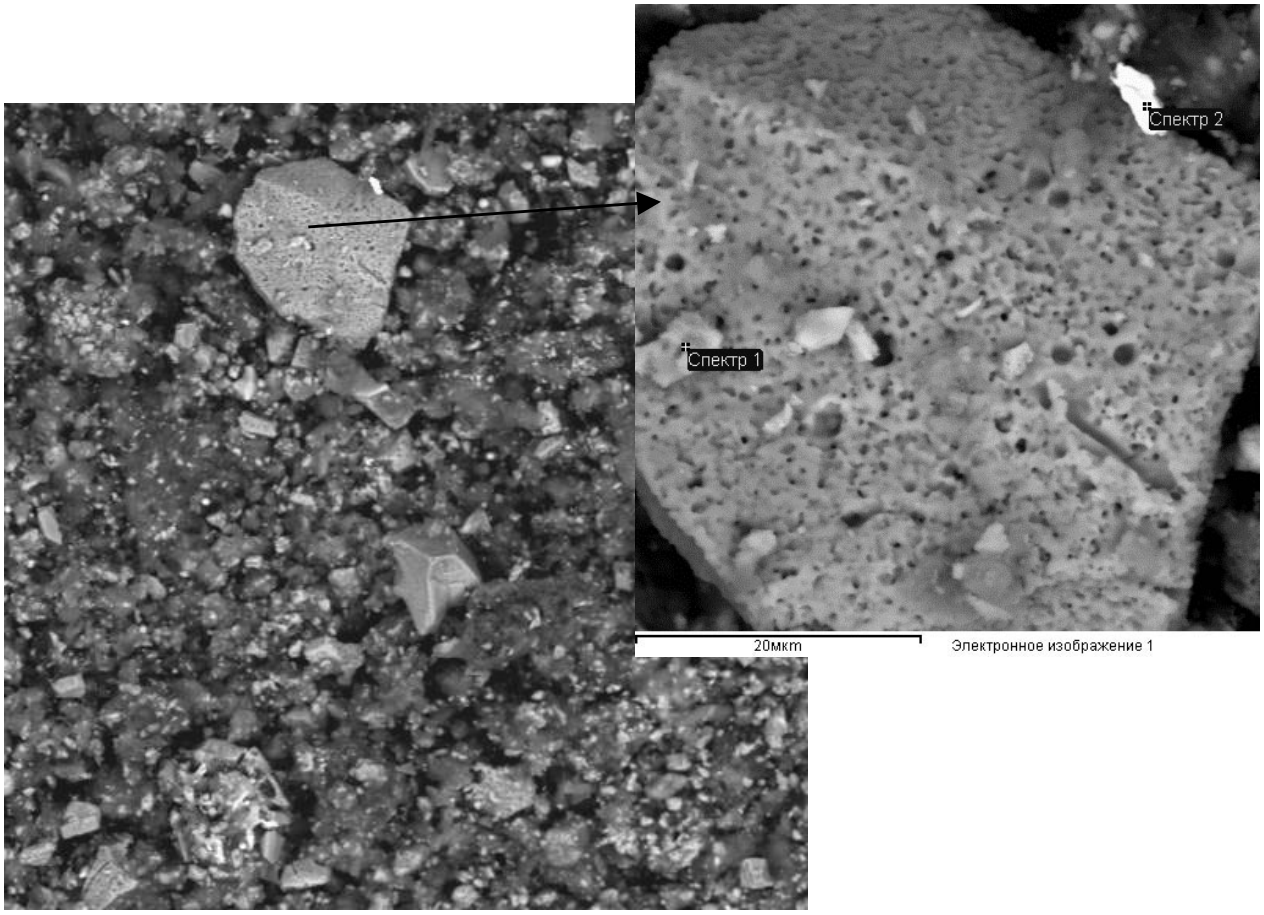


Рис.2. **Микрофотография порошка ShIII после термохимической обработки.**

Крупные частицы – кристаллический кварц. На вставке – поверхность частицы кварца, покрытая сеткой пор

ЛИТЕРАТУРА

1. Рожкова Н.Н., Емельянова Г.И., Горленко Л.Е., Лунин В.В. Шунгитовый углерод и его модифицирование // Рос. Хим. Ж. 2004. Т. XLVIII, №5. С. 107-115.

2. Горленко Л.Е., Емельянова Г.И., Тихонов Н.А., Фионов А.В., Рожкова Н.Н., Лунин В.В. Влияние низкотемпературного газофазного окисления шунгитов на их структуру и каталитическую активность // ЖФХ, 2005, Т.79, С. 1-7.

3. Федоров Н.Ф., Ивахнюк Г.К., Бабкин О.Э., Зорин Г.А., Самотин В.В. Синтез и сорбционные свойства углеродных адсорбентов на основе шунгитов // ЖПХ, 1986, №7, С.1618-1620.

4. Тупо лев А.Г. Взаимодействие шунгита с галогенами // Результаты изучения геологии докембрия. Опер.-инф. мат., Петрозаводск, 1982, С. 49-52.

5. David W. I. F., Shankland K., van de Streek J., Pidcock E., Motherwell W. D. S., Cole J. C.. DASH: a program for Crystal Structure Determination from Powder Diffraction Data J. Appl. Cryst., V.39, 2006 , P.910-915.

СДВИГОВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ГНЕЙСАХ ЧУПИНСКОЙ СВИТЫ (беломорский комплекс пород Балтийского щита)

Ручьёв А.М.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ruchyov@krc.karelia.ru

Гнейсы чупинской свиты – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2,9-1,75 млрд. лет назад) эндогенного изменения относительно однородного терригенного протолита [3], отвечающие генетическому ряду, как минимум, четырех последовательно развивавшихся естественных минеральных фаций пород – совокупностей минеральных парагенезисов (метаморфических разновидностей гнейсов), характеризующихся единством интенсивных и различием экстенсивных факторов равновесия природных систем [4].

Существенная особенность эндогенеза – очевидная связь процессов деформации и метаморфизма. Сдвиговый механизм деформации доминировал на всех временных этапах и масштабных уровнях преобразования гнейсов. Формированием плоскостных структурных элементов сдвиговых дислокаций в сублинейных зонах определялось пространственно-временное развитие минеральных парагенезисов метаморфических разновидностей гнейсов, для локализации которых поэтому типичны: дискретность проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» друг на друга при пересечении или активизации сдвиговых структур, сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними.

Зоны полифазной сдвиговой деформации одновременно были и зонами флюидного массопереноса, о чем однозначно свидетельствует отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфических процессов в их границах. При этом сдвиговые зоны, возможно, играли роль своеобразных фидеров, связывавших различные геосферы: на определенных этапах эндогенеза химические изменения гнейсов (обогащение хромом, никелем, кобальтом, элементами платиновой группы, свободным углеродистым веществом) указывают на мантийный источник, или на весомую мантийную составляющую флюида.

Специфика деформационного процесса и его роль в формировании минеральных фаций гнейсов позволяют рассматривать их как продукты аллохимического стресс-метаморфизма. Проявления физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах контролировали локализацию и механизм минералообразования, в том числе рудного, были способны существенно влиять на tP-параметры среды эндогенеза, создавали условия для функционирования флюидного потока и масштабного энерго-, массопереноса.

Таким образом, деформационные процессы являлись одним из определяющих факторов металло-, и петрогенеза [4], поэтому получение новой информации о них – проблема первостепенной важности. С учетом состояния тектонической изученности Западного Беломорья, одной из актуальных задач является создание адекватного представления о структуре геологических образований на этой территории и последовательности событий при ее формировании.

При исследовании особенностей проявления деформации в чупинских гнейсах, для которых характерно пространственное совмещение разновозрастных структурных парагенезисов нередко с близкими по ориентировке и макроскопически сходными по минеральному выполнению плоскостными элементами, использовался метод идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса [5]. Его главные положения сводятся к следующему.

При анализе и интерпретации фактических данных используются составляющие основу тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2] представления о пространственных и временных соотношениях элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП): син- и антитетические *R*-, *R'*-сколы Риделя формируются на ранней стадии деформации, ориентированы плоскостями базисных участков под углом скалывания α_0 к оси максимального главного напряжения σ_1, расположены с разных сторон от нее и под углами соответственно $\pi/4-\alpha_0$ и $\pi/4+\alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; *P*-сколы формируются после *R*-, *R'*-сколов, ориентированы плоскостями базисных участков под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения сжатия σ_3 и под углом $\pi/4-\alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, располагаются зеркально-симметрично плоскости *R*-сколов; T – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1, ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; *L*-сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдвигового структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2.

При полевых работах пространственная ориентировка базисных (недеформированных) участков плоскостных структурных элементов (кливажа, сланцеватости, полосчатости и др.) определяется непосредственным измерением элементов залегания их отпрепарированных поверхностей, или рассчитывается по элементам залегания двух и большего числа линий, лежащих в искомой плоскости (линий ее пересечения с поверхностью рельефа обнажения).

Для статистической обработки первичных данных и моделирования применяется компьютерная программа с возможностями не меньшими, чем у «StereoNet» (Version 2.02).

Анализ πS-диаграмм в главных чертах сводится к следующему.

Выделение поясов распределения статистических максимумов, выбраковка ложных поясов и идентификация (предварительная) структурных элементов проводится в процессе выявления закономерных, отвечающих тектонофизической модели, угловых соотношений между максимумами. Технически процедура сводится к измерению на πS-диаграмме угловых расстояний между статистическими максимумами, относящимися к одному и тому же поясу, и простейшим вычислениям, включающим определение угла скалывания α_0. В качестве α_0 принимается рассчитанный угол, при котором выполняются пространственные соотношения, свойственные элементам ИССП. После нахождения α_0 по угловым соотношениям статистических плоскостей можно определить, каким элементам

идеализированного парагенезиса они соответствуют. Разумеется, при окончательной идентификации элементов структурного парагенезиса учитываются и полевые наблюдения, касающиеся последовательности их формирования, направлений смещения и др.

Решение обратной тектонофизической (морфокинематической, кинематической) задачи – определение пространственной ориентировки главных нормальных напряжений сжатия, соответствующих определенному структурному парагенезису, проводится способом моделирования, позволяющим также проверить правильность идентификации плоскостных структурных элементов и получить данные для прогноза (например, установить пространственную ориентировку потенциальных трещин отрыва с рудным выполнением и т. д.). Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИССП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном угле скалывания α_0 (удобен исходный вариант при вертикальном положении оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости *L*-скола); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме (в качестве «опорного» предпочтителен наиболее выраженный идентифицированный максимум), при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов идеализированного и анализируемого структурных парагенезисов при «сложении» диаграмм. По приемлемой модельной диаграмме можно определить пространственную ориентировку осей главных нормальных напряжений сжатия и получить иную нужную информацию.

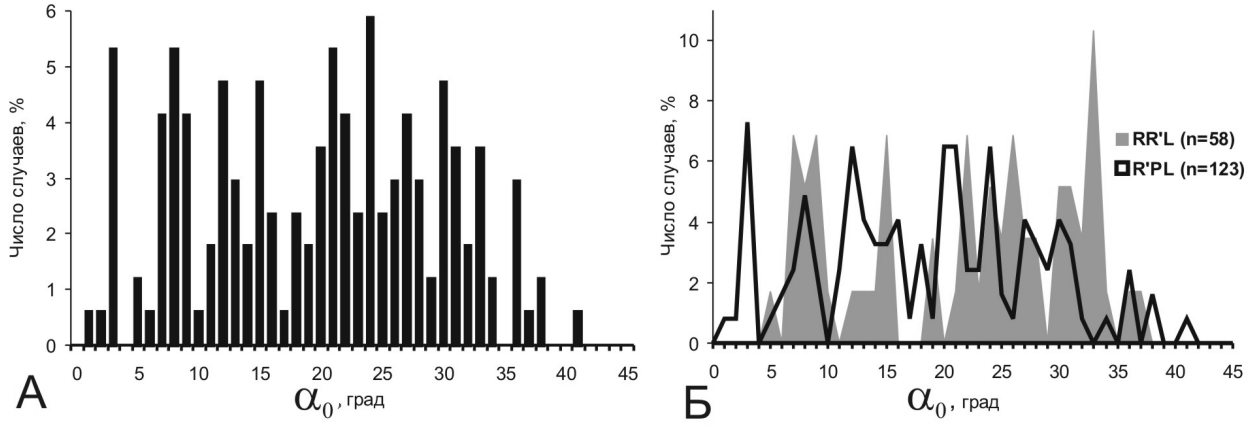
Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом полевых наблюдений возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

Использование нового подхода к анализу и интерпретации данных структурных исследований интенсивно дислоцированных полиметаморфических парагнейсов чупинской свиты, локализованных в них пегматитов и интрузивных магматических пород привело к следующим результатам.

Материалами проведенных работ еще раз дополнительно аргументируется адекватность перечисленных базовых положений тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2]. Особенности структуры сформированных в tP-условиях различных метаморфических фаций сдвиговых дислокаций разнообразных пород подтверждают существование статистически выявляемой закономерности высокоточных угловых соотношений структурных плоскостных элементов. Эта закономерность позволяет обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) выделять природные парагенезисы трех и большего числа структурных элементов.

Получены новые сведения об относительной частоте встречаемости типов сдвиговых парагенезисов, различающихся набором структурных элементов. В гнейсах чупинской свиты беломорид частоту их встречаемости отражают следующие показатели, %: для tP-условий амфиболитовой фации повышенного давления – {RR′L}-39,66; {R′PL}-58,62; {RPL}-1,72; для tP-условий эпидот-амфиболитовой фации – {RR′L}-29,27; {R′PL}-69,51; {RPL}-1,22.

Намечается большая, чем предполагалось ранее, изменчивость угла скалывания при деформации горных пород в природных условиях. Так, в структурных парагенезисах чупинских гнейсов, формирующихся в tP-условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, частота встречаемости различных величин угла скалывания характеризуется сложным почти непрерывным распределением в диапазоне изменения α_0 от 0º-1º до 42º (рис.).



Частота встречаемости различных величин угла скалывания (α_0):

А – в гнейсах чупинской свиты в целом (число структурных парагенезисов – n = 181);
Б – в главных типах сдвиговых структурных парагенезисов.

Установлено что, сложные πS-диаграммы плоскостной анизотропии изофациальных гнейсов в границах зон рассланцевания отражают совокупность, как правило, большого числа пространственно совмещенных сдвиговых парагенезисов (до 20-30), различающихся величиной α_0, набором и ориентировкой структурных элементов. При этом одни и те же структурные элементы, нередко в новом качестве, могут неоднократно функционировать в составе различных парагенезисов. Некоторые наиболее отчетливо выраженные структурные элементы, проявленные в ранних метаморфических разновидностях гнейсов, активизируются и наследуются при развитии сдвиговых парагенезисов, контролирующих сингенетичные гнейсы более поздних разновидностей.

Для полиметаморфических парагнейсов беломорского комплекса отмечается сходство (вплоть до идентичности) ряда структурных парагенезисов на удаленных друг от друга площадях развития изофациальных метаморфитов и отсутствие такового для гетерофациальных пород в пределах одного и того же участка.

Особенности формирования мелкой складчатости и плоскостной анизотропии пород всех минеральных фаций гнейсов чупинской свиты, кроме наиболее раннего гранат-биотитового плагиогнейса-1, который из-за реликтового характера проявлений пока остался не охарактеризованным, исчерпывающе объясняются наложением разновозрастных сдвиговых структурных парагенезисов различных типов, то есть полицикличностью деформации, варьирующей ее интенсивностью, меняющимся реологическим состоянием горных пород.

Получены дополнительные сведения о тектоническом контроле пегматитогенеза. Пространственная ориентировка пегматитовых тел различного видо-, родового состава и формационной принадлежности соответствует, главным образом, R-, R′-, P-, L-сколам, а не трещинам отрыва, как считалось ранее. Установлено наличие большого числа структурных парагенезисов пегматитовых тел. Так, например, пегматиты Лоушского поля образуют не менее девяти трехэлементных систем, соответствующих структурным парагенезисам. Сопоставление структурных парагенезисов жильных тел и вмещающих их пород свидетельствует о многоактности возникновения пегматитов на различных этапах эндогенеза.

Ориентировка крупнокристаллических слюд в пегматитах также подчиняется закономерностям пространственного соотношения элементов сдвигового парагенезиса. Анализ πS-диаграмм мусковита показывает, что его формирование было связано с несколькими деформационными эпизодами, их число в некоторых промышленно слюдоносных пегматитовых телах составляет не менее двадцати восьми.

Вышеприведенные обобщения указывают на чрезвычайную сложность реальной структуры парагнейсовой толщи беломорид и необходимость нового методического подхода к ее изучению, предполагающему обязательность выделения и исследования сдвиговых структурных парагенезисов.

Опыт выполненных работ показывает, что практически на каждом более, или менее обнаженном участке рассланцованных (кливажированных) коренных пород можно относительно легко получить статистическую информацию о характере их деформации, в частности, данные, необходимые и достаточные для решения обратной тектонофизической задачи. В связи с этим становится вполне решаемой задача детальной реконструкции полей палеонапряжений.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Гинтов О.Б., Исай В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. – Киев: Наук. думка, 1988. – 228 с.

3. Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. С. 12-25.

4. Ручьев А.М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 47-58.

5. Ручьев А.М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле // VIII международная конференция. Доклады. Т. 1. S-1. М., 2007. С. 298-301.

СПЕЦИФИКА АРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОРОВЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ручьёв А.М.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru

Особенности процессов, обусловивших интенсивную деформацию и метаморфизм (термин употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии) в беломорском комплексе пород (БКП), рассматриваются на примере наиболее изученных гнейсов чупинской свиты. Разновидности

гнейсов, классифицируемые на основе физико-химических представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации, – продукты полиэтапной неоархей-палеопротерозойской (2,9-1,75 млрд лет назад) эндогенной переработки относительно однородного терригенного протолита (рис. 1). С учетом опубликованных данных изотопной геохронометрии, первый, второй и, с большой долей неопределенности, третий этапы отнесены к позднему архею, а четвертый – к раннему протерозою [4].

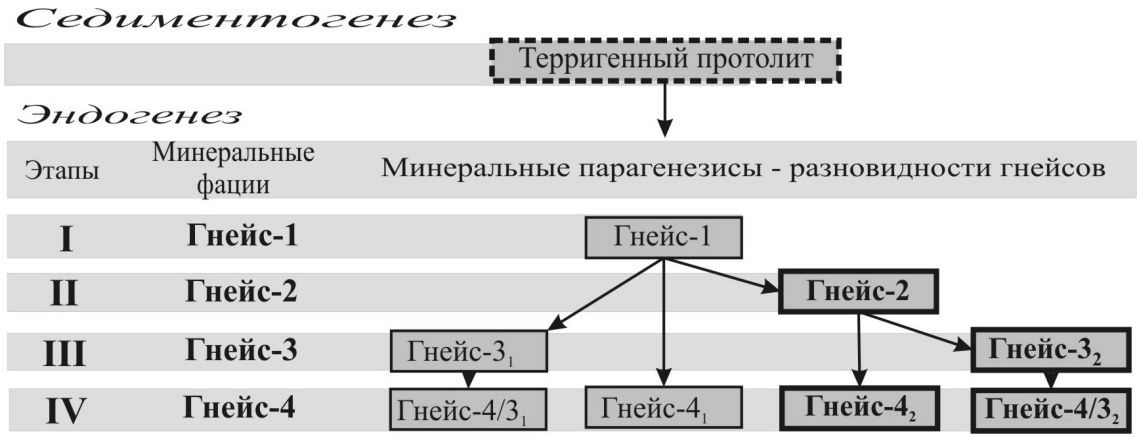


Рис. 1. **Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов**

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9{,}96Grt^{26\pm10}_{72\pm10}$ + $20{,}40Bt_{37\pm4}$ + 34,32Pl + 34,32Qtz ± Gr + 0,98 рудный; гнейс-2 – 2,54Ky + $10{,}51Grt^{30\pm9}_{70\pm4}$+ $24{,}02Bt_{38\pm4}$ ± Kfs (Or) + 26,49Pl + 35,82Qtz ± Gr + рудный; гнейс-3_2 – 3,41Ky + $7{,}00Grt^{23\pm4}_{75\pm4}$ + $20{,}74Bt_{39\pm4}$ + 35,80Pl + 32,68Qtz ± Gr + рудный; гнейсы-4_1, -4_2, -$4/3_1$, -$4/3_2$ – ±Ky ± $Grt^{18\pm4}_{80\pm5}$ + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz ± Gr + рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms -мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Позиция чупинских гнейсов в БКП определяется следующим: протолит гнейсов идентичен грауваккам верхней терригенной части обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов [2]; с мафической составляющей этого же разреза сопоставима ультрабазит-амфиболитовая ассоциация хетоламбинской толщи [5]; недостаточно изученные породы керетской (котозезерско-керетской) толщи предварительно рассматриваются в качестве частично переработанного материала первичной «серогнейсовой» коры. С учетом структурно-вещественных особенностей БКП, совокупность гетерогенных геологических образований области распространения чупинской и хетоламбинской свит (толщ) беломорид интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу.

Принадлежность проявлений процессов эндогенеза к коровым аргументируются следующим. Протолит гнейсов – продукт разрушения уже существовавшей архейской верхней континентальной коры [2] аккумулировался на ее же поверхности (особенности чупинских метаграувакк не позволяют считать их образованиями аккреционной призмы (субдукционного комплекса), а также связывать их формирование с островными дугами). Максимальное литостатическое давление, если за таковое условно принять давление при метаморфизме первого этапа, не превышало величины, соответствующей глубине погружения 25 км.

Доэндогенный этап может быть охарактеризован с учетом особенностей гнейса-1 (в наименьшей степени измененного вещества протолита), которому свойственно повышенное, по сравнению с метаграувакками различных позднеархейских зеленокаменных поясов мира, среднее фоновое содержание Au, Pt, I, Pd, а также – Cr и Ni, содержание которых превышает расчетные величины для составов архейской верхней и общей коры. Соотношение Pd, Ir и Pt в усредненных спектрах элементов платиновой группы (ЭПГ) гнейс-1 аналогично таковому в подиформных хромититах офиолитовых комплексов, а также стратиформных хромититах горизонтов «С», «G» Стиллуотерского массива (США, Монтана) и главного рудного горизонта Аганозерского блока Бураковского массива (Карелия). Соотношения микрокомпонентов химического состава гнейса-1 на бинарной диаграмме Ni/Pd-Cu/Ir отвечают мантийному реститовому тренду. Таким образом, геохимическая специфика гнейса-1 отражает влияние вещества мантии, выводимого в условиях рифтогенеза на уровень верхней континентальной коры. Этим мантийным веществом могли быть продукты разрушения пород офиолитового комплекса, выявленных в составе ультрабазит-амфиболитовой ассоциации хетоламбинской толщи. С учетом гипотезы флюидно-метасоматической природы хромититов и дунитов, вероятным представляется и воздействие восходящего флюида мантийного происхождения на протолит чупинских гнейсов в период, предшествовавший метаморфизму первого этапа. На флюидную проработку архейских терригенных толщ, как явление достаточно типичное для архея, указывает характерное для слабо метаморфизованных осадочных пород ряда зеленокаменных поясов высокое содержание хрома и никеля, необъяснимое с позиций модели смешения. Установлены

признаки мантийной природы рудоносных флюидов в архейском рифтогенном внутриконтинентальном осадочном бассейне Витватерсранд, а также в ряде протерозойских рифтовых бассейнов с терригенными отложениями и комплексной благороднометалльной минерализацией. Все это ставит вопрос о синхронном с осадконакоплением флюидном массопереносе из мантии, как о существенной особенности развития рифтогенных систем. Так как и флюидный массоперенос, и развитие бассейна седиментации в общем случае обычно контролируются тектоническими процессами, линеаментный характер локализации гнейсов чупинской свиты и максимальная, относительно прочих пород беломорид, обогащенность их перечисленными химическими элементами указывают, что бассейн осадконакопления располагался в зоне разломов мантийного заложения.

Эндогенез I этапа. Формирование ныне реликтового гнейса-1 при снижении температуры (t_1) от 645 до 480 ˚С и давления (P_1) от 8,2-8,0 до 7,5 кбар, согласно принятой схеме классификации [1], происходит в диапазоне tP-условий регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации. Хотя образование гнейса-1 шло не вполне изохимически, серьезного изменения состава не было. Интенсивные аллохимические преобразования пород чупинской свиты отчетливо отражаются изменениями спектров редкоземельных элементов и сопровождаются возникновением значимых отрицательных европиевых аномалий, отсутствие которых типично для гнейса-1 [3]. Палеогеотермический градиент – 24 град/км, отвечающий завершению первого этапа эндогенеза, характерен для «старых», просуществовавших уже более 25 млн. лет, литосферных плит и резко отличается от градиентов, свойственных различным субдукционным обстановкам.

К первому же этапу относится формирование интрудирующих гнейс-1 (или его протолит ?) многочисленных малых тел (силлов, даек) тоналитов и трондьемитов.

Эндогенез II этапа. Наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала аллохимический (основной с отчетливо повышенным потенциалом калия) процесс преобразования гнейса-1 в гнейс-2 (рис. 2) в tP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: t_2 = 705 ˚С, P_2 = 9,4 кбар, палеогеотермический градиент – 25 град/км). Минеральный парагенезис гнейса-2 маркирует систему дискретных субравномерно распределенных в породах чупинской толщи плоскостей наложенной бластомилонитовой сланцеватости. По экспериментальным данным, подобное объемное развитие деформационной анизотропии пород реализуется в условиях их квазипластического состояния при дифференцированном напряжении. На многократность «разрядки» девиаторных напряжений при формировании гнейса-2 указывает выявление на различных участках его развития не менее 20-30 сдвиговых структурных парагенезисов (фаз деформации). Сложная «пульсационная» зональность граната гнейса-2, зафиксировала многократное циклическое изменение tP-параметров от «фоновых», близких к величинам, характерным для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2.

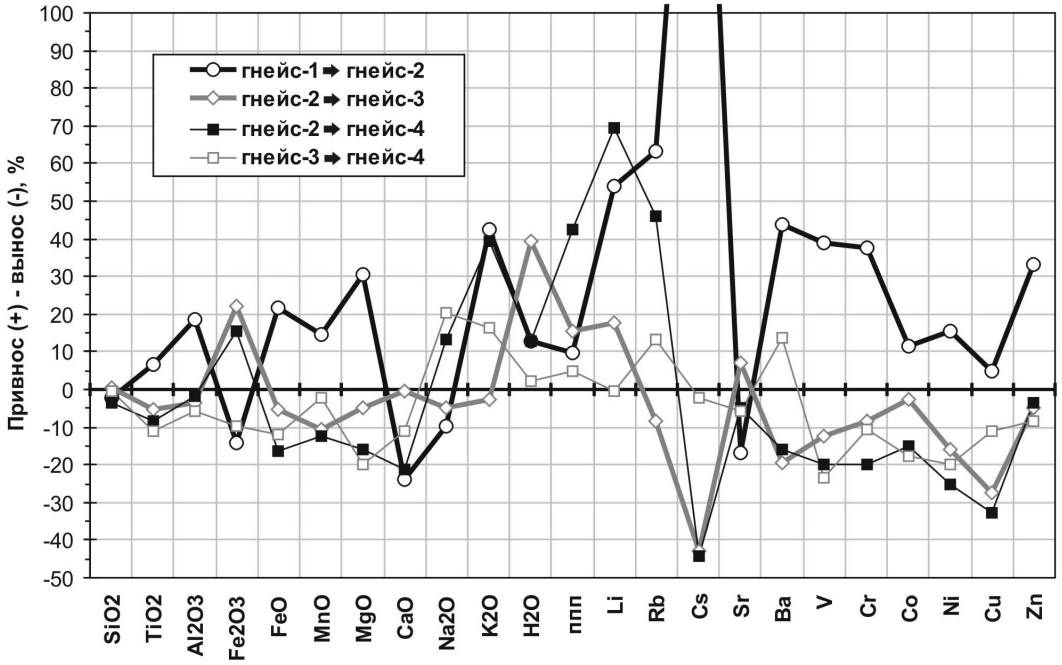


Рис. 2. **Относительное изменение химического состава при образовании метаморфических разновидностей гнейсов. Оценка выполнена оксидно-объемном методом В. Линдгрена (исходные данные см. [4, табл. 1])**

Эндогенез III этапа. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых линзовидно-полосчатых гнейсов-3 при аллохимическом (рис. 2) диафторезе (кианитовый тип кислотного выщелачивания) в tP-условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации. Породы третьей минеральной фации локализованы в пределах преимущественно крупных (мощностъ – n×100 м, протяженность – до n×10 км) северо-западных, субмеридиональных, субширотных зон сдвиговых дислокаций. В границах таких зон выделяется более двадцати парагенезисов плоскостных структурных элементов. Минеральный парагенезис гнейсов-3 формируется при синдеформационной перекристаллизации.

Эндогенез IV этапа. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых, или линзовидно-полосчатых двуслюдяных гнейсов-4, и пегматитов мусковитовой формации при аллохимическом (рис. 2) диафторезе (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) в tP-условиях метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов. Гнейсы-4 выполняют свекофеннские (1,96-1,75 млрд лет) северо-западные, субмериональные и субширотные зоны сдвиговых дислокаций различного размера (мощностъ – до n×100 м, протяженность – до n км). Внутреннее строение таких зон определяется развитием до 20-30 парагенезисов структурных элементов. Минеральный парагенезис формируется в условиях доминирующей синдеформационной перекристаллизации пород, или при катаклазе и последующей перекристаллизации.

Главная особенность эндогенной переработки пород – очевидная связь процессов деформации и метаморфизма. Сдвиговый механизм деформации доминировал на всех временных этапах и масштабных уровнях преобразования гнейсов. Структурными элементами различных совокупностей сдвиговых парагенезисов контролировалось пространственное развитие минеральных парагенезисов гнейсов II-IV фаций, для локализации которых поэтому типичны: дискретность проявления при региональном характере распространения; «напечатывание» друг на друга при пересечении сдвиговых структур или активизации отдельных их элементов; сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними. Внутреннее строение зон локализации диафторитов определяется значительным числом пространственно совмещенных, наложенных друг на друга, сдвиговых парагенезисов. Каждый такой парагенезис – вещественное доказательство проявления самостоятельной фазы деформации, а их многочисленность в границах сдвиговой зоны – свидетельство ее развития в режиме долгоживущего нарушения сплошности коры.

Зоны полифазной сдвиговой деформации одновременно были и зонами флюидного массопереноса, о чем однозначно свидетельствует отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфических процессов в их границах. Вещественные изменения при трансформации гнейса-1 в гнейс-2 позволяют ставить вопрос о мантийном источнике флюидов. Отмечается повторяемость эпизодов значительного сопряженного привноса калия, рубидия, углеродистого вещества (ныне – графит, эндогенные углеводороды газово-жидких включений), благородных металлов в позднем архее и раннем протерозое [4].

С учетом роли и специфики деформационного процесса в генезисе минеральных фаций гнейсов, они в определенном смысле могут рассматриваться как продукты стресс-метаморфизма – проявления диссипативных физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Различия дислокаций и их вещественного выполнения отражают различия этих эффектов, связанные как с характером девиаторных напряжений, так и с реологическими свойствами преобразуемых пород, которые зависят от их состава, структуры и варьирующих на разных этапах развития литостатического давления, фонового теплового и флюидного потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979. 263 с.

2. Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 12-25.

3. Ручьев А.М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 99-106.

4. Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 47-58.

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

ЦИРКУМПОЛЯРНЫЕ УГОЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ РОССИИ И ГАЗОНОСНОСТЬ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ АРКТИКИ

Рябинкин С.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Ryabinkin@geo.komisc.ru

На севере России широко распространены угленосные толщи, главным образом каменноугольного и пермского возраста. Считается, что именно они послужили одним из основных источников метана в отложениях Арктического шельфа.

Ранее нами [1] было показано, как меняются параметры положения и ориентировки линий равных значений величины убыли органического вещества (ОВ) углей и его исходного газогенерационного потенциала. Причем отдельно для углеводородной части (специально подчеркнем: именно углеводородной), диоксида углерода углей и воды, как составляющих продуктов углефикации. Различные исследователи по–разному трактуют строение элементного вещества для углей находящихся на различных стадиях углефикации. В современной иностранной литературе по катагенезу углей общепризнанным является перерасчет на атомные коэффициенты – $H_{ат}/C_{ат}$ и $O_{ат}/C_{ат}$. Именно эти показатели были использованы при разработке диаграммы Ван Кревелена. Предлагаются различные коэффициенты для ориентировочной оценки нефтегазоматеринского потенциала. Особенно замечателен коэффициент Лейфмана–Вассоевича (и предшествующие ему коэффициенты Флека, Добрянского, Веселовского). На их основе были созданы одноименные диаграммы. Заключительная диаграмма Лейфмана–Вассоевича была самой совершенной. В ней информация сосредоточена в коэффициентах $F_0 = H_{ат}/C_{ат}$ и $F_1 = (H_{ат}–2*O_{ат})/C_{ат}$, которые и были использованы для составления одноименной диаграммы. Показано, что при одном и том же составе на начальном и конечном этапах углефикации, но с различными значениями коэффициента F_1, величина УВ газоматеринского потенциала также испытывает вполне определенные изменения. Основу для излагаемых методов оценки вероятных масштабов углефикационного флюидообразования составили данные по изменению элементного состава ОВ угля в процессе катагенеза.

Согласно методике В. А. Успенского [3] величину убыли массы ОВ угля (М) можно определить по характеру изменения ОВ угля с помощью формул, предложенных Е.А.Рогозиной для углеводородного газа C_nH_m:

$$УВ = (C_1 – 3/8*O_1 + 3*H_1 – 3/16*S_1 – 9/14*N_1) / (C_2 – 3/8*O_2 + 3*H_2 – 3/16*S_2 – 9/14*N_2)$$

где C_1, H_1, O_1, S_1 и N_1 содержание основных элементов (углерода, водорода, кислорода, серы и азота), слагающих ОВ угля на исходной; а C_2, H_2, O_2, S_2 и N_2 содержание тех же элементов на следующей стадии углефикации.

Аналогичная формула для диоксида углерода была предложена:

$$УВ = (C_1/k + 1/8*O_1 – H_1 + 1/16*S_1 + 3/14*N_1) / (C_2/k + 1/8*O_2 – H_2 – 1/16*S_2 – 3/14*N_2)$$

здесь k – отношение C/H в молекуле углеводородного (УВ) газа.

Вариант реализации графических возможностей основан на методике, позволяющей снизить зависимость получаемых оценок от количества учитываемых при подсчете стадий. При проведении балансовых расчетов по традиционно методике В.А.Успенского [3]; О.А.Радченко и Е.А.Рогозиной [2]; H.Juntgen and J.Karwiel [4] элеметный состав ОВ угля учитывается по парам угольных образцов, которые характеризуют строение угольного вещества в определенном интервале метаморфизма.

С помощью пошаговых расчетов можно нанести положение линий равных значений верхней и нижней границы области допустимых значений как для УВ газа, так и диоксид углерода газоматеринских потенциалов. Значение k, характеризующей отношение C/H в составе абсолютно не играет никакого значения, а это означает, что вне зависимости от состава УВ части летучих продуктов область неизменна – она всегда остается одной и той же для определенных наборов элементных соотношений.

Приведены интересные данные по масштабам генерации метана (также других углеводородных газов) в процессе углефикации циркумполярных угольных бассейнов России. На примере геолого-геохимических данных углей в циркумполярных угольных бассейнов России предложен новый вариант формирования скоплений газа и обоснованы перспективы поисков месторождений газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рябинкин С.В. Коэффициент Лейфмана–Вассоевича и некоторые закономерности углефикационного флюидообразования // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано–Уральского рагиона. №4. – Сыктывкар, 2002. – С.118-126.

2. Радченко О.А., Рогозина Е.А. О соотношениях в изменении функциональных групп летучих продуктов углефикации гумусовых углей // Химия твердого топлива. – 1975. – №3. – С.3-17.

3. Успенский В.А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1954. – №6. С.95-104.

4. Juntgen H. and Karwiel J. Gasbildung und gasspreicherung in seinkohlenflozen // Erdole und Kohle–Erdgas–Petrochemie. – 1966. – J.19. – N 4. – S.251-258.

ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ В ВИЗЕЙСКОМ ТЕРРИГЕННОМ КОМПЛЕКСЕ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Рябинкина Н.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, ryabinkina@geo.kominc.ru

Терригенный нижневизейский комплекс входит в состав визейско-нижнеартинского подъяруса среднедевонско-триасового формационного ряда. Региональные движения конца турнейского – начала визейского веков вызвали осушение значительной территории Печорского СБ. Образовавшаяся в результате этих движений новая структура мало чем отличалась от таковой, сформировавшейся в предфранское время. Структурный план нижневизейского комплекса очень схож с раннефранским. Здесь также была приподнята вся территория Ижма-Печорской впадины, в северо-восточной части бассейна выделялся Большеземельский палеосвод. Так, по-прежнему оставалась приподнятой практически вся территория современных Ижемской и Нерицкой моноклиналей. Здесь последовательно с запада на восток под эрозионный срез были выведены франские (скв. 22–Н.Тобыш) и фаменские отложения. На протяжении длительного отрезка времени (с позднего силура) Большеземельский палеосвод (ныне Хорейверская впадина) и восточный склон Тиманского кряжа характеризовались приподнятым положением. Схожий морфологический облик предсреднедевонско-предфранской и предвизейской поверхностей свидетельствует о стабильности этих мегаблоков.

В областях наиболее интенсивного воздымания в карбонатных фаменских отложениях широко развивались процессы выщелачивания и карстообразования, которые благоприятно отразились на формировании вторичных поровых и порово-трещинных верхнедевонских коллекторов. В дальнейшем интенсивность тектонических движений была несколько понижена. Мощность базальной формации ранневизейского возраста меньше, чем среднедевонской и нижнефранской. В целом, прединверсионный этап характеризуется выравниванием тектонических движений на всей территории Печорской плиты. Интенсивность прогибания незначительна и лишь в зоне Предуральского опускания увеличивается до 15-20 м/млн. лет. Формирование среднедевонско-триасового структурно-формационного комплекса связано с крупным тектоноседиментационным циклом I порядка.

Интенсивность размыва на территории Большеземельского палеосвода к началу визейской трансгрессии оценивается не менее чем в 300-500 м. При столь длительном перерыве в разрезах скважин, расположенных на данной и прилегающих территориях, должны были бы фиксироваться следы перемыва и переотложения пород. Однако ни в одном из разрезов они не отмечаются. Это дает основание предположить, что на рассматриваемой территории длительное время накопления осадков практически не происходило или оно было весьма незначительным. Устойчивое приподнятое положение Большеземельского палеосвода в условиях мелководного шельфа часто приводило к локальным незначительным размывам слагающих его пород, в результате чего по его периферии формировались карбонатно-обломочные породы. Здесь, как и в других вышеотмеченных случаях, мы фиксируем результат не одного регионального перерыва, а суммарную результирующую нескольких.

Отложения визейского терригенного комплекса занимают около 60% седиментационного бассейна и составляют около 1% его осадочного выполнения. Сероцветная песчано-глинистая формация ранневизейского возраста на большей части территории бассейна отличается незначительными (20-100 м) мощностями и лишь в пределах впадин Предуральского прогиба её мощность достигает 500 м и представлена толщей переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями углей и углистых пород, а также редкими прослоями детритовых известняков.

В крайних восточных частях Печорского бассейна в условиях морского осадконакопления формировались полные разрезы карбонатных и терригенно-карбонатных отложений. По мере продвижения на запад бассейна, по направлению к его древней береговой линии, в разрезах начинают доминировать терригенные толщи, накопившиеся в прибрежно-морских и мелководно-морских условиях. Основной областью разгрузки терригенного материала, поступавшего с Восточного склона палео-Тимана, была территория, соответствующая современным Печоро-Кожвинскому мегавалу, Среднепечорскому поднятию, Большесынинской и Верхнепечорской впадинам. Здесь развиты терригенные отложения кожимского надгоризонта, имеющие разный фациальный облик (от мелководно-морских фаций до аллювиальных континентальных). В пределах Южного Тимана в это время формировалась бокситоносная кора выветривания, которая была в дальнейшем перекрыта глинами тульского возраста. Этот факт однозначно свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления в кожимское время на западе осадочного бассейна и максимуме трансгрессии в тульское время.

Отложения Вуктыльской площади в автохтонной части разреза характеризуют обстановки осадконакопления на севере современной Верхнепечорской впадины. Здесь нижневизейские отложения мощностью до 250 м представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. По геолого-геофизическим данным выделяются четыре пласта песчано-алевритовых пород мощностью по 10-20 м, разделенных прослоями аргиллитов. Пласты песчаников крайне фациально-неоднородны и лишь палинологические данные позволяют коррелировать их более уверенно. Результаты фациального анализа визейских отложений Вуктыльской площади показали, что фор-

мирование песчаных тел происходило в пределах прибрежно-морской аккумулятивной равнины с формированием баровых намывных островов развитых вдоль побережья.

Для песчаных пород визейского комплекса характерен мономинеральный состав и наличие устойчивых акцессорных минералов (циркон, турмалин), что указывает на высокую минеральную зрелость пород, вызванную их неоднократным переотложением. Состав аргиллитов и глинистый цемент песчаников комплекса практически одинаков в различных разрезах бассейна (иллит+каолинит), отличается лишь их процентное соотношение, в зависимости от условий формирования. Однако, при исследовании пород из разрезов по обнажениям рек Сев.Урала (Подчерем, Кыртаель, В.Сочь) в минералогической ассоциации глин нами впервые были выделены хлорит и пирофиллит, достигающие до 20% глинистой массы. Этот факт нигде ранее не отмечающийся для данного комплекса пород, может быть объяснен за счет появления нового источника вулканического материала: либо образованию хлорита и пирофиллита мог способствовать размыв долеритовых интрузий, развитых поблизости, либо проявление одновозростного вулканизма.

Так в складчатой зоне Зап.Урала девонские и силурийские отложения прорваны дайками диабазов и долеритов. Дайки, прорывающие отложения силура, среднего и верхнего девона отнесены к верхнеилычскому комплексу, и представлены габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми порфиритами Распределение даек контролируется разломами субмеридионального простирания. Породы имеют средне-, реже мелкозернистую структуру, иногда порфировую с габброофитовой или пойкилоофитовой структурой основной массы. Состав их однообразен: соссюритизированный и альбитизированный основной плагиоклаз (30-60 %), авгит и титаноавгит (40-55 %), иногда кварц (5-10 %). Вторичные минералы: бурая и зеленая роговая обманка, актинолит, хлорит, соссюрит, альбит, минералы группы эпидота, лейкоксен и гидроокислы железа. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, сфен. Дайки являются доскладчатыми и совместно с вмещающими породами претерпели поздневарисцийское складкообразование. Они хорошо прослеживаются в магнитном поле в виде локальных положительных аномальных зон небольшой интенсивности на расстояние 1 км и более. Самыми молодыми отложениями, которые прорываются дайками этого комплекса, являются нижнекаменноугольные, а радиологический возраст диабазов 328 ± 15 млн. лет позволяет считать их позднедевонско-раннекаменноугольными.

Таким образом, по данным литолого-минералогического анализа терригенной визейской толщи, можно уточнить время формирования диабазов.

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЛИННОПЕРИОДНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА СТАНЦИЯХ «ПУЛКОВО» И «ТАРТУ» («ВАСУЛА»)

Санников К.Ю., Лыскова Е.Л.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, lyskova@paloma.spbu.ru

В последнее время сейсмические шумы все чаще используются не только для классификации станций в зависимости от уровня естественных и техногенных шумов, но и в задачах предсказания землетрясений, сейсмической томографии, а также для оценки реакции геологической среды на изменение геодинамической обстановки.

К настоящему времени в исследовании длиннопериодных сейсмических шумов на сейсмических станциях сложились определенные стандарты и методы, в основе которых лежат работы Дж. Петерсона [1,2]. Эти методы состоят в анализе усредненных станционных спектров мощности и в сопоставлении их с моделями высокого и низкого уровней шума. Подобные исследования были выполнены авторами для сейсмической станции «Пулково» [3,4], в результате чего для периодов свыше 20 с был выявлен высокий уровень шума, а также зависимость уровня шума от силы местных ветров. Этот факт не был новым, так как еще в начале 20 века Б.Б. Голицин и И.И. Вилипп заметили подобную зависимость для станции «Пулково» [5].

Однако методы, основанные на усреднении ансамблей по времени, не позволяют исследовать динамику изменений сейсмического шума. Для исследования динамики был проведен спектрально-временной анализ длиннопериодного шума на сейсмических станциях «Пулково» (PUL), «Тарту-Васула» (TRTE-VSU), «Обнинск» (OBN) и «Ловозеро» (LVZ) (рис. 1).

В тектоническом плане станции «Пулково» и «Тарту-Васула» расположены в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты. Рассматриваемая территория в течение четвертичного периода претерпела сложную геологическую эволюцию. В течение четвертичного периода на Балтийском щите и сопредельных территориях несколько раз возникали ледниковые покровы различной мощности, под нагрузкой которых происходило значительное изостатическое опускание земной коры, компенсируемое горизонтальным оттоком материала из подлитосферных и, возможно, литосферных слоев. Последующая дегляциация приводила к обратным процессам — всплытию щита с подтоком под него мантийного материала. Под нагрузкой последнего, самого малого, ледникового покрова поверхность щита была опущена на несколько сот метров. Это было компенсировано при последующей дегляциации

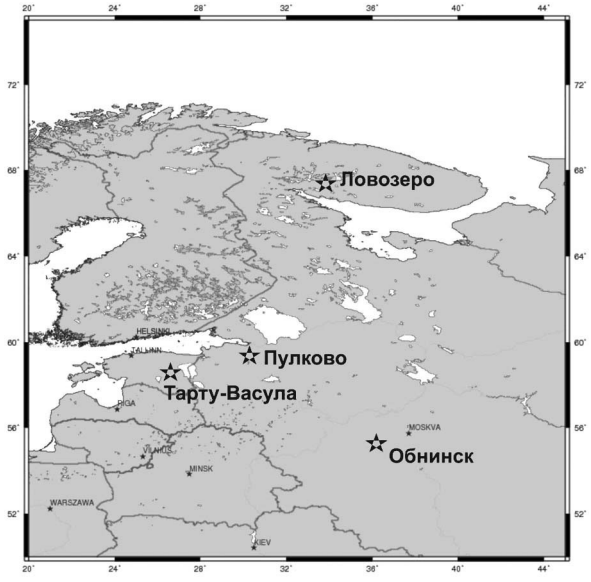


Рис.1. **Расположение сейсмических станций Пулково (PUL), Тарту-Васула (TRTE-VSU), Обнинск (OBN) и Ловозеро (LVZ)**

щита за последние 13000 лет. Максимальная скорость поднятия около 10000 лет назад могла достигать 50 см в год. Это означает, что литосфера Скандинавии и сопряженных с ней частей платформенных плит должна находится в особом, возбужденном состоянии, определяя и неординарный сейсмический режим этой области. Важно отметить, что районы, находящиеся в окраинной зоне щита, находятся в поясе компенсационного оттока глубинного вещества и прогибания коры. В рельефе эта зона обозначена депрессиями Финского залива, Ладожского и Онежского озер и другими отрицательными формами рельефа. Предполагается, что во время оледенения в этой зоне могло происходить компенсационное поднятие до высоты 170 метров [6].

Для исследования особенностей сейсмического шума данного региона были отобраны сейсмические записи по LP–каналу продолжительностью 30 минут, свободные от сейсмических событий. Для этой цели использовались каталоги землетрясений National Earthquake Information Center World Data Center for Seismology (http://www.neic.usgs.gov/) и каталоги Центральной опытно-методической экспедиции ГС РАН (http://www.ceme.gsras.ru/), существенно дополняющие друг друга.

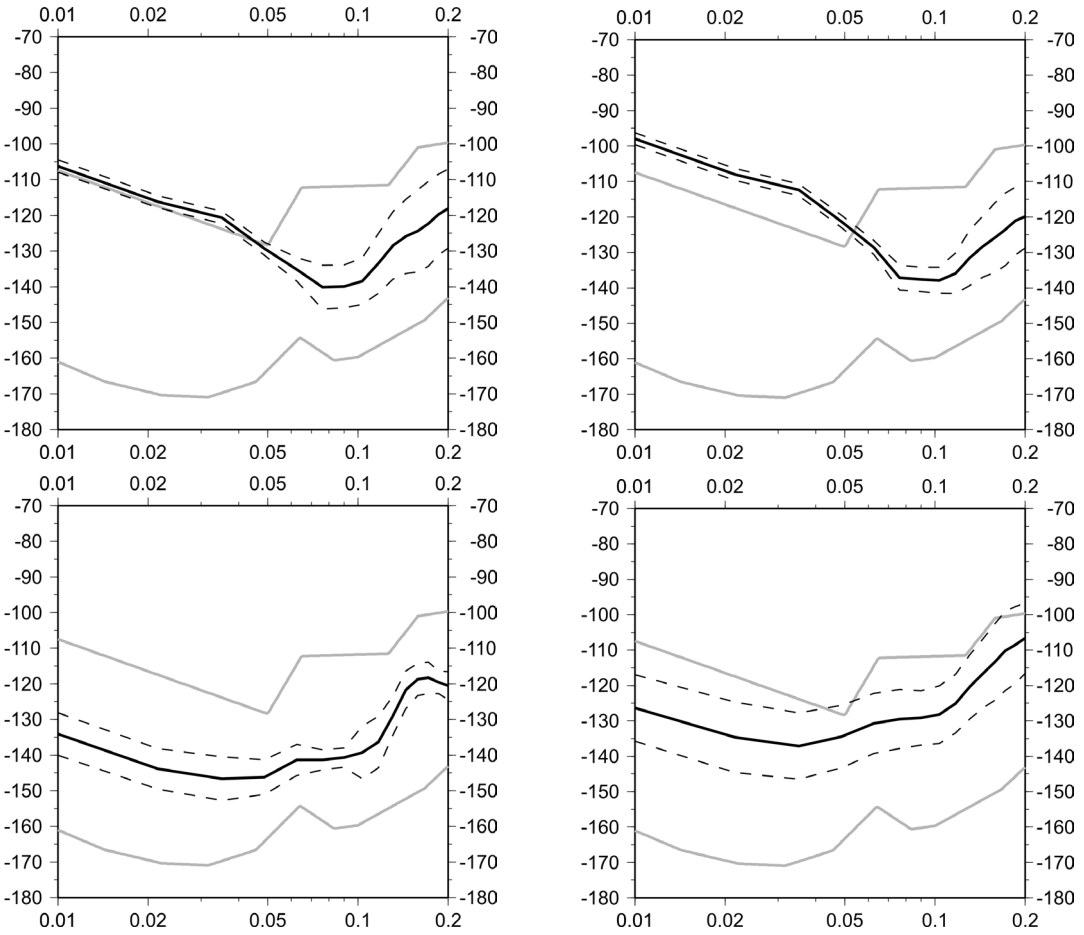


Рис.2. **Усредненные спектры мощности шума изображены сплошной черной кривой с дисперсией (пунктир) по отношению к кривым высокого и низкого уровня шума Петерсона (сплошные серые линии) для станций:**

а) Пулково (PUL); б) Тарту-Васула (TRTE-VSU); в) Обнинск (OBN); г) Ловозеро (LVZ)

Обработка проводилась средствами пакета SAC в окнах длинной 200 секунд, перекрывающихся на 75%. В каждом окне выполнялась коррекция за прибор, наклон и среднее значение. Проводилось сглаживание в окне Ханнинга. Спектр мощности рассчитывался как преобразование Фурье от автокорреляционной функции.

Проведенные исследования показали, что район расположения сейсмических станций «Пулково» и «Тарту-Васула» характеризуется определенными особенностями в поведении спектров мощности длиннопериодного шума, в особенности на вертикальной компоненте.

На рисунке 2 приведены сглаженные спектры мощности для вертикальных компонент, усредненные по времени и ансамблю, для сейсмических станций «Пулково», «Тарту-Васула», «Обнинск» и «Ловозеро». Из рисунка видно, что для станций «Пулково» и «Тарту-Васула» характерен высокий уровень шума на периодах более 20 с.

На рисунках 3 и 4 представлены данные спектрально-временного анализа спектров мощности в диапазоне периодов, соответствующих области микросейсм (1-15 с) для сейсмической станции «Пулково» за период 1999-2006 гг. и для станций «Тарту-Васула» с 2000 по 2007 г.

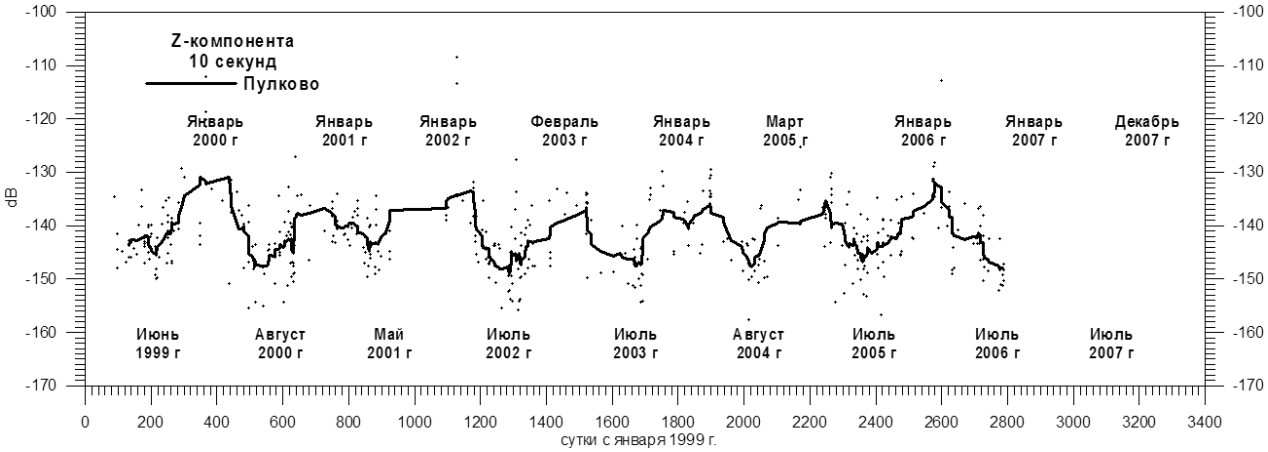


Рис.3. **Сезонные вариации мощности шума на сейсмической станции Пулково за 1999-2006 гг.**

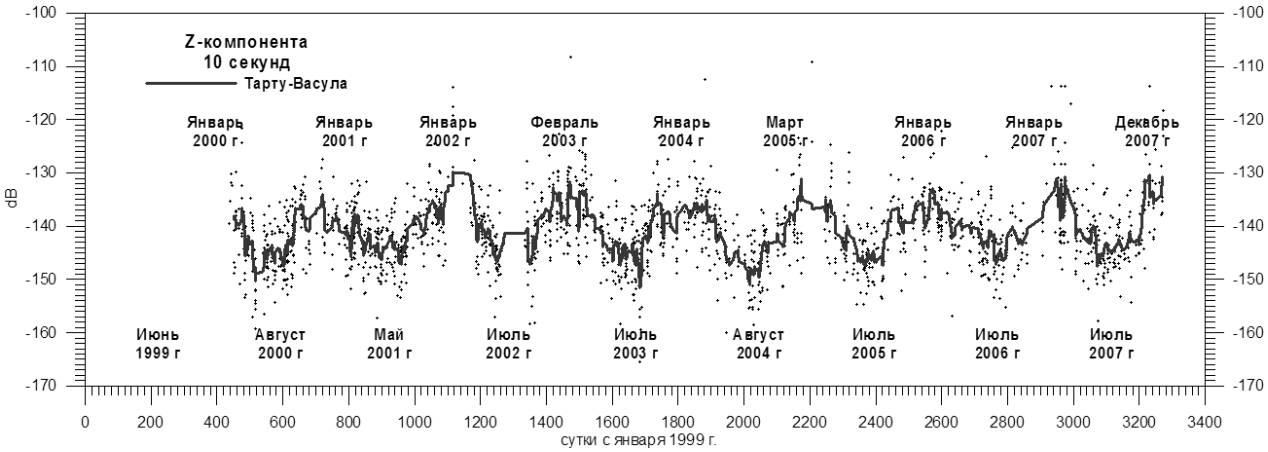


Рис.4. **Сезонные вариации мощности шума на сейсмической станции Тарту-Васула за 2000-2007 гг.**

Отчетливо видно, что периодам максимального уровня шума соответствуют зимние месяцы, а периодам наименьшего уровня шума — летние. Четко прослеживается годичная периодичность минимумов и максимумов шума. Такое поведение шума связано с сезонной изменчивостью метеорологических факторов. Многие авторы подобное поведение микросейсм на европейских станциях связывают с циклонической активностью в Северной Атлантике, где к зимним месяцам приурочено максимальное количество циклонов, а также их большая интенсивность.

В диапазоне периодов 16-100 с, поведение спектров мощности шума с течением времени для сейсмических станций региона («Пулково», «Тарту-Васула»), приобретает особые черты (рис.5,6). Осо-

бенность проявляется в достаточно высоком и стабильном уровне шума в течении длительного времени, а затем в значительном падении интенсивности длиннопериодного шума на 30-40 дБ, сохраняющемся в течение нескольких месяцев. Как видно из рис.7, для сейсмической станции, расположенной в центральном районе Русской плиты («Обнинск») и в районе Балтийского щита («Ловозеро»), таких особенностей нет.

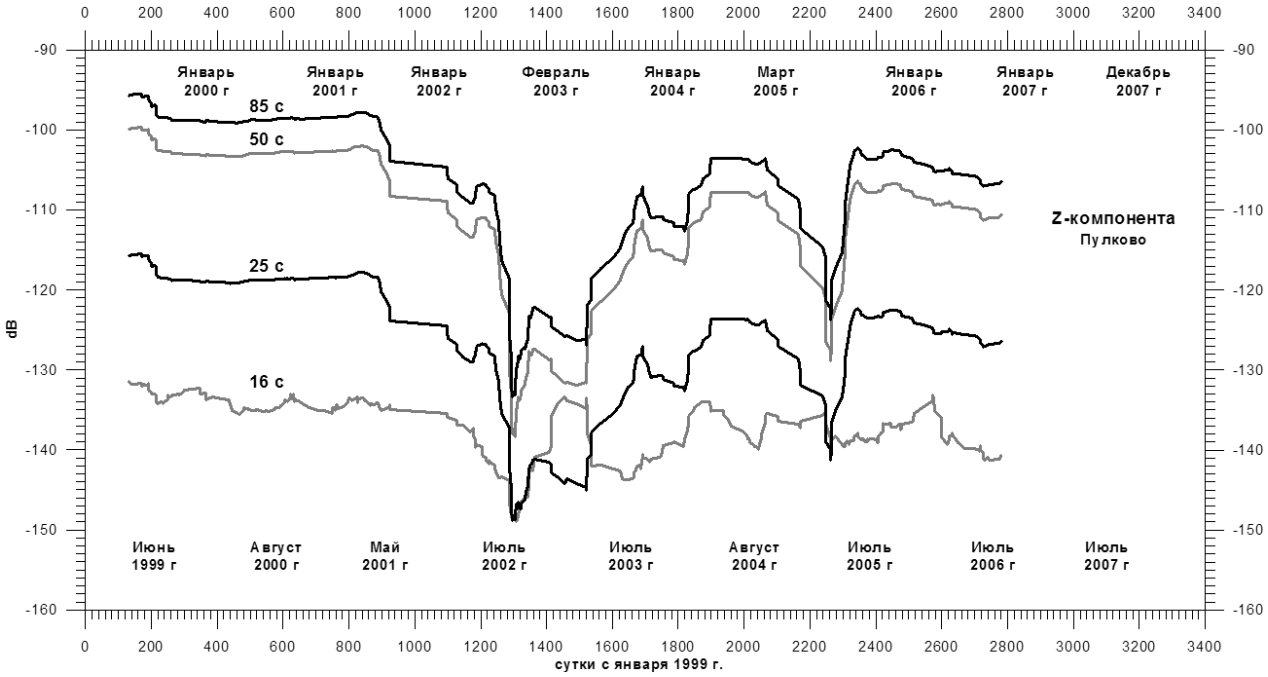


Рис.5. **Изменение мощности сейсмического шума на станции Пулково для колебаний с периодами 16-85 с.**

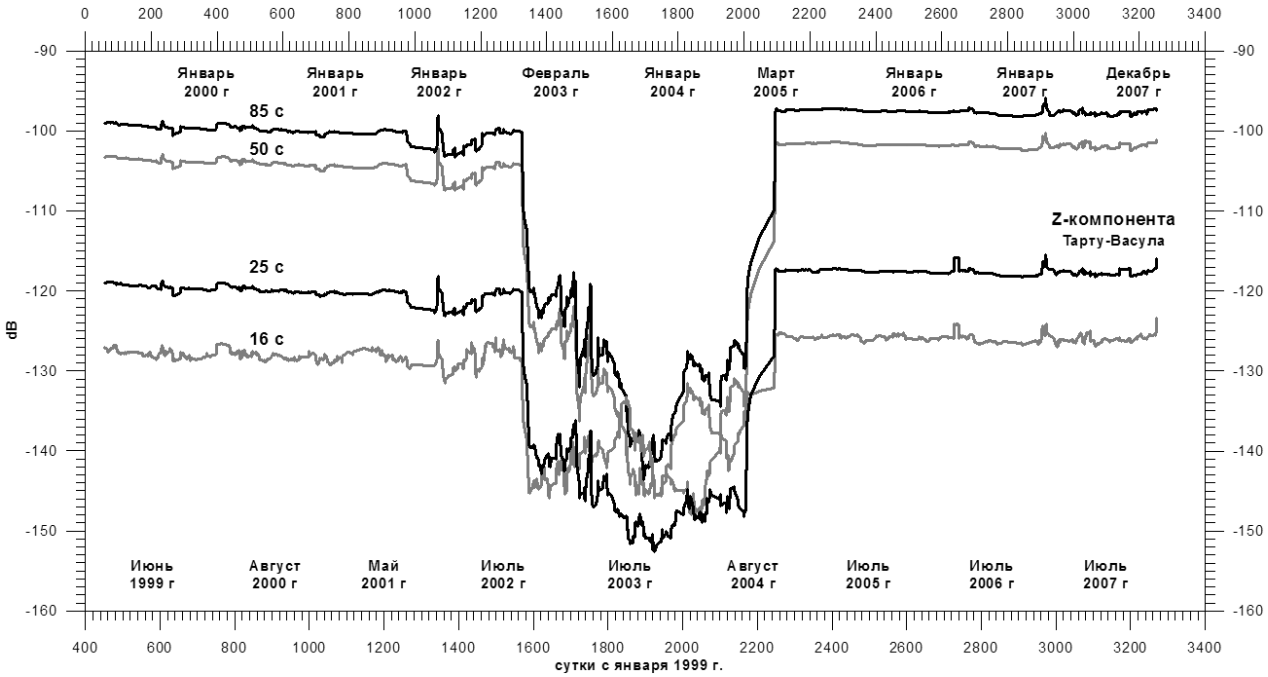


Рис.6. **Изменение мощности сейсмического шума на станции Тарту-Васула для колебаний с периодами 16-85 с.**

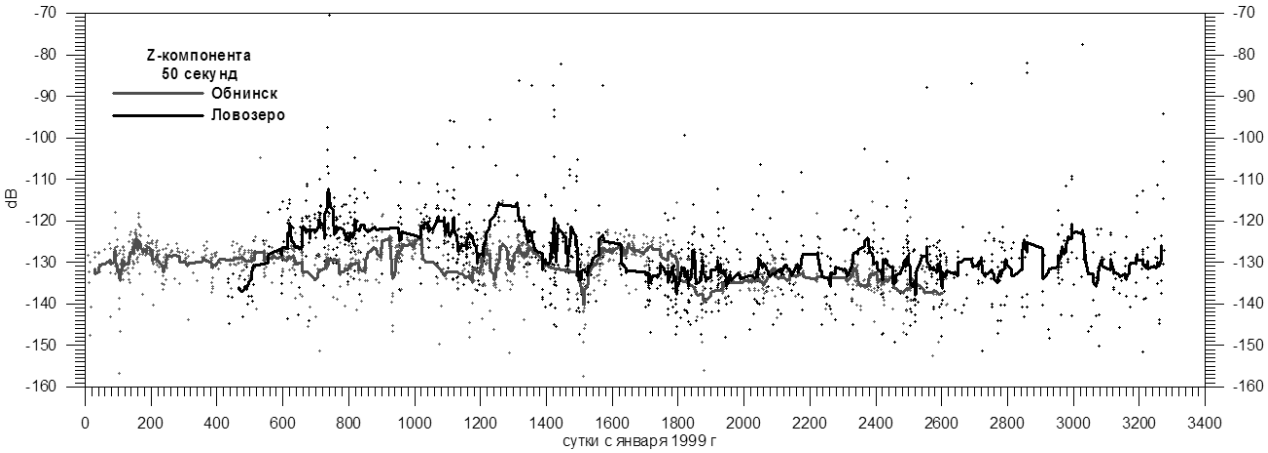


Рис.7. **Изменение мощности сейсмического шума на станциях Обнинск и Ловозеро для колебаний с периодом 50 с.**

Моделирование процессов, сопровождающих отток вещества, с помощью введения в верхнюю мантию разуплотненных низкоскоростных слоев, а также рассмотрение нежесткого контакта между слоями показало, что при использовании подобных моделей можно объяснить незначительное изменение уровня шума. Однако изменение уровня длиннопериодного шума на станциях «Пулково» и «Тарту-Васула» подобными моделями объяснить нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise // Open-File Report 93-322, Albuquerque, New Mexico, 1993.

2. Peterson J. Preliminary observations of noise spectra at the SRO and ASRO stations // U.S. Geological Survey Open-File Report 80-992, p. 25, 1980.

3. Sannikov K.Yu., Karpinsky V.V., Lyskova E.L. Long-Period Seismic Noise at Seismic station PUL (GEOFON Network) // Proceedings of the International Conference Problems of Geocosmos, St. Peterburg, p. 236-239, 2004.

4. Санников К.Ю., Лыскова Е.Л. Вариации длиннопериодного шума на сейсмической станции Пулково в полосе частот от 0.5 до 0.008 Гц в 1999-2003 гг. // Вопросы геофизики, вып. 38, Ученые записки СПбГУ, № 438, стр. 56-62, СПбГУ, 2005.

5. Голицын Б.Б. Лекции по сейсмометрии. С.-Петербург, Типография Императорской Академии наук, 1912.

6. Щукин Ю.К. Динамическая геология — основа системы наблюдений за природными процессами // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы, т. 1, Землетрясения, стр. 117-172, Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2007.

ГЕОФЛЕКСУРА ПОЛКАНОВА И ЕЕ РОЛЬ В ГЕОДИНАМИКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Свириденко Л.П.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, sv@krc.karelia.ru

Геофлексура Полканова – это одна из наиболее активных тектонических структур в Карелии и возможно в современной Фенноскандии, являющаяся главным элементом тектонического каркаса зоны сочленения Фенноскандинавского щита с Русской плитой Восточно-Европейской платформы.

Геофлексура контролирует размещение позднекайнозойского покровного ледникового щита и определяет границу мегасводового поднятия Фенноскандии современной и всех предыдущих эпох гляциоизостазии. В современную историческую эпоху с ней связаны весьма катастрофические явления, как крупные разрушительные землетрясения, так и подтопление побережья Голландии и Дании.

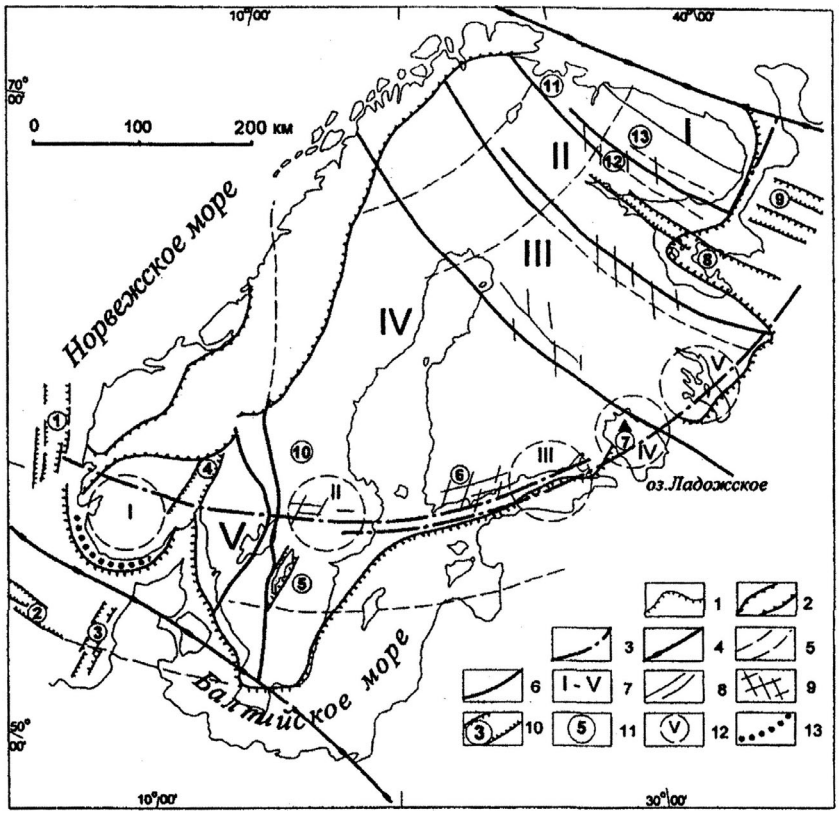
Современное выражение флексуры в характере контакта между докембрийским кристаллическим фундаментом и платформенным чехлом определяется ступенеобразной формой рельефа. Установлены разновозрастные тектонические зоны параллельные флексуре и радиальные горсто-грабеновые системы перпендикулярные к ней.

Флексура впервые была выделена как йотнийская в 1956 г. А.А. Полкановым, обратившим внимание на структурную связь с ней пояса плутонов гранитов рапакиви, а также интрузий основного состава и поясов даек [1]. Вдоль флексуры А.А. Полканов выделил чередующиеся депрессии и поднятия: Восточно-

Онежское поднятие, Западно-Онежская депрессия, Олонецкое поднятие, Валаамская депрессия, Выборгское поднятие, Хогланская депрессия и др., с которыми сопряжены разномасштабные магматические проявления.

Последующие литологические и палеовулканологические исследования позволили выявить длительную историю становления и эволюции краевой флексуры Фенноскандинавского щита и она получила название флексуры Полканова [2,3,4,6,7,9] Начало ее заложения А.П. Световым относится к среднему ятулию т.е. 2150 млн. л.н. На основе проведенных им палеовулканологических и литолого-палеогеографических реконструкций по 23 возрастным срезам территории Фенноскандинавского щита показана геодинамика и значимость геофлексуры Полканова в формировании тектоно-магматического каркаса Фенноскандинавского щита.

В докембрийской геодинамике флексуры выделяются несколько стадий. Начальная стадия выражается в последовательном сводообразовании и прогибании. В зрелую стадию формируются радиальные к ней горсто-грабеновые системы. Далее следует активизация ранних горсто-грабеновых систем и заложение новых. Характерной особенностью геофлексуры Полканова является формирование на зрелой стадии ее развития кольцевых структур (рис.) Онежской, Ладожской, Выборгской, Бергслаген, Телемарк, чему способствовали сдвиговые дислокации, а также гравитационная неустойчивость разуплотненной литосферы. История формирования кольцевых структур рассмотрена на примере Ладожской радиально-кольцевой структуры [5,8]. Начало ее формирования было положено образованием Салминского центра эндогенной магматической активности (мантийного диапира), где ведущая роль принадлежала волновым процессам мантийного тепломассопереноса. Наиболее четко она проявилась в неотектонический период, где ее формирование связано с кинематикой колебательных глыбово-волновых радиальных движений.



Унифицированная схема тектоно-магматического каркаса ФСЩ. Составлена А.П. Световым, Л.П. Свириденко в 2001 г.

1 – граница платформенного чехла; 2 – границы каледонских покровов; 3 – осевая линия краевой радиальной флексуры Полканова; 4 – краевые ограничения ФСЩ (Кольско-Канинская синклиналь на северо-востоке и линия – линия Торнквиста-Тейссера на юго-западе); 5 – система осевых линий стоячих волн напряжений ФСЩ; 6 –шовные зоны геоблоков: 7 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский, II – Беломорский, III – Карельский, IV – Свекофеннский, V – Дальсландский; 8 – внутригеоблоковые разломы; 9 – зоны сдвиговых дислокаций; 10 – горсто-грабеновые системы: 1 – Викинг, 2 – Центральный, 3 – Хорн, 4 – Осло, 5 – Веттерн, 6 – Финского залива, 7 – Ладожская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежско-Кулойская; 11 – вулкано-тектонические и тектоно-магматические структуры: 10 – Сильян, 11 – Печенгская, 12 – Хибинско-Ловозерская, 13 – Контозерская кальдера. 12 – сводовые купольные и депрессионные структуры: I – Телемарк, II – Бергслаген, III – Выборгская, IV – Ладожская, V – Онежская. 13 – Норвежский глубоководный желоб. Треугольником обозначено положение о.Валаам Ладожского озера

Высокая тектоническая активность флексуры Полканова в интервале более 2 млрд. лет, возобновление в настоящее время блоковых радиальных движений и наложение полихронной трещиноватости ставит ее в ранг наиболее активных современных тектонических структур юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Поэтому, учитывая, что флексура пересекает два крупнейших озера Европы Онежское и Ладожское, и расположена в пределах густонаселенного региона, она требует к себе повышенного внимания и, по-видимому, вызывает необходимость организации специальных геологических и геофизических исследований.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 08-01-98804.

ЛИТЕРАТУРА

1. Полканов АВ.А. Геология хогландия – иотния Балтийского щита. ТР. ЛАГЕД АН СССР. Л., 1956.,вып. 6. 122 с..
2. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм восточной части Балтийского щита. В сб.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 46-53.
3. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.
4. Светов А.П. Платформенный вулканизм Карелии (палеовулканологические реконструкции, петрохимия, геодинамика). Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М., 1984. 32 с.
5. Светов А.П. Неотектонический этап развития Ладожской радиально-кольцевой структуры Салминского центра магматической активности // Нетрадиционные вопросы геологии. VI научный семинар. Тез. докл. Москва, 1998. С. 22-23.
6. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л., Наука, 1991. 200 с.
7. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.
8. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
9. Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 320 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ДИАПИРИЗМА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Свириденко Л.П., Белашев Б.З.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: sv@krc.karelia.ru

Мантийный диапиризм – самостоятельный эндогенный процесс, вовлекающий в сферу деятельности мантию и кору Земли. Общим в геофизических моделях диапира является чашеобразная форма, ограниченная глубинными разломами, имеющими тенденцию к сочленению на глубине [2,4]. Повышенная проницаемость литосферы определяет высокую электропроводность структуры диапира. В современном эрозионном срезе диапиру соответствует плотностная и геохимическая зональность [6]. Обычно сконцентрированные в центральной наддиапировой зоне породы повышенной плотности вызывают положительные гравитационные аномалии, коррелирующие с положительными магнитными аномалиями. Нередко здесь встречаются тела субщелочных высококалиевых гранитов, кристаллизующиеся из «сухой» перегретой магмы. На периферии диапировых структур повышена водонасыщенность гранитов, местами сопровождающаяся редкометальной геохимической специализацией. Выявленные общие закономерности строения крупных диапировых структур не исключают их разнообразия. Увязать мантийные и коровые процессы диапиризма позволили палеовулканологические исследования выделения центров эндогенной магматической активности [5], являющихся геологическим структурно-вещественным выражением надочаговых зон разноглубинных диапиров.

Отличающееся циклической динамикой формирование вулканогенно-осадочных чехлов Фенноскандинавского щита происходило в тесной взаимосвязи и взаимозависимости осадконакопления и платобазальтового вулканизма, приуроченного к инверсии прогибания ложа седиментационного бассейна. Докембрийская литосфера, по крайней мере, ниже уровня 5 км, благодаря высокой флюидонасыщенности и повышенной пластичности, чутко реагировала на гравитационные изменения []. Радиальные разломы, образующиеся при инверсии прогибающегося бассейна, проводили базальтовые расплавы, формирующиеся при плавления астеносферы мантии под воздействием главного энергоносителя – восстановленных флюидов, поднимающихся от поверхности ядра. Плавление происходило в условиях спада давления и разуплотнения. Огромные массы мантийного расплава, поднимаясь вверх превращались в мантийно-коровый диапир.

Генерация расплавов бывает неодноактной непрерывно-прерывистой, связанной с углублением зон генерации магм. Примером может служить развитие наддиапировой зоне позднеархейского диапира Западной Карелии (район Костомукши) кимберлитового магматизма [1].

Эволюция мантийного диапиризма может быть прослежена по статистическим исследованиям платобазальтового и щелочного магматизма [3,5]. Интенсивно проявленный в позднем архее платобазальтовый вулканизм к позднему протерозою постепенно снижается. Резкий спад платобазальтового вулканизма отмечен на границе докембрия-фанерозоя в связи с завершением первоначального формирования земной коры континентального типа. К этому рубежу приурочено резкое увеличение интенсивности щелочного магматизма [3], свидетельствующее об увеличении глубинности источников магм во время фанерозойской тектономагматической активизации. Для описания интенсивности платобазальтового магматизма во времени разработана простая математическая модель [7].

Крупные диапировые структуры, по-видимому, сохраняют тектоническую активность вплоть до современности, о чем свидетельствует повышение теплового потока в центральной наддиапировой зоне.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 08-01-98804.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П. Прогнозы алмазоносности Карельского региона Фенноскандинавского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. С. 110-113.
2. Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск. 2004. 351 с.
3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизм возникновения время появления и глубины формирования. Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.
4. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев.: Наукова Думка. 1990. 169 с.
5. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. 2005. 357 с.
6. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л. 1980. 216 с.
7. Светов А.П., Белашев Б.З. Описание лавовых покровов докембрийского вулканизма числами Фиббоначи – Труды XVIII межд. конференции Математические методы в технике и технологиях, 31мая-3 июня, 2005, Казань, 2005, т. 6, с.98-99.

ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ (МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ) ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Семакин В.П., Кочергин А.В.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

По завершении палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации в конце позднего мела и раннем кайнозое на огромных площадях континентов Земли, включая Евразию, существовали пенеплены с покровами коры выветривания, что связывается с процессами растяжения земной коры [14].

В зонах континентальных эпиплатформенных рифтов [7] обычно выделяются предрифтовая и рифтовая стадии [14]. Предрифтовая стадия характеризуется равнинным рельефом с накоплением тонкообломочных осадков в небольших плоских впадинах и местами со слабым проявлением базальтового вулканизма.

Рифтовые стадии делятся на два этапа – равнинный и горный (орогенный). Равнинный этап, продолжавшийся в некоторых районах с позднего олигоцена по ранний плиоцен включительно, характеризуется накоплением тонкообломочных осадков в осевых частях впадин и грубообломочных – в прибортовых участках [14]. Ведущим процессом на этом этапе является погружение впадин по наметившимся разломам при подчиненной роли поднятий. Для данного этапа характерны массовые излияния платобазальтов, которые проявляются как в пределах впадин , так и на окружающих их территориях (район Тункинской впадины [4]). В отдельных районах в этот период формируются покровы платофонолитов (Кенийская рифтовая зона – Р.З. [7]). В земную кору впадин в этот период, вероятно, происходит внедрение интрузий базит-гипербазитового состава, а ниже подошвы коры начинает формироваться аномальная мантия с V_p=7,2-7,8 км/с. Не исключено, что Эфиопский и Кенийский рифты также начали зарождаться в период массовых площадных излияний эффузивов с одновременным внедрением в земную кору базит-гипербазитовых расплавов, о чём свидетельствуют относительно положительные аномалии Буге в пределах указанных рифтов.

Горный (орогенный) этап во многих регионах начался в верхнем плиоцене и продолжается до настоящего времени. Этот этап характеризуется значительным возрастанием интенсивности восходящих движений с формированием горного рельефа (неотектонических поднятий). На этом этапе образуется молассовая формация с нижней красноцветной и верхней сероцветной подформациями [14]. При этом, в одних случаях одновременно происходит дальнейшее развитие и углубление грабенов (Байкальский рифт [14]), в других – впадины вовлекаются в поднятие.

В некоторых случаях устанавливается смещение во времени равнинного и горного этапов относительно других районов. Так в районе Ньяса-Танганьикского рифта равнинный этап продолжался в течение миоцена, плиоцена и первой половины плейстоцена, а орогенный этап начался во второй половине плейстоцена [7]. В районе Момского рифта равнинный этап продолжался в течение плиоцена и раннего плейстоцена, а горный этап начался в среднем плейстоцене [4]. В западной части Тихоокеанского кольца мощная эпоха горообразовательных процессов датируется средним-верхним плейстоценом. Формирование Муйской и Чарской впадин (СВ часть Байкальской рифтовой зоны – БРЗ) началось, наиболее вероятно, лишь в четвертичное время, поскольку осадки более раннего времени здесь не установлены [4; 5].

Байкальская рифтовая зона является наиболее изученной в геолого-геофизическом отношении. В пределах этой зоны поверхность мантии (М) повсеместно характеризуется относительно низкими (7,6-7,8 км/с) скоростями Р-волн, глубины до которой колеблются от 34 до 55 км. На прилегающих территориях Сибирской платформы и Забайкалья мощность земной коры изменяется в пределах 37-45 км с «нормальными» $V_г$ на поверхности М 8,1-8,2 км/с. Под центральной частью Байкальской впадины установлена минимальная мощность земной коры – 34-35 км.

Под относительно «молодой» Муйской впадиной мощность коры составляет 40-41 км, а под обрамляющими её хребтами увеличивается до 45 км [8].

Под Южной котловиной озера Байкал кровля кристаллического фундамента с $V_г$ = 5,8-6,0 км/с прослеживается на глубинах от 8 до 14 км, а начиная с глубин 13-16 км скорости в земной коре увеличиваются с 6,3 км/с до 7,8 км/с у её подошвы [13], т.е. земная кора здесь является достаточно высокоскоростной. В пределах Муйской впадины в земной коре на глубинах от 5 до 20-25 км устанавливается чередование относительно высокоскоростных (6,2-6,4 км/с) и низкоскоростных (менее 6,2 км/с) полос шириной 20-50 км, полого падающих в восточном направлении, а под её центральной частью на глубинах 25-35 км скорости не превышают 6,4 км/с. Однако под впадиной в низах коры непосредственно над аномальной мантией залегает градиентный слой мощностью от 3 до 6 км, в котором скорости Р-волн непрерывно увеличиваются от 6,8-7,0 км/с до 7,6-7,8 км/с. Плотность этого слоя оценивается в 3,23 г/см^3. Такой же слой установлен под относительно менее выраженными рифтовыми впадинами Баунтовской и Кондинской [9]. Этот высокоскоростной и соответственно высокоплотный слой связан, наиболее вероятно, с внедрениями базит-гипербазитовых расплавов в основание земной коры. Под горными хребтами, разделяющими впадины, высокоградиентный слой не установлен.

Практически под всеми крупными рифтовыми впадинами БРЗ на глубинах 12-17 км установлен волноводный слой с $V_г$ = 6,2 км/с, тогда как в верхней части земной коры Сибирской платформы он не выявлен [8]. По данным магнитотеллурических исследований практически на тех же глубинах (~ 10-20 км) в пределах Байкальского рифта фиксируется проводящий слой мощностью 5 км с удельным электрическим сопротивлением (уд.э.с.) 10-30 Ом·м [3]. В Чарской впадине (СВ часть БРЗ) внутрикоровый проводящий слой установлен на глубине 8-10 км. В межвпадинных перемычках проводящий слой с уд.э.с. 80-200 Ом·м фиксируется на глубинах от 10 до 13 км. В пределах Джугджуро-Станового неотектонического поднятия первый проводящий слой также выражен неотчётливо (уд.э.с. 70-100 Ом·м) [6]. Коровый проводящий слой, совпадающий с волноводным слоем, обычно связывают с повышенной трещиноватостью коры и наличием минерализованных растворов.

Над рифтовыми впадинами аномалии Буге в одних случаях имеют относительно положительные значения (Эфиопский и Кенийский рифты [7], в других – отрицательные, связанные с большой мощностью осадков (Байкальский рифт), которые изостатически компенсируются нижележащими плотными массами земной коры [5]. В целом можно констатировать, что земная кора рифтовых впадин обычно уплотнена и в целом изостатически скомпенсирована.

Мощность «аномального» слоя (аномальной мантии) под основными рифтовыми впадинами достигает 20-50 км, а на участках межвпадинных перемычек он становится маломощным или выклинивается [11]. В районе Байкальской впадины поперечное сечение аномального слоя представляется в виде утолщённого под рифтом (до 50 км) гриба с почти вертикальным ограничением со стороны Сибирской платформы и плавным выклиниванием в юго-восточном направлении [8; 11]. Под центральной частью Муйской впадины мощность аномального слоя составляет 7-8 км, а под Северо-Муйским хребтом 15 км [9]. В БРЗ ниже аномального слоя устанавливается преломляющая поверхность (M_1) с $V_г$ = 8.0-8.2 км/с («нормальные « для мантии значения), глубины до которой изменяются вдоль оси рифтовых впадин от 40 до 90 км. Последняя глубина установлена под Байкальским рифтом [11]. Под Центральной частью Муйской впадины глубина до M_1 составляет 50 км, а под Северо-Муйским хребтом 58 км [9].

В БРЗ аномальный слой со скоростью 7,6-7,8 км/с соответствует частично расплавленной мантии, содержащей 5-10 % базальтового расплава [11], что согласуется с данными повышенного теплового потока и магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Так под оз.Байкал установлен проводящий слой на глубинах от 30 до 50 км (уд.э.с. 15 Ом·м) [10], что соответствует глубинам самой нижней части коры и верхней части аномального слоя. Под Муйской и Чарской впадинами проводящий слой [6] выявляется также в пределах аномального сейсмического слоя [9]. Предполагается, что, по крайней мере, в рифтовых впадинах с большой мощностью сейсмически аномального слоя он продолжается вниз в виде узкого щелевидного канала (или каналов) вплоть до глубины 100 км (волновода Гуттенберга) [11], а с учётом данных МТЗ, возможно, и глубже [2; 10].

Таким образом, под рифтовыми впадинами, совпадающими с зонами растяжения, природа аномального сейсмического слоя, наиболее вероятно, связана с частичным плавлением мантии. Этот относительно низкоскоростной, электропроводящий слой с пониженной вязкостью представляет собой своеобразную «астенолинзу», играющую роль регулятора в изостатическом равновесии земной коры рифтовых впадин. Однако под горными хребтами, обрамляющими впадины, аномальный сейсмический слой, видимо, имеет иную природу, связанную в основном с метасоматическими процессами, вызывающими габброизацию, амфиболизацию и флогопитизацию перидотитов [12].

Большинство современных горных районов на континентах характеризуется отрицательными аномалиями в редукции Буге, наиболее интенсивные из которых (до – 550 мГал) выявлены под Тибетом. Установлено, что аномальные компенсационные массы практически не распространяются глубже 100 км, т.е. существуют в изостатически скомпенсированной литосфере и обусловлены не чисто термическими эффектами, а преимущественно изменениями вещественного состава [1], причём компенсационные массы связываются как с изменениями мощности земной коры, так и с плотностными неоднородностями, расположенными на различных уровнях земной коры и верхней мантии

[12]. На основании анализа ряда скоростных и геоэлектрических моделей, в континентальной литосфере горных районов не устанавливается заметных зон плавления, которые могли бы вызвать значительное разуплотнение земной коры и верхней мантии. Исключение здесь могут составлять электропроводящие и волноводные слои в земной коре, обусловленные в некоторых случаях частичным плавлением, однако их роль в разуплотнении не вполне ясна.

Разуплотнение мантии и низов коры может происходить при метасоматических процессах за счёт образования малоплотных калийсодержащих твёрдых минеральных фаз, среди которых ведущим, видимо, является флогопит (ρ 2,70-2,85 г/см^3), устойчивый до глубин 150-200 км при T ~ 1100°C. Определённую разуплотняющую роль в мантии могут играть также анортоклаз (ρ 2,55-2,58), лейцит (ρ 2,45-2,50), кальсилит (ρ 2,60), санидин (ρ 2,55-2,58), гидросанидин (ρ 2,50-2,70) и другие малоплотные калийсодержащие минералы. При плавлении такой в разной степени метасоматизированной мантии могут возникать базальтовые расплавы с повышенным содержанием калия, которые извергаются в период орогенного этапа, в частности, на вулканах центрального типа. Наличие в мантии коэсита (ρ 2,93) и переход граната в пироксен при снижении давления также могут оказывать влияние на её разуплотнение. В областях развития карбонатитового магматизма (Кенийская РЗ) в верхней мантии (при P> 20-30 кбар) малоплотные твёрдые минеральные фазы могут быть представлены карбонатами (доломит ρ 2,80-2,90; магнезит ρ 2,90-3,10; кальцит ρ 2,60-2,80), связанными с метасоматическими процессами при взаимодействии мантийных перидотитов с CO_2 и щелочно-карбонатными компонентами (Na_2CO_3 и K_2CO_3). Карбонаты могут существовать на больших глубинах, так доломит при давлении 50-70 кбар распадается на магнезит (ρ 2,90-3,10) и арагонит (ρ 2,95), устойчивые до 180 кбар [12].

Увеличение мощности земной коры под горными сооружениями представляет собой процесс разуплотнения мантии пироксенитового или эклогитового состава под действием высокотемпературного Si, Na, K метасоматоза, в результате чего образуются различные плагиоклазсодержащие породы обычно с калиевыми минералами. В пределах земной коры малоплотные минеральные фазы возникают в результате метасоматической гранитизации, сопровождаемой привносом глубинными флюидами Si, K, Na, Al. При этом коровый субстрат преобразуется в широком интервале глубин от 22-25 км (гранулитовая фация) до 10-12 км (амфиболитовая фация). Кремнещелочной метасоматоз сопровождается экзотермическими реакциями. В результате таких реакций и, возможно, при дополнительном подтоке тепла происходит плавление метасоматизированного субстрата с образованием кислых расплавов (Эфиопская РЗ).

Немаловажную роль в разуплотнении некоторых участков земной коры и верхней мантии играют процессы серпентинизации, которые проявляются в большей степени в районах развития базит-гипербазитового магматизма.

Метасоматические процессы могут стимулироваться, в частности, глубинными дислокациями по типу широкого сложного сдвигания с образованием зон растяжения и сжатия. В целом изостатическое равновесие различных литосферных колонок, включающих топографические массы (горы), земную кору, коромантийные смеси и верхнюю мантию, осуществляется, главным образом, в астеносфере, а в отдельных случаях и на более высоких уровнях литосферы. Таким образом, неотектонические поднятия (горы), являющиеся по своей природе, в основном, изостатическими, создаются вертикальными движениями, обусловленными разуплотнением различных горизонтов земной коры и верхней мантии под действием метасоматических процессов, сопровождаемых привносом глубинными флюидами Si, K, Na, Al и ведущих к образованию новых твердых минеральных фаз пониженной плотности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К., Кучериненко В.А. Гравитационное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии // Физика Земли. 1993. № 5. С. 12-22.

2. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В. Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 1989. № 10. С. 3-26.

3.Горностаев В.П. Магнитотеллурические исследования впадины оз. Байкал // Физика Земли. 1979. №6. С. 99-101.

4. Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

5. ЗоринЮ.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.

6. Мандельбаум М.М., Шпак И.П. Современные представления о глубинном строении Северо-Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1981. С. 168-173.

7. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

8.Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Возможности изучения литосферы методом глубинного сейсмического зондирования на примере Байкальской рифтовой зоны // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Матер. Междунар. геоф. конф.. Новосибирск СО РАН, 2000. С.166-170.

9. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на Северо-Востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отражённых волн // Физика Земли. 2004. № 5. С. 47-57.

10. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Буглова С.Г. Вертикальная и горизонтальная составляющие электротеллурического поля на озере Байкал и их связь с электропроводностью среды // Физика Земли. 2008. № 3. С. 73-83.

11. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.

12. Семакин В.П., Кочергин А.В. Глубинные факторы формирования континентального горообразования // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы Всеросс. конф. с международ. участием. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 314-318.

13. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1159-1167.

14. Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г.Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 390-405.

ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПРИБАЙКАЛЬЯ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

Семинский К.Ж.[1], Черемных А.В.[1], Бобров А.А.[1], Кожевников Н.О.[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, seminsky@crust.irk.ru, cherem@crust.irk.ru, alexbob@crust.irk.ru
[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, KozhevnikovNO@ipgg.nsc.ru

Для условий Западного Прибайкалья отработан комплекс структурно-геологических, геоморфологических и геофизических методов, оптимальных для исследования внутренней структуры разломных зон, которые по современным представлениям тектонофизики, кроме узкой полосы тектонитов главного сместителя, включают широкие подзоны распространения разрывов 2-го порядка и генетически связанной с ними тектонической трещиноватости. Исследования проведены для нескольких разломов, располагающихся в пределах приольхонского и приангарского полигонов, и включали тектоно- и геофизические работы, позволившие установить наиболее общие особенности структурного развития, а также эманационного, электрического и магнитного полей в зонах эталонных разломов разной степени тектонической активности и морфогенетического типа.

Структурная съемка проводилась в рамках методики спецкартирования [2] с применением методов полевой тектонофизики (реконструкция полей напряжений, векторов перемещения по разломам и т.д.). Исследованы 6 сбросовых и 10 сдвиговых разломных зон, представляющих генеральные (Приморский, Окинский разломы), региональные (Кучелгинский, Улюрбинский разломы) и, главным образом, локальные ранги дизъюнктивов. Сформирован обширный банк структурных данных, основу которого составляет документация 135 точек наблюдения, которая в 95 случаях сопровождалась массовым замером элементов залегания трещин, представляющим «структурный портрет» коренного выхода. По этим материалам построены диаграммы трещиноватости, реконструированы поля напряжений, выявлены трещинные парагенезисы, построены графики и карты плотности разломов и трещин (рис.).

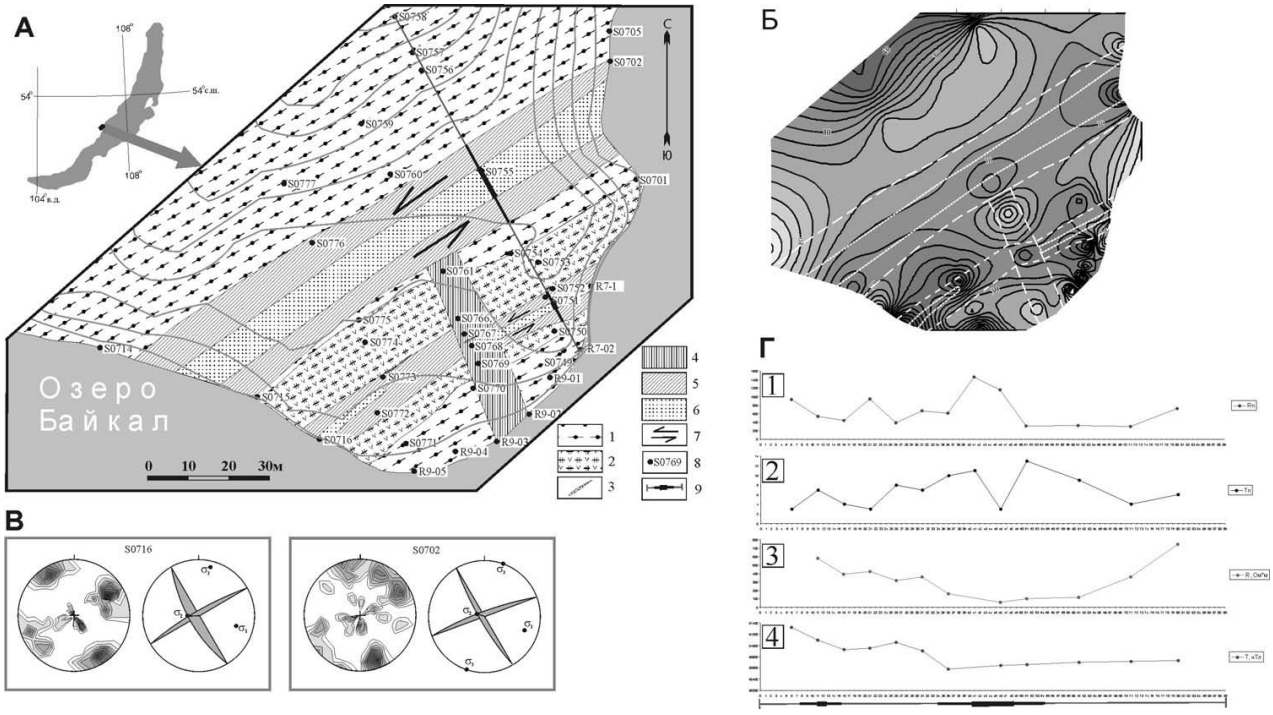
Результаты исследований позволяют констатировать наличие у разломных сместителей в Приольхонье и Приангарье широкой зоны парагенетически связанных разрывов и трещин. Размеры зоны у генеральных, региональных и локальных разломов достигают, соответственно, сотен, первых 10-ов и первых метров, что определяется по характеру разрывных сетей, а также – в различных показателях плотности трещин (объемной, площадной и линейной). В скальных породах Приольхонья строение зон характеризуется наличием подзоны тектонитов магистрального сместителя, подзоны развития разрывов 2-го порядка и подзоны трещиноватости, генетически связанной с подвижками по сместителю, причем первая по ширине несоизмеримо мала в сравнении с двумя другими. Для приангарского полигона на базе структурно-геологических исследований эталонных разломов (проведенных в т.ч. и в небольших канавах) установлена зональность их проявления в позднекайнозойских осадках. Перемещения по локализующемуся в скальных породах сместителю выражены в перекрывающих его наиболее молодых слабосцементированных отложениях в виде закономерно организованных зон: от их периферии к осевой части происходит смена участков развития системных трещин отрыва, затем отрывов и сколов и, наконец, разрывов со смещениями, достигающими десятков сантиметров. Характер проявления деформаций в последнем случае свидетельствуют о большой вероятности их возникновения в результате землетрясения.

Анализ реконструированных полей напряжений указывает на то, что внутренняя структура изученных разломных зон Приангарья и Приольхонья формировалась при сдвиге, сжатии и растяжении, причем в двух последних случаях ориентировка субгоризонтальных осей, соответственно, σ_3 или σ_1 была аналогичной: СЗ-ЮВ. Сжатие, по-видимому, относится к палеозойскому времени, а две другие динамические обстановки отражают эпоху кайнозойского рифтообразования. Отдельные этапы тектонических подвижек вносили различный вклад в формирование внутренней структуры эталонных зон, но, как правило, один из них доминировал, что позволяет каждый из дизъюнктивов считать в первом приближении сдвигом или сбросом. Таким образом, проведение тектонофизических исследований позволило выбрать эталонные сдвиговые и сбросовые зоны разного масштабного ранга, установить специфику их внутреннего строения и развития, т.е. создать структурную основу для проведения геофизических исследований (эманационная съемка, электро- и магниторазведка).

Геофизические работы были проведены на участках в следующих объемах: радоновая съемка – 47 профилей: магнитометрия – 41 профиль, электроразведка методом симметричного профилирования (СП) – 30 профилей, методом естественного поля (ЕП) – 6 профилей.

Электроразведка методом ЕП позволила установить, что в пространственном распределении потенциала естественного электрического поля можно выделить аномалии-минимумы регионального (амплитуда – 200-400 мВ; ширина – 1-2.5 км) и локального (амплитуда – до 800 мВ) рангов, причем последние в большинстве случаев маркируют известные разломы. Электроразведка методом СП отражает существование каждой из изученных разломных зон, но по-разному, что зависит от ранга дизъюнктива, стадии его развития, истории подвижек контактирующих блоков, условий обводненности и других факторов. Вместе с тем наличие разломной зоны, а также положение главного сместителя и отдельных разрывов 2-го порядка в ее пределах в подавляющем большинстве случаев отражается минимумами электрического сопротивления (рис.). Характерной особенностью результатов СП является отсутствие значимых различий в величинах (но не в пространственных размерах) аномалий, соответствующих участкам разломных зон, структура которых сформировалась в разных динамических обстановках (древнее сжатие, раннекайнозойский сдвиг и современное растяжение).

Магниторазведка дает в качественном отношении примерно аналогичные результаты, но отчетливо выделяет особенности строения разломных зон в случае контрастных магнитных свойств у отдельных слоев метаморфической толщи. В таких ситуациях разлом отмечается скачкообразным изменением величин магнитной индукции (рис.). У большинства изученных разломов данный параметр отличается более плавными вариациями в сравнении с количественными характеристиками других геофизических полей.



Внутренняя структура разломных зон мыса Улирба (Зап. Прибайкалье; приольхонский полигон) по данным полевой тектоно- и геофизики.

А. Геолого-структурная карта участка: 1-3 – горные породы: 1 – биотитовые гнейсы, 2 – амфиболовые гнейсы и амфиболиты, 3 – кварцевые жилы; 4-6 – структура разломных зон: 4 – подзона трещиноватости, связанной с подвижками по разлому, 5 – подзона основного сместителя и разрывов второго порядка, 6 – зона повышенной трещиноватости; 7 – направление смещения крыльев разлома; 8 – точки геолого-структурных наблюдений и их номера; 9 – профиль геофизических исследований с отмеченными на нем подзонами разломной зоны. Б. Схема пространственного распределения плотности трещиноватости горных пород участка (количество трещин на м^2). В. Пример диаграмм трещиноватости и восстановленного по ним сдвигового поля напряжений, в котором происходило наиболее интенсивное формирование структуры разломной зоны. Г. Графики: 1 – объемной активности радона, 2 – количества распадов торона, 3 – электрического сопротивления горных пород, 4 – магнитной индукции

Эманационная радоновая съемка позволила выявить особенности проницаемости субстрата эталонных разломных зон. Изучены зависимости измеряемых эманометрами параметров от метеоусловий (атмосферное давление, температура и влажность воздуха) и установлен временной интервал (10.00-20.00), когда влияние метеофакторов на величину объемной активности радона (Q_{Rn}) и торона наименее существенно [1]. Определено,

что максимальные значения параметра Q_{Rn} в разломах Приангарья, соответственно, варьируют примерно от 1200 Бк/м^3 до 20000 Бк/м^3, а в Приольхонье – от 1400 Бк/м^3 до 60000 Бк/м^3. Величины зависят от размеров дизъюнктивов, но при сравнении одноранговых структур большей активностью радона характеризуются разломные зоны приольхонского полигона, что определяется более интенсивной деструкцией субстрата в их пределах.

Аномалии объемной активности радона лучше других использованных в работе параметров геофизических полей выделяют те сегменты разломных зон, которые были активны в эпоху рифтогенеза (т.е. в полях сдвига или растяжения). Эти участки для приольхонских разломов, как правило, представляют подзону развития разрывов второго порядка, а также подзону главного сместителя, если его тектониты не являются слабо проницаемой глинкой трения. У платформенных дизъюнктивов, перекрытых рыхлыми позднекайнозойскими отложениями, максимумы эманаций охватывают также две центральные подзоны, характерной особенностью которых является распространение трещин и сравнительно крупных разрывов скалывания. Границы зон отмечаются заметными повышениями параметра Q_{Rn}, а отдельные сместители – частными максимумами в пределах соответствующего зоне участка аномальных величин объемной активности радона.

Главный результат геофизических исследований на полигонах Западного Прибайкалья заключается в выборе и отработке комплекса полевых методов, а также определении специфики отражения в эманационном, электрическом и магнитном полях структурных особенностей (границ отдельных подзон и сместителей) эталонных зон сдвига и растяжения. Анализ созданного банка геофизических данных, а также результаты парных корреляций, рассчитанных по характеристикам трех изученных полей в одних и тех же точках наблюдения, показали отсутствие значимых взаимосвязей.

Детальное сопоставление тектоно- и геофизических параметров для каждого природного объекта в отдельности и синтез полученного материала показали, что внутренняя организация разноранговых разломных зон и её проявление в геофизических полях закономерны. В то же время отдельные геофизические поля выделяют разные черты строения сдвиговых и сбросовых зон, выявленных в ходе структурно-геологического анализа. Наиболее информативным геофизическим методом картирования структуры активных разломных зон Прибайкалья является эманационная съемка. Ее данные позволяют выделять отдельные сместители, границы зон и составляющих их подзон, свидетельствуя в целом о большей объемной активности радона у крупных сбросов по сравнению с разломами, относящимися к меньшему масштабному рангу и к другим морфогенетическим типам. Электроразведка методом СП и магниторазведка не всегда дают контрастные аномалии у активных сместителей, но часто выделяют вблизи них широкую зону, отвечающую древним тектонитам, которые образовались в докайнозойские эпохи, а затем служили концентратором новейших напряжений.

Таким образом, комплекс апробированных на территории Прибайкалья методов полевой геофизики может являться основой для экспрессного выделения разломных зон на местности, а также картирования их разновозрастной внутренней структуры. Перспективы исследований подобного типа связаны с созданием обобщенной геолого-геофизической модели разломной зоны (в широком тектонофизическом понимании), что имеет практическое значение для поисков месторождений углеводородов и других полезных ископаемых, контролируемых тектоническими нарушениями и локализующихся в пределах слабо обнаженных территорий.

Авторы благодарны канд. геол.-мин. наук А.С.Гладкову и инженеру Е.И.Когуту за помощь в проведении исследований, выполненных при финансовой поддержке СО РАН (ОНЗ-6.13) и РФФИ (№ 07-05-00061).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров А.А. Об особенностях влияния метеоусловий на объемную активность радона в некоторых регионах юга Восточной Сибири // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 215-216.

2. Семинский К.Ж. Картирование разломно-блоковой структуры земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Геофизический журнал, 2005, Т.27, №1, С. 85-96.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Семинский К.Ж. [1], Радзиминович Я.Б. [1], Кожевников Н.О. [2]

[1]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, seminsky@crust.irk.ru, ian@crust.irk.ru
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, KozhevnikovNO@ipgg.nsc.ru

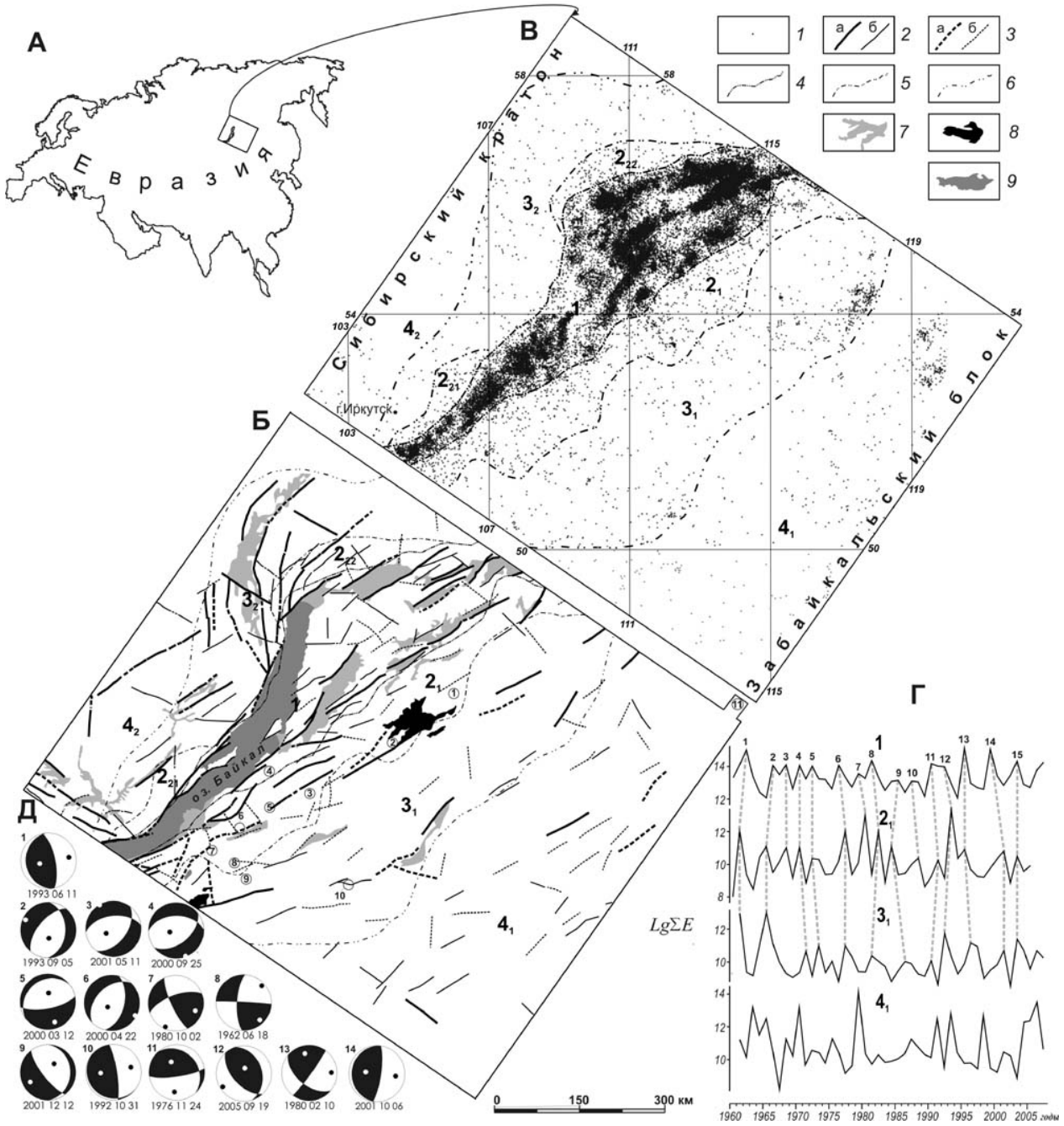
Развитие Саяно-Байкальского сейсмического пояса определяется динамикой взаимодействия Сибирского и Забайкальского блоков литосферы с образованием Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и системы опе-

ряющих тектонических структур (рис. А-В). Несмотря на то, что это один из наиболее активных и хорошо изученных поясов Центральной Азии, проблема выявления его внешних границ и особенностей внутреннего строения продолжает оставаться актуальной. Предыдущие детальные исследования пространственно-временного распределения слабых землетрясений на юге Сибирской платформы показали [7], что они принадлежат к северной периферии Саяно-Байкальского сейсмического пояса шириной (150-300 км) и генетически связаны с интенсивными деструктивными процессами в его осевой части. Эти результаты, кроме известной практической значимости, важны в общегеодинамическом отношении: значительное расширение пояса, а также наличие продольных полос рассеянной (платформенная периферия пояса) и интенсивной (приосевая часть) сейсмичности могут свидетельствовать о 1) большей, чем принято считать, глубине проникновения процесса разрушения, генерирующего коровую сейсмичность, и 2) существовании отчетливых уровней деструкции в разрезе литосферы.

В связи с тем, что перечисленные вопросы не могут быть решены без изучения южной периферии Саяно-Байкальского сейсмического пояса, первоочередной задачей проведенного исследования было установить пространственно-временные закономерности проявления землетрясений в Забайкалье и, частично, Монголии в их связи с развитием структуры Байкальского рифта. Площадь исследования охватывает байкальский (центральный) сегмент сейсмического пояса (рис. В), который развивается в единой динамической обстановке и, как следствие этого, характеризуется сравнительно простой внутренней организацией. Участок ориентирован вдоль оси доминирующего в Байкальском рифте растяжения и включает основное поле сейсмичности, которое отделено районами ее менее интенсивного проявления от флангов БРЗ, развивающихся в условиях левого сдвига.

Анализ эпицентрального поля проводился только по ночным землетрясениям и землетрясениям с $K \geq 12$, что позволяло в существенной мере исключить из рассмотрения взрывы, проводившиеся в рассматриваемый период времени (1960-2005гг.) на смежных с рифтом территориях Забайкалья и Иркутской области. Как видно из рис. В, сейсмический пояс на изучаемом отрезке характеризуется наличием трех как бы вложенных друг в друга подзон, существенно отличающихся плотностью землетрясений. Наиболее отчетливо выделяется единая приосевая полоса интенсивной сейсмичности (№ 1) со средней шириной 130 км (40÷240 км). Умеренная сейсмичность свойственна промежуточной подзоне (№ 2), которая при общей ширине 250 км (125÷405 км) представлена сплошной полосой в Забайкалье (№ 2_1) и двумя фрагментами (№ 2_{21} и № 2_{22}) на территории платформы. Периферийная подзона (№ 3) со средней шириной 570 км (350÷725 км) характеризуется слабой сейсмичностью в пределах двух сплошных полос на платформе (3_2) и в Забайкалье (3_1). Северо-западная граница Саяно-Байкальского сейсмического пояса в целом может отождествляться с ограничением платформенной полосы, т.к. за пределами последней фиксируются лишь единичные землетрясения. Внешняя граница подзоны № 3 достаточно отчетливо обозначается и в Забайкалье, однако следующий сразу за ней узкий участок проявления отдельных сейсмических событий сменяется областью (№ 4_1), где землетрясения распространены не меньше, чем в полосе № 3_1. Таким образом, несмотря на достаточно строгую поперечную (наличие зеркальной симметрии полос по отношению к оси пояса) и продольную (отражение двух расширений пояса в конфигурации границ всех выделенных полос) зональность пространственного распределения сейсмичности в поясе, вопрос о его юго-восточной границе был решен окончательно только после проведения дополнительного анализа сейсмологических и геологических данных.

Рис. Г позволяет последовательно сравнить временные вариации сейсмической активности, имевшие место в пределах каждой из забайкальских полос (графики 2_1, 3_1 и 4_1), с аналогичными данными для приосевой части пояса (график 1), где сейсмический процесс обусловлен формированием структуры Байкальского рифта. Подобный анализ ранее позволил установить принадлежность полосы проявления слабых землетрясений в краевой части платформы (№ 3_2) к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу [7]. Для временных вариаций логарифма суммарной энергии землетрясений в осевой части пояса характерно существование 15 пиковых значений, в группировании которых отражается существование известных для БРЗ в целом периодов сейсмической активности: 2,5, 5 и 11 лет [10]. Все максимумы и минимумы в осевой зоне находят отражение (вариации – 1, реже, 2 года) в соответствующих экстремумах суммарной энергии землетрясений полосы умеренной сейсмичности в Забайкалье (№ 2_1). 12 из 15 максимумов, характерных для этих центральных подзон, имеют место в полосе слабой сейсмичности № 3_1, причем отсутствующие второстепенные экстремумы (№ 3, 7 и 10) нарушают лишь 2,5-летнюю периодичность, что может быть обусловлено сложностью регистрации землетрясений в области, отдаленной от сети байкальских сейсмостанций. Кривая № 4_1 в существенно большей степени отличается от графика № 1 (равно как и от кривых № 2_1 и 3_1): на отдельных участках они явно находятся в противофазе. Отмеченная особенность может быть связана с запаздыванием деструктивного процесса на отдаленной от БРЗ территории или, скорее всего, с существенным влиянием тектонических процессов, имеющих место на юге и юго-востоке. Последнее косвенно подтверждается тем, что уменьшение средней для анализируемых полос величины $lg\sum E$ с северо-запада на юго-восток сменяется на участке № 4_1 отчетливо выраженной тенденцией к увеличению (№ 1 – 13,4; № 2_1 – 9,7; № 3_1 – 9,8; и 4_1 – 10,3).



Латеральная зональность байкальского сегмента Саяно-Байкальского сейсмического пояса.

А. Расположения участка исследований. Б. Схема позднекайнозойских разломов. В. Эпицентральное поле по данным БФ Геофизической службы РФ (1960-2005гг.; ночные события). Г. Графики изменения логарифма суммарной энергии землетрясений во времени, построенные для территорий, отмеченных на рис. В цифрами (для трех нижних графиков выборка включала только ночные события и все землетрясения с K≥12): пунктиром серого цвета соединены примерно совпадающие по времени максимумы сейсмической активности. Д. Механизмы очагов, известные для некоторых землетрясений Забайкалья, эпицентры которых показаны цифрами в кружках на рис. Б: черные сегменты и белая точка – квадранты растяжения и точка выхода на нижнюю полусферу оси растяжения; белые сегменты и черная точка – тоже для сжатия;
1 – эпицентры землетрясений; ***2-3*** – генеральные ($L > 80$км) (а) и региональные ($34 < L < 80$км) (б) разломы, отчетливо (***2***) и менее отчетливо (***3***) проявленные в рельефе; ***4-6*** – границы участков с разной плотностью эпицентров землетрясений; ***7*** – главные впадины, заполненные кайнозойскими отложениями; ***8*** – крупные поля базальтов; ***9*** – озера

Анализ механизмов очагов землетрясений для рассматриваемой территории Забайкалья, несмотря на известный дефицит решений [4-6, 8], приводит к выводу о специфике напряженно-деформированного состояния, свойственной каждой из выделенных участков (рис. Д). Практически все механизмы в полосе умеренной сейсмичности свидетельствуют о подвижках по разломам, обеспечивающим растяжение в генерализованном

направлении СЗ-ЮВ: решения 3-6 – северо-восточные (от ССВ-ых до ВСВ-ых) сбросы; решения 2, 7-8 – субмеридиональные (до ССЗ-ых) правые и субширотные (до ВСВ-ых) левые сдвиги. Лишь решение 1 выделяется из рассмотренной группы, т.к. свидетельствует о взбросовых подвижках по крутой или пологой плоскостям, ориентированным субмеридионально. В то же время эпицентр этого сейсмического события располагается у границы с подзоной слабой сейсмичности и по механизму аналогичен в целом всем известным для нее решениям. Механизмы 9 и 10, а также 14 для землетрясения, располагающегося в 65 км к юго-западу от площади исследования и также принадлежащего к полосе 3_1, вероятнее всего, свидетельствуют о послойных срывах при перемещении блоков в широтном (решение 9 – в северо-восточном) направлении. Для территории, располагающейся юго-восточнее внешней границы полосы 3_1, известно три механизма, которые вряд ли свидетельствуют о единой динамической обстановке их реализации. Одно из землетрясений (11) имело место у северо-восточной границы участка в обстановке субмеридионального сжатия, а два других (12 и 13) произошли в 150 и 230 км от его юго-восточной границы [9] в условиях, соответственно, северо-восточного сжатия и сдвига с широтной ориентировкой оси сжатия.

Таким образом, комплексный анализ сейсмологических данных показал, что область № 4_1 не следует относить к Саяно-Байкальскому сейсмическому поясу. Она почти повсеместно отделяется от полосы № 3_1 узким асейсмичным участком, не обнаруживает единства динамической обстановки проявления землетрясений, характеризуется повышенной активностью, пики которой асинхронны по отношению к всплескам сейсмичности в осевой части БРЗ. К последней, согласно всем выявленным признакам и, несмотря на умеренный характер сейсмичности, относится полоса № 2_1, что в первом приближении подтверждает выводы о положении юго-восточной границы Байкальского рифта, сделанные некоторыми предшественниками на основе анализа плотности активных разломов, расположения межгорных впадин и предрифтовых прогибов, оценки размеров Байкальского свода и выступа аномальной мантии [1-2].

Полоса слабой сейсмичности № 3_1 также должна быть отнесена к Саяно-Байкальскому поясу в соответствии с установленными пространственно-временными закономерностями проявления землетрясений. Она, как и зеркально симметричная полоса платформенной сейсмичности № 3_2, представляет периферию пояса, слабая сейсмичность которой отражает практически все всплески активности в его осевой части и, судя по известным механизмам очагов, развивается в одном поле напряжений 1-го порядка. Динамическая обстановка деструкции земной коры на рассматриваемой территории должна изучаться более детально, но сдвиг, реализующийся за счет смещений по субвертикальным древним разломам и близгоризонтальным срывам уже сейчас представляется достаточно обоснованным. Отличие этой обстановки от условий сейсмотектонической деструкции, господствующих в центральной части пояса, может объясняться автономностью процесса, связанного, например, с активизацией зоны Монголо-Охотского шва. Однако развитие данной территории в едином режиме с БРЗ больше удовлетворяет рассмотренным выше результатам анализа сейсмологических данных (латеральная зональность; синхронность активности). Кроме того, тесное взаимодействие сдвига и растяжения, судя по представлениям сторонников образования БРЗ как левосдвиговой зоны, осложненной структурной типа пулл-апарт [11], составляло неотъемлемую часть кайнозойской истории развития региона. Результатом проявления активных деформаций на рассматриваемой периферии этой крупной межблоковой границы является наличие северо-восточных левых сдвигов, с которыми ассоциируют узкие впадины, заполненные, например, позднемеловыми осадками или кайнозойскими базальтами (рис. Б).

Наиболее вероятной причиной существования отчетливой зональности проявления сейсмотектонической деструкции в пределах байкальского сегмента межблоковой границы является дискретность разрушения в вертикальном разрезе. Подзоны 1 и 2 отражают, соответственно, уровни разрушения земной коры и литосферы, которые непосредственно под Байкальским рифтом имеют мощности ≈ 40 и ≈ 80 км [3]. Полная ширина Саяно-Байкальского сейсмического пояса, вероятно, является приповерхностным выражением деструктивных процессов, которые охватывают литосферные блоки, характеризующиеся на удалении от оси рифта мощностью ≈ 200 км [2]. Таким образом, соотношение горизонтального и вертикального размеров подзон во всех случаях примерно равно 3, что, по-видимому, является отражением иерархических свойств делимости литосферы.

Итак, Саяно-Байкальский сейсмический пояс характеризуется отчетливо выраженной латеральной зональностью, наличие и общий вид которой обусловлены характером процесса деструкции, протекающего на разных глубинных уровнях при взаимодействии Сибирского и Забайкальского блоков литосферы. Интенсивная активность в приосевой части пояса убывает неравномерно к его периферии, образуя симметричные полосы сначала умеренной, а затем слабой сейсмичности. Общая ширина пояса на изученном байкальском сегменте составляет 570 км, причем поперечные размеры попарно симметричных участков больше в пределах гетерогенного забайкальского блока, чем на платформе. Зональность проявления сейсмического режима тесно связана со спецификой напряженно-деформированного состояния субстрата, характерного для каждой их выделенных подзон вследствие закономерной эволюции межплитной границы. Ее приосевая структура – Бай-

кальский рифт – отражается в Саяно-Байкальском поясе полосами интенсивной и умеренной сейсмичности и, таким образом, имеет среднюю ширину 250 км.

Работы выполнены при поддержке СО РАН (ОНЗ-6.13) и РФФИ (07-05-00061-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Под ред. Н.А.Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 207с.

2. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №7. С.685-699.

3. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105с.

4. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №11. С.1598-1607.

5. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В. и др. Прибайкалье и Забайкалье. Каталог механизмов очагов землетрясений // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. Обнинск: ГС РАН, 2006. С.608.

6. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В. и др. Прибайкалье и Забайкалье. Каталог механизмов очагов землетрясений // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. Обнинск: ГС РАН, 2007. С.608.

7. Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С.18-30.

8. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С.113-122.

9. International Seismological Centre, *On-line Bulletin:* http://www.isc.ac.uk. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.

10. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144с.

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

ИЗОСТАЗИЯ И ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ CRUST 2.0

Сеначин В.Н.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, geodyn@imgg.ru

Большой объем геофизических данных, полученных мировым научным сообществом за последние полвека интенсивных исследований строения Земли, позволяет построить модель земной коры, охватывающий весь земной шар. Первая такая модель, получившая название CRUST 5.1, была разработана американскими геофизиками в конце около 10 лет назад [1]. Модель CRUST 5.1, представляющая данные по сетке с осреднением 5°x5°, основана на сеймических данных и содержит информацию по скорости продольных и поперечных волн и плотности во всех слоях земной коры включая подкоровый слой, и глубинам раздела коры, включая границу Мохо. Позднее была составлена более детальная модель CRUST 2.0, содержащая данные строения коры с осреднением по сетке 2°x2°. Обе модели доступны в сети интернет на сайте *http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html*.

Данная модель малопригодна при изучении детальных и региональных структур земной коры, но при рассмотрении регионов и структур планетарного масштаба, а также для изучения закономерностей строения коры определенных типов структур она может дать надежные результаты.

В настоящей работе представлены результаты изучения распределения плотностных неоднородностей в литосфере по модели CRUST 2.0, основанные на расчетах свободной поверхности мантии. Свободная поверхность мантии (далее СПМ) – это одна из характеристик изостатического состояния земной коры. Она показывает уровень земной поверхности при нулевой мощности земной коры, но с сохранением её нагрузки, т.е. когда земная кора уплотняется до плотности подстилающей её мантии.

Глубина СПМ зависит от температурного режима литосферы, от наличия плотностных неоднородностей в литосфере и от степени её изостатической скомпенсированности. В тектонически стабильных регионах – таких, как континентальные платформы и океанические плиты с возрастом дна старше 10 млн лет, где литосфера находится в изостатически скомпенсированном состоянии, и все аномалии СПМ, расчитанные как разность реального уровня СПМ и уровня, соответствующего термальному режиму литосферы, указывают на наличие плотностных неоднородностей. Таким образом, по расчитываемым аномалиям СПМ мы можем выявлять аномалии плотности в литосфере, не связанные с её температурным режимом. Подробнее об аномалиях СПМ и методике их расчета можно прочитать в работах [2, 3, 4 и др.].

Ниже представлены результаты проведенного исследования.

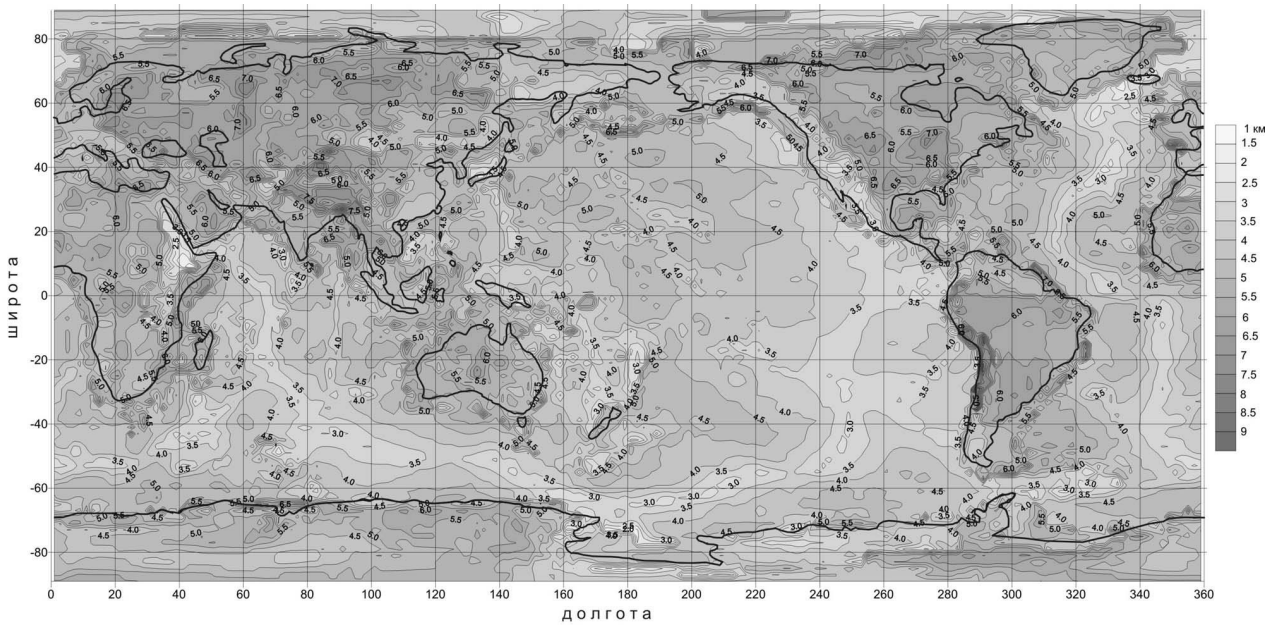
1. Методика расчета глубины СПМ. Расчет глубины СПМ производится по формуле:

$$H_{спм} = H_m - \frac{1}{\rho_m}\sum_{1}^{n}\rho_i \cdot h_i$$

где $H_{спм}$ – глубина СПМ, отсчитываемая от уровня моря, H_m – глубина границы Мохо, ρ_i и h_i – плотность и мощность i – го слоя земной коры, n – количество слоев коры.

Данные по плотности и мощности слоёв земной коры взяты из модели CRUST 2.0, плотность подкорового слоя принималась с постоянным значением 3.3 г/см^3, что, как считает М.К.Кабан, лучше всего использовать при одновременном изучении океанических и континентальных структур [2 и др.]. Данное значение позволит нам сравнивать полученные результаты с результатами М.К.Кабана, который получил наиболее значимые результаты в этой области исследований.

2.Схема распределения глубины СПМ на Земле. На рис. представлена схема распределения глубины СПМ по всему земному шару, рассчитанная на основе модели CRUST 2.0. На этой схеме проявляется нечёткое разделение между континентами и океанами.



Глубина свободной поверхности мантии Земли, рассчитанная по модели CRUST 2.0 (глубина в км, отсчитывается от уровня моря)

Континенты имеют в целом более древнюю, холодную литосферу, и поэтому обладают большими глубинами СПМ, чем океаны. Граница между континентами и океанами на большей части своей длины соответствует изолинии СПМ 5.5 км. В океанах хорошо выделяются срединно-океанические хребты подъёмом уровня СПМ до 3÷2.5 км, в то время как зрелые океанические котловины по глубине СПМ достигают 4.5÷5 км, в чем приближаются к континентальным платформам. На континентах проявляется явная зависимость аномалий СПМ от мощности коры, что далее будет рассмотрено более подробно. Зоны молодой складчатости – такие, как Памир, Гималаи, Анды, характеризуются наибольшей глубиной СПМ, достигающие более 8 км.

Таким образом, в целом по Земле, устойчивые тектонические структуры на континенте и океане имеют примерно близкие по глубине СПМ значения 4,5÷5.5 км. Рифтовые зоны на континенте и в океане характеризуются повышенным уровнем СПМ, что связано с увеличением прогрева литосферы. Зоны субдукции в океанах и зоны молодой складчатости на континентах, развивающиеся при столкновении континентальных плит в результате субдукции, характеризуются пониженным уровнем (т.е. увеличенной глубиной) СПМ.

3. СПМ в океанах. Океаническая литосфера, зарождаясь в срединно-океанических хребтах, по мере отодвигания от них, охлаждается, что приводит к её уплотнению и, соответственно, углублению дна океана. Этот процесс в течение первых 60÷70 млн. лет достаточно точно объясняется моделью охлаждающегося полупространства, в соответствии с которой связь глубины СПМ с возрастом литосферы описывается выражением вида: $h_{спм} = A + B\sqrt{T}$, где А и В – коэффициенты, зависящие от начального уровня СПМ и коэффици-

ента термального расширения мантии, а T – возраст литосферы. М.К.Кабан по своим расчетам в Тихом океане получил аппроксимирующую зависимость вида: $h_{спм} = 2.5 + 0.214\sqrt{T}$ [2]. По данным модели CRUST 2.0 получается следующая зависимость, рассчитанная по всем океанам: $h_{спм} = 2.8 + 0.184\sqrt{T}$. В этих расчетах использовались цифровые данные возраста океанической литосферы [5]. Полученная зависимость даёт несколько меньший диапазон изменений, что указывает на меньший коэффициент термального расширения. Однако, следует учитывать что данные в модели CRUST 2.0 задаются с осреднением.

Представляет отдельный интерес рассмотрение глубоководных котловин мирового океана. Академик Ю.М.Пущаровский в последние годы опубликовал ряд работ, где рассматривает морфологию дна океанических котловин и делает вывод о том, что эти котловины «с полной определённостью диагностируются как особая категория океанских тектонических форм» ([6], с.92). Их образование связано с процессом тектонического опускания, который действовал наряду со спрединговым развитием. В уровне СПМ глубоководные котловины всех океанов, выделенные по изобате 5.5 км, устойчиво характеризуются средним значением 4.8 км, что на 0.3 км глубже участков океана зрелого возраста. Они же, как правило, характеризуются пониженным уровнем гравитационного поля. Всё это указывает на то, что причиной образования глубоководных котловин в океане могут являться процессы уплотнения в нижней части литосферы.

4. СПМ на континентах. В континентальной литосфере отмечается зависимость глубины СПМ от мощности коры, что показал М.К.Кабан [2]. На основании проведенных расчетов им был сделан вывод об увеличении плотности мантии при увеличении мощности коры. Расчет СПМ по данным модели CRUST 2.0 также показывает увеличение глубины СПМ с ростом мощности коры в диапазоне от 30 до 50 км. При этом, на каждый километр нарастания её мощности приходится примерно 0.1 км увеличения глубины СПМ.

Увеличение мощности коры образуется при надвигах и складкообразовании. Литосфера при этом должна изостатически опускаться на глубину, достаточную для компенсации создавшейся нагрузки. При этом температура опустившегося блока литосферы будет понижена, что, вероятно и создает уплотнение, проявляющееся в аномальном уровне СПМ.

Интересно также, что при нарастании мощности коры в диапазоне 50-70 км в модели CRUST 2.0 глубина СПМ уже имеет тенденцию к уменьшению. Степень этого уменьшения составляет примерно 0.05 км на каждый километр мощности коры. Можно выдвинуть предположение, что это связано с эклогитизацией глубоких корней земной коры. Кора такой мощности образуется только в Андах и Гималаях – складчатых сооружениях, расположенных в зонах столкновения плит.

5. СПМ в окраинных морях. Окраинные моря, образующиеся за зонами субдукции вдоль западной границы Тихого океана, имеют аномально увеличенную глубину СПМ. Впервые это было отмечено Т.Ватанабе с соавторами [7]. Высокий тепловой поток, отмечаемый в этих морях, говорит о значительной степени прогрева литосферы, что должно поднимать уровень СПМ гораздо выше, чем в прилежащей области океана. Вместе с тем, уровень СПМ в окраинных морях примерно такой же, как в океане. Это говорит об аномальном уплотнении в мантии окраинных морей. Автор провел детальное исследование аномалий СПМ и изостатических гравитационных в Охотоморской зоне Тихоокеанской активной окраины и пришел к выводу о глубинном характере изостазии в зонах субдукции, который приводит к углублённому положению литосферы в окраинных морях [3].

Приведенный в данной работе краткий анализ результатов расчета СПМ по всей Земле на основе модели CRUST 2.0 показал основные закономерности распределения плотности в литосфере Земли, а также возможности применения данного метода в изучении плотностного строения верхней оболочки нашей планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mooney W.D., Laske G., Masters T.G. CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x5°. //J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103B. P.727-747.

2. Кабан М.К. Изучение изостазии литосферы. М.: ИФЗ АН СССР. 1988.

3. Сеначин В.Н. Аномалии «свободной поверхности мантии» Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. №5 С.50-65.

4. Сеначин В.Н. Свободная поверхность мантии как индикатор геодинамических процессов (на примере Охотоморского региона) // Вестник ДВО РАН. 2006. №1. С.18-25.

5. Muller R.D., Roest W.R., Royer R.D. et al. Digital isochrons of the world's ocean floor //J. Geophys. Res. 1997. Vol.102. N B2. P.3211-3114.

6. Пущаровский Ю.М. Сравнительная тектоника глубоководных впадин Атлантического, Тихого и Индийского океанов // ДАН. 2006. Т.409. №1. С.90-93.

7. Watanabe T., Langseth M.G., Anderson R.N. Heat flow in back-arc basins of the Western Pacific // Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins /Eds.: M.Talwani and W.C.Pitman. Washington D.C., 1977. P.17-161.

ИЗОСТАЗИЯ, МОЩНОСТЬ КОРЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ОХОТСКОГО МОРЯ

Сеначин В.Н.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, geodyn@imgg.ru

В вопросе о происхождении окраинных морей, расположенных над зонами субдукции, не смотря на интенсивные исследования прошлых десятилетий, ученые до сих пор не пришли к единому мнению. Этот вопрос напрямую связан с вопросом преобразования коры из континентальной в океаническую или наоборот, т.к. кора многих окраинных морей имеет мощность переходную между континентальной и океанической. В господствующей ныне концепции тектоники плит в отношении окраинных морей возникает трудность из-за того, что для их образования требуются условия растяжения, в то время как они расположены в зонах конвергентных границ плит, где должно доминировать сжатие. Поэтому рождались гипотезы, рассматриваемые данный регион с 2-х позиций: 1) гипотезы «океанизации» – сокращения мощности коры без растяжения и 2) гипотезы задугового спрединга, т.е. новообразования коры океанического типа с растяжением дна.

Не вдаваясь в подробности каждой из гипотез, попробуем рассмотреть их на примере Охотского моря с позиции принципа изостазии, используя для этих целей такие характеристики, как изостатические гравитационные аномалии и аномалии глубины свободной поверхности мантии (далее – СПМ), которые ранее были рассчитаны автором в этом регионе [13]. Аномалии СПМ определяются как разность расчетного значения СПМ в заданной точке коры и теоретического, рассчитываемого на основании температурного режима мантии, определяемого по мантийной составляющей теплового потока. Подробно методика расчета аномалий СПМ описана в работах [13, 14].

Охотское море, расположенное в зоне Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, на большей части своей площади обладает корой субконтинентальной мощности и имеет несколько глубоководных впадин, где мощность коры более или менее близка к океанической.

Курильская впадина – самая большая впадина Охотского моря. Она имеет глубину более 3000 м и 4-километровую мощность осадочного слоя. Кора по мощности соответствует океаническому типу (4-5 км), хотя есть варианты интерпретации сейсмических данных где она предполагается более мощной [3]. Есть разные гипотезы её образования: задуговый спрединг [1]; эклогитизация [5], присдвиговое растяжение (пулл-апарт) [15], откат зоны субдукции («roll-back») [17], отделение части океанического дна [4].

Впадина Дерюгина расположена восточнее северной части о.Сахалин. Глубина дна в центральной части составляет около 1700 м, мощность осадков до 12 км, мощность консолидированной коры достигает 17 км. Как отмечают А.Г.Родников с соавторами [12], эта впадина образовалась на месте глубоководного желоба древней зоны субдукции, протягивающейся вдоль восточного берега о.Сахалин. Её происхождение, как и происхождение впадины Тинро, меньшей из 3-х описываемых впадин по размеру и глубине, вероятнее всего, связано с поворотом против часовой стрелки Охотоморской микроплиты [7], в пользу чего говорит треугольная форма данных впадин. А.Д. Чехов [16] отмечает разновозрастность всех 3-х описываемых впадин с омоложением в сторону океана.

Таким образом, в происхождении глубоководных впадин Охотского моря используются, наверное, все современные гипотезы образования и развития окраинных морей: как гипотезы «океанизации» – эклогитизация коры (В.А.Ермаков), так и гипотезы растяжения – присдвиговое растяжение (пулл-апарт), откат субдукцирующей плиты (roll-back). Рассмотрим, как процессы, описываемые данными гипотезами, проявляются в изостатическом состоянии котловин.

Прежде всего следует отметить, что, механизм изостатического выравнивания в тектонике Земли носит пассивный, а не активный характер, на что указывал Е.Н.Люстих [8]. Это означает, что сам по себе он не создаёт нарушений изостазии, а лишь приводит к уравновешиванию плотностных неоднородностей, вызванных какими-либо силами.

Все перечисленные гипотезы так или иначе сопровождаются нарушением изостатического состояния литосферы. Однако, учитывая, что нормальное изостатическое состояние восстанавливается довольно быстро, то и определить это нарушение можно лишь во время протекания процесса или сразу после его прекращения в течение нескольких сотен или тысяч лет. Наблюдаемый в Охотском море повышенный тепловой поток, и особенно высокий в глубоководный котловинах, указывает на то, что процесс преобразования коры продолжается в настоящее время. Кроме того, в задуговых регионах, расположенных над зонами субдукции, плотностные неоднородности распространяются по всей глубине тектоносферы, что находит отражение в глубинном характере изостазии, как показал автор [13]. Тем не менее, как будет показано ниже, и в этих условиях изучение изостазии дает результаты.

В отличие изостатических гравитационных аномалий, аномалии свободной поверхности мантии могут сохраняться и после изостатического выравнивания, если в мантии выше уровня изостатической компенсации остаются плотностные неоднородности химической или температурной природы.

В моделях, океанизации земной коры, где её растяжение не предусматривается, нарушение изостазии должно происходить при внедрении глубинного вещества из мантии в земную кору в виде магматических расплавов или флюидов. В гипотезе «базификации» В.В.Белоусова внедрённый расплав после застывания должен утяжелять нижнюю часть коры и отрываясь, погружаться в мантию. Ранее отмечалось, что данный механизм изостатически несостоятелен и был подвергнут резкой критике со стороны ведущих советских геофизиков [11]. Более состоятельными представляются механизмы «эклогитизации» и «магматического замещения». Так или иначе, все эти механизмы должны приводить в процессе преобразования коры к увеличению нагрузки в литосфере, и, соответственно увеличению гравитационного поля. При этом должен меняться и вещественный состав мантийной части литосферы, что отразится в аномалиях СПМ. Следует также отметить, что данные процессы могут происходить в условиях некоторого начального растяжения.

В моделях преобладающего растяжения земной коры, развивающихся по механизмам пулл-апарт или roll-back должен наблюдаться недостаток масс нагрузки, что проявляется в виде отрицательных изостатических аномалий и увеличения глубины СПМ. Кроме того, следует ожидать и вариаций в мощности коры. Так, в южной части Охотского моря наблюдается тенденция увеличения глубины дна с севера на юг, что отражает закономерное сокращение мощности коры. У.П.Шелларт с соавторами [17] на результатах аналогового (физического) моделирования показал, что такая картина может получиться при асимметричном откате субдукцирующей плиты с поворотом вокруг восточного края. В этом случае наибольшая глубина (и наименьшая мощность коры) наблюдается на движущейся границе области растяжения.

В синсдвиговом растяжении (пулл-апарт) также возможно сокращение мощности коры, однако, в отличие от асимметричного отката (roll-back), в этой модели увеличения глубины и сокращения мощности коры следует ожидать в центральной осевой зоне.

В Охотском море, как и в других окраинных морях, наблюдается повышенный уровень гравитационного поля в изостатической редукции, что связано, предположительно, с наличием общего аномального уплотнения, расположенного ниже уровня изостатической компенсации. При этом глубоководные впадины характеризуются относительно пониженным уровнем изостатических аномалий. Курильская котловина в этом ряду является исключением – над ней уровень изостатических аномалий повышен до +40 мГал. Это повышение вызвано, скорее всего, гравитационным эффектом уплотнённой субдукцирующей плиты. В гравитационном поле Охотского моря также выявлена общая зависимость от мощности консолидированной коры [13]: уровень изостатических аномалий систематически понижается с уменьшением мощности коры до 19 км; далее, при мощности 9 км и менее, начинается подъём до исходного уровня. Это говорит о том, что процесс сокращения мощности коры в Охотском море происходит в условиях растяжения.

Чтобы определить направленность растяжения коры, вызванного механизмами пулл-апарт или roll-back, в глубоководных котловинах были рассчитаны азимуты максимального изменения таких характеристик, как мощность консолидированной коры, изостатические аномалии и аномалии СПМ. Для расчета азимута проводилась аппроксимация расчетной характеристики плоскостью вида $G=Ax+By+C$, где x и y – соответственно долгота и широта, G – аппроксимирующая величина расчетного параметра, A, B, C – параметры, подбирающиеся до наименьшей величины среднеквадратического расхождения реального и аппроксимирующего значений.

Расчеты показали, что результат зависит от выбора изолинии глубины, по которой оконтуривается расчетная область впадины. Так, расчет в Курильской впадине на глубинах от 2 км и более показал линейное уменьшение мощности коры в направлении на юг-юго-запад (187°), что согласуется с моделью асимметричного отката субдукцирующей плиты У.П.Шелларта с соавторами [17]; в то же время на глубинах от 3 и более км мощность коры меняется очень слабо. По видимому, на данном участке формировалась новообразованная кора по механизму центрального или рассеянного спрединга. Во впадине Дерюгина мощность коры слабо меняется на участке с глубиной дна от 1 км, а во впадине Тинро – от 0.5 км и глубже.

Таким образом, на основании рассмотрения изостатических параметров Охотского моря и закономерностей изменения мощности коры можно сделать следующие выводы.

1. Наблюдаемая тенденция к понижению уровня изостатических аномалий при сокращении мощности коры в Охотском море свидетельствует скорее в пользу гипотез расширения дна бассейна, чем «океанизации» коры.

2. Общая тенденция сокращения мощности коры с севера на юг, а также юго-западное направление сокращения мощности коры в окружении Курильской котловины говорит о возможном воздействии асимметричного отката субдукцирующей плиты по механизму, предложенному У.П.Шеллартом с соавторами [17]. Сама Курильская котловина, при этом, раскрывалась путем наращивания новообразованной коры по механизму спрединга.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 08-05-99098

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Б.В., Дозорова К.А., Карп Б.Я., Карнаух В.А. Геометрия раскрытия Курильской котловины // ДАН. 1999. Т.67. 3. С.376-379.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
3. Биккенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф. Строение коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 87 с.
4. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т.4. №2. С.101-114.
5. Ермаков В.А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С.175-191.
6. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С.266-287.
7. Кровушкина О.А., Жаров А.Э. Тектоническая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. 2003. №2. С.2-11.
8. Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Труды Геофизического института. №8(165). М., 1957. 90 с.
9. Паккэм Дж., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С.288-314.
10. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. К проблеме происхождения глубоководных впадин у активных окраин материков // Твёрдая кора океанов (проект «Литос») / Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1987. Т.414. С.16-167.
11. Резанов И.А. Три возможных механизма океанизации континентальной коры //Тихоокеанская геология 1982. №4. С7-14.
12. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинные причины образования осадочных бассейнов. // Природа. 2004. №10. С.23-32.
13. Сеначин В.Н. Аномалии «свободной поверхности мантии» Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. №5. С.50-65.
14. Сеначин В.Н. Свободная поверхность мантии как индикатор геодинамических процессов (на примере Охотоморского региона) // Вестник ДВО РАН. 2006. №1. С.18-25.
15. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // ДАН, 2006. Т.411. №3. С.360-365.
16. Чехов А.Д. Когда и как образовалось Охотское море (к механизму формирования окраинно-морских бассейнов). // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2008. Т.2. С.433-435.
17. Schellart W.P., Jessel M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. 2003. Vol.22. N 5. P.1-17.

ИНТЕРНЕТ-СТРАНИЦА МЦД ПО ФИЗИКЕ ТВЕРДОЙ ЗЕМЛИ ГЦ РАН: «НОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ СТАРЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ»

Сергеева Н.А. [1], Забаринская Л.П. [1], Годзиковская А.А. [2]

[1]Геофизический центр РАН, г. Москва, n.sergeyeva @gcran.ru
[2]Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, godzanna@mail .ru

Последнее время появляется много работ о новых определениях и уточнениях параметров сейсмических событий, включая их природу. Эти результаты значительно изменяют представление о сейсмичности отдельных районов и регионов. Однако появляются они в различных малоизвестных изданиях, часто трудно доставаемых, и, следовательно, труднодоступных. Со временем очень важные публикации и вовсе забываются и важнейшая информация оказывается невостребованной.

В связи с этим Мировой центр данных по физике твердой Земли открывает новую Интернет-страницу, где будут собираться и по мере поступления печататься уточненные и новые данные о землетрясениях, ранее опубликованных в различных каталогах. Адрес страницы http://www.wdcb.ru/sep/seismology/method/index.ru.html.

Основной интерес, как нам кажется, представляют события на территории бывшего СССР. Но информация о событиях в любом другом месте Земного шара также собирается и будет представлена на нашей странице.

Требования к новым данным заключаются в том, чтобы они были сделаны на основе сбора и интерпретации первичных материалов, представленных как можно полнее в присылаемой информации, включая также характеристику свойств и качества первичного материала. Если автор сделал работу, не сняв копии первичных материалов или не предоставив первичные материалы в статьях, то он должен указать, где эти материалы находятся в настоящее время. Также необходимо указать методику решения задачи по определению параметров очага, включая использованный годограф. Это связано с желанием, чтобы логический ряд получения новых параметров был «прозрачен». Чтобы старые ошибки не заменить новыми.

Хрестоматийным образцом подобной работы можно считать статью Никонов А.А. [6], в которой, на основе вновь обнаруженных первоисточников, характеризующих сильнейшее землетрясение на Восточном Кавказе в 1668 г. были уточнены его параметры. В журнале «Физика Земли» была открыта целая дискуссия. В результате приведенных доводов и дополнительных материалов, представленных Борисовым Б.А. [1], параметры искомого землетрясения Никоновым А.А. были несколько изменены [7].

К этой категории работ можно отнести работы [5, 11], в которых соответственно были уточнены параметры и природа событий на основе приведенных первичных материалах.

Образцами подобных исследований можно считать публикации [9, 10], в которых приводятся и анализируются первичные материалы и аргументировано предлагаются другие параметры очага или показывается, что исходных данных не хватает как для подтверждения опубликованных ранее значений, так и для получения новых.

Некоторые из перечисленных работ вышли тиражом 100 экз. Аналогичные работы, опубликованные на периферии России, вообще могут не дойти до пользователя. Поэтому организаторы Интернет-страницы убедительно просят присылать свои материалы, указывать на редкие публикации и всячески способствовать сбору в одном месте новых данных о старых землетрясениях.

К настоящему времени на Интернет-странице выставлены материалы по двум регионам.

Кавказский регион. Приведены ошибки и опечатки, попавшие в издание «Нового каталога землетрясений на территории СССР …» [8]; приведены результаты новых переопределений глубин очагов по материалам сейсмической станции «Белый Уголь»: указаны публикации, где описаны первичные материалы, используемые годографы, методы определения параметров очагов и указано место нахождения сейсмограмм в настоящее время [4, 2, 3]. Помещена карта эпицентров Кавказа за период с древнейших времен по 2002 г., на которой указаны глубокие землетрясения, выявленные по сейсмограммам станции Белый Уголь за период 1972-1987 гг. (рис. 1)

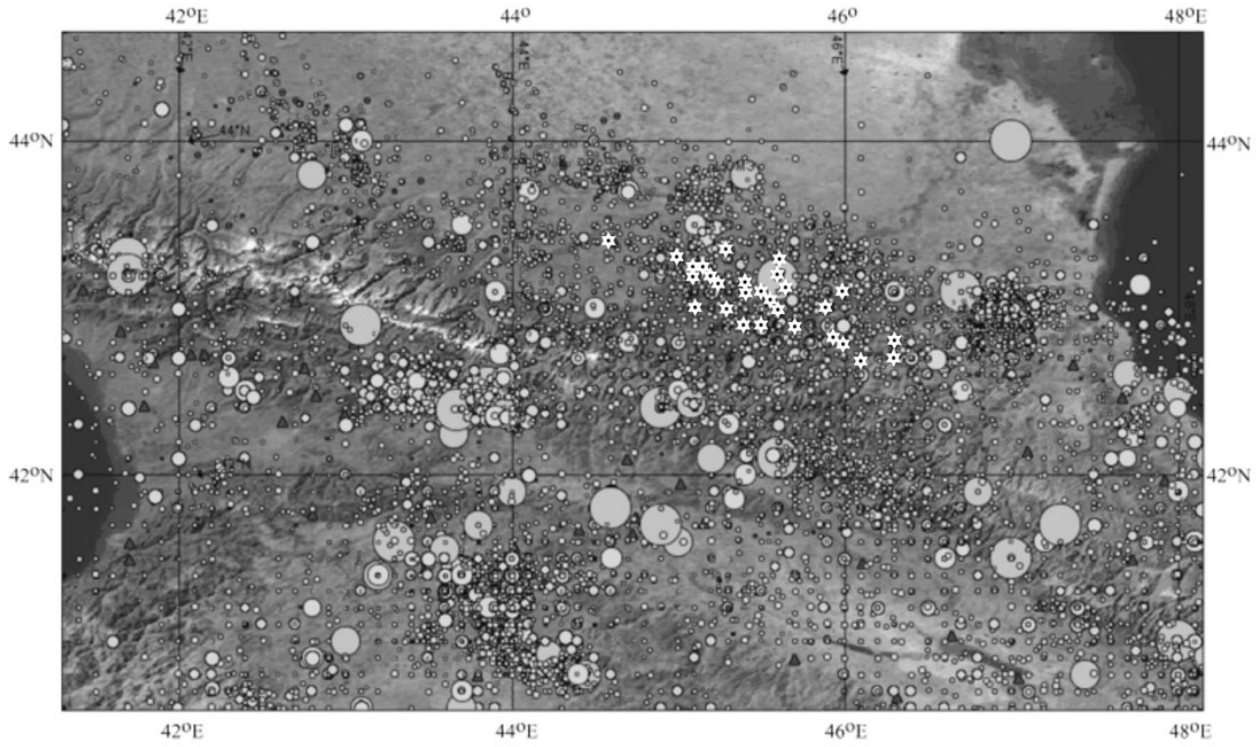


Рис. 1. **Карта эпицентров Кавказа за период с древнейших времен по 2002 г.**

Белыми звездочками нанесены глубокие землетрясения, выявленные по сейсмограммам станции Белый Уголь за период 1972-1987 гг.

Камчатский регион. Приведены сведения о сборе первичных материалов камчатских землетрясений XVIII-XIX вв., параметры которых опубликованных в [8]. Описан метод определения параметров очага на основе макросейсмических описаний и дается результирующий список землетрясений этого периода (порядка 200 событий), для которых есть описания, свидетельствующие о том, что эти события действительно имели место на Камчатке, но говорится о том, что этих описаний недостаточно для определения параметров очага. Это положение проиллюстрировано на примере макросейсмических описаний пяти землетрясений 1737 г. (рис. 2).

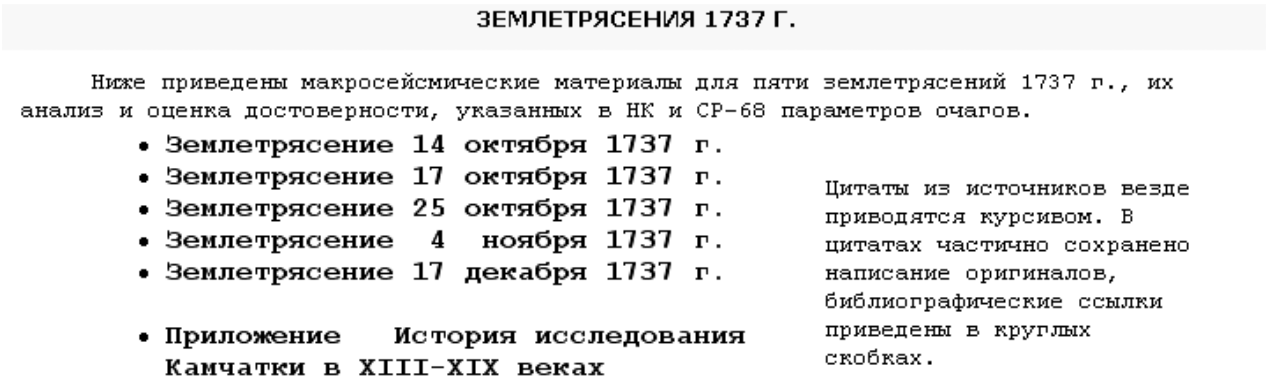


Рис. 2. **Фрагмент Интернет-страницы, с которой обеспечивается доступ к подробным описаниям указанных событий**

В настоящее время готовится дополнение к этой части сайта по представлению макросейсмических описаний остальных сейсмических событий камчатского региона XVIII-XIX вв., опубликованных в [8].

Приглашаем всех исследователей, которые занимаются уточнением параметров землетрясений, принять участие в этом проекте и присылать свои данные, замечания, мнения на нашу страницу. Будем благодарны и за конструктивную критику и предложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов Б.А. Сильные землетрясения на Восточном Кавказе: интерпретация исторических данных и анализ геологической обстановки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9. С. 107-122.
2. Годзиковская А.А. Мантийные землетрясения Кавказа в районе Терско-Сунженского прогиба // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 102-106.
3. Годзиковская А.А., Рейснер Г.И. Экзогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа // Изв. АН СССР. Геотектоника. 1989. № 3. С. 15-25.
4. Джибладзе Э.А. О «глубоких» землетрясениях Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 3. С. 22-33.
5. Ломакин В.С., Годзиковская А.А., Прибылова Н.Е., Силина И.К., Митенкова Н.В. Сейсмические события Уральского региона за 1914-2002 гг. М.: 2002. 86 с.
6. Никонов А.А. Сильнейшее землетрясение Большого Кавказа 14 января 1668 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9.С. 90-106.
7. Никонов А.А. О землетрясении 1668 г. на Восточном Кавказе (ответ Б.А. Борисову). Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9. С. 123-127.
8. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.
9. Прибылова Н.Е. Аргументы против отнесения землетрясения 6 сентября 1866 г. с M=7.0 к району г. Петропавловска–Камчатского // Проблемные вопросы островной и прибрежной сейсмологии (ОПС–2005). Тезисы докладов международного научного симпозиума. Южно–Сахалинск: 2005. С. 105.
10. Прибылова Н.Е., Бесстрашнов В.М., Годзиковская А.А. Принадлежит ли очаг землетрясения 23.XI.1899 г. камчатской сейсмоактивной зоне // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 46-54.
11. Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г. Историческая сейсмичность среднего Поволжья // Физика Земли. 2003. № 3. С. 13-43.

ОБЛАСТИ НЕУСТОЙЧИВЫХ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА РУССКОЙ ПЛИТЕ

Сим Л.А.

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

Изучение новейшего напряженного состояния Восточно-Европейской платформы (ВЕП) преимущественно структурно-геоморфологическим (СГ) методом [3] позволило выявить зону неустойчивых ориентаций осей сжатия в горизонтальной плоскости, которая на севере охватывает полосу , протягивающуюся примерно по границе Балтийского щита и Русской плиты; южнее она субмеридиональна и проходит по западному крылу Белорусской антеклизы вплоть до Восточных Карпат. Эта полоса определяет границу полей напряжений 2-х типов, характерных для платформ северной Европы (рис.1). Западнее нее региональное сдвиговое поле имеет устойчивую ЗСЗ и субширотную ориентацию оси сжатия, восточнее – субмеридиональную [4]. Первый тип поля напряжений восстановлен автором на восточной части Балтийского щита кинематическим методом, разработанным О.И.Гущенко (1979)

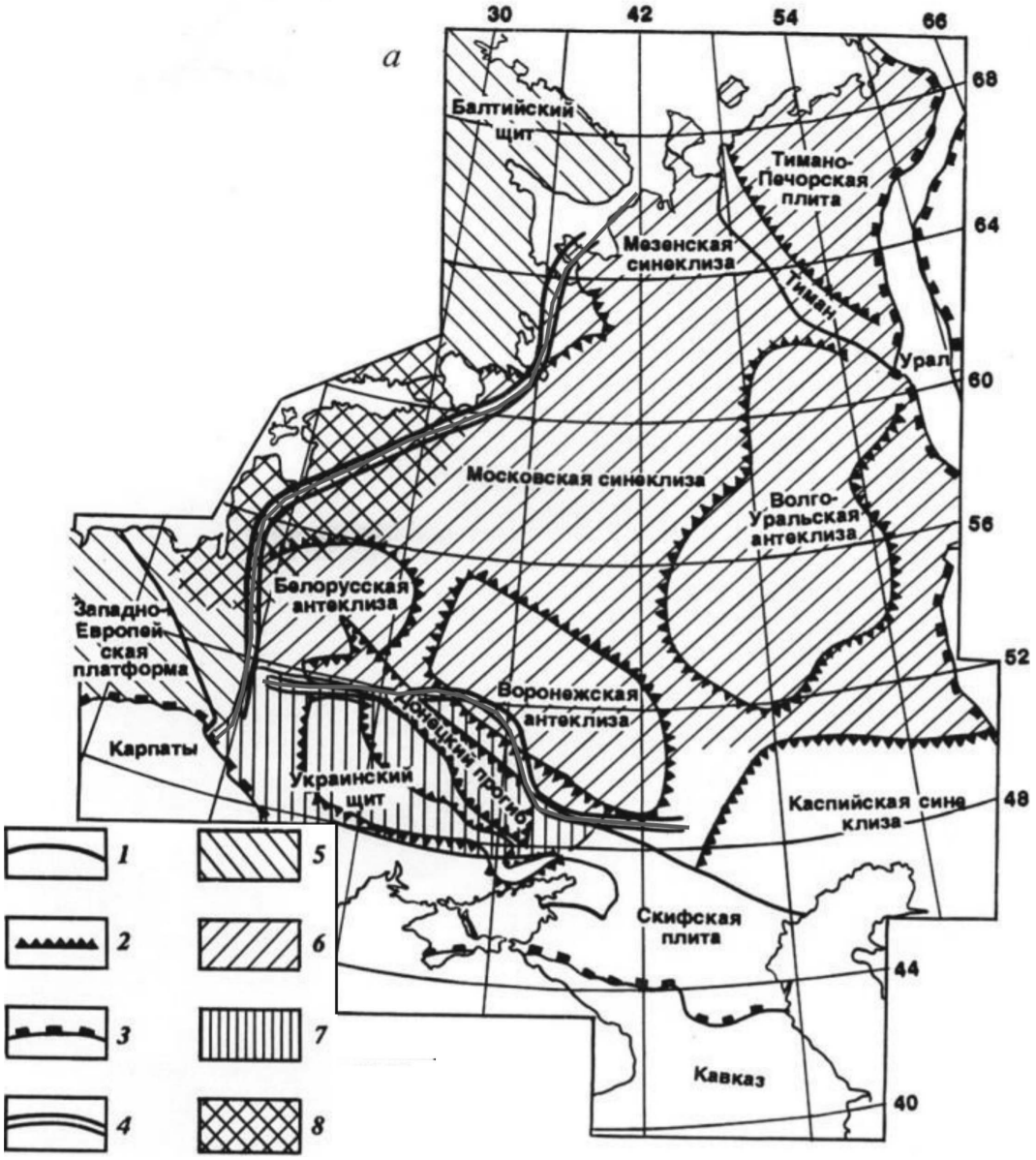


Рис.1. **Схема районирования неотектонических напряжений платформ северной Европы.**

1 – зоны глубинных разломов; 2-4 – границы: 2 – крупнейших структур фундамента ВЕП; 3 – орогенных структур обрамления; 4 – областей с разным типом неотектонических напряжений. 5-8 – области с разными типами неотектонических напряжений: 5 – с субширотным и ЗСЗ сжатием; 6 – с субмеридиональным сжатием; 7-8 – с неустойчивыми типами полей напряжений: 7 – с изменяющимися ориентировками осей сжатия, 8 – с обстановкой растяжения

и СГ методом; эти определения неотектонических напряжений в целом согласуются с данными по механизмам очагов землетрясений и инструментальным измерениям современных напряжений на щите. Непосредственно вдоль границы выхода на дневную поверхность пород фундамента в южной Карелии неотектонические напряжения СГ методом восстановить не удалось. Появившиеся благодаря работам по программам EUROPROBE новые данные о глубинном строении литосферы Восточной Европы [5] позволили провести ревизию выделенной ранее зоны неустойчивых полей напряжений, которая приурочена к резко выраженным градиентным зонам мощности земной коры, глубин до фундамента и гравитационного поля. Зона не совпадает с северо-западной частью линии (зоны) ТТ – границы между ВЕП и Западно-Европейской плитой (рис.1). Вероятно, это связано со слабой активностью зоны ТТ в новейший этап, поэтому она не выражена в изменении мощностей миоцен-плиоценовых отложений [7]. Обсуждаемая полоса неустойчивых напряжений идентифицируется с границей влияния спрединга в Северной Атлантике и Арктике на тектонические напряжения платформ. В центральной части этой полосы выделяется область со специфическими напряжениями [8,4].

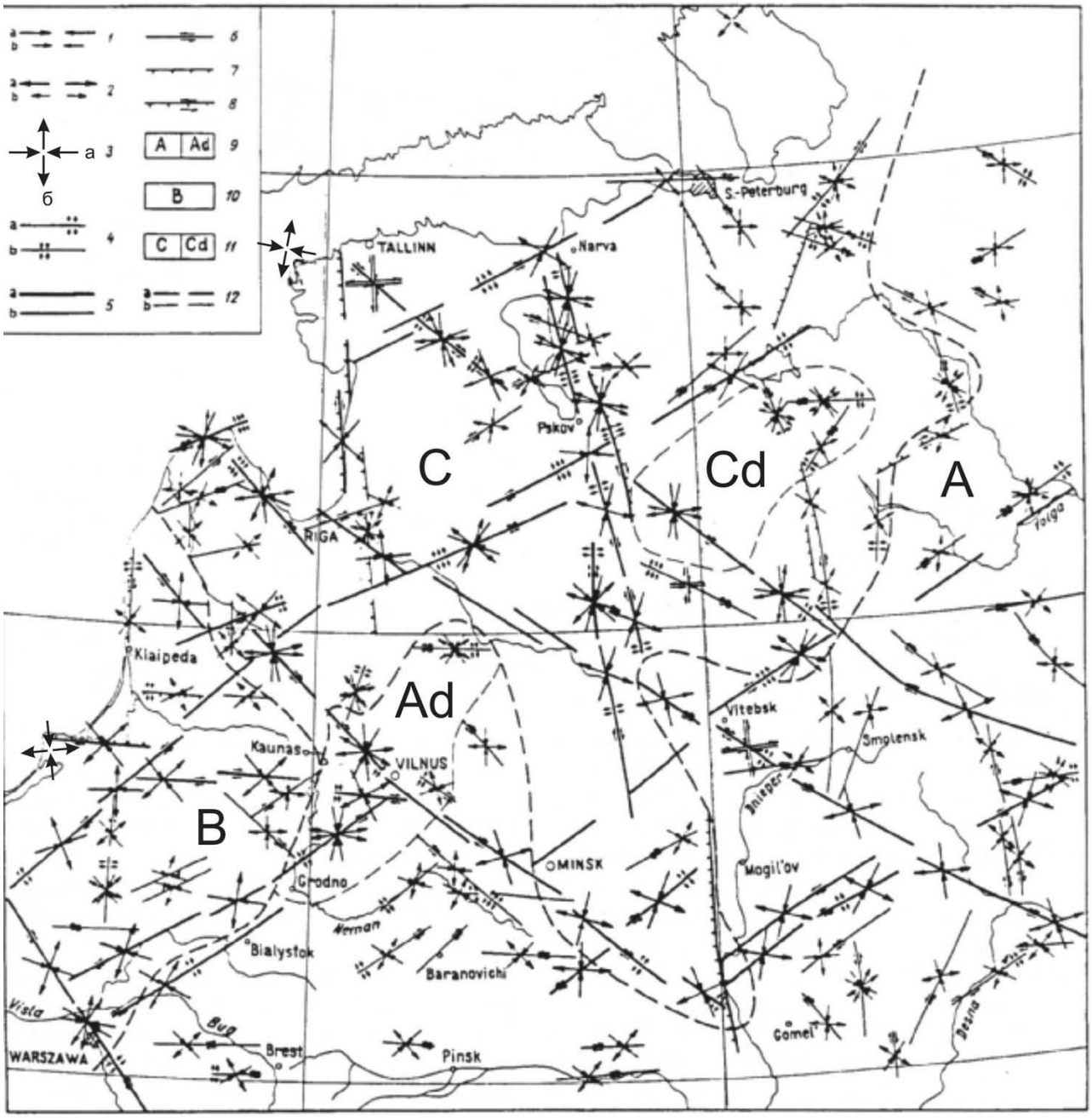


Рис.2. **Схема неотектонических полей напряжений Балтийского региона.**

1,2 – Оси главных нормальных напряжений в горизонтальной плоскости (1-сжатия, 2- растяжения: a-I-го, b-II-го ранга); 3 – механизмы Осмуссаарского и Калининградского землетрясений (оси: а–сжатия, б–растяжения); 4- геодинамические обстановки растяжения (a) и сжатия (b); 5 – новейшие разломы: a-I-го, b-II-го и более мелких рангов; 6-8 – кинематические типы разломов: 6 – сдвиги, 7 – сбросы, 8 – сбросо-сдвиги; 9-11 – области с различным типом напряженного состояния I-го ранга (9 – тип А – субмеридиональное сжатие и субширотное растяжение, подтип Ad – обстановка сжатия; 10 – тип В -субширотное сжатие и субмеридиональное растяжение; 11 – тип С- неустойчивые ориентировки осей сжатия и растяжения, обстановка растяжения, подтип Cd – обстановка сжатия.

В ее пределах (рис.2) большинство разломов формируется в обстановке растяжения, а вдоль отдельных разломов дешифрируются мегатрещины, позволяющие восстанавливать как правосторонние, так и левосторонние перемещения на одних и тех же отрезках разломов, ориентация оси сжатия при этом крайне неустойчива и может быть как широтной, так и меридиональной (тип С на рис.2). Внутри района с этим типом напряжений выделяется подтип Cd и Ad, в которых разломы формируются в обстановке сжатия, при этом в подтипе Ad ориентация осей сжатия аналогична таковой в типе А. В целом с востока этой области восста-

новлены устойчивые меридиональные (тип А, рис.2), западнее – субширотные ориентировки осей сжатия (тип В). Выделенная область приурочена к побережью Балтики и включает в себя практически целиком район, в котором в пределах Прибалтийского сланцевого бассейна откартированы наложенные складки и разрывы каледонского этапа, а также имеются признаки «неоднократного наложения тектонических движений в краевой части Русской плиты после формирования палеозойской толщи осадочных пород» [6]. Интенсивное развитие карстовых процессов в зонах этих разрывов косвенно может служить признаком их современной активности. В этой области определены механизмы очагов Осмуссаарского [9] и Калининградского [1,2] землетрясений, произошедших при, соответственно, субширотном и субмеридиональном сжатии, тип поля напряжений – сдвиговый. Таким образом, выделенная область со спецификой неотектонических напряжений и в современный этап сохраняет неустойчивое в пространстве поле напряжений (по крайней мере, ориентацию главных нормальных напряжений). Обстановку растяжения, в которой активизированы новейшие разломы в этой области, можно объяснить с общей геодинамической обстановкой этого участка земной коры, в которой формируются молодые грабены Балтийского щита, требующие субширотную (Ботнический) и субмеридиональную (Финский) ориентировки осей растяжения и, соответственно, с ориентированным нормально к ним осями сжатия. Смена ориентации осей главных нормальных напряжений с широтного на меридиональный, возможно, обусловлена попеременной активизацией названных грабенов.

Вторая ветвь зоны неустойчивых напряжений в целом субширотна и проходит по широте 52º несколько южнее Белорусской антеклизы, далее на восток она приобретает ССЗ ориентировку, примерно повторяя ЮЗ границу Воронежской антеклизы. Эта ветвь неустойчивых неотектонических напряжений является северной границей области, целиком охарактеризованной меняющимися ориентировками осей сжатия. Указанная область охватывает целиком Украинский щит и распространяется вплоть до юго-западных склонов Воронежской антеклизы (рис.1). Кроме положения этой области в приграничной зоне между крупными частями платформенных структур с разным типом напряженного состояния, возможна и другая причина неустойчивости в ней неотектонических напряжений. Она связана с ограничениями используемой методики в областях развития древних отложений, т.к. в них дешифрируются и более древние, не активизированные мелкие разрывы, не отличимые от оперяющих разломов новейших сдвигов. Так, при реконструкции неотектонических напряжений восточной части Балтийского щита в масштабе 1:200000 СГ методом уверенно удалось определить ориентации осей сжатия и растяжения только по отдельным разломам, которые являются сейсмоактивными и их новейшая активизация не вызывает сомнения (например, Онего-Сегозерский разлом СЗ простирания, протягивающийся и на территории Финляндии) [4].

Таким образом, общим для северо-западной и юго-западной окраин Русской плиты является неустойчивость неотектонических напряжений, которая выражается не только в меняющейся ориентации главных нормальных напряжений, но и в геодинамической обстановке. Эти районы с неустойчивыми напряжениями расположены в полосе, разделяющей новейшие платформенные структуры, формирующиеся под влиянием процессов спрединга в Северной Атлантике и в Арктике.

ЛИТЕРАТУРА

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 1. Землетрясения. Петрозаводск, 2007. 381 с.

2. Никонов А.А. Калининградское платформенное землетрясение 2004 г. – вопросы решаемые и решения ожидающие. // М-лы XII Междунар. конференции «Активные геологические и геофиз. процессы в литосфере. Методы, средства и рез-ты изучения. Т.2, Воронеж, 2006. С.21-22.

3. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10.. С.3-22.

4. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // В сб.М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.:Наука. 2000. С.326-350.

5. Строение и динамика литосферы Восточной Европы (результаты исследований по программе Europrobe), М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006, вып.2. С.559-658.

6. Сыстра Ю.Й. Проявление наложенных тектонических движений на северо-западе Русской плиты. // М-лы XLI Тект.сов. «Общие и рег. Проблемы тектоники и геодинамики. М., ГЕОС, 2008. Т.2, с.311-316.

7. Scheck M., Bayer U., Volker O. et all. The Elbe Fault System in North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. // Tectonophysics 360. 2002. P.281-299.

8.Sim L.A., Bryantseva G.V., Karabanov A.K. et al. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries. Technica Poszukiwan Geol. Geosynoptica I Geotermia. 1995. No.3. P.53-57.

9.Slunga R. Fault mecyfnisms of Fennoskandian earthquakes and reqional crustal stresses Geologiska Foereninges i Stockholm Foerhandlingar, Vol.103,Pt.1, pp.27-31. Stockholm. ISSN 0016-786X.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ, РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

Сим Л.А., Рапопорт А. Б.

[1]Институт физики Земли РАН, г. Москва, sim@ifz.ru

Район работ расположен в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП) и захватывает непосредственно северную часть Колвинского мегавала – инверсионной структуры над ордовикско-девонским палеграбеном. Последний входит в состав крупного Печора-Колвинского палеорифта (авлакогена) с присущими рифтовым структурам субпараллельными разломами, образующими трансферные зоны (ТЗ) разных типов [4]. Особенностью ТЗ является «их приподнятость по отношению к грабенам и полуграбенам как в палео-, так и в современном структурном плане, ...возрастание трещиноватости и улучшение коллекторских свойств пород» [4, с.507].

Выделение разломов производилось с помощью дешифрирования линеаментов по топографической основе и фотоснимкам масштаба 1:200 000, анализа структурных карт разновозрастных горизонтов и геофизических данных по грави- и магниторазведкам масштаба 1:200 000.

Тектонические напряжения восстанавливались структурно-геоморфологическим (СГ) методом [7,8], позволяющим подтверждать разломную природу отдельных линеаментов и мегатрещин (мелких прямолинейных элементов рельефа), направление сдвиговой составляющей перемещений по разлому, ориентацию оси максимального и минимального сжатия в горизонтальной плоскости и геодинамическую обстановку формирования разлома. Возраст активизации разломов в восстановленном поле напряжений определяется как неотектонический и современный по возрасту отложений, в которых развиты мегатрещины. Выделение рангов полей напряжений проводилось по комплексу признаков: по длительности развития разломов, в зонах динамического влияния которых восстановлены напряжения, по выраженности его на дневной поверхности и, главное, по устойчивости знака смещения по простиранию разлома. Преобладание сдвиговых перемещений по разломам платформ обоснованно в работах [8,9], наличие их на месторождениях нефти в Западной Сибири показано в работах [2,10].

Для реконструкции тектонических напряжений произведено площадное дешифрирование мегатрещин. Результаты тектонофизического анализа и нефтегазоносные скважины отражены на рис. 1. Главной дизъюнктивной структурой района является разлом ССЗ-СЗ простирания, ограничивающий Колвинский грабен-рифт фундамента с запада. Он отнесен к разломам I-го ранга. Субпараллельно ему выделяются несколько более мелких разломов СЗ простирания, а также разломы северо-восточного (поперечные), меридионального и широтного простираний. Все они отнесены к разломам II-го и более мелких рангов, за исключением разлома СВ простирания, ограничивающего с ЮВ газоконденсатное месторождение Ярею и отнесенного также к I-му рангу.

В результате тектонофизических исследований установлено, что по разломам I-го ранга и по большинству более мелких разломов восстанавливаются оси сжатия, ориентированные субмеридионально и на ССВ. Эти определения находятся в согласии с более ранними региональными определениями неотектонических напряжений по ТПП [8], которые были подтверждены и уточнены за счет более детальных исследований и уверенного определения разломов с привлечением геофизических данных. Выделенные разломы контролируют различные уровни водонефтяного контакта в пределах одной залежи, вертикальные амплитуды по ним достигают 10-20м.

При реконструированной ориентировке сжатия разломы СЗ простирания имеют преобладающую право-, а разломы СВ простирания – левосдвиговую составляющую перемещений. Исключение составляют мелкие разломы, в том числе два разлома СЗ простирания, отдешифрированные восточнее главного Колвинского разлома как по топоснове, так и по картам гравитационных и магнитных аномалий месторождения Ю.Хыльчую. По последним разломам восстановлены широтные ориентации осей сжатия, по кинематическому типу они относятся к левым сдвигам.

Подтверждением правильного определения направлений сдвиговых перемещений по разломам могут служить отчетливо дешифрирующиеся локальные новейшие структуры непосредственно южнее района, приведенного на рис.1. В секторе локального сжатия, раскрытом на юг и формирующемся при пересечении разнонаправленных сдвигов, по радиальному центробежному распределению водотоков 1-2 порядков выделено новейшее поднятие (рис.2), а в секторе сжатия, открытом на север, поднятие выделено по аэрофотоснимку (на топографической карте оно выделяется менее убедительно). При этом в секторе локального растяжения, раскрытом на восток, рисунок гидросети – центростремительный, дающий основание выделить здесь впадину, обусловленную обстановкой локального растяжения. В секторе локального растяжения, раскрытом на запад, можно также выделить локальную впадину с озером в центре, но удаленность ее от места пересечения разломов не позволяет уверенно утверждать об обусловленности ее формирования за счет сдвиговых подвижек по исследованным разломам.

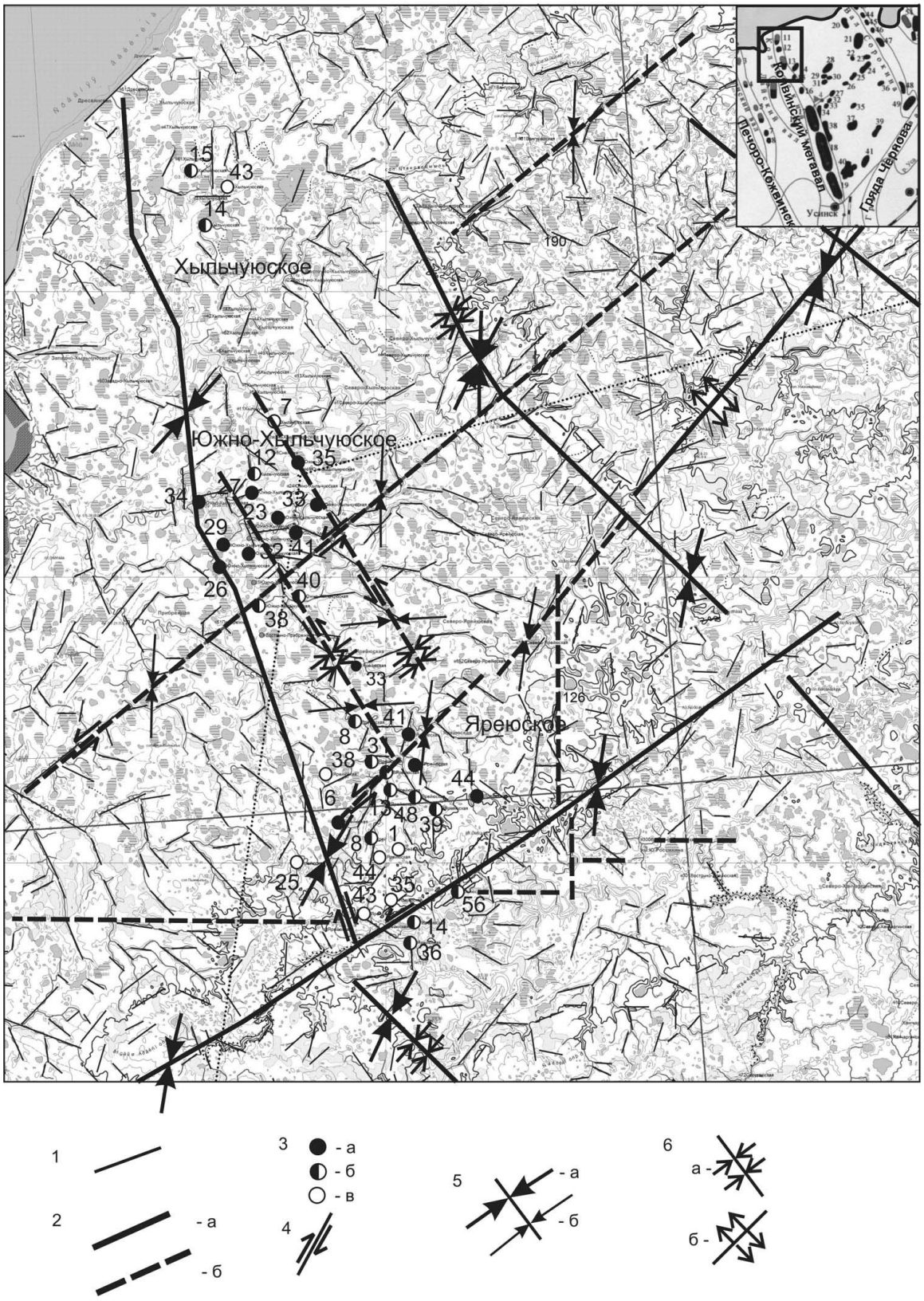


Рис.1. **Схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений севера Колвинского мегавала.**

1 – Мегатрещины; 2 – разломы: а – I-го, б – II-го рангов; 3 – скважины: а – высоко-, б – среднедебитные, в – «сухие» и малодебитные; 4 – сдвиги; 5 – оси алгебраически максимального сжатия в горизонтальной плоскости: а – I-го, б – II-го ранга; 6 – геодинамические обстановки формирования сдвигов: а – сжатия, б – растяжения

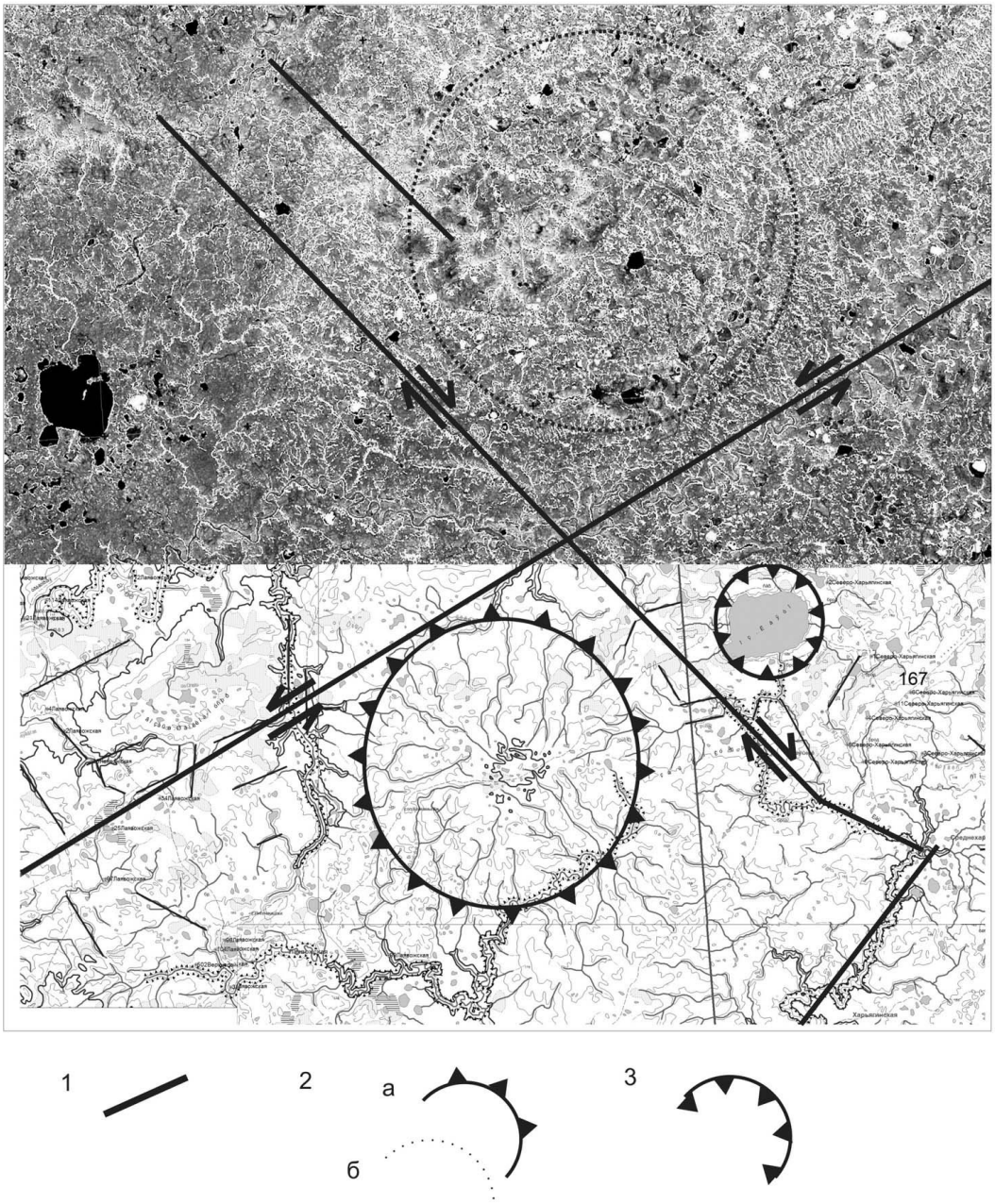


Рис.2. **Новейшие структуры в секторах локального сжатия и растяжения вблизи пересечения разнонаправленных сдвигов.**

1-3 – Неотектонические структуры: 1 – Разломы, 2 – поднятия, выделенные: а – по топокарте, б – по фотоснимку, 3 – впадины, выденные по топокарте

Особое внимание заслуживает геодинамическая обстановка формирования разломов в осадочном чехле исследуемой части плиты: все разломы СЗ простирания находятся в обстановке сжатия за исключением самого западного главного Колвинского разлома, простирание которого в этой части ближе к субмеридиональному. Разломы СВ простирания формируются в разных геодинамических обстановках, в том числе – в обстановке растяжения. На самом юго-востоке района, не вошедшего в рис.1 и 2 разлом СВ простирания имеет сбросовую компоненту, что определяется по значительному числу параллельных разлому мегатрещин**.** Подобное избирательное распределение геодинамических обстановок можно интерпретировать как признак наличия не только субмеридионального регионального сжатия, обеспечивающего повышенную проницаемость субмеридиональных и «зажатость» субширотных разломов, но и сжатия с северо-востока, которое может быть обусловлено влиянием неотектогенеза на Пай-Хое.

При сопоставлении результатов тектонофизических исследований с нефтегазоносностью месторождения Ярею выяснилось, что пустые и малодебитные скважины №№ 1,35,44,48 попадают в сектор локального сжатия, образованного при пересечении главного Колвинского разлома с разломом СВ простирания I-го ранга, также как и скв. 38 в северной части месторождения при блокировке разлома II-го ранга СВ простирания. «Сухая» скв. 7 на севере Южно-Хыльчаюского месторождения пробурена во фронтальной части разлома II-го ранга СЗ простирания, т.е. тоже на участке локального сжатия. Приведенные примеры можно интерпретировать как влияние геодинамической обстановки сжатия на дебит скважин. Необходимо отметить, что локальная геодинамическая обстановка – не универсальная причина низких дебитов скважин. Так, высокодебитные скважины на Южно-Хыльчаюском месторождении все расположены в секторе локального сжатия, раскрытом на север, на пересечении Колвинского разлома с разломом II-го ранга СВ простирания, в то же время скважина №38 со средним дебитом приурочена к сектору локального растяжения (рис.1), хотя здесь можно было бы ожидать повышенный дебит; общие более высокие дебиты скважин на месторождении Южное Хыльчаю по сравнению с Яреюским, безусловно, связаны не с современными тектонофизическими характеристиками.

Оба месторождения приурочены к кавернозным известнякам, тип коллекторов определен как литологический. Керн скважин на месторождениях Хыльчую отличается монолитностью и слабо развитой трещиноватостью в отличие от керна на месторождении Ярею. По плотности отдешифрированных мегатрещин видно, что на этих месторождениях дневная поверхность менее раздроблена чем на месторождении Ярею, т.е. изучение с поверхности месторождений для реконструкции тектонических напряжений может дать предварительную грубую оценку развития трещинных коллекторов в пределах отдельных месторождений, в которых такие коллекторы играют доминирующую роль.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 06-05-64410.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
2. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа, №3, 2007.С.3-10.
3. Леонтьев А.В. Некот особенности геодинамики массива горных породв Урало-Сибирских регионах // Тр. Научной конференции «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли». Новосибирск, 2005. С.203-218.
4. Малышев Н.А. Палеозойский рифтинг в Печорском бассейне в связи с нефтегазоносностью // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М., ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С.501-509.
5. Малышев Н.А. Разломы Европейского севера СССР в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1986. 112 с.
6. Михайлова А.В.Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента. // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.; Наука, 1987. С.41-56.
7. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10.. С.3-22.
8. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // В сб.М.В.Гзовский и развитие тектонофизики.М.:Наука. 2000. С.326-350.
9. Сим Л.А., Михайлова А.В., Войтенко В.Н. Сдвиговая тектоника платформ (по данным моделирования и реконструкции неотектонических напряжений) // М-лы Всерос. Сов. «Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии». 18-24 сент. 2007. Т.2.Иркутск, 2007. С.147-151.
10. Тимурзиев А.И.Реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород по результатам интерпретациисейсморазведки 3Д (на примере Еты-Пуровского месторождения, Западная Сибирь) // Докл. VIII Междунар. Конф. «Новые идеи в науках о Земле». Т.1. М., РГГРУ.10-13 апреля 2007. С.355-358.

ГЕОДИНАМИКА РИФЕЙСКОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Сироткин А. Н., Маулини Р. Л.

Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов, pechenga-67@yandex.ru

Архипелаг Шпицберген – это краевое сводовое поднятие в северо-западной части Баренцевоморской окраинно-материковой плиты. Здесь на дневную поверхность выведены фрагменты гетерогенного складчатого фундамента, становление которого завершилось в среднем палеозое [4]. Об этом свидетельствуют многочисленные датировки. Однако время и условия формирования и метаморфизма складчатых сооружений Шпицбергена остаются дискуссионными. На архипелаге складчатый фундамент выступает в четырех районах, представляющих самостоятельные литотектонические блоки: Северо-Восточная Земля (СВЗ), Ню Фрисланд (НФ), Северо-Западный и Западный Шпицберген. Эти блоки различаются типом разрезов, интенсивностью и характером процессов магматизма и метаморфиз-

ма, стилем структурных дислокаций и геохронологической характеристикой. Вместе с тем, в составе фундамента большинством исследователей выделяются четыре структурных этажа [10 и др.]: нижний (PR_1), средний (R_1), промежуточный (R_2) и верхний (R_3-PZ_1). В современном срезе в контурах всего архипелага выделяются 6 структур первого порядка, представляющих складчатый фундамент Шпицбергена [4], из них три формируют район СВЗ.

СВ выступ кристаллического фундамента выделяется на востоке СВЗ и ограничен с запада региональным субмеридиональным разломом. Для этого блока характерны СЗ простирания структурных элементов на севере и востоке и широтные – на юго-востоке. Структуры антиклинория западной части СВЗ характеризуются субмеридиональными простираниями; оси крупных складок полого погружаются на юг, а ядра крупных антиклиналей прорваны интрузиями гренвильских гранитоидов. Здесь же установлено несогласное залегание базальных конгломератов верхнего комплекса на породах R_1 и R_2 [13]. Хинлопенский синклинорий сложен отложениями R_3-PZ_1 и охватывает западную часть СВЗ и восточную часть НФ. В осевой части он косо рассечен под проливом Хинлопен долгоживущим глубинным разломом. Для восточного крыла характерны субмеридиональные простирания складок с пологими южными погружениями осей. Работы по геохронологии фундамента (Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb методы) дали датировки, максимумы встречаемости которых группируются в интервалах 2500-2750; 1700-1800; 1200-1400; 900-1000 и 380-470 млн. лет Они отражают главные эпохи магматизма и метаморфизма в этом регионе: докарельскую, карельскую, готскую, гренвильскую и каледонскую [5 и др.]. На сегодняшний день в фундаменте СВЗ выделены [4, 12]: метаморфический комплекс Дувефьорд (нижний СВК); серия Бренневинсфьорд (средний СВК); серия Кап-Ханстен (промежуточный СВК); серии Мерчисонфьорд, Готия и свита Кап-Спарре (верхний СВК).

Породы комплекса Дувефьорд известны в центре и на СВ острова, где они выходят либо в тектонических блоках, либо как реликты субстрата среди гранитоидных массивов. Доминирующие типы пород: гранат-слюдяные сланцы, гнейсы и плагиогнейсы (обычно мигматизированные), а также мраморы, амфиболиты, теневые граниты. Традиционно принимаемый возраст PR_1 этого комплекса пока не подтверждается радиоизотопными датировками; вероятно, что последние отражают возраст наложенных тектоно-термальных процессов. Выше по разрезу располагают метатерригенную серию Бренневинсфьорд, основание которой неизвестно. Породы серии обнажены в центре острова и представлены кварцито-песчаниками, серицит-хлоритовыми, гранат-биотит-ставролитовыми сланцами, биотитовыми гнейсами, кварцитами, мраморами и мигматитами. Мощность серии оценивается до 3000 м. Возраст серии – раннерифейский.

Стратиграфически выше с угловым несогласием залегают породы серии Кап-Ханстен. В ее основании описаны пачки конгломератов, залегающих несогласно на метапородах серии Бренневинсфьорд; остальная часть толщи представлена покровами липаритов, дацитов, андезитов, базальтов, при этом липариты и андезиты резко преобладают. В разрезах также отмечаются туфобрекчии, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники. Породы прорваны телами комагматичных кварцевых порфиров. Мощность серии оценивается в диапазоне 2000-5000 м [4, 14 и др.]. Возраст серии – среднерифейский. Отложениями R_3-PZ_1 обнажены на западе и в центре района. В их основании располагаются конгломераты, с угловым несогласием залегающие на породах нижних серий [13]. Вышележащие толщи: нижняя, существенно терригенная (3500-4000 м) и верхняя карбонатная (до 1000 м) – содержат позднерифейские строматолиты и микрофитолиты [4]. Выше согласно залегают вендские терригенные и кембрийские карбонатные отложения (700-850 м).

Интрузивный магматизм в пределах основания СВЗ проявлен очень широко и представлен комплексами, возраст которых соответствует интервалу от рифея до мезозоя. Гренвильские массивы (939-961 млн. лет) прорывают отложения среднего СВК, а породы описаны как кварцевые монцониты и граниты и относятся к S- и I-типу. По содержанию щелочей они ультракалиевые и субщелочные, а по глинозёмистости – близки к плюмазитовым. Кварцевые порфиры (900-1000 млн. лет) прорывают вулканиты серии Кап-Ханстен. По минеральному составу они соответствуют липаритам; в петрохимическом отношении образуют вместе с вулканитами единую базальт-андезин-липаритовую серию со слабо проявленным щелочным типом. Породы охарактеризованы как высококалиевые и субщелочные. Комплекс основных дифференцированных интрузий СВЗ представлен габбро-диоритами и другими габброидами [14]. Породы относятся к низкокалиевым и низкощелочным, соответствуют толеитовой серии с тенденцией к отклонению составов в сторону известково-щелочной серии. Возраст комплекса (K-Ar, 677 млн. лет) не вписывается в принятые тектонические схемы.

Каледонский (400-420 млн. лет) посторогенный комплекс на СВЗ представлен биотитовыми гранитами и гранодиоритами; жильная фация представлена аплитами и пегматитами. По петрохимическим показателям они классифицируются как граниты S-типа. Их относят к субщелочным и высококалиевым породам, близким к плюмазитовым. Дайки лампрофиров обнаружены в центральном районе острова, где они прорывают каледонские граниты и рифейские породы. Мощности отдельных даек достигают 5 м; контакты резко вертикальные. Породы даек отнесены к камптонитам. В петрохимическом отношении они характеризуются присутствием нормативного нефелина и соответствуют щелочным базальтоидам. Абсолютный возраст (K-Ar) – 376-362 млн. лет [4 и др.]. С этими породами хорошо сопоставляются дайки кимберлитоподобных пород и мончикитов, известные на западе архипелага среди пород девона. Их возраст (Rb-Sr, K-Ar) – 326-357 млн. лет [3]

Использование методик [6, 8, 9] выявило среди пород серии Дувефьорд метааналоги полимиктовых алевролитов, граувакковых песчаников и алевролитов, туффитов основного состава и метамагматические породы (аналоги риолитов, риодацитов, делленитов, андезитов, андезибазальтов и латибазальтов). Имеющиеся материалы показали, что субстрат этого комплекса представлен пара- и ортопородами; среди первых преобладают граувакки, а среди вторых – основные метавулканиты. Общий характер разреза серии хорошо сопоставляется с ее аналогами в других районах [10]: среди основных факторов надо отметить отсутствие в изученных выборках метапелитов и хорошо выраженный бимодальный характер вулканизма. Метавулканиты были отнесены к известково-щелочной и толеитовой сериям, а также субщелочной серии [1], что позволяет классифицировать геодинамическую обстановку их становления как субдукционную. Положение точек метаграувакк на диаграммах [9] отвечает серии аргиллит-граувакка-кварцевая вакка, становление которой происходит в условиях континентальной островной дуги. Всё это позволяет реконструировать обстановки образования первичных разрезов нижнего СВК как близкие к обстановкам континентальных островных дуг или активной континентальной окраины.

Серия Бренневинсфьорд содержит в своем составе аналоги пелитов, граувакк, субграувакк, здесь отсутствуют аналоги магматических пород; все породы формируют тесную ассоциацию с закономерными переходами. Преобладают аналоги алевропелитовых аргиллитов и полимиктовых алевролитов, реже встречаются пелитовые аргиллиты и граувакковые алевролиты [6, 8, 9]. Разрезы среднего СВК – первично осадочные, с преобладанием в них аналогов метаграувакк и метапелитов и со значительным присутствием кварцевых кластитов и глинисто-карбонатных пород. Формирование разрезов шло за счет разрушения зрелой континентальной коры в условиях континентальной окраины, характеризующейся относительно стабильным тектоническим режимом. Это был шельфовый, местами (и временами) мелководный бассейн на пассивной окраине континента.

Для серии Кап-Ханстен характерно резкое доминирование вулканитов (риолиты, дациты, трахидациты, андезиты, трахиандезиты, андезибазальты, трахиандезибазальты, базальты). Породы большей частью относятся к высококалиевым, меньшей частью – к ультракалиевым и умереннокалиевым; по щёлочности среди кислых и средних пород преобладают низкощелочные, а среди основных – субщелочные. Тип щёлочности для пород серии определяется как калиевый и калиево-натриевый. Гренвильские граниты, которые могут быть комагматичны вулканитам, являются высоко- и ультракалиевыми и субщелочными. Породы серии Кап-Ханстен делятся на две группы: первая (доминируют риолиты) тяготеет к границе полей толеитовой и известково-щелочной серий, вторая (по преимуществу средние и основные разности) – к полю субщелочной и щёлочно-базальтовой серий, что характерно для внутриплитных обстановок [1, 7 и др.].

Для пород верхнего СВК характерен карбонатно-терригенный состав осадочных толщ без проявлений вулканизма и наличие многочисленных фаунистических остатков. Его разрезы представлены тремя последовательно сменяющимися формациями. Нижняя терригенная, трансгрессивная формация отвечает стадии прогрессирующего прогибания дна бассейна; средняя карбонатная формация сформировалась в стабильных условиях длительного прогибания; верхняя терригенная, регрессивная отвечает стадии преобладающего поднятия и замыкания бассейна. Кембрийская свита формировалась в обстановке минимальной тектонической активности: это карбонатные отложения мелкого тёплого моря, а в основании залегает горизонт белых массивных кварцито-песчаников.

Изучение минеральных парагенезисов, составов минералов и ГЖВ позволило установить, что комплексы основания различаются по P-T условиям и типам метаморфизма. Для пород комплекса Дувефьорд повсеместно фиксируются минеральные парагенезисы амфиболитовой фации; среди гнейсов описаны гиперстен-гранатовые парагенезисы [10 и др.], обычно трактуемые как реликты гранулитовой фации. Прогрессивный метаморфизм отнесён к андалузит-силлиманитовому типу и расценивается как высокотемпературный и изобарический, протекавший при T до 750°C и P до 4-5 кбар. Для серии Бренневинсфьорд описан зональный метаморфизм в интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, который оценивается как низкоградиентный и декомпрессионный; он проходил в интервале T-350-710°C и P-7-8 кбар и выше, со спадом P до 2-4 кбар на завершающей стадии. Породы серии Кап-Ханстен преобразованы в серицит-хлоритовой субфации метаморфизмом погружения; сходный уровень проработки пород характерен для серии Мерчисонфьорд, а перекрывающие её породы венда и кембрия неметаморфизованы. Отмечаются узкие зоны роговиков вдоль контактов гранитов со слабо метаморфизованными породами серии Бренневинсфьорд.

Сопоставляя эти данные с материалами по геологии и изотопной геохронологии СВК, можно составить поэтапную схему эволюцию тектонических процессов при формировании складчатого фундамента СВЗ. Докарельские комплексы не представлены в сегодняшнем срезе фундамента, однако существование протолита такого возраста несомненно. Об этом говорят многочисленные позднеархейскии датировки. Породы протолита могли служить материалом для формирования нижнего СВК, являясь источником сноса. В раннем протерозое в островодужной обстановке происходило формирование вулканогенно-осадочных толщ нижнего СВК, которое в позднекарельское время (1750 млн. лет) в результате процессов субдукции завершилось складчатостью и высокотемпературным метаморфизмом Анд-Силл типа. Метаморфизм протекал в изобарических условиях на активной окраине континента, и его термодинамические условия хорошо выдерживаются на больших площадях, что свидетельству-

ет о слабой дифференциации теплового потока и об отсутствии значительной тектонической дифференциации. Парциальное давление воды в ходе метаморфизма не достигало высоких значений, о чем говорит незначительное развитие водных ГЖВ в кварце и других минералах, сформированных на этом этапе. В то же время не исключается, что комплекс в некоторой своей части мог быть метаморфизован в гранулитовой фации.

Раннерифейский этап тектоно-метаморфического развития связан с формированием песчано-глинистых пород серии Бренневинсфьорд в условиях протоплатформы, что свидетельствует о длительном существовании региона со стабильным тектоническим режимом. В период становления первичного разреза этого СВК континентальная окраина испытывала устойчивое погружение, а компенсированное осадконакопление сформировало закономерную серию осадков – от глинистых псаммитов внизу до пелитов в верхней части. Прослои карбонатов и кварцевых псаммитов фиксируют моменты, максимально спокойные в тектоническом отношении.

Среднерифейский этап – время заложения древней рифтогенной структуры и связанных с ней комплексов. Начало активной тектонической перестройки древнего фундамента и перекрывающего его чехла в это время было связано с заложением системы региональных глубинных разломов. Тектонические условия, в которых закладывались и развивались эти разломы, обеспечивали и избыточное давление, и подвод мантийного тепла, и определенное количество флюидных растворов, что в совокупности явилось причиной формирования метаморфической зональности в породах среднего комплекса. Сама зональность характеризуется условиями от зеленосланцевой фации до амфиболитовой с достаточно большими вариациями температур и высоким давлением, что свидетельствует о значительной дифференциации теплового потока. Максимумы тепловых потоков в каждом конкретном районе совпадали непосредственно с зонами разломов. Процесс характеризуется как метаморфизм Дис-Силл типа с большим перепадом температур, протекавшим в декомпрессионных условиях. Судя по характеру флюидных включений в зернах кварца, сформированных на этом этапе, такой режим метаморфизма может характеризовать тектонические зоны, развивающиеся в режиме горизонтального растяжения, например, зоны континентального рифтогенеза [2]. Возраст этого метаморфизма моложе 1200 млн. лет.

Рифтовая стадия активно проявилась после образования глубинных разломов. Заложение прогибов шло в соответствии с доминирующими в коре напряжениями. Процесс начался с возникновения пологих линейных депрессий, позже преобразованных в систему грабенов. Один из них (ширина до 70 км) фиксируется на СВЗ и выполнен вулканитами серии Кап-Ханстен. Однако полной деструкции коры не произошло, и режим постепенно перешёл к медленному эпирифтогенному прогибанию.

Верхний (R_3-PZ_1) комплекс формировался в условиях шельфа и стабильного опускания региона. Это унаследованное погружение коры привело к низкотемпературному метаморфизму пород промежуточного и верхнего СВК. Внедрение вендских основных интрузий – результат отражённой активизации, связанной со становлением байкальского фундамента архипелагов Новая Земля и Земля Франца-Иосифа [11 и др.]. Каледонский этап (S-D) на Шпицбергене – время регенерации процессов рифтогенеза, связанных с растяжением коры, подъёмом глубинных масс, активизацией магматизма и складчато-глыбовых движений. На западе архипелага это привело к формированию мощного девонского грабена, наложенного на среднерифейскую грабенообразную депрессию; на СВЗ – к внедрению интрузий субщелочных гранитоидов. Последние эндогенные процессы этого этапа – становление комплекса даек основных-ультраосновных пород.

На основе материалов по СВЗ можно утверждать, что блок коры, формирующий сводовое поднятие Шпицбергена, вмещает крупную рифтогенную структуру полициклического развития. В гренвильское время в ходе переработки коры эпикарельской протоплатформы был сформирован авлакоген, представленный серией грабенов. После затухания рифтогенных процессов продолжалось медленное унаследованное прогибание теперь уже эпигренвильской платформы в R_3-PZ_1. Регенерация рифтогенеза в S-D время привела к общему растяжению и воздыманию блоков коры, внедрению субщелочных гранитоидов и формированию девонского грабена Шпицбергена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. М., Наука, 1987. 262 с.

2. Глебовицкий В. А. Физико-химические и геологические связи метаморфизма с тектоникой и геодинамикой // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб, СпбГУ, 1998, с. 3-4.

3. Евдокимов А.Н., Бурнаева М.Ю., Радина Е.С., Сироткин А.Н. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитоподобных гипабиссальных пород архипелага Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена, вып. 4. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 115-125.

4. Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия-раннего палеозоя Шпицбергена. Ленинград, Недра, 1973, 120 с.

5. Ларионов А. Н. Геохронология складчатого основания восточного террейна архипелага Шпицберген. Автореф. канд. дис. Апатиты, 1999, 22 с.

6. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Ленинград, «Наука», 1980, 100 с.

7. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976, 279 с.

8. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Ленинград, Наука, 1980, 152 с.

9. Розен О. М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Геология и разведка, 1993, №1, с. 36-50.

10. Сироткин А. Н. Региональный метаморфизм раннепротерозойских-раннепалеозойских комплексов Шпицбергена // В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, 1996, с. 241-254.

11. Столбов Н.М., Устинов Н.В., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, вып. 6, 2006, с. 145-148.

12. Стратиграфический словарь Шпицбергена. Под ред. И.С. Грамберга. Ленинград, Недра, 1990. 203 с.

13. Gee D., Tebenkov A. M. Two major unconformities beneath the Neoproterozoic Murchisonfjorden Supergroup in the Caledonides of central Nordaustlandet, Svalbard// Polar Res., 1996, vol. 15, pp. 81-91.

14. Ohta Y. Hecla Hoek rocks in central and western Nordauslandet. Norsk. Polarinst., Oslo, 1982, skr. N178, 60 p.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ОТРАЖЕНИЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ: ОПЫТ СИНТЕЗА СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Слабунов А.И., Сибелев О.С.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, Slabunov@krc.karelia.ru; Sibelev@krc.karelia.ru

Структура Беломорского подвижного пояса (БПП) представляет собой неоднократно деформированный [13] сложный тектонический коллаж, состоящий из отдельных пластин, погружающихся в целом на северо-восток в центральной части (Чупино-Лоухский сегмент) и на северо-северо-восток в северной (Енский сегмент). Покровы сложены разновозрастными породами, часто сформированными в разных геологических обстановках. На моноклинальный характер залегания породных ассоциаций региона обратили внимание его первые исследователи и рассматривали его либо как запрокинутый на юго-запад синклинорий северо-западного простирания, либо как юго-западное крыло (моноклиналь) крупного синклинория.

Идею о покровно-складчатой структуре БПП впервые выдвинул Ю.В. Миллер [3] и позднее с коллегами детально обосновал ее в серии статей [2, 6].

Находки фрагментов зон меланжа [10, 14] в западной части пояса (район оз. Ниж. Котозеро, оз. Коржино) хорошо согласуются с данной моделью. Обломочная составляющая меланжа вблизи основания Чупинского покрова в районе оз. Ниж. Котозеро [10] представлена блоками метадиоритов, амфиболитов и глиноземистых гнейсов. Время формирования зоны оценивается как неоархейское, на основании того что массивы габброидов комплекса лерцолитов – габброноритов. Котозерская зона меланжа интерпретируется как сохранившийся фрагмент зоны надвига в основании Чупинской тектонической пластины [10, 14].

В южной части Керетского зеленокаменного пояса в районе оз. Коржино выявлен еще один фрагмент зоны меланжа мощностью до 500 м [11]. Он имеет генеральное северо-восточное простирание и находит выражение в сейсмоотражающих поверхностях.

Обломочная часть меланжа представлена телами линзовидной формы, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 300 м. Обломки представлены гранат-биотитовыми и (кианит)-гранат-биотитовыми гнейсами (парагнейсами), амфиболитами, биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Последние являются весьма экзотическими для БПП.

Матрикс меланжа представляет собой мигматизированный меланократовый гранат-биотит-амфиболовый гнейс, палеосома которого по составу отвечает кварцевому диориту.

Зона меланжа также сечется крупным массивом габброноритов палеопротерозойского (2,43–2,44 млрд лет) комплекса лерцолитов − габброноритов, что определяет его верхнюю возрастную границу.

Полученные данные позволяют дешифрировать общую структуру участка как элемент пологого пластического сдвига (надвига) с направлением транспорта вдоль линейности, по крыльям лежачих складок и контактам толщ, с небольшим З-СЗ левым смещением в плане.

Данай зона надвига идентифицируется на сейсмическом профиле 1-ЕВ в районе пикета 640. Она отчетливо проявлена до глубины 4 км как сейсмоотражающая поверхность полого погружающаяся на юго-восток (в данном разрезе), кроме того она трассируется до глубины не менее 10 км.

Неоархейские покровные структуры устанавливаются в пределах Керетского зеленокаменного пояса, а также северного окончания Тикшозерского, где располагается Ковдозерский геодинамический полигон [5].

В пределах последнего на основании детального структурного картирования [5] и изотопного датирования показано, что неоархейские (2,76-2,72 млрд лет) первичномагматические тоналитогнейсы залегают на зеленокаменных образованиях (2775 млн лет). Такое соотношение подразумевает значительные перемещения комплексов и наиболее правдоподобно объясняется с точки зрения покровной тектоники [6].

Не менее показательна в этом отношении структура Керетского зеленокаменного пояса. Наличие несогласия между породами майозерской СТА и нижележащими образованиями [12] наилучшим образом объясняется исходя из представлений о покровной тектонике [6].

Глубинное строение земной коры Беломорского подвижного пояса по данным сейсмических исследований по профилю 4В Кемь – Калевала – госграница (Глубинное…, 1999), характеризуется тем, что до глубины 25 км она насыщена полого погружающимися на восток сейсмоотражающими поверхностями и осложнена куполовидными структурами, граница Мохо выражена плохо [7, 9]. Такое строение хорошо согласуется с представлениями о покровной-складчатой природе БПП. Структура земной коры подвижного пояса значительно отличается от коры Карельского кратона отсутствием хорошо выраженной слоистости, характерной для зрелой континентальной коры [9]. Глубинное строение земной коры в пределах Керетского зеленокаменного пояса, как видно на сейсмическом профиле 1-ЕВ, на участке 555–655 км имеет ряд характерных особенностей, которые отличают ее от сопряженных территорий. Здесь на глубинах 2–8 км выделяется горизонт мощностью до 2 км, который может быть идентифицирован как коматиит-толеитовая стратотектоническая ассоциация зеленокаменного комплекса. Кроме того, только здесь на глубине 18 км выделяется верхняя граница горизонта мощностью 4–6 км, сложенного хорошо отражающими сейсмические волны породами. За пределами пояса нижний отражающий горизонт не фиксируется. Таким образом, имеющиеся геологические данные по данной территории очень согласуются с материалами сейсмического профилирования

Это отчетливо видно на сейсмических профилях Кемь-Калевала (4В) и Кемь- Тихвин (1 –ЕВ) [7, 9]. Породы БПП надвинуты на палеопротерозойские образовния Шомбозерской структуры по системе разломов,

Весьма примечательно также, что на сейсмическом профиле 1-ЕВ в районе пикета 640 отчетливо проявлена до глубины 4 км сейсмоотражающая поверхность, полого погружающаяся на юго-восток (в данном срезе), далее она трассируется до глубины не менее 10 км. Данная поверхность надежно идентифицируется как рассмотренный выше фрагмент зоны меланжа в район оз. Коржино, маркирующий, вероятно, границу неоархейских покровных пластин. Таким образом, существенную, а возможно, и решающую роль в формировании структуры БПП играют неоархейские (около 2,72-2,70 млрд лет) тектонические покровы. Однако велика роль и более молодых – палеопротерозойских надвигов.

В СВ борту Лехтинской структуры (рис.) фиксируется выход наиболее контрастной сейсмической поверхности профиля 1ЕВ. Эта поверхность не совпадает с границей основания Лехтинской структурой и отстоит от нее на расстояние около 10 км (районе пикета 740 км). Она полого погружаются на юго-восток и прослеживаются на глубину до 20 км (см. рис.). В районе исследований выходят слаборазгнейсованные гранитоиды, в которых установлена смена ориентировки гнейсовидностей: к северу от фиксируемой границы простирания гнейсовидности, метаморфической полосчатости, а также ориентировка тел метабазитов лежат в северо-восточных румбах, к югу – в северо-западных. В районе наблюдается хорошо выраженная линейность, которая имеет пологие юго-западные погружения, совпадающие с направлением погружения сейсмоотражающей поверхности.

Наряду с изменением структурного плана, происходит смена режима метаморфо-метасоматических изменений пород: в тектонической зоное, примыкающей к Лехтинской структуре нарастает степень мусковитизации, микроклинизации и катаклаза, появляется карбонатный минерал и в единичных случаях – гранат. Следовательно, наиболее контрастная сейсмическая поверхность на юго-западной границе БПП (в районе Лехтинской структуры) сопоставляется с лежачим крылом, по-дидимому, палеопротерозойский тектонической зоны, выраженной гнейсовидностью СЗ оринтировки.

Таким образом, существенную, а возможно, и решающую роль в формировании структуры БПП играют неоархейские (около 2,72-2,70 млрд лет) тектонические покровы, но наряду с ними широко проявлены и палеопротерозойские [2, 6, 8].

Палеогеодинамические реконструкции. Полученные данные позволяют выделить следующие главные стадии развития БПП в позднем архее [12]: 1) начальную (не позднее 2,88 млрд лет) – формирование океанического бассейна, реликтом которого является офиолитоподобный комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 2) раннюю субдукционно-аккреционную (2,8-2,78 млрд лет) – формирование двух разновозрастных (2,88-2,82 и 2,8-2,78 млрд лет) островодужных комплексов, составляющих основу ранней континентальной коры БПП; 3) позднюю субдукционно-аккреционную (2,74-2,72 млрд лет) – формирование островодужных комплексов, гранулитовых (супрасубдукционных) и эклогитсодержащего меланжа в зоне субдукции; 4) коллизионную (2,72-2,71 млрд лет) стадии с проявлениями покровной тектоники, метаморфизма повышенных давлений, мигматизации, эксгумацией эклогитсодержащего меланжа; 5) постколлизионную (2,71-2,6 млрд лет) стадию с коллапсом орогена, формированием массивов лейкогаббро, молассовидных комплексов.

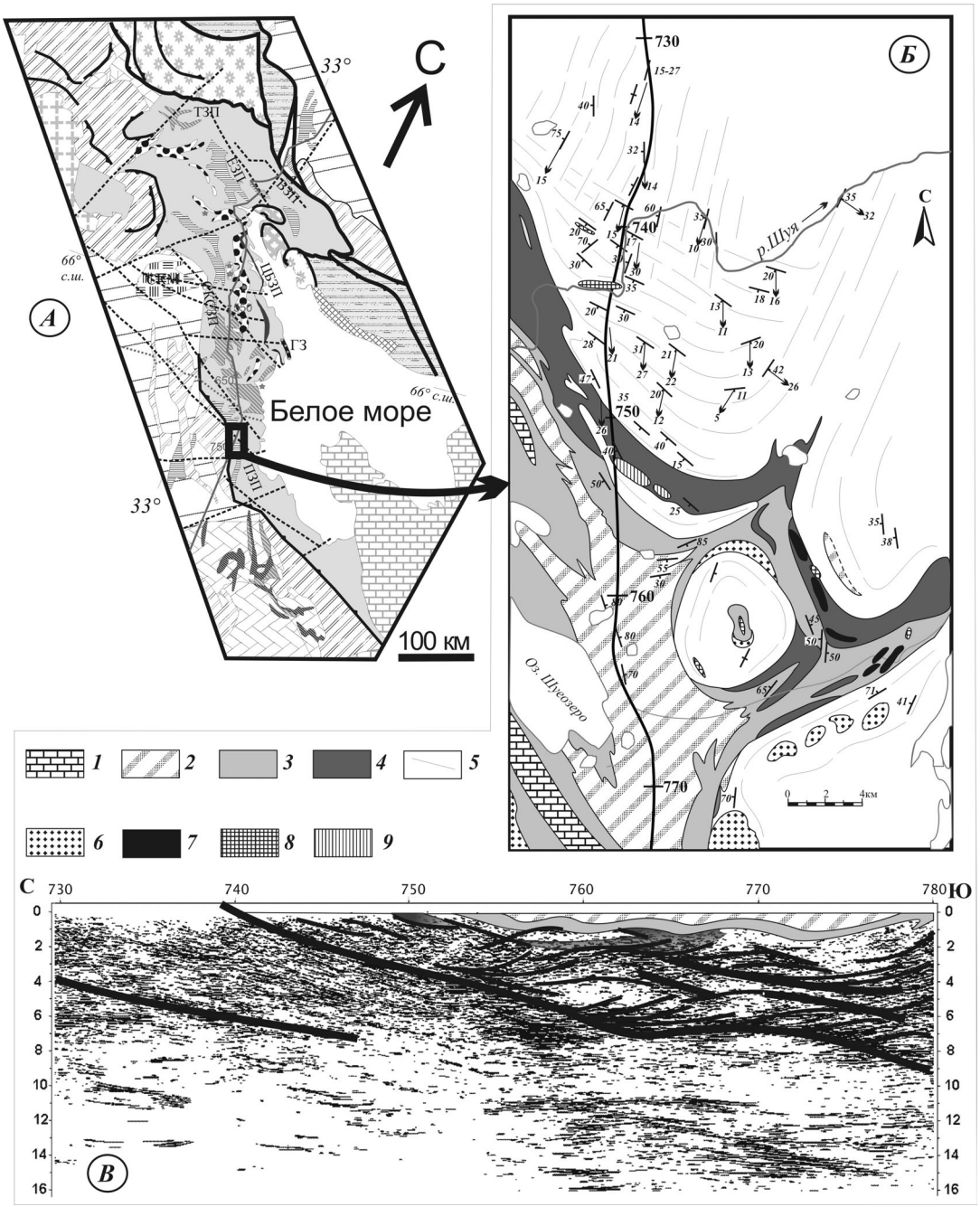


Схема геологического и глубинного строения зоны сочленения БПП и Карельского кратона в р-не СВ борта Лехтинской структуры:

А – местоположение участка [12]; Б – схема геологического строения северо-восточного борта Лехтинской структуры и ее обрамения (составил О.С. Сибелев); В – геологический профиль с использованием данных интерпретации сейсмического профиля 1ЕВ.

Условные обозначения. 1-3 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные образования: 1 – кварцитопесчаники, кварциты; 2 – кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры, туфогенные сланцы; 3 – метапорфириты, миндалекаменные метабазальты, сланцы и амфиболиты; 4 – неоархейские метавулканиты: порфирокластические амфиболовые гнейсы и амфиболиты «пебозерского» типа; 5 – гранитоиды и гнейсограниты (стуктурными линиями показаны простирания гнейсовидности и метаморфической полосчатости); 6 – ортоамфиболиты; 7 – интрузии комплекса лерцолитов-габброноритов; 8 – серпентиниты; 9 – плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты.

Последовательность основных стадий развития БПП в архее сопоставима с теми, которые фиксируются в фанерозойских орогенах [12], особенно если учесть, что около 2,5 млрд лет литосфера восточной части Фенноскандинавского щита подвергается деструкции – начинается формирование раннепротерозойской рифтогенной системы [1, 15].

Около 2,1 млрд лет назад земная кора БПП находилась в области влияния суперплюма, расположенного под восточной частью Фенноскандинавского щита и ответственного за формирование ятулийских платобазальтов и роев мафических даек Карельского архейского кратона, а также даек коронитовых габбро БПП.

В период примерно с 2,0 до 1,85 млрд лет БПП вовлекается в коллизионные и позднеколлизионные процессы, связанные с формированием Лапландско-Кольского орогена [1]. Позднесвекофеннские (1,85-1,74 млрд лет) термальные события в БПП могут быть связаны с позднеколлизионными процессами лапландской и свекофеннской орогении.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64876).

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

3. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука. 1988. 144 с.

4. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.

5. Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-западное Беломорье) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 13–28.

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

7. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157–190.

8. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Объёмная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы Межд. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115-119.

9. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109–143.

10. Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В. Котозерская зона тектонического меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. Вып. 5. С. 27–40.

11. Сибелев О.С., Кушкова Н.С., Анисимов П.Н. Тектонометаморфиты зон меланжа Беломорского подвижного пояса (на примере структуры р-на оз. Коржино) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 23-36.

12. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Феноскандинавского щита. Автореф. докт. дисс. М: ГИН РАН. 2005. 46 с.

13. Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука. 1978. 168 с.

14. Травин В.В. Котозерская тектоническая зона – сместитель позднеархейских покровов Беломорского подвижного пояса // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы. Мат-лы межд. конф. Воронеж, 2002. С. 100–103.

15. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

ФОРМУЛЫ ШЛЕФЛИ ДЛЯ АНАЛИЗА ЗАКОНОВ ОРГАНИЗАЦИИ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОРОД

Смирнова Н.Л.

Московский государственный университет, г. Москва, snl194@mail.ru

Поскольку все системы подчиняются единым законам организации, то закономерности, проявляющиеся явно в одной системе могут быть выявлены в другой системе, где они проявляются латентно. Рассмотрение одних и тех же разномасштабных признаков, исследуемых разными дисциплинами, позволяет глубже изучить общность и различие явлений и фактов. Поверхность – универсальный признак. В частности поверхность природных объектов может быть полигональной. Более того, поверхность из точек может быть преобразова-

на в полигональную в результате построения разбиений Дирихле-Вороного (ДВ) [1, 2, 3 и др.]. Для разбиений ДВ можно построить дуальные полигональные разбиения (Кеплера-Лавеса), Делоне (РД), и наоборот.

Для природных полигональных поверхностей покрытых точками – вершинами можно также построить разбиения ДВ и РД. Но эти разбиения отнюдь не обязательно будут соответствовать природным полигональным поверхностям. Ранее нами были изучены природные поверхности разнообразных геологических объектов: гипсометрической карты, кливажа, кальдеры, фрустума, внешних форм минералов, сетчатые сечения и проекции кристаллических структур, а также биологических, молекулярных структур, разбиений ДВ, Рози, Пенроуза и других полигональных структур [4, 5, 6, 7 и др.]. Проведен анализ регулярных и нерегулярных структур для выявления закономерностей их строения. Установлена координация вершин, n-гонов (универсальная характеристика графов, которыми являются все полигональные поверхности).

Полигональные поверхности состоят из n-гонов (многоугольников, вершинников, тайлов, петель) и представляют собой графы-сети – разбиения административные, Блатова-Сережкина, Войтеховского-Степенщикова, Грюнбаума-Шефферда, Даамса-Вилларда, Делоне, Дирихле-Воронова, Кеплера-Лавеса, Кретенхердта, природные, Смирновой, транспортные, Шубникова и другие. Координационные сферы вершин, n-гонов называются короной, в частности звездой векторов смежности, звездой Делоне. Вершины, ребра, n-гоны примыкающие к центру короны называются лигандами, а число вершин, число ребер, число n-гонов примыкающих к центру называется координационным числом (полусинонимы КЧ, степень, связность, поделенность). Короны, в том числе звезды Делоне, можно отобразить формулами Шлефли. Эти формулы состоят из последовательности цифр. Цифры означают n n-гонов примыкающих к вершине (формулы Вг). Нами формулы Шлефли использованы для анализа любых корон. Помимо формул Вг нами введены также формулы Вв (цифры означают КЧ вершин последовательно примыкающих к центру), формулы Гр (цифры означают n последовательности n-гонов примыкающих к центральному n-гону по ребрам), формулы Гв (цифры означают КЧ вершин центрального n-гона). Формулы Шлефли нами модифицированы. В прямых скобках приводятся разные смежные лиганды в виде последовательностей цифр или соответствующих букв (формулы пб), а в уголках – последовательности чисел идентичных смежных лигандов (наборы коэффициентов) – формулы пк. Введены также формулы пбк и ФГ (ВВ, ВГ, ГВ, ГР) состоящие из разных цифр – лигандов следующих от меньшего значения к большему.

В [3] получены индексы звезд Делоне для разных типов гранита. Для этого были рассмотрены зарисовки образцов ведущих фаз гранита. Системы точек разбиения Делоне заданы центрами отдельно расположенных субагрегатов кварца. Позиции центров вычислены с помощью встроенной функции программной среды. Для вершин полигональной поверхности образованной центрами определены индексы звезд Делоне и приуроченность их встречаемости к различным типам гранитов. Индексы звезд Делоне: 333, 3333, 33333, 333333, 3333333, 33333333, 334, 3334, 3344, 33334, 33344, 333334, 333344, 3333334, 33333334, 333333334, 33335, 3333345, 3434, 33434, 333434, 3333434, 3334334. Не трудно видеть, что индексы звезд Делоне – это формулы Шлефли. Приводим эти индексы в виде наших модифицированных формул: **Вг** |a|<3, 4, 5, 6, 7, 8>|3|, |ab|<21, 31, 22, 41, 32, 51, 42, 61, 71, 81>|34|, |ab|<21>|43|, |ab|<41>|35|, |abc|<511>|345|, |abab|<1111, 2111, 3111, 4111, 3121>|3434|,

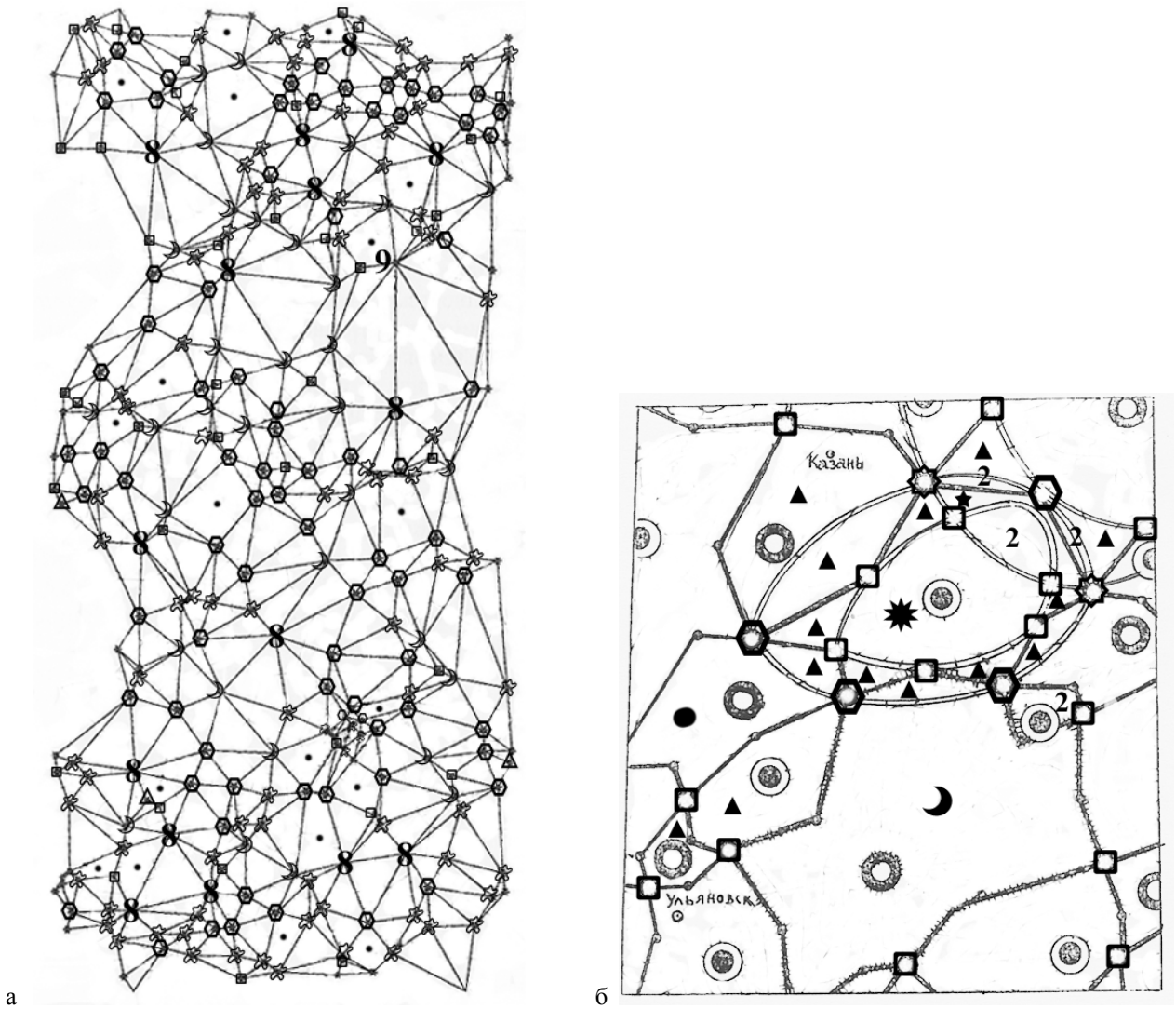
Для одного из образцов (рис. а) из [3] нами определены формулы Вг и дополнительно также формулы Вв, Гв, Гр, ГФ (ВГ, ВВ, ГВ, ГР), пб,. пбк, пк.

Вв: 3 – |abc|<111>|478|, **4** – |a|<4>|6|, |ab|<31>|58, 68, 76|, |ab|<22>|67|, |abc|<211>|579, 654, 657, 658, 678, 756, 758, 759|, |abab|<1111>|6767|, |abac|<1111>|5654, 5657, 5759|, |abcd|<1111>|3687, 5678, 5768|, **5** – |ab|<41>|56, 67, 68|, |ab|<32>|56, 65|, |abc|<311>|564, 568, 658, 678, 746, 749|, |abc|<221>|564, 567, 576, 586|, |abab|<2111>|5656, 6565|, |abac|<2111>|5658, 6567|, |abac|<1211>|5654, 5756, 6567, 6568|, |abcd|<2111>|5478, 5496, 5648, 5678, 6475, 6749, 7468, 7568, 7648, 8467, 8476|, |ababc|<11111>|56567, 57578, 74746|, |abacd|<11111>|56548, 65647, 65678, 68647, 68657, 74756, 75768|, |abcde|<11111>|47568|,

6 – |a|<6>|6|, |ab|<51>|58, 65|, |ab|<42>|58, 65|, |abc|<411>|568, 658|, |abc|<321>|567, 578, 654/11/, 657, 658, 675|, |abab|<2211>|5656|, |abac|<3111>|6465, 6467, 6568|, |abac|<1311>|4647, 5654, 5657, 8684|, |abac|<2211>|6567, 6568, 6768, 7574|, |abac|<2121>|6568, 7476|, |abcd|<3111>|6458, 6485|, |abcd|<2211>|4568, 5643, 5674, 6748|, |ababc|<21111>|67675|, |abacd|<21111>|65647, 65687|, |abacd|<12111>|45486, 56574, 56579, 75746, 76745|, |abacd|<11121>|54576, 57568, 68675|, |abcde|<21111>|74658, 76485|,

7 – |abc|<511>|647|, |abac|<3211>|5856|, |ababc|<21121> |65657|, |abacd|<31111> |56594|, |abacd|<13111> |85834|, |abacd|<21211> |65678|, |abacd|<21121> |79764|, |ababac|<121111> |656567, 757578|, |ababcd|<121111> |474789|, |abacbd|<211111> |565467, 575974|, |abacdc|<211111> |797454|, |abcabd|<121111> |567568, 756758|, |abcade|<211111> |657684|, |ababacd|<1111111> (новая) |6565647|, |abacabd|<1111111> |6567654|, |abacade|<1111111> |6465697|, |abacbde|<1111111> |5456487|, |abacbdc|<1111111> |6467547, 7576456|, |abacdec|<1111111>|5856476, 7974864|,

8 – |abc|<521>|584|, |abcd|<4211>|65573|, |abcd|<3221>|7465|, |abacd|<13121>|56584|, |abacde|<121211>|585647|, |abcabc|<311111>|657657|, |ababacd|<1111121>|6565679|, |ababcad| <2111111>|5656857|, |abcadbe|<2111111>|5685467|, |abcdabec|<11111111>|56745687|,



а б

Рис. а. **Фрагмент структуры Выборгского гранита рапакиви по [3] с дополнением. б. Геодиполи (полярные блоки) по [8] с дополнением. Мелкие сектора не показаны.**

Обозначения. КЧ 3 – 3-гон, 4 – квадрат (вершина), точка (n-гон), 5 – 5-гон (вершина), 6 – 6-гон (вершина), солнце (n-гон), 7 – месяц (вершина, n-гон), 8, 9 – цифра, 8-гон (вершина)

9 – |abacd|<11151>|54576|, |ababcdc|<3111111>|5656474|, **10** – |ababcdeade|<1111111111> |5656874574|,

пб |a, ab, abc, abab, abac, abcd, ababc, abacd, abcde, ababac, ababcd, abacad, abacbd, abacdc, abacde, abcabc, abcabd, abcade, ababacd, ababcad ,ababcdc, abacabd, abacade, abacbde, abacbdc, abacdec, abcadbe, abcdabec, ababcdeade|,

пбк |a|<4>, |ab|<21, 31, 22, 41, 32, 51, 42>, |abc|<111, 211, 311, 221, 411, 321, 511, 521>, |abab|<1111, 2111, 2211, 3211>, |abac|<1111, 2111, 1211, 3111, 1311, 2211, 2121>, |abcd|<1111, 2111, 3111, 2211, 4211, 3221>, |ababc|<11111, 21111, 21121>, |abacd|<11111, 21111, 12111, 11121, 31111, 13111, 21211, 21121, 31211, 11115>, |abcde|<11111, 21111>, |ababac|<111111, 121111>, |ababcd|<121111>, |abacad|<111111>, |abacbd|<111111, 211111>, |abacdc|<211111>, |abacde|<121211>, |abcabc|<311111>, |abcabd|<121111>, |abcade|<211111>, |ababacd|<1111111, 1111121>, |ababcad|<2111111>, |ababcdc|<3111111>, |abacabd|<1111111>, |abacade|<1111111>, |abacbde|<1111111>, |abacdbc|<1111111>, |abacdec|<1111111>, |abcadbe|<2111111>, |abcdabec|<11111111>, |ababcdeade|<111111111>,

пк <21, 31, 22, 41, 32, 51, 42, 33, 43, 111, 211, 311, 221, 411, 321, 511, 421, 331, 521, 1111, 2111, 3111, 2211, 3211, 4211, 3221, 11111, 21111, 31111, 22111, 51111, 32111, 111111, 211111, 311111, 221111, 1111111, 2111111, 11111111, 111111111>,

ВВ |6, 56, 58, 67, 68, 456, 457, 458, 467, 468, 479, 567, 568, 578, 579, 678, 3456, 3458, 3567, 3678, 4567, 4568, 4569, 4578, 4579, 4678, 4679, 4789, 5678, 5679, 45678, 45679, 46789|,

Вг: 3 – |ab|<21>|34|, **4** – |a|<4>|3|, |ab|<31>|34|, |ab|<22>|34|, **5** – |a|<5>|3|, |ab|<41>|34|, |ab|<32>|34|, |abab|<2111>|3434|, **6** – |a|<6>|3|, |ab|<51>|34|, |abab|<3111>|3434|, **7** – |a|<7>|3|, |ab|<61>|34|, |abab|<4111>|3434|, |abab|<3121>|3434|, **8** – |a|<8>|3|, |ab|<71>|34|, **9** – |ab|<81>|34|,

пб |a, ab, abab|, **пбк** |a|<4, 5, 6, 7>, |ab|<21, 31, 22, 41, 32, 51, 61, 71, 81>, |abab|<2111, 3111, 4111, 3121>,. **пк** <4, 5, 6, 7, 21, 31, 22, 41, 32, 51, 61, 71, 81, 2111, 3111, 4111, 3211>, **ВГ** |3, 34, 3434|,

Гв: 3 – |a|<3>|5, 6, 7, 8|, |ab|<21>|56, 57, 58, 64, 65, 67, 68, 75, 76, 78, 79, 85, 86, 87|, |abc|<111>|378, 456, 457, 458, 459, 467, 468, 478, 479, 567, 568, 569, 578, 579, 678, 679, 689, 789|, **4** – |ab|<31>|56, 63, 65, 76|, |ab|<22>|56|, |abc|<211>|678, 845|, |abac|<1111>|5758, 6465|, |abcd|<1111>|3468, 4576|,

пб |a, ab, abc, abac, abcd|, **пбк** |a|<3>, |ab|<21, 31, 22>, |abc|<111, 211>, |abac|<1111>, |abcd|<1111>, **пк** <3, 21, 31, 22, 111, 211, 1111>, **ГВ** |5, 6, 7, 8, 36, 46, 56, 57, 58, 64, 65, 67, 68, 75, 76, 78, 79, 85, 86, 87, 378, 456, 457, 458, 459, 467, 468, 478, 479, 567, 568, 569, 578, 579, 678, 679, 689, 789, 3468, 4567**|,**

Гр: 3 – |a|<3>|3|, |ab|<21>|34, 43|, **4** – |a|<4>|3|, |ab|<31>|34|, **пб** |a, ab|, **пбк** |a|<3, 4>, |ab|<21, 31>, **пк** <3, 4, 21, 31>, **ГР** |3, 34|,

При исследовании плотностных блоков Земли и геодиполей в [8] приведена схема секторов. Эта схема представляет собой граф. На рис 1б приводим этот граф без указания мелких секторов и выделяем КЧ вершин и n-гонов. Вершины петель обозначаем знаком плюс (4+4).

Вв: **4** – |ab|<31>|36, 4+4.4.8|, |ab|<22>|46|, |abc|<211>|468|, **6** – |ab|<42>|8+8.8+8.4.4|, |abab|<2121>|4646|, |abac|<2121>|4.4.6.4+4.8|,

Вг: **4** – |ab|<31>|36|, |abcd|<1111>|2536|, **6** – |abac|<3111>|3437|,

Гр: **2** – |ab|<11>|35, 56|, **3** – |a|<3>|3|, |ab|<21>|34, 36, 37|, |abc|<111>|347, 356|, **5** – |abab|<2111>|2323|, **6** – |ab|<51>|32|

Гв: **2** – |a|<2>|4|, |ab|<11>|46, 68|, **3** – |a|<3>|4|, |ab|<21>|46, 48, 64|, |abc|<111>|468|, **5** – |abac|<1211>|8486|, **6** – |a|<6>|4|,

Вв, Вг, Гв, Гр: **пб**: |a, ab, abc, abab, abac, abcd|, **пбк** – |a|<2, 3, 4, 6>, |ab|<11, 21, 22, 31, 51, 42>, |abc|<111, 211>, |abab|<2111, 2121>, |abac|<1211, 3111, 2121>, |abcd|<1111>, **пк** <2, 3, 4, 6, 11, 21, 31, 51, 42, 111, 211, 1111, 2111, 3111, 2121>, **ВВ, ВГ, ГВ, ГР**: |3, 4, 23, 34, 35, 36, 37, 46, 48, 56, 68, 347, 356, 468, 2356|.

Для КЧ 1-7 ранее нами установлена система из 41 возможной формулы пб, 155 формул пбк, для лигандов 3-8-63 формулы ГФ. Для коэффициентов 1-8 установлено 66 формул пк при следовании коэффициентов от большего к меньшему. Все полученные здесь формулы вкладываются в эти системы. Для КЧ 8 и более нами выделены только реализованные формулы. Установленные здесь формулы для КЧ 8 и более – новые, но закономерно дополняют системы формул с КЧ 7 и менее. В формулах корон вершин Вг содержится не более 4 разных лигандов, а в остальных формулах корон это число увеличивается до пяти. При этом формулы пб содержащие букву f – не установлены, что подтверждает закон малых целых чисел.

В [3] указывается большое значение применения формул Шлефли для характеристики гранитов. Не меньшее значение имеет применение этих формул для характеристики любых природных полигональных поверхностей, а также для любых n-мерных графов, разбиений в науке и технике с применением компьютерных программ. Это тем более важно, что применение разбиений ДВ настолько широко, что им посвящаются специальные конференции [9].

Схема из [8] вскрывает соотношения между поверхностными и глубинными структурами Земли. Формулы Шлефли позволяют анализировать с единых позиций как поверхностные, так и глубинные структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Blatov V.A., Delgado-Friedrichs O., O'Keeffe M., Proserpio D.M. Three-periodic nets and tilings: natural tilings for nets // Acta crystallogr. 2007. A163. № 5. P. 418-425.

2. Kumar V.S., Kumaran V. Voronoi neighbor statistics of hard-disks and hard-spheres // J. Chem. Phys. 2005. V. 127. № 7. 074502/1-074502/10.

3. Кобзева Ю.В. Качественное изучение минеральных агрегатов на основе анализа их комбинаторно-топологического подобия // Труды III Всероссийской научной школы. Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. /Сост. и ред. Ю.Л. Войтеховский/. Апатиты: Изд-во К&М, 2007. С. 126-135.

4. Смирнова Н.Л. О месторождении, агрегате, кристалле и разбиении Рози. // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы Годичной сессии МО РМО. М.: 2007. С. 295-300.

5. Смирнова Н.Л. О формулах ассоциаций. // Материалы конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск; Институт Геологии КарНЦ РАН, 2007. С 375-379.

6. Смирнова Н.Л. О подтверждении закономерностей. // Проблемы геологии рудных месторождений, минерологии, петрологии и геохимии. Материалы годичной сессии МО РМО. М.: 2008. С. 195-198

7. Смирнова Н.Л. Идентичность и разнообразие разномасштабных поверхностей и сечений. // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России. Труды годичного собрания РМО. М.: 2007. С. 121-124.

8. Евзикова Н.З. Общие принципы структурной организации геологических тел. // Фундаментальные проблемы естествознания. Труды конгресса-98. 2000. Т. II. С. 24-38.

9. 4th international symposium on Voronoi diagrams in science and engineering (ISVD 2007), University of Glamorgan , Wales, UK.

НОВЫЙ ЭТАП В ИЗУЧЕНИИ СВЯЗИ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

Соколов С.Я.[1], Куликов В.С.[1], Снегуров В.С.[2], Снегуров А.В.[2]

[1]Институт геологии Карельского НЦ РАН. г. Петрозаводск, sokolov@krc.karelia.ru
[2]ГГО им. А.И. Воейкова отдел атмосферного электричества; ООО «Алвес», г. Санкт-Петербург, snegurov@yandex.ru

Разряды молний в Карелии наносят немалый экономический ущерб объектам энергетики, связи, кабельным магистралям (КМ), системам сигнализации на железных дорогах, вызывают пожары в лесах. При проектировании и строительстве этих объектов нормативами не предусматривается детальное изучение геологии, и грозозащита рас-считывается по усредненным данным грозовой активности по республике. Карты грозовой активности различных масштабов, построенные в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО) [1.2,3], дают нам представление о распределении грозовой активности с учетом атмосферной циркуляции, рельефа, влажностно-температурных характеристик. Составлены они по данным гидрометеостанций (ГМС), на которых в основном использовался визуально – слуховой метод наблюдения за грозовыми фронтами. Согласно этим данным на территории Карелии число дней с грозой составляет от 5 до 10 в год, со средней суммарной продолжительностью гроз от 10 до 50 часов за год, при этом с увеличением широты уменьшается грозовая активность. Сотрудники Института геологии КарНЦ РАН по договорам с ТЦУМС-23 и «Карелэнерго» активно занимались изучением эффективности грозозащиты КМ и линий электропередач (ЛЭП) с 1982 по 1998 год, в том числе с учетом геологического фактора По всем КМ в Карелии и на трассе ЛЭП Кемь – Костомукша проведены исследования по выявлению причин, обуславливающих повышенную и избирательную грозопоражаемость отдельных участков этих объектов: пройдены геологические маршруты, выполнены геофизические работы (магниторазведка, метод сопротивлений, вертикальное электрическое зондирование). За весь период эксплуатации КМ и ЛЭП изучена производственная информация по отключению и повреждению объектов от ударов молнии, выявлены места, наиболее часто повреждаемые их разрядами. Кроме того, вдоль КМ и ЛЭП были собраны данные о грозовой активности с ближайших гидрометеостанций (ГМС), и как оказалось они весьма существенно отличаются от значений, принятых в руководствах по защите объектов. Тогда было принято решение о сборе дополнительной информации о грозах, рассчитаны 8 характеризующих их параметров (количество гроз за год: максимальное, среднее, минимальное; средняя продолжительность одной грозы; число дней с грозой, грозовая активность за год: максимальная, средняя, минимальная) по всем 50 ГМС Карелии за 48 лет. Составлены 8 схем распределения грозовых параметров для территории Карельской АССР масштаба.1: 1 000000. В 1982 году Соколовым С.Я. и Лукашовым А.Д. впервые выявлено влияние региональной геологии на частоту поражаемости молнией объектов связи и ЛЭП. Геологические образования, обуславливающие повышенную молниепоражаемость земной поверхности, были названы природными молниеприемниками. Тогда же были сформулированы три степени грозоопасности участков земной поверхности в зависимости от геологической ситуации для Карело-Кольского региона [4 ,5] :

– участки первой степени – мощные зоны тектонических нарушений, перекрытые низкоомными четвертичными отложениями небольшой мощности (соизмеримой с глубиной прокладки кабельной магистрали), которые подстилаются породами с более высоким сопротивлением. В местах, где КМ пересекают эти зоны, кабели оборудуются максимально возможной грозозащитой (кабель повышенной грозостойкости, трос, разрядники на всем протяжении от одного до другого усилительного пункта);

– участки второй степени – места пересечения КМ с локальными зонами развития низкоомных озерно-ледниковых отложений (глин, суглинков, супесей), а также с маломощными тектоническими зонами. В таких местах участки КМ защищаются посредством прокладки троса на одну – три строительных длины кабеля;

– участки третьей степени – глинистые берега рек, ручьев, места выхода минерализованных вод и радиоактивных газов – торона и родона, зоны графитизации, оруденения. Такие участки КМ следует защищать разрядниками, а в случаях повторных ударов производить дополнительную защиту тросом.

Для ЛЭП также применимы эти три степени грозоопасности. Специфика здесь заключается в том, что над линией ЛЭП есть грозотрос, но далеко не все опоры имеют соответствующее нормам переходное сопротивление заземления, которое трудно обеспечить в условиях нашего региона. Поэтому были предложены следующие рекомендации: заземлять контура заземлений в зоны тектоники; объединять контура заземлений соседних опор параллельных ЛЭП; делать площадные заземлители с использованием отходов от дробления шунгитовых или других низкоомных пород.

Энергетики и связисты провели защитные мероприятия на своих объектах. Это резко повысило надежность работы действующих КМ и ЛЭП, а решение проблемы грозозащиты оказалось оптимальным с экономической точки зрения, т.к. были затрачены средства для защиты только опасных участков. Фактические наблюдения на всех объектах КМ и ЛЭП республики с 1981 по 2007 год подтвердили установленную сотрудниками ИГ КарНЦ РАН зависимость грозопоражаемости ЛЭП и кабельных магистралей от геологического строения района. Разработанная сотрудниками методика обследования трасс, выявления и защиты молниеопасных участков использована также при проектировании, строительстве и ремонте КМ и ЛЭП в Карелии , КМ на Кольском полуострове и на КМ Рига – Москва..

Полученные результаты свидетельствуют о необходимости совместного анализа производственных, геологических и метеорологических данных при проектировании и эксплуатации разных хозяйственных объектов: нефтебаз, газо– нефтепроводов, систем сигнализации железных дорог, КМ, ЛЭП, ГЭС, АЭС и т.д.

Собранный оригинальный фактический материал по 8 указанным выше параметрам грозовой деятельности и схемы распределения их по территории Карелии были проанализированы с использованием геологической карты Карелии м-ба 1000000 и отдельных участков более крупного масштаба. Визуально слуховой метод регистрации грозовой деятельности позволяет фиксировать грозы в радиусе 15 км. И даже данные по 50 станциям за десятки лет не могут быть объективными для расчета грозозащиты объектов. Они характеризуют только 11250 из 172400 кв. км, т.е. ~6% территории республики. Неоднородность – пятнистость распределения грозовой активности (рис.), по-видимому, в большой степени обусловлена разной электропроводностью различных литотипов горных пород.

Низкая средняя продолжительность одной грозы (0,9-1,2 часа) наблюдается в северо-западных и западных районах республики (ГМС: Оланга, Софьянга, Панозеро, Юшкозеро, Кудам-губа, Сегежа). Фундамент этих территорий сложен высокоомными архейскими гранитоидами, не содержащими, как правило, рудных месторождений. Однако местами он прорывается долеритовыми дайками палеопротерозоя, которые характеризуются высокой магнитностью и содержат сульфиды (ГМС: Калевала, Реболы, Ругозеро – 1,72-1,79).

Промежуточная средняя продолжительность грозы (1,3-1,9 часа) характерна для северо-восточных, восточных и южных районов республики, которые сложены вулканогенными, вулканогенно-осадочными, магматическими и метаморфическими породами архея и палеопротерозоя. В их пределах отмечаются резкие аномалии с высокой продолжительностью грозы (более 2 часов) (ГМС: Совдозеро, Шомба, Воренжа, Куганаволок), где развиты архейские зеленокаменные пояса с рудопроявлениями, сульфидов и магнетитовых кварцитов, углеродистых сланцев, а также включающими мафит-ультрамафитовые интрузивы. По-видимому, с метаморфизованными реликтами подобных поясов (амфиболитами и минерализованными породами) связаны и аномалии Гридино и Энгозера.В последнем случае не исключается влияние и базитовых даек.

Различные магматические, метасоматические, осадочные, импактные комплексы пород, развитые в районе Янисъярви не позволяют пока однозначно определить их вклад в высокую продолжительность грозодеятельности (2,03 часа). Наиболее высокие аномалии (2,28-2,74 часа) отмечены на станциях Ладва и Павликовская. Там низкоомные породы представлены вендскими глинами и подстилающими их интрузивными комплексами габбро-долеритов палеопротерозоя.

Приведем наиболее характерные наблюдения за прохождением грозовых фронтов над известными геологическими структурами Карелии. Сегозеро, июль 1987 год. Мы находились на северном берегу озера, сложенном кварцито-песчаниками (высокоомными породами), в 100 метрах от острова Шенонсари. Гроза продвигалась с юго-востока на северо–запад. Фронт грозы находился от нас в 35 км. Сначала наблюдались редкие молнии над юго-восточным берегом в районе Лисьей губы в зону тектонического нарушения (1-2 разряда молнии за 10 минут). Затем, когда грозовой фронт находился над озером, разряды молний следовали значительно реже (1-2- удара в воду за 30 минут). Но, как только туча приблизилась к острову Шенонсари и накрыла его, активность ударов молний в поверхность острова резко возросла до 1-2 в минуту и продолжалась около 30 минут. При этом туча как бы зависла над островом, сложенным потоками базальтов с сульфидами и гематитсодержащими алевролитами, которые разбиты зонами тектонических нарушений и имеют пониженное сопротивление. Далее туча прошла над нами без единого удара молнии (за кварцитами севернее залегают высокоомные граниты).

В июле 1999 года в течение полутора часов мы наблюдали прохождение грозового фронта над Шуйской депрессией – мощной зоной тектоники, перекрытой низкоомными четвертичными отложениями (суглинки, глины и т.д.). Было зафиксировано множество разрядов молнии, иногда даже по несколько вспышек одновременно. Все тучи фронта разрядились в депрессию, а далее грозовой фронт удалился с редкими вспышками молнии.

Наши наблюдения и выводы о наличии природных молниеприемников находят подтверждение и у других исследователей, например в работе В.М.Сапожникова [6], который использовал дендрохронологический метод фиксации молниевых разрядов, убедительно показано, что рудные тела (низкоомные породы) в несколько раз чаще поражаются молнией. Сотрудники ВСЕГЕИ Л.И.Боровиков и Б.Ш.Русинов [7] в 1973 году высказали мнение о том, что «… места, поражаемые молнией, характеризуются зонами хорошо проводящих пород, которые часто сопряжены с полосами интенсивных разрывных нарушений…». Л.Н.Богоявленский открыл месторождение радиевых вод на р. Ухте. Места выхода на поверхность пластовых минерализованных вод оказались часто поражаемые разрядами молний.

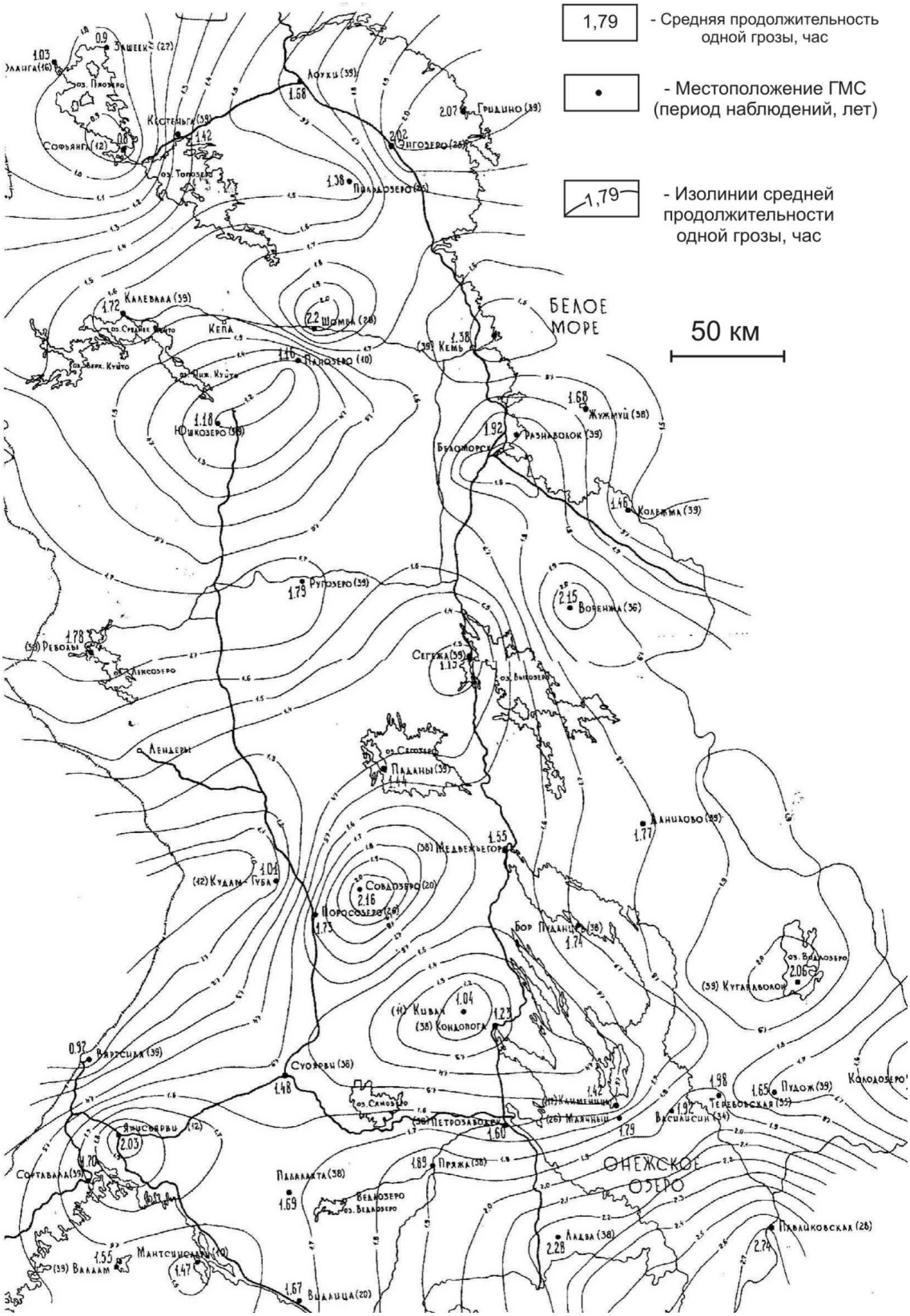


Схема распределения средней продолжительности грозы по Карельской АССР. Карельский филиал Центра научно-технической деятельности, исследований и социальных инициатив при АН СССР.
Составили Соколова Н.Н., Соколов С.Я.. Петрозаводск. 1990.

В прошлые века у наших предков–рудознатцев существовало поверие «руда присасывает молнии», они находили проявления железа и меди в местах наиболее часто поражаемых молнией.

Из всего выше сказанного следует, что грозовой разряд молнии будет стремиться разрядиться в зоны повышенной электропроводности, связанные с проявлениями различных сульфидов, графита, шунгита, обводненными тектоническими нарушениями, а также в места выхода на поверхность минерализованных вод и радиоактивных газов. В связи с этим весьма большой интерес может представлять выявление таких зон (потенциальных молниеприемников) для поиска ряда полезных ископаемых, особенно в условиях слабой обнаженности территории Карелии.

В России [8,9] и за рубежом [10] за последние 20 лет достигнут большой прогресс в области наблюдений за прохождением грозовых фронтов. Появилась возможность иметь непрерывную и детальную информацию о грозовой деятельности над огромными территориями, что обеспечивает ПСМГ (многопунктовая пеленгационная и разностно-дальномерная система местоопределения гроз).

ПСМГ позволяет регистрировать грозовые разряды всех типов (облако-облако и облако-земля), выделять с вероятностью до 80% разряды в землю и определять их местоположение с точностью до 300 м. Такая точность достигается внутри системы, состоящей из трех-четырех пунктов, расположенных на расстоянии до 200-300 км в виде многоугольника.

Подобная оперативная экспериментальная система была развернута в 2004-2007 гг. ООО «Алвес» в Ленинградской (метеостанции в гг. Луга, Тихвин, экспериментальная база филиала ГГО НИЦ ДЗА в п. Воейково) и Мурманской, (противолавинная служба ОАО «Апатиты» г. Кировск) области. Расстояние между пунктами измерений в Ленинградской области составляло 150-230 км и от 900 до 1000 км в Ленинградской и Мурманской областях [9].

Как показал опыт эксплуатации ПСМГ, увеличение базовых расстояний приводит к снижению вероятности обнаружения грозовых разрядов пунктами регистрации и ПСМГ в целом.

Программное обеспечение (ПО) ПСМГ позволяет (при наличии линий связи, например сотовой связи) по данным измерений в территориально разнесенных пунктах определять координаты грозовых разрядов и их параметры (амплитуду электрической и магнитной составляющих поля, полярность и длительность первой полуволны формы сигнала, длительность переднего фронта, количество повторных ударов и т.д.). По этим параметрам строится карта распределения грозовых разрядов на контролируемой территории за заданные интервалы наблюдений (от 5 минут и более). ПО создает базу данных по всем измеренным параметрам за любой период наблюдений.

Установка таких систем в Карелии позволит:

– получать детальную информацию, в режиме реального времени, о прохождении грозовых фронтов над всей территорией Фенноскандии, что очень важно для народного хозяйства страны. Поэтому наступает новый этап изучения грозовой активности с использованием современных технологий. Открывается возможность начать опытно-методические работы по использованию данных вышеуказанных пеленгационных систем местоопределения гроз и для целей геологической разведки и поиска рудных объектов, обладающих повышенной электропроводностью. Этот метод не требует больших затрат и может быть эффективным совместно с рекогносцировочными геолого-геофизическими работами.

Наиболее предпочтительны варианты установки ПСМГ на территории республики на метеостанциях: г.Петрозаводск и поселках Лендеры (Реболы), Калевала, Лоухи, г. Кемь (г. Беломорск).

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипова Е.П. Карты географического распределения числа дней с грозой на территории СССР. Труды ГГО. 1957. Вып .74(176). С. 41-60.

2. Инструкция по устройству молниезащиты зданий и сооружений РД 34.21.122.-87. М.: Энергоатомиздат, 1989. 26 с.

3. Лебедев А.Н., Носова А.М. Продолжительность гроз на территории СССР. Труды ГГО. 1980. Вып. 441. С. 127-137.

4. Клабуков Б.Н., Соколов С.Я Шаров Н.В. Зоны повышенной активности геофизической среды Карелии // Ядерная геофизика, геофизические исследования литосферы, геотермия. Тезисы. Екатеринбург, 2001. С. 112-114.

5. Клабуков Б.Н, Соколов С.Я Шаров Н.В. Коровые аномалии электропроводности, грозовая активность и сейсмогенные зоны // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск.2003 ., С.259-261.

6. В.М.Сапожников Исследование плотности молний методом дендрохронологии.Атмосферное электричествоТруды 111 Всесоюзного Симпозиума .Л., Гидрометеоиздат. 1988. С. 219-222.

7. Л.И. Боровиков, Б.Ш. Русинов. Гроза и тектоника. Природа. № 1, 1973. С. 90-94

8. В.С. Снегуров. Концепция сети пеленгации гроз // ТРУДЫ НИЦ ДЗА (Филиал ГГО). СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. Вып 1(546). С. 92-104.

9. А.В. Снегуров, В.С. Снегуров. Экспериментальная оценка влияния шумов на погрешность пеленгации грозовых разрядов // Шестая научная конференция по атмосферному электричеству. 2007. С. 259-260

10. World Meteorological Organization. 1993, Report № 51. P. 3-11.

ПЛАТФОРМЫ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ МАНТИИ И ЯДРА

Соловьев В.А., Соловьева Л.П.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Solovyova35@mail.ru

1. Основными структурными элементами земной коры выступают *платформы*, состоящие из набора геологических комплексов – *геосинклинальных, орогенных* и *плитных.* Именно в них происходит скопление продуктов дегазации. Свою задачу авторы видят в том, чтобы показать связь этих скоплений с глубинными явлениями в мантии и ядре. Осознавая невозможность описать все скопления продуктов дегазации в платформенных комплексах, остановимся только на тех, которые знакомы авторам по личным исследованиям: *формациях железистых кварцитов, офиолитовых формациях*, *углеводородах* [1,2,3,4,5].

2. Для понимания приуроченности скоплений продуктов дегазации к платформенным комплексам авторами разработана *циклитовая модель* слоистой структуры земной коры [4]. Циклитовую модель можно представить в форме таблицы, отражающей соотношения понятий площадного (по горизонтали) и объемного (по вертикали) районирования. Элементами площадного районирования выступают традиционно выделяемые континентальные, переходные и океанические области. Континенты слагаются областями складчатости от архейских до кайнозойских и областями плит древних и молодых платформ. Зоны перехода включают плиты окраинных и внутренних морей, островные дуги и глубоководные желоба. Океанические области представлены подвижными океаническими поясами (георифтогеналями) и океаническими плитами (талассопленами). Элементами объемного районирования выступают геологические (тектонические) комплексы, среди которых четко обособляются трехчленные ритмы комплексов, которые вслед за М.В. Муратовым названы «главными платформообразующими комплексами». В стратиграфической последовательности они непрерывно сменяют друг друга, представляя собой платформы (древние, молодые и юные). Комплексы, располагающиеся под главными, – это комплексы основания (фундамент платформ). Комплексы, залегающие со стратиграфическим перерывом, – это эпиплатформенные комплексы (орогенные и плитные), т.е. комплексы соседних платформ. Краевые системы слагаются разнородными комплексами соседствующих платформ и представлены краевыми массивами, краевыми швами, периплатформенными (перикратонными) и краевыми прогибами [4].

Представленная модель позволяет предсказать существование в слоистой структуре земной коры ещё архейских (протоплатформ) и современных (океанических) платформ.

Скопления железистых кварцитов приурочены к геосинклинальным коплексам древних платформ; офиолитов – к геосинклинальным комплексам молодых платформ; углеводородов – к плитным и орогенным комплексам древних, молодых и юных платформ.

3. *Формация железистых кварцитов* (джеспилитовая формация) приурочена к нижнепроторозойским геосинклинальным комплексам древних платформ. Она отличается от других железисто-кремнистых формаций наличием джеспилитов. В тектоническом отношении формация выполняет узкие линейные троги (Лабрадорский, Криворожский, Трансваальский и др.), представляя собой главный геосинклинальный комплекс древних платформ. Докембрийские железорудные месторождения образуют железорудные провинции в пределах щитов древних платформ: Украинском (провинция КМА), Канадском (провинция Лабрадорская), Бразильском (провинция Минас-Жерайс), Родезийском (Трансваальская провинция), Западно-Австралийском (провинция Хамерсли и Наберу), Индийском (провинция Сингхбум), Корейском (провинция Ань-Шань) щитах. Подавляющая масса железных руд представлена железисто-кремнистыми формациями или, как принято называть их в литературе, формациями *железистых кварцитов.* Как выяснилось, эти формации не однотипны, и среди них различают железисто-кремнисто-гнейсовые (нижний архей), железисто-кремнистые метабазитовые (верхний архей), железисто-кремнисто-сланцевые (нижний протерозой) и железисто-кремнистые пластогенные (средний и верхний протерозой). Появление в разрезе железисто-кремнистой сланцевой формации фиксирует особую геохимическую обстановку раннего докембрия, отражающую связь с глубинными процессами. Эту связь удалось расшифровать А.А. Дроздовской [6], которая выдвинула идею преобразования в раннем протерозое *восстановительного* состояния в *окислительное* с одноактным прохождением *редокс-барьера* во время скопления железисто-кремнистой сланцевой формации в геосинклинальных трогах. Появление в слоистой структуре земной коры этой формации фиксирует начало *кислородной* эры на Земле, т.е. времени, когда на её поверхности появляется свободный кислород в термодинамическом устойчивом виде. До этих пор весь поступавший кислород расходовался на окисление восстановленных форм элементов с переменной валентностью. Современным эквивалентом докембрийской истории можно рассматривать разрез Черного моря [6]. Принимая модель редокс-барьера А.А. Дроздовской, следует обратить внимание на вопрос источника массового притока кислорода. К сожалению, модель А.А. Дроздовской только фиксирует приток, оставляя без ответа вопрос об источнике. Думается, что внезапное появление кислорода следует связывать с глубинными процессами в мантии и ядре.

4. Офиолитовая *формация* (комплекс) как ассоциация гипербазитов, серпентинитов, дунитов, пироксенитов и др. выделена Г. Штейнманом в 1906 г. С тех пор гипербазиты считаются магматическими образованиями, а сопровождающие их серпентиниты как продукты вторичного изменения первичных дунитов и перидотитов. По мере изучения массивов гипербазитов выявились факты противоречащие их магматической природе: отсутствие контактовых взаимодействий с вмещающими породами; отсутствие ксенолитов в телах гипербазитов; пластинообразная и линзообразная бескорневая форма массивов; отсутствие даек и жил гипербазитового состава и др. В последующем ещё более четко обозначились геологические особенности гипербазитов: приуроченность к низам разреза геосинклинальных комплексов складчатых областей и трассирующих их зон глубинных разломов (офиолитовых швов) с тектоническим характером контактов; становление массивов в морских условиях с базальтоидным вулканизмом и накопление песчано-глинистых формаций с повышенным содержанием углерода, а на контакте с гипербазитами пачки кварцитов, доломитов, офикальцитов; пространственная сопряженность гипербазитов с прорывающими их габроидами и гранитоидами; пространственная сопряженность гипербазитов с зонами низкотемпературного метаморфизма и высоких давлений (лавсонит-глаукофановая фация); приуроченность в современных океанах к океаническим рифтам.

Что касается петрографических особенностей, то следует отметить: преобладание серпентинитов, а в тех случаях, когда они прорываются габброидами – дунитов и оливинитов; близкий минералогический состав всех гипербазитов с удивительным однообразием оливина (форстерита); повышенная магнезиальность вмещающих пород (доломиты, хлориты) и глиноземистость (лавсонит-глаукофановые сланцы, амфиболиты, дистен-силлиманитовые сланцы); контрастность по составу силицитов; резко выраженный натровый уклон самих массивов (альбититы, жадеититы).

Геохимические особенности могут быть сведены к следующим: высокая магнезиальность и недосыщенность кремнеземом; низкое содержание глинозема, титана, щелочей и высокое содержание окислов железа. Из новых фактов петрологии гипербазитов следует отметить широкое развитие в них вторичных разновидностей оливина при дигидратации серпентина. Отмеченные особенности гипербазитов и ряд проведенных экспериментов по их образованию позволили В.В. Велинскому [7] обосновать гидротермально-метасоматическую модель гипербазитов. Развиваемая им модель предусматривает их формирование в земной коре под воздействием гидротермальных растворов вдоль структур рифтового типа. Сами тела гипербазитов представляют собой участки магниевого метасоматоза, протекающего вдоль глубинных разломов и запечатленного в форме офиолитовых зон и поясов, а в современных океанах – в осевых частях срединно-океанических хребтов.

5. *Углеводороды* скапливаются в плитных и орогенных комплексах древних, молодых и юных платформ. Прежде всего, поражают масштабы скоплений. Действительно, в мировом балансе запасов и добычи 50-60% содержится и добывается в 1,5-2% общего количества открытых месторождений. При этом колоссальные ресурсы углеводородов скапливаются на относительно небольших площадях, приуроченных к определенным структурам платформ. Например, одно месторождение природных битумов Атабаска (Канада) с запасами до 100 млрд. т равно запасам нефти всех пяти континентов Земли. Месторождения нефти Гхавар (Саудовская Аравия) с запасами 10 млрд. т, Большой Бурган (Кувейт) с запасами 9 млрд. т и другие месторождения – гиганты сосредоточены на Аравийской плите и на её границе с Загорской складчатой областью.

То, что сейсмичность, магматический и грязевой вулканизм, нефтегазоносность связаны с дегазацией Земли, не вызывает сомнений. Проблема состоит в выяснении этих связей. Занимаясь нефтегазоностью юга России, решение задачи удалось найти в развитии идей А.Н. Дмитриевского и Б.М. Валеева [8], реализованных нами построением вакуумно-взрывной флюидодинамической модели [9]. При этом речь идет не об абсолютном вакууме, а пьезоаномалиях – пьезоминимумах (вакуумных полостях) и пьезомаксимумах (флюидных камерах высокого давления). В определенных динамических условиях (разрывах сплошности среды) из камер происходят выбросы (впрыскивание) флюидов в полости, сопровождающиеся взрывами. Явление выброса можно проиллюстрировать взрывами газа в угольных шахтах, когда в результате расширения метано-угольной смеси возникает ударная волна. Важнейшим фактором взрыва выступает горное давление, «сброс» которого на границе забоя приводит к декомпрессии. Другой пример представляют извержения гейзеров как взрывов перегретого пара в результате «парлифта».

Вакуумно-взрывная модель не опровергает классическую модель очагов землетрясений, т.е. модель «упругой отдачи», но энергия для упругой отдачи может накопиться только в верхней части коры (до 20 км). Ниже этой границы температура пород составляет уже треть от температуры их плавления (они «размягчаются» и могут «ползти»), а очаги землетрясений наблюдаются и глубже (до 700 км). Для выхода из этого противоречия А.С. Понамаревым было предложена термодинамическая модель развития очага. Согласно ей накопленная упругая энергия приводит к триггерным процессам в очаге (по принципу парового котла). Флюид взрывается в закрытом объеме, разрушая породы в очаге. Землетрясения сопровождаются сконцентрированной энергией, эквивалентной взрыву 10 млн т тротила. Источник таких энергий должен обладать безграничной мощностью, легкостью фокусирования, пластичностью и скоростью выделения, реакцией на изменение среды с мгновенной компенсацией энергии.

По мнению А. Вола и А. Гилана таким источником энергии обладают сопровождающие землетрясения гелий и водород, образующиеся в результате процессов в мантии и ядре. Эти процессы в мантии и ядре сопровождаются выделением большой энергии, способной образовывать магмы. Декомпрессия в разломных зонах вызывает взрывное соединение гелия и водорода, а мантийные пары и газы расширяют разломы и, тем самым, ослабевают сочленения блоков. Взрывы разрушают очаг и приводят к падению давления, пока оно вновь не восстановиться по мере поступления водородно-гелиевой «врывчатки» с последующими взрывами (автершоками). На глубинах с температурой 200-500 °С уже возможно образование метана и этана, а также реакций Не с H_2O. Общеизвестно, что землетрясения сопровождаются активностью углеводородных флюидов с формированием и переформированием залежей нефти и газа.

Достоверность вакуумно-взрывной флюидодинамической модели проверена авторами на примере вертикальной зональности южного борта Западно-Кубанской впадины, к которой приурочены грязевой вулканизм и нефтегазоносность. В результате литолого-геохимических исследований разреза Кубанской глубокой скважины (3961 м) выявлены (сверху вниз): смектитовая зона (300 м), зона смешанослойных минералов (400-500 м) и иллитовая зона (500 м), каждая из которых характеризуется определенным соотношением смектита и гидрослюды.

Выяснилось, что иллитизация (гидрослюдизация) вызывает дегидратацию и разжижение (флюидизацию) глин, образование АВПД, диапиризм и грязевой вулканизм. С этим же процессом связывается насыщение флюидов углеводородами. Следовательно, на глубине 3-4 км находятся зоны иллитизации и связанные с ней очаги грязевого вулканизма и дегазации.

Глубже зоны иллитизации располагается зона гидротермального метасоматоза и серпентинизации смектитов. Отдельные выходы серпентинов наблюдаются вдоль Ахтырско-Тырнаузского глубинного разлома. Вместе с серпентинизацией в этой зоне происходит вынос с глубины углеводородов (Анастасьевско-Краснодарская нефтегазоносная зона). При этом серпентиниты экранируют углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию с образованием метана, пропана, бутана и других углеводородов. Эти углеводороды при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений при температуре более 350 °С формируют и все другие химические соединения нефти. В этом отношении Ахтырско-Тернаузский шов следует рассматривать как палеосейсмофакальную зону между Западно-Кубанским палеожелобом и Западно-Кавказской палеоостравной дугой. Западно-Кубанская впадина – это элемент Предкавказского краевого прогиба.

Впервые вопрос о тектонической природе островных дуг и желобов возник, когда мы проводили полевые исследования Восточной Камчатки [5]. В результате выяснилось, что Карагино-Пахачинская офиолитовая зона представляет собой фрагмент выхода на поверхность сейсмофокальной зоны Беньофа, которая отделяет Курильскую островную дугу от Курило-Камчатского желоба.

При компенсации желоба осадками и превращении его в краевой прогиб создаются благоприятные структурно-литологические условия для формирования месторождений нефти и газа. Формирование нефтегазоносных залежей связано с флюидодинамической активностью офиолитовой зоны. Офиолитовый шов представляет собой палеосейсмофокальную зону, до сих пор сохранившую свою сейсмическую активность. По крайней мере, для офиолитовых швов достоверность вакуумно-взрывной флюидодинамической модели можно считать доказанной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А. Храмов Н.А. Шовные зоны как особый тип глубинных разломов (на примере Карагино-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки) // ДАН СССР. 1972. Т.207. №3. С. 683-685.

2. Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Синюков В.И., Храмов Н.А., Юнов А.Ю. Тектоническая терминология зон перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры // Вопросы общей и теоретической тектоники. Сборник статей. Хабаровск. 1971. С. 5-15.

3. Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ. Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.

4. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Циклитовая модель слоистой структуры земной коры // Материалы XL тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2007. С. 222-225.

5. Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Тектоническая природа островных дуг, желобов, окраинных и внутренних морей // Общие и региональные проблемы тектоники. Материалы совещания. М.: ГЕОС. 2008. С. 282-286.

6. Дроздовская А.А. Химическая эволюция океана и атмосферы в геологической истории Земли. Киев: Наукова Думка, 1990. 208 с.

7. Велинский В.В. Концепция гидротермально-метасоматического происхождения альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1992. 69 с.

8. Дмитриевский А.Н., Валеев Б.М. Углеводородная ветвь дегазации в исследованиях по проблеме «Дегазация Земли» // Дегазация Земли. Материалы конференции. М.: ГЕОС. 2008. С. 3-6.

9. Наумова Е.В., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Сейсмичность, грязевой вулканизм, нефтегазоносность и дегазация Земли // Дегазация Земли. Материалы конференции. М.: ГЕОС. 2008. С. 334-336.

СВЯЗИ МИКРОСЕЙСМИЧНОСТИ, БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ НА ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКАХ ЮГО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИИ

Спунгин В.Г. [1], Сыстра Ю.Й. [2]

[1] Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, spungin@idg.chph.ras.ru
[2] Горный институт Таллиннского института, г. Таллинн, Эстония, systra@staff.ttu.ee

Микросейсмические события (микротресни, микроземлетрясения) являются одним из прямых признаков и проявлением современной активности локальных участков геологической среды и зон разрывных нарушений. Интенсивность микросейсмической эмиссии определяется комплексным действием эндогенных, экзогенных и космогенных факторов. Эндогенные (тектонические) определяют накачку энергии в среду, а роль экзогенных и космогенных факторов является преимущественно инициирующей, определяющей временное распределение сейсмических событий. Деформации в очагах микросейсмических событий (10^{-9}-10^{-7}) по величине сопоставимы с деформациями, создаваемыми в среде лунно-солнечными приливами, и очевидно, что некоторая часть событий может быть вызвана действием самих приливных возмущений. Поскольку практический интерес представляет оценка современной активности именно эндогенных (тектонических) процессов, актуально исследование роли эндогенных и экзогенных факторов в природе естественных микросейсмических событий (МС).

Авторы более 10 лет выполняют микросейсмические исследования с мобильной сейсмической сетью на локальных участках Восточно-Европейской платформы. Регистрация микросейсмической эмиссии выполняется с локальной мобильной сетью сейсмоприемников, размещаемых на поверхности исследуемого участка. Методика работ и чувствительность сейсмических каналов позволяют выделять микросейсмические события от 0,…-2 энергетических классов. Исследуются связи амплитудно-частотных характеристик и пространственно-временного распределения МС с блоковым строением среды, тенденциями неотектонических движений и некоторыми экзогенными факторами: лунно-солнечными приливными возмущениями, атмосферным давлением и др. [1, 4, 5 и др.].

В последние годы наиболее продолжительные наблюдения (до 17 суток непрерывной регистрации) выполнены на трех участках юго-востока Фенноскандинавского щита: Паанаярви, Калевала и Заонежье (Карелия). На всех участках древние кристаллические образования выходят на поверхность и отмечаются признаки повышенной современной активности, в частности, интенсивные постледниковые сейсмодислокации, относительно высокая региональная сейсмичность и др. Вместе с тем каждый из участков заметно отличается друг от друга по блоковому строению (размерам и форме блоков) и направленности блоковых движений. Частично результаты работ по отдельным участкам опубликованы в работах [4, 5 и др.]. Анализ имеющихся данных по всем участкам показывает, что зависимость интенсивности микросейсмической эмиссии от отдельных экзогенных факторов на разных участках неодинакова, и позволяет предположить, что она определяется особенностями блокового строения, и тенденциями современных блоковых движений в пределах участков наблюдений. На участках, характеризующимся доминированием сдвиговых субгоризонтальных блоковых движений на современном (новейшем) этапе тектонического развития (участок Паанаярви) отмечается связь временного распределения МС с приливными возмущениями латеральной направленности. А на участках с тенденциями преимущественно вертикальных современных подвижек и преобладанием субвертикально ориентированных блоковых границ (участки Калевала и Заонежье) отмечается корреляция интенсивности микросейсмической эмиссии с экзогенными и космогенными возмущениями вертикальной ориентировки.

<u>Участок Паанаярви</u> находится к северо-востоку от одноименного озера, в зоне Паанаярвско-Кукасозерского регионального разлома, образованного в протерозойское время и интерпретируемого как правосторонний сдвиг. Участок сложен древними архейскими и протерозойскими метаморфическими и магматическими породами. В районе отмечаются многочисленные признаки современной активности, установлены постледниковые сейсмодислокации (рис. 1) с характерными для недавних землетрясений признаками [2]. Регион в целом отличается повышенной сейсмической активностью в пределах Карелии и всего Фенноскандинавского щита [6]. На участке развиты многочисленные мелкие разломы и трещины длиной от десятков до сотен метров, разбивающие участок на блоки разного размера и формы. В блоковой структуре участка выделены многочисленные зоны растяжения, свидетельствующие о развивающемся сдвиге в объеме горных масс [5]. На рис. 2 пред-

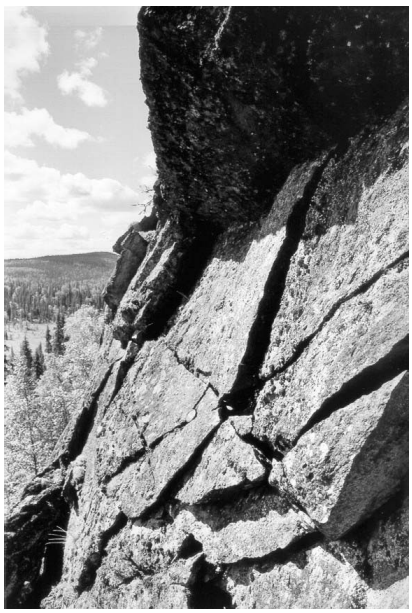


Рис. 1. **Постледниковые сейсмодислокации на участке Паанаярви**

ставлены графики интенсивности микросейсмической эмиссии на участке Паанаярви и вертикальной составляющей лунно-солнечного прилива, где хорошо видна суточная периодичность микросейсмической эмиссии. При этом максимумы интенсивности наблюдаются на заходе Луны, когда наиболее велики горизонтальные составляющие приливных возмущений.

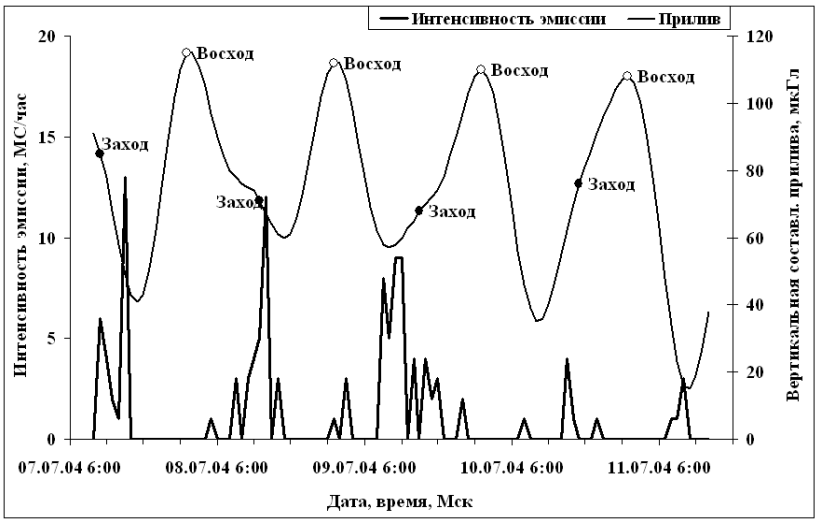


Рис. 2. **Интенсивность эмиссии МС на участке Паанаярви; ряд 1 – МС с преобладающей частотой 9-40 Гц, ряд 2 – МС с преимущественной частотой 2-9 Гц, ряд 3 – приливной эффект**

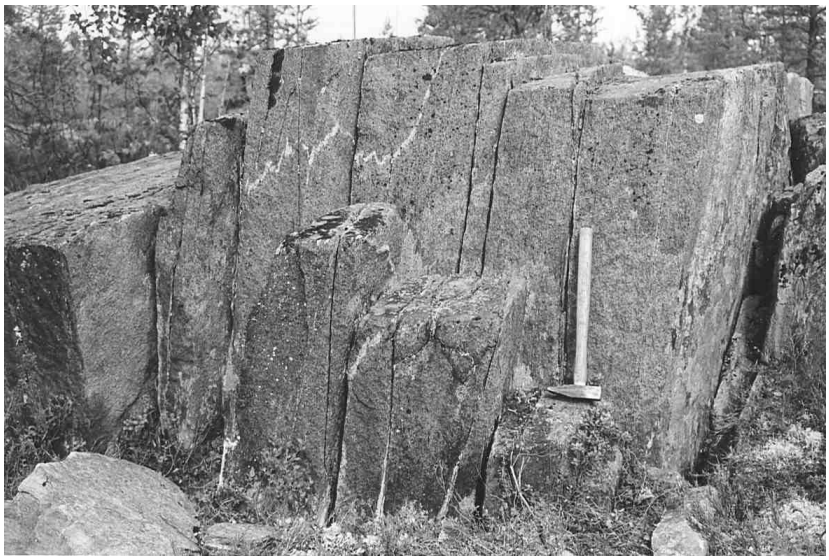


Рис. 3. **Постледниковые сейсмодислокации, взброшенные или выжатые (?) блоки, на участке Калевала**

Максимальные величины горизонтальных приливных деформаций достигали в данном случае - $18x10^{-9}$ (расчет выполнен по программе ETGTAB) и наблюдались на азимутах (150-180) градусов. Вероятно, эти направления являлись в данном случае наиболее благоприятными для релаксации эндогенных напряжений посредством микросейсмической эмиссии.

Участок Калевала расположен в пределах Шомбозерской структуры, в 20 км северо-восточнее пос. Калевала и представляет собой гладкий, зализанный ледником, почти не трещиноватый «бараний лоб», сложенный раннепротерозойскими рассланцованными коматитовыми базальтами. На участке наблюдаются многочисленные постледниковые сейсмодислокации, выраженные выжиманием или взбросом блоков по близ-вертикальным границам [2], см. фото рис. 3.

Уровни максимумов микросейсмической эмиссии, зарегистрированной на участке Калевала приблизительно такие же, как и на участке Паанаярви. При этом отмечается заметная корреляция интенсивности микросейсмической эмиссии с вертикальной составляющей лунно-солнечного прилива, точнее с ее длиннопериодной приливной гармоникой MSF или MF.

На рис. 4 хорошо видно, что в течение периода наблюдений увеличивается средняя амплитуда приливного эффекта и уменьшается размах ее суточных колебаний. При этом среднечасовая эмиссия МС за этот период увеличилась на порядок, а среднесуточная приблизительно в 3-4 раза.

Участок Заонежский расположен на крыле Путкозерской синклинали в центральной части Онежского синклинория. Последний является крупнейшей структурой раннепротерозойского осадочного чехла Карельского кратона. Участок сложен слабо метаморфизованными габбро-диабазами, которые образуют многочисленные крутые уступы и вытянутые в северо-западном направлении гряды, их характеризует четкая вертикальная блоковая расслоенность [3]. В пределах участка развиты многочисленные сейсмодислокации в коренных породах, установлено нарушение слоистости донных осадков озер, а в северной части Заонежского полуострова по историческим данным в 1901 г. произошло землетрясение с магнитудой 3,0 (±1) [6].

Результаты наблюдений на участке Заонежский (рис. 5, 6) показали, что наиболее сильная корреляция интенсивности микросейсмической эмиссии отмечается с атмосферным давлением. Увеличение интенсивности

эмиссии наблюдается при уменьшении атмосферного давления. При этом данная зависимость отмечается как для относительно длительных периодов (на протяжении двух суток, с 17 по 19 августа 2006 г), так и для относительно коротких (единицы часов 10 августа 2006 г.).

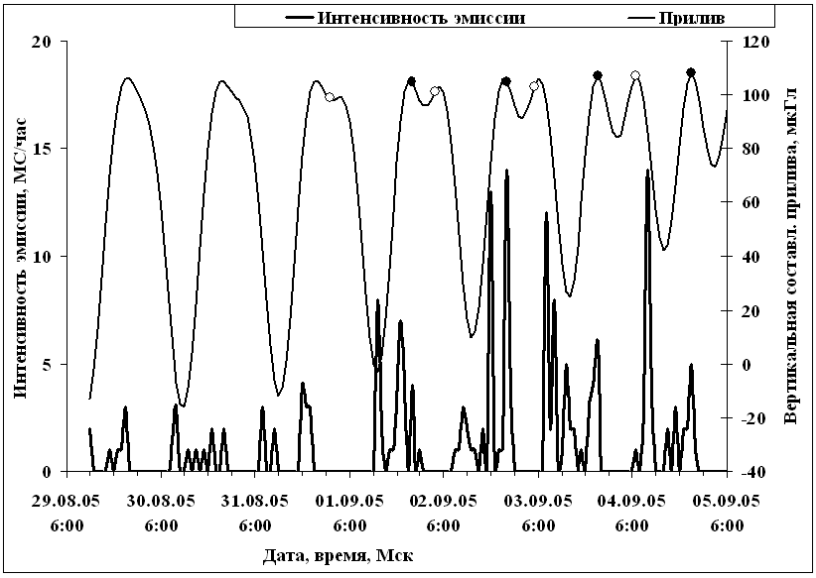


Рис. 4. **Интенсивность эмиссии МС на участке Калевала; ряд 1 – эмиссия МС, ряд2 – лунно-солнечный приливной эффект**

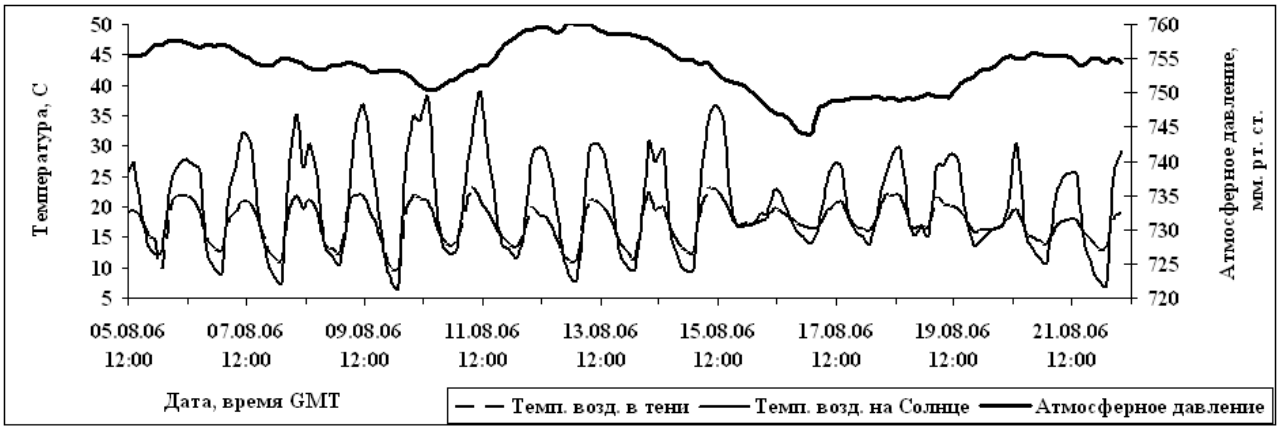


Рис. 5. **Графики метеонаблюдений на участке Заонежский**

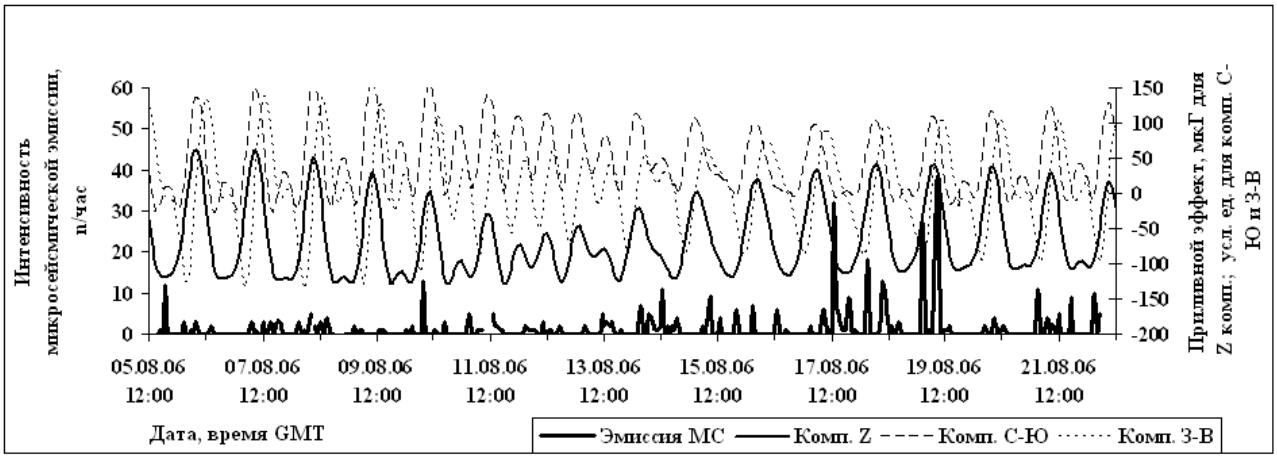


Рис. 6. **Графики микросейсмической эмиссии и составляющих лунно-солнечного прилива**

Таким образом, взаимодействие различных факторов в природе микросейсмичности имеет сложный характер. Представляется, что связи отдельных экзогенных факторов с интенсивностью микросейсмической эмиссии сильнее проявляются в случаях согласной ориентировки элементов залегания блоковых границ и тенденций современных блоковых движений с направлением воздействий, образующихся при возмущениях космогенной и экзогенной природы. Отсутствие корреляции временного распределения микросейсмической эмиссии и экзогенных возмущений может являться признаком повышенной роли эндогенной составляющей микросейсмичности и, по-видимому, современной активности среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Спунгин В.Г. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 2. Микросейсмичность. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 81-90.

2. Сыстра Ю.Й., Шаров Н.В., Зыков Д.С., Щукин Ю.К. Геологические и геофизические признаки проявления постледниковых землетрясений в районе Паанаярви и Калевалы, Северная Карелия // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Мат. Одиннадцатой Межд. научной конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 331-334.

3. Макаров В.И., Щукин Ю.К. О сейсмотектонике Заонежского полуострова (Карелия) и некоторых общих вопросах новейшей геодинамики области сочленения Балтийского щита и Русской плиты // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Межд. геол. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2007 г. Том 1. С. 33-39.

4. Спунгин В.Г., Бурчик В.Н., Самусев И.Л. Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений в пределах Восточно-Европейской платформы // Геофизика XXI столетия: 2005 год. Сб. тр. Седьмых геофиз. чтений им. В.В. Федынского. Москва: Научный мир, 2006. С. 250-256.

5. Спунгин В.Г., Зыков Д.С., Бурчик В.Н. Микросейсмичность локальных структур Фенноскандии. // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Мат-лы XII межд. конф. Воронеж: Воронежский Гос. Ун-тет, 2006 г. Том II. С. 179-183.

6. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 352 с.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ОЦЕНКИ ВКЛАДА КАЖДОГО ВЕЩЕСТВЕННОГО СЛОЯ В ПОЛНУЮ МОЩНОСТЬ КОРЫ

Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С.

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина, irinam@igph.kiev.ua

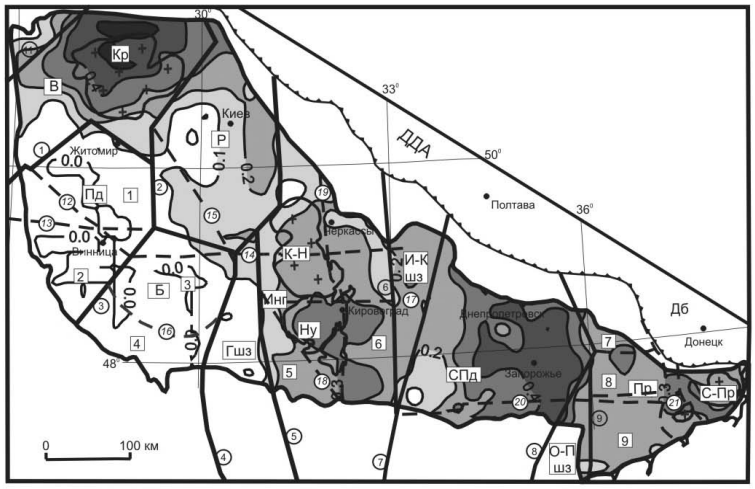
Трехмерная плотностная модель Украинского щита (УЩ), построенная при использовании результатов переинтерпретации сейсмических данных вдоль геотраверсов и профилей ГСЗ и материалов петрофизических исследований, позволила получить новые данные о распределении плотности в земной коре каждого мегаблока УЩ, выделить области распространения коромантийной смеси, а также рассчитать гравитационный эффект мантийной составляющей гравитационного поля [1].

Полученное распределение плотности в объеме земной коры УЩ послужило исходными данными для оценки мощности «гранитного», «диоритового» и «базальтового» слоев земной коры (верхняя, средняя и нижняя кора), для которых были приняты значения плотности, обоснованные ранее [2-6]: $\rho<2{,}75$, $\rho = 2{,}75 - 2{,}90$ и $\rho > 2{,}90$ г/см^3, соответственно. В целом для УЩ наблюдаются определенные соотношения мощностей этих слоев [7]. Так, западная часть щита характеризуется уменьшением мощности «гранитного» слоя вплоть до полного исчезновения с одновременным увеличением мощности «базальтового» (исключение составляет Коростенский плутон). При этом «диоритовый» слой на большей части этого региона имеет достаточно стабильную 20-ти километровую мощность, за исключением юго-западной части Подольского и Бугского мегаблоков, где он утолщается до 25 км. «Базальтовый» слой дифференцирован, площади его максимальной мощности охватывают Ингулецко-Криворожскую шовную зону, восточную часть Ингульского мегаблока, и западную Среднеприднеровского. Минимальными значениями характеризуется Приазовский мегаблок. Мощность «базальтового» слоя колеблется в очень широком диапазоне, при утонении или отсутствии «гранитного» слоя она растет и достигает максимальных величин в Бугском мегаблоке и Голованевской шовной зоне.

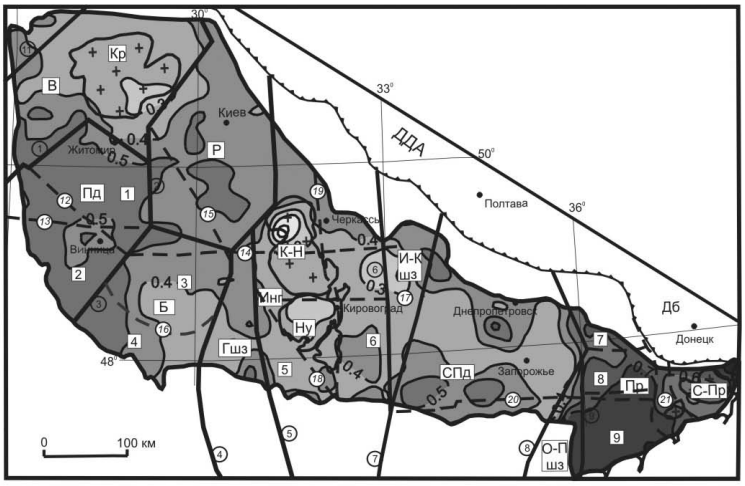
Отношение мощности каждого слоя к общей мощности коры, выраженное в процентах, является количественным показателем ее основности, а название типов коры отвечает преобладающей части (доле) того или иного слоя.

Доля «гранитного» слоя в пределах щита характеризуется коэффициентом 0-0,5 (рис. 1, а). Наименьшие значения отвечают Подольскому и Бугскому мегаблокам (0-0,1), а наибольшие – Волынскому (0,5) и Средне-

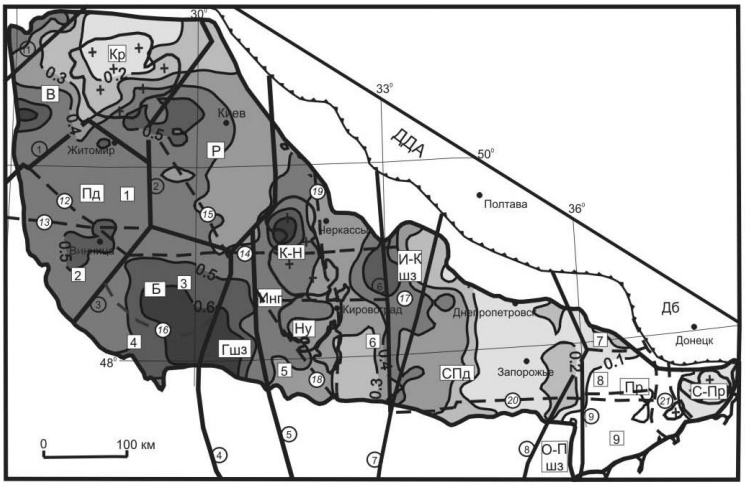
приднепровскому (0,4). Доля «диоритового» слоя (рис. 1, б) наибольшая в Западном Приазовье (0,7) и Подольском мегаблоке (0,5), а наименьшая в Волынском, Ингульском и Среднеприднепровском мегаблоках, где основная территория характеризуется коэффициентом 0,3-0,4, а на отдельных участках – 0,3-0,2. Максимальная доля «базальтового» слоя (более 0,6) отвечает Голованевской шовной зоне (рис. 1, в), а также северо-западу Ингульского и юго-западу Волынского мегаблоков. Нулевые значения характерны для Западного Приазовья. Всем остальным структурам отвечают доли 0,1-0,3.



а



б



в

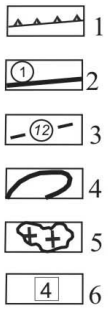


Рис. 1. **Вклад (доля) «гранитного» (а), «диоритового» (б) и «базальтового» (в) слоев в полную мощность коры Украинского щита.**

1 –граница Припятско- Днепровско-Донецкого авлакогена; 2 – межмегаблоковые зоны разломов: 1 – Тетеревская, 2 – Брусиловская, 3 – Немировская, 4 – Тальновская, 5 – Первомайская, 6 – Западно-Ингулецкая, 7 – Криворожско-Кременчугская, 8 – Орехово-Павлоградская, -9 – Азово-Павлоградская, 10 – Луцкая; 11 – Сущано-Пержанская; 3 – зоны разломов: 12- Хмельникская, 13- Хмельницкая, 14 – Лукашевско-Тимошевская, 15- Сарненско-Варваровская, 16- Бершадская, 17 – Субботско-Мошоринская, 18 – Центральная, 19 – Кировоградская, 20 – Конкская, 21- Центрально-Приазовская; 4 – контур Украинского щита; 5 – массивы: Кр – Коростенский, К-Н – Корсунь-Новомиргородский, Ну – Новоукраинский, З-Пр – Западно-Приазовский; 6 – блоки второго порядка: 1 – Бердичевский, 2 – Бугско-Днестровский, 3 – Гайсинский, 4 – Гайворонский, 5 – Братский синклинорий, 6 – Ингульский синклинорий, 7 – Волчанский, 8 – Гуляйпольский, 9 – Андреевский. Мегаблоки УЩ: В – Волынский; Пд – Подольский; Р – Росинский; Б – Бугский; Инг – Ингульский; СПд – Среднеприднепровский; Пр – Приазовский. Шовные зоны: Гшз – Голованевская; И-Кшз – Ингулецко-Криворожская; О-Пшз – Орехово-Павлоградская

С учетом предыдущего опыта, который был использован при составлении Схемы глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы [3], для Украинского щита определены пять типов коры (рис.2). Следует отметить достаточно условные интервалы вклада слоев в мощность коры для принятых типов. Они составляют практически непрерывный ряд, но главный принцип соблюден для гранитного, диоритового и базальтового типов, где части соответствующих слоев составляют 0,4-0,5 и больше от полной мощности коры.

Гранитный тип характерен для Коростенского плутона (рис. 2).

Гранитно-диоритовый тип присутствует в Волынском, Ингульском и Среднеприднепровском мегаблоках, а также в Ингулецко-Криворожской шовной зоне. В Волынском мегаблоке он оконтуривает с запада, юга и востока область распространения коры гранитного типа. В Ингульском мегаблоке гранитно-диоритовый тип коры с севера ограничен Субботско-Мошоринской зоной разломов, с востока – Западно-Ингулецким разломом, с запада – тектоническим швом Херсон-Смоленск. В Ингулецко-Криворожской зоне разломов этот тип коры распространен по всей ее территории за исключением северо-запада, где вдоль Западно-Ингулецкого разлома присутствует небольшая область коры диоритового типа. В центре Среднеприднепровского мегаблока гранитно-диоритовый тип коры распространен узкой полосой. К востоку мегаблока область его распространения ограничена Орехово-Павлоградской зоной разломов.

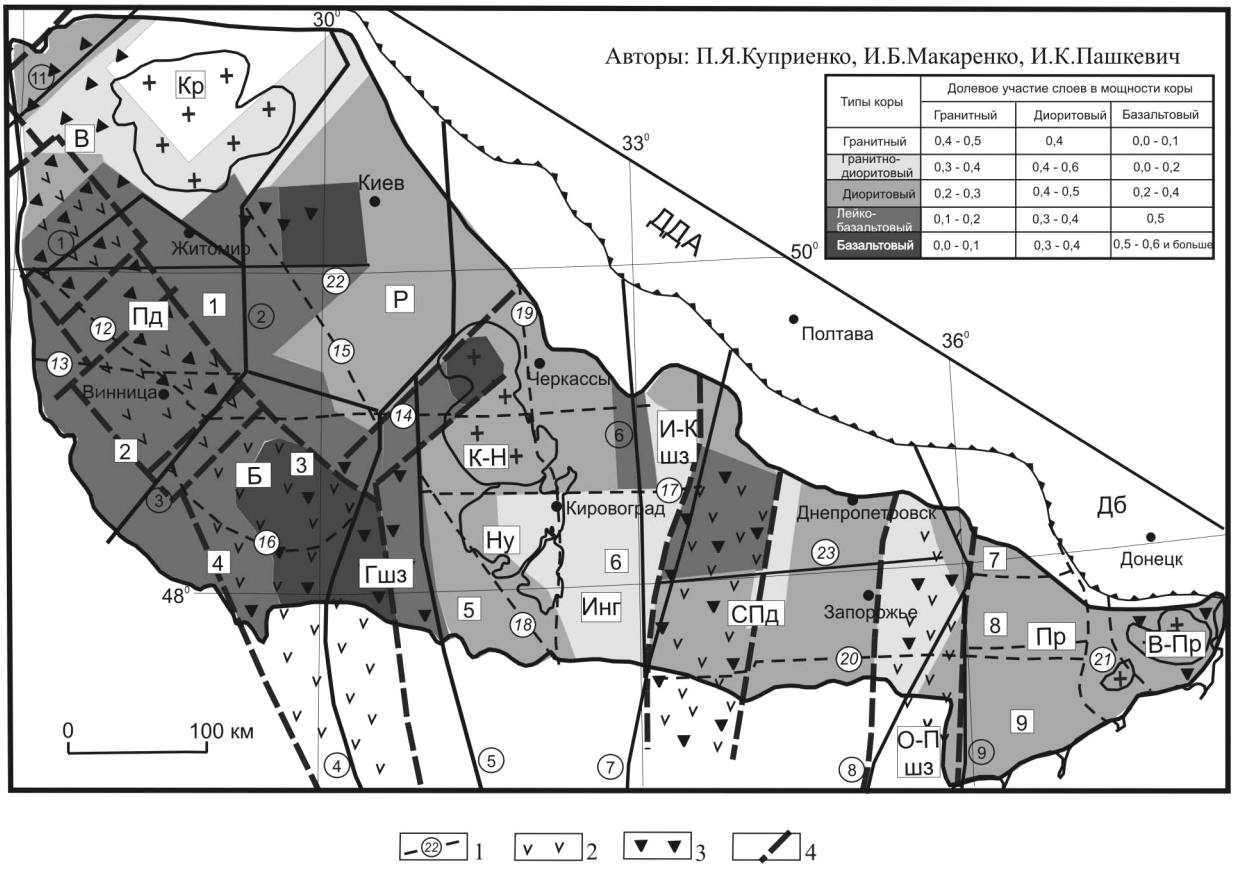


Рис. 2. **Схема прогнозного состава земной коры Украинского щита, построенная по данным трехмерного гравитационного моделирования.**

1 – зоны разломов: 22 – Андрушевская, 23 – Девладовская; 2 – коромантийная смесь по данным ГСЗ; 3 – коромантийная смесь по данным трехмерного гравитационного моделирования; 4 – проекция на дневную поверхность резкого смещения раздела М

Диоритовый тип коры распространен на юго- и северо-западе Волынского, на значительной части Росинского, Ингульского, Среднеприднепровского, Приазовского мегаблоков, а также в Орехово-Павлоградской шовной зоне.

Лейкобазальтовым типом коры характеризуется Подольский мегаблок, запад Бугского и Росинского и северо-запад Среднеприднепровского мегаблоков, а также восток и север Голованевской шовной зоны.

Базальтовый тип коры распространен на юго-востоке Бугского мегаблока, западе Голованевской шовной зоны и в центре Росинского мегаблока (западнее г. Киев) на северо-западе Корсунь-Новомиргородского плутона.

В западной части Украинского щита преобладают лейкобазальтовый и базальтовый типы коры. В восточной – диоритовый и гранитно-диоритовый. Таким образом присутствует региональная закономерность уменьшения основности коры щита с запада на восток, что подтверждает сделанный ранее [8] вывод о существовании трех надструктурных элементов в юго-западной части Восточно-Европейской платформы – Западного, Центрального и Восточного сегментов, которые отличаются средней мощностью коры, ее составом, структурным планом и дифференциацией рельефа раздела М. Уменьшение основности наблюдается и в шовных зонах: от базальтового и лейкобазальтового типов коры в Голованевской шовной зоне до лейкобазальтового и гранитно-диоритового в Ингулецко-Криворожской шовной зоне и диоритового в Орехово-Павлоградской (рис. 2).

Сопоставляя полученные результаты прогнозного состава коры по данным трехмерного плотностного моделирования с аналогичной типизацией, сделанной только по данным ГСЗ [3], можно отметить, что нами получены данные о большей основности коры в целом. Данные трехмерного моделирования дали дополнительную информацию о дифференциации вещественного состава «диоритового» и «базальтового» слоев в пределах каждого из прогнозируемых типов коры.

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. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наук.думка, 1981. 261 с.

3. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000 / Гл. ред. А.В.Чекунов. Киев: Госкомгеология, 1992. – 6 л.

4. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований / Гл.ред. Чекунов А.В. Киев: Наук. думка, 1993. 258 с.

5. Свешников К.И., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Красовский А.С. Соотношение приповерхностного и глубинного строения земной коры Украинского щита: новые аспекты синтеза геологических и геофизических данных // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Тез.докл. Москва: ГЕОС, 1998. С. 161-163.

6. Красовский С.С., Куприенко П.Я., Красовский А.С. Схемы мощностей слоев консолидированной земной коры Украинского щита, ДДв и Донбасса // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тез.докл. Москва: ОИФЗ РАН, 2001. С. 52-54.

7. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Вещественный состав земной коры Украинского щита по результатам трехмерного гравитационного моделирования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тез. докл. Москва: ИФЗ РАН, 2007. С.156-160.

8. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Кутас Р.И. Глубинное строение Украинского щита // Геофиз. журн. 2002. Т.24. № 6. С.36-48.

СООТНОШЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ, КОРОВЫХ И МАНТИЙНЫХ СТРУКТУР В КИРОВОГРАДСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (Украинский щит)

Старостенко В.И.[1], Казанский В.И.[2], Дрогицкая Г.М.[1], Макивчук О.Ф.[3], Попов Н.И.[3], Тарасов Н.Н.[2], Трипольский А.А.[1], Цветкова Т.А.[1], Шаров Н.В.[4]

[1] Институт геофизики им. С.И.Субботина НАНУ, г. Киев, Украина
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва,
[3] КП «Кировгеология», г. Киев, Украина
[4] Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск,

Украинский щит состоит из шести мегаблоков. Они отличаются по тектоническому строению, формационным признакам докембрийских комплексов, магматизму, глубинному строению и металлогении. Кировоградский рудный район расположен в Ингульском мегаблоке, который представляет собой протоплатформенную область, испытавшую в середине протерозоя тектономагматическую активизацию (протоактивизацию). Наиболее яркое ее проявление – формирование Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов. В 1965 г. вблизи г. Кировограда было открыто крупное урановое месторождение, залегающее не в железорудной криворожской серии, а в гранитоидах и гнейсах. Затем были обнаружены другие месторождения, принадлежащие к особому промышленно-генетическому типу ураноносных натровых метасоматитов (альбититов) и доказано, что в совокупности они образуют крупный урановорудный район [1,2]. Кроме того, в Кировоградском районе выявлены месторождения и рудопроявления золота [9] и лития [6], а также рудопроявления других металлов (Ta, Nb, Pb, Zn, Bi, Au, Ti). Таким образом, в целом он представляет собой полиметальный рудный район (рис. 1). В настоящее время Кировоградский район рассматривается как один из важных объектов для развития минеральных ресурсов Украины.

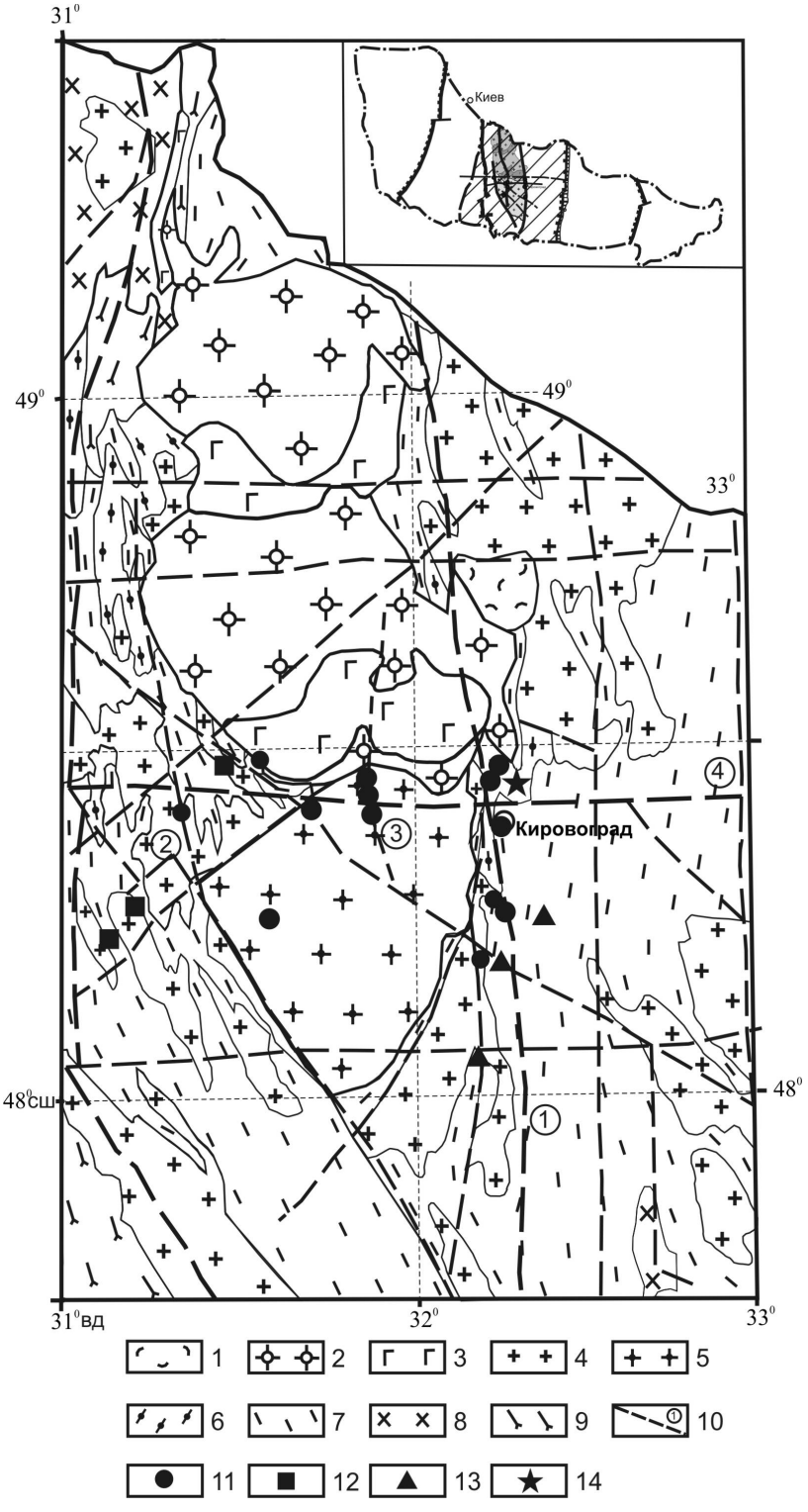


Рис. 1. **Схема геологического строения Кировоградского рудного района**

1 – Болтышская астроблема (MZ); 2-3 – породы Корсунь-Новомиргородского плутона (PR_1): граниты рапакиви (2), габбро, габбро-анортозиты (3); 4-5 – граниты Новоукраинского массива (PR_1): кировоградские (4), новоукраинские (5); 6 – мигматиты; 7 – гнейсы ингуло-ингулецкой серии (PR_1): 8 – граниты подольского комплекса (AR); 9 – гнейсы днестрово-бугской серии (AR); 10 – разрывные нарушения: цифры в кружках – разломы: Кировоградский (1), Звенигородско-Анновский (2), Новоконстантиновский (3), Субботско-Мошоринский (4); 11-14 – месторождения и рудопроявления: урана (11), лития (12), золота (13), кимберлиты (14). На врезке показано деление Украинского щита на мегаблоки. Заштрихован Ингульский мегаблок.

Новоукраинский гранитоидный и Корсунь-Новомиргородский массив гранитов рапакиви и габбро-анортозитов несомненно отличаются по ассоциациям и составу магматических пород, формационным признакам и внутреннему строению. Вместе с тем оба массива приурочены к трансрегиональному тектоническому шву Херсон-Смоленск и по данным объемного плотностного моделирования коры и верхней мантии Ингульского мегаблока [5] на глубине 17-20 км соединяются в единое аномальное тело повышенной плотности (рис. 2). Одинаковая пространственная позиция и принадлежность обоих массивов к одному тектоническому, магматическому и металлогеническому циклу (2.1-1.7 млрд. лет) позволяет объединить их в единый многофазный Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, протягивающийся с юга на север на 150 км.

В результате многолетних поисковых, разведочных и научных работ установлены три важные закономерности локализации рудной минерализации в Кировоградском рудном районе. Общий для района субмеридиональный структурный план определяет ориентировку рудоносных зон и доминирует в рудных полях и на месторождениях. Вместе с тем урановое, золотое и литиевое оруденение концентрируются в субширотной Субботско-Мошоринской системе разломов, дискордантной относительно субмеридиональных структур. И, наконец, большинство известных в настоящее время рудных месторождений и рудопроявлений располагается в Новоукраинском массиве и в его экзоконтактных зонах.

Сопоставление поверхностных, коровых и мантийных структур Кировоградского рудного района [4,8] имеет целью объяснить некоторые из этих закономерностей.

Пространственная связь рудных месторождений, прежде всего урановых, с Новоукраинским гранитоидным массивом обусловлена его условиями формирования и внутренним строением. Новоукраинский массив образовался на абиссальном уровне глубинности путем магматического замещения, частичного плавления раннедокембрий-

ской коры, двухфазного внедрения гранитной магмы и во время кристаллизации и остывания дважды подвергся интенсивному сжатию. В результате в массиве возникла резкая пространственная гетерогенность по составу и петрофизическим свойствам пород. Она проявилась и в его экзоконтактных зонах.

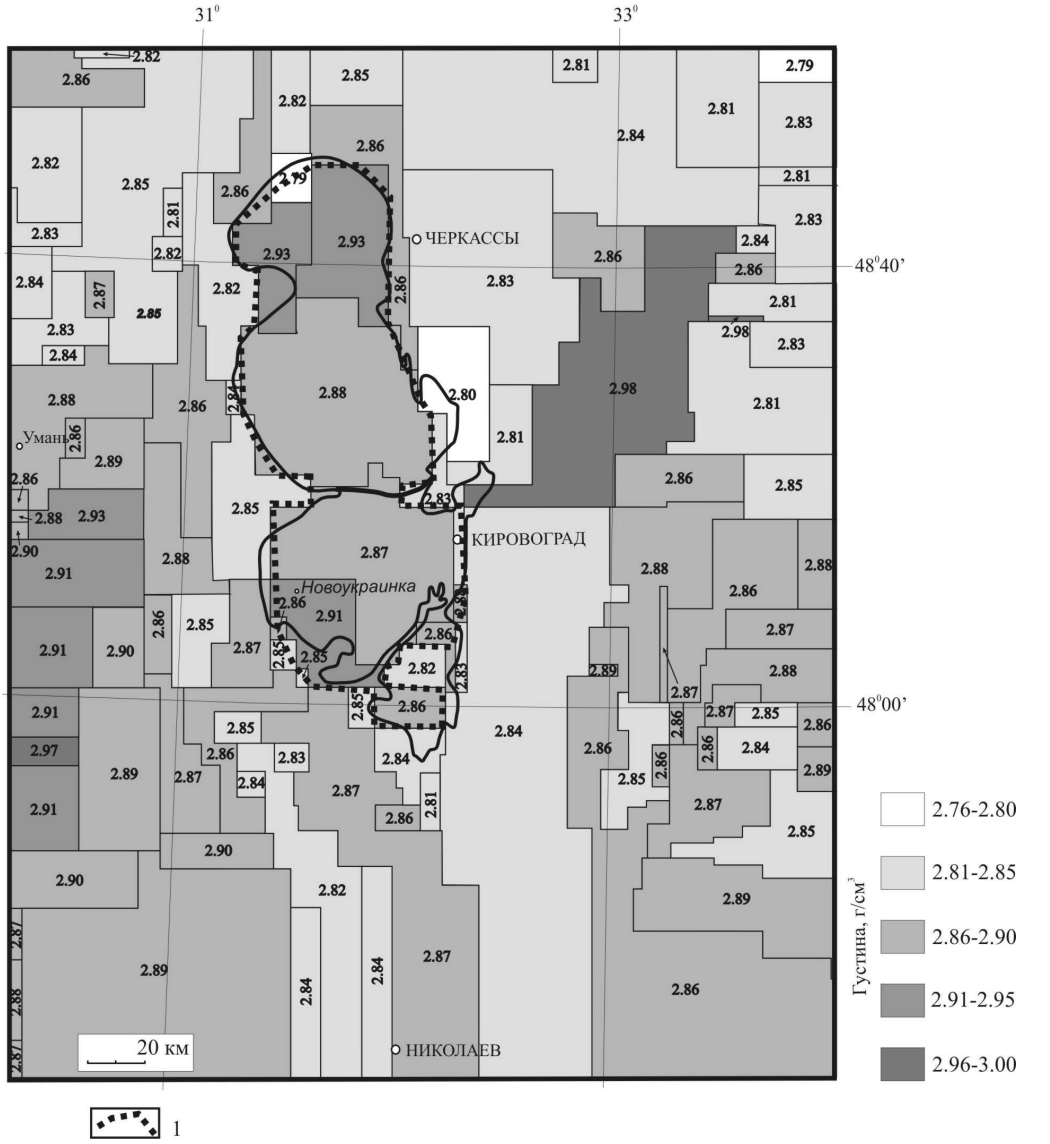


Рис. 2. **Схема распределения плотности коры (г/см^3) в Ингульском мегаблоке на глубине 20 км. 1 – контур уплотненного блока в низах Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов**

Урановосные среднетемпературные натровые метасоматиты образовались в принципиально иной обстановке. Они локализуются в мощных зонах катаклаза и регрессивных изменений кристаллических пород. Вместе с тем они наследуют положение более ранних структурных элементов – зон гранитных инъекций, внутриразломных складок, протоклаза, бластомилонитовых и бластокатаклазитовых швов. Зональные тела среднетемпературных натровых метасоматитов также образованы в условиях хрупких деформаций и урановые руды в них строго приурочены к внутренней альбититовой зоне метасоматических ореолов.

Поражают масштабы проявления урановорудного метасоматического процесса в Кировоградской зоне, приуроченной к восточному экзоконтакту Новоукраинского массива (рис. 3). На 25-километровом ее отрезке залежи натровых метасоматитов протягиваются по простиранию и на глубину на многие сотни метров при мощности в десятки метров и кулисообразно сменяют одна другую. Аналогичным образом располагаются альбититы с урановыми рудами. Во внутренней части массива важную роль в локализации урановосных метасоматитов играют не только субмеридиональные, но также диагональные разрывы, причем максимальных размеров метасоматические залежи и рудные тела достигают в местах искривления и сочленения тех и других.

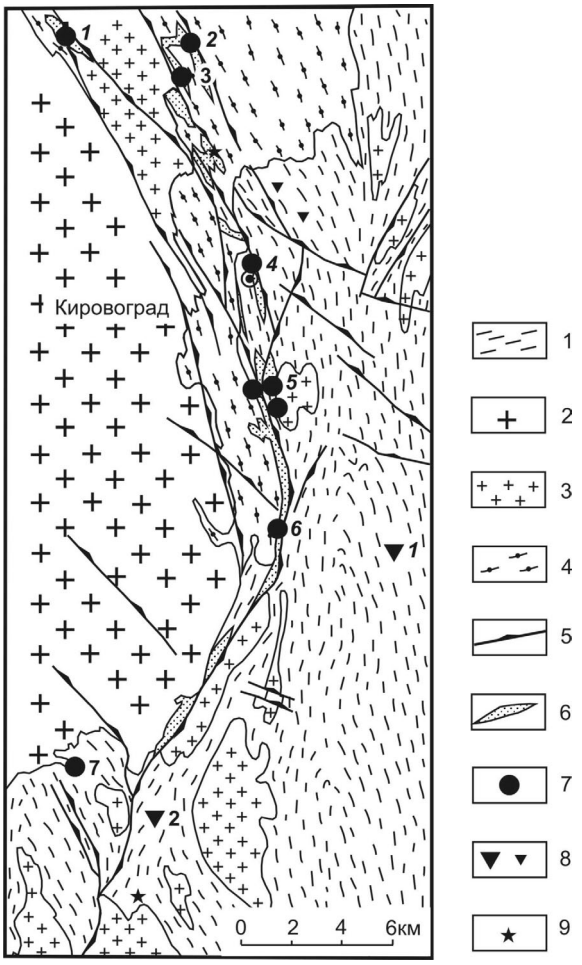


Рис. 3. **Схема размещения месторождений урана и золота в Кировоградской зоне разломов.**

1 – гнейсы; 2 – новоукраинские гранитоиды; 3 – кировоградские граниты; 4 – мигматиты; 5 – разломы; 6 – натровые метасоматиты; 7 – месторождения урана (1 – Щорсовское, 2 – Северинское,
3 – Мичуринское, 4 – Юрьевское); 8 – месторождения (а) и рудопроявления (б) золота (1 – Клинцовское, 2 – Юрьевское); 9 – дайки кимберлитов и лампроитов; 10 – сейсмические профили и их номера

На этом фоне проявления золоторудной минерализации пользуются более ограниченным распространением. Золоторудная минерализация сосредоточена в Кировоградской зоне в виде минералогических находок в ураноносных натровых метасоматитах и небольших месторождений золота на флангах Кировоградской зоны. Последние относятся к малосульфидному штокверковому типу и сопровождаются окварцеванием вмещающих кристаллических пород. На основании изотопных анализов свинца в галените предполагается, что золоторудная минерализация образовалась раньше урановой. Но это предположение не согласуется с геологическими данными. Литиевые месторождения локализуются западнее Новоукраинского массива и приурочены к небольшим телам гранитов и аплит-пегматитов, окруженных гнейсами и преобразованных в кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты. Возраст последних близок возрасту урановых руд в альбититах.

В современном эрозионном срезе установлена только северная граница субширотной полосы, в которой сосредоточены месторождения урана, золота и лития. Она совпадает с контактом Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов и отождествляется с одним из разломов Субботско-Мошоринской системы. По данным сейсмических исследований на глубине Субботско-Мошоринская система разломов выражена гораздо четче, чем на поверхности. Это один из отличительных признаков Кировоградского рудного района.

В центральной части Ингульского мегаблока выполнены детальные сейсмические исследования по системе взаимопересекающихся профилей и геотраверсов. Ведущее место в них принадлежит методам глубинного сейсмического зондирования, обменных волн землетрясений и корреляционному методу преломленных волн. Установлено, что средняя мощность коры в Ингульском мегаблоке на 3,5 км меньше, чем в целом по Украинскому щиту (44,6 км). Одним из главных и неожиданных результатов обработки сейсмических данных явилось обнаружение в пределах Кировоградского района сложного и контрастного рельефа раздела Мохо.

На рисунке 4, как и на более общей схеме [7] видно, что Кировоградскому району присущ сложный узор изоглубин раздела М субширотного и субмеридионального направления. Вдоль геотраверса IV отчетливо прослеживается опускание раздела М, условно названное «мантийным прогибом» или «рвом». Максимальная его глубина (45-46 км) отмечена вблизи г. Кировограда. К западу, значения глубин постепенно уменьшаются и на уровне 42 км сливаются с окружающим фоном. Судя по изолиниям 42 и 43 км, «мантийный прогиб» к востоку от г. Кировограда резко меняет простирание на субмеридиональное и также сливается с окружающим фоном. Это наглядно подтверждает, что Кировоградский рудный район находится в узле сочленения субмеридиональных и субширотных разломов мантийного заложения.

Из сопоставления рис. 1 и 4 следует, что субширотный отрезок «мантийного прогиба» или «рва» находится под Новоукраинским массивом и проходит параллельно его контакту с Корсунь-Новомиргородским массивом. В пределах Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородского плутона «мантийный прогиб» разделяет кору на три сектора: Южный приподнятый, Центральный опущенный и Северный приподнятый. Первым двум соответствует Новоукраинский, третьему Корсунь-Новомиргородский массивы. В проекции на рельеф раздела М на рис. 4, показаны месторождения урана, золота и лития. Обращает на себя внимание их явная приуроченность к осевой части субширотного отрезка «мантийного прогиба» и к его бортовым крыльям.

Общий план поверхности структур Кировоградского рудного района прослеживается в земной коре и выше раздела Мохо. В ней он фиксируется по количеству закритичных отражений сейсмических волн и некоторым другим признакам. При этом по сейсмическим данным на глубине четко выделяются Кировоградская и Звенигород-

ско-Анновская системы разломов. Первая установлена по ступенчатому смещению раздела М на 3,5 км и прекращению прослеживаемости внутрикоровой поверхности K_2, вторая – по распределению точек дифракции, несовпадению изолиний скорости, разрыву опорных отражающих границ. Вблизи Кировоградской системы разломов отмечен и особый характер отражений от поверхности М.

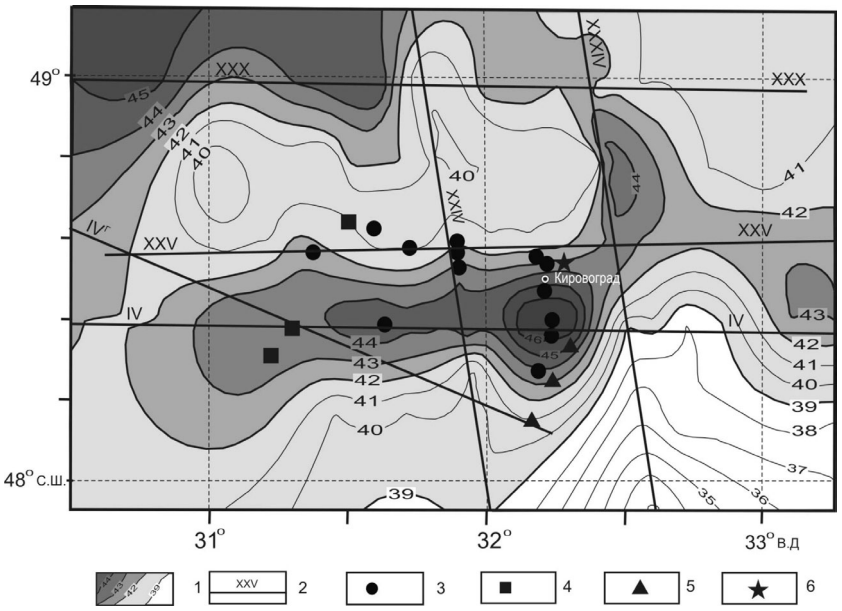


Рис. 4. **Схема рельефа раздела Мохо в Кировоградском рудном районе.**

1 – изолинии рельефа поверхности Мохо; 2 – сейсмические профили и их номер; 3-6 – месторождения и рудопроявления урана (3), лития (4), золота (5), кимберлиты (6)

Из-за недостаточной длины годографов в Кировоградском рудном районе не удалось изучить скоростные особенности верхней мантии. По данным же сейсмической томографии под Ингульским мегаблоком мантия, начиная с глубины 50 км, характеризуется повышенными (на 0,1–0,15 км/с) по сравнению с соседними мегаблоками скоростями [3].

Приуроченность большинства урановых месторождений к субширотной полосе (блоку) ограниченной на севере Субботско-Мошоринским разломом, подмечена давно. В качестве одного из возможных объяснений было высказано предположение, что в этом блоке все докембрийские образования, в том числе тектонометасоматические зоны, вмещающие урановые месторождения, опущены по сравнению со смежными площадями Украинского щита и менее эродированы. Однако приведенные выше геологические и геофизические данные противоречат этому предположению. Они свидетельствуют о тесной связи поверхностных и глубинных структур Кировоградского полиметального рудного района и о влиянии локальных неоднородностей коры и раздела Мохо на размещение месторождений урана, а также золота и лития.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ и программы №2 ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф., Низовский В.Н. Кировоградский урановорудный район Украины // Отеч. геология. 1995. №6. С.45-54.

2. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б.Коваль. – Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.

3. Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шурмлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заяц Л.Н. Региональная 3D скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы) // Геофиз. журн. – 2005. – **27,** №6. – С. 927-939.

4. 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.

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. Нечаев С.В., Гурский Д.И., Третьяков Е.И. Литий // Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. – Т.1. – Киев–Львов: Изд-во Центр Европы, 2005. С. 286-302.

7. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.

8. Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф., Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Шаров В.Н. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофиз. журн. 2007. Т. 29. №1. С. 3-21

9. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. – Киев: Геоинформ, 1998. 256 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ И ДИНАМИКОЙ ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

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.

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина, innap@igph.kiev.ua

Опыт отечественной металлогенической школы, как и весь мировой опыт, свидетельствует о том, что большинство рудных полезных ископаемых щита, либо растворы и эманации, доставляющие их к поверхности, имеют глубинное, в том числе мантийное, происхождение. Поэтому для успешного регионального прогнозирования и планирования поисковых работ необходимо углубленное изучение строения литосферы. Создание ее трехмерной комплексной геофизической модели приближает нас к решению подобной задачи.

При анализе связи размещения полезных ископаемых на поверхности докембрийского фундамента с глубинным строением литосферы Украинского щита (УЩ) авторы опирались на структурно-формационное и структурно- металлогеническое районирование (рис.1) и каталоги месторождений и рудопроявлений УЩ, составленные при создании Комплексной металлогенической карты Украины масштаба 1: 500 000 [1].

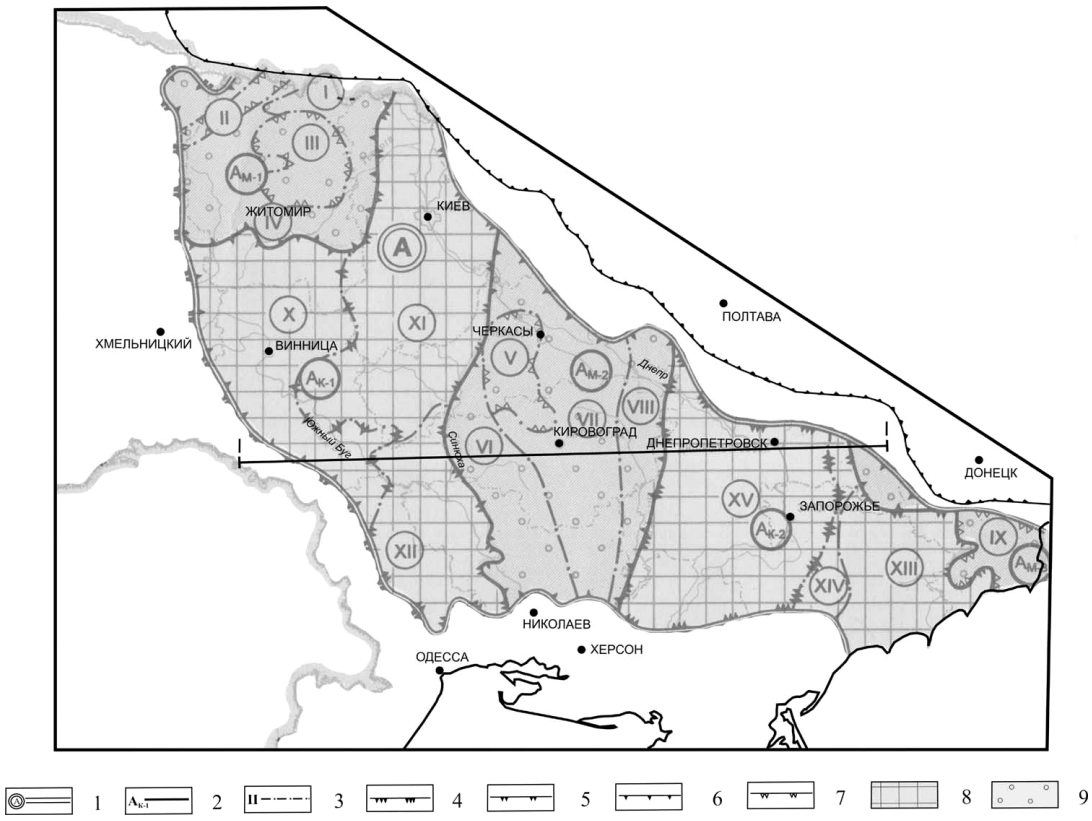


Рис.1. **Схема структурно-металлогенического районирования УЩ.**

Границы металлогенических площадей, их индексы и номера: 1 – металлогенических провинций, 2 – субпровинций, 3 – структурно-металлогенических зон, в т.ч. зон активизации. Возраст металлогенических площадей (металлогенические эпохи), фундамент Восточно-Европейской платформы: 4 – позднеархейский, 5 – архей-протерозойский, 6 – ранне-среднепротерозойский, 7 – среднепротерозойский. Металлогенические площади металлогенической провинции УЩ: 8 – субпровинции архейских кратонов, 9 – субпровинции протерозойских подвижных поясов.
Сокращения: А – металлогеническая провинция УЩ; A_{M-1} – Волынская субпровинция: структурно-металлогенические зоны (СМЗ): I – Овручская, II – Сущано-Пержанская, III – Коростенская, IV – Житомирская; A_{M-2} – Кировоградская металлогеническая провинция, СМЗ: V – Корсунь-Новомиргородская, VI – Звенигородско-Братская, VII – Кировоградская, VIII -Ингулецко-Криворожская; A_{M-3} – Приазовская субпровинция, СМЗ: IX – Восточно-Приазовская; A_{K-1} – Днестровско-Бугская субпровинция, СМЗ: X – Подольская, XI – Белоцерковская, XII – Голованевская; A_{K-2} – Днепровско-Приазовская, СМЗ: XIII – Западно-Приазовская, XIV – Ореховская, XV – Среднеприднепровская

Крупные структуры в современной литосфере представлены глубинными неоднородностями разных уровней, часто смещенными друг относительно друга, пространственные соотношения которых устанавливаются путем комплексного трехмерного геофизического моделирования. В определение литосферы до настоящего

времени вкладывается разный смысл. В данной работе под литосферой понимается земная кора и верхняя часть верхней мантии, отвечающая первому высокоскоростному слою, установленному по трехмерному сейсмотомографическому моделированию и коррелирующему с тепловой литосферой в стабильных районах щита.

В основу комплексной трехмерной геофизической модели литосферы УЩ, включающую плотностную, скоростную, магнитную, тепловую, электрическую и петрофизическую характеристики литосферы, положены разработанные и примененные на практике принципы и технологии построения 3-D гравитационной, магнитной и геотермической моделей земной коры Украины, для чего создан эффективный программно-алгоритмический комплекс [2-4 и др.]; новые значительные объемы геофизических исследований и новые методы обработки и интерпретации сейсмометрии [5,6], гравиметрии [7], геотермии [8 и др], геомагнетизму [9,10], геоэлектрике [11] и петрофизической термобарометрии [12]. Впервые в комплекс включены два новых метода – сейсмотомография, дающая возможность строить трехмерную модель тектоносферы до глубин 1000 км и более [13,14], и полевая тектонофизика, изучающая динамику литосферы в геоисторическом аспекте [15]. 3-D модель дает качественно новый результат по прогнозированию полезных ископаемых.

В отличие от авторов Комплексной металлогенической карты Украины, ставящих во главу угла подразделение щита на архейские кратоны и протерозойские подвижные пояса со среднепротерозойскими зонами активизации и рифтогенеза в данной работе отдается предпочтение разломно-блоковой структуре щита, ибо именно зоны разломов – сдвиги, надвиги и раздвиги – являются главными проводниками и концентраторами магматических расплавов и рудных растворов, а «пространственная неравномерность разрывообразования находит отражение в поперечной зональности и продольной дискретности распределения магматизма и оруденения в металлогенических зонах» [16].

При анализе комплексной 3-D модели наиболее важными представляются связи металлогенических субпровинций с мощностями и рельефом границ раздела основных слоев литосферы и их неоднородностей, с ее «сквозными» зонами повышенной проницаемости и особенностями состава земной коры. Рудные районы и рудные поля выделяются соподчиненно в пределах металлогенических зон по совокупности эндогенных месторождений и отдельных месторождений полезных ископаемых или рудопроявлений, именуемых рудоносными районами и полями, и в структурном отношении могут отвечать отдельным зонам растяжения, возникшим в зонах скалывания, или в узлах пересечения разломов, с которыми связываются интрузивные массивы, дайки и т.д. Закономерные связи оруденения с разломами разных фаз активизации и геодинамических типов, с нашей точки зрения, несомненно обусловлены спецификой глубинного строения земной коры и мантии и литосферными зонами проницаемости. Большинство металлогенически перспективных зон разломов УЩ разделяют блоки литосферы с различными петрологическими, петрофизическими и другими характеристиками. В связи с этим объемное петролого-геофизическое моделирование литосферы приобретает прямую металлогеническую направленность.

Рассмотренные на основании анализа комплексной трехмерной модели закономерности глубинного строения и динамики литосферы УЩ, металлогенического районирования, размещения месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых разных генетических типов позволили установить некоторую, на наш взгляд, иерархическую соподчиненность металлогенических субпровинций и мантийных неоднородностей, металлогенических зон и рудных полей и коровых неоднородностей, включая зоны разломов разного ранга и их «деструктивные поля» (рис.2).

– Распределение рудных полезных ископаемых зависит от мощности коры отдельных слоев литосферы, от структурных особенностей мантии разных уровней и характера сочленения блоков земной коры разной основности, мощности и намагниченности.

– Современное распределение скорости в мантии и структура литосферы УЩ, установленные по данным сейсмотомографии, связываются с суммарным эффектом процессов, происходивших в пределах УЩ и сопредельных более молодых регионах. Тем не менее, удается восстановить некоторые фрагменты структуры литосферы неоархей-протерозойского и более позднего возраста, отвечающие важнейшим металлогеническим эпохам.

– Индикатором разновозрастной активизации коры УЩ и формирования соответствующих типов полезных ископаемых является мощность квазиоднородного переходного слоя, которая увеличивается при увеличении интенсивности процессов магматической активизации и уменьшении возраста активизации.

– Показателем флюидной активности могут быть мантийные аномалии электропроводности земной коры, а зоны ее анизотропии – показателем тектонического режима, который контролирует формирование и концентрацию полезных ископаемых.

– Связь глубинных мантийных процессов и динамики литосферы с верхними металлогенически продуктивными горизонтами земной коры осуществляется через зоны разломов и шовные зоны, как правило, проникающие в мантию. Коровые мегаблоки с глубиной объединяются в мантийные, отражающие металлогеническое районирование. Наблюдаемое смещение по латерали межмегаблоковых границ с глубиной обусловлено, по всей видимости, надвиго-поддвиговыми движениями в литосфере.

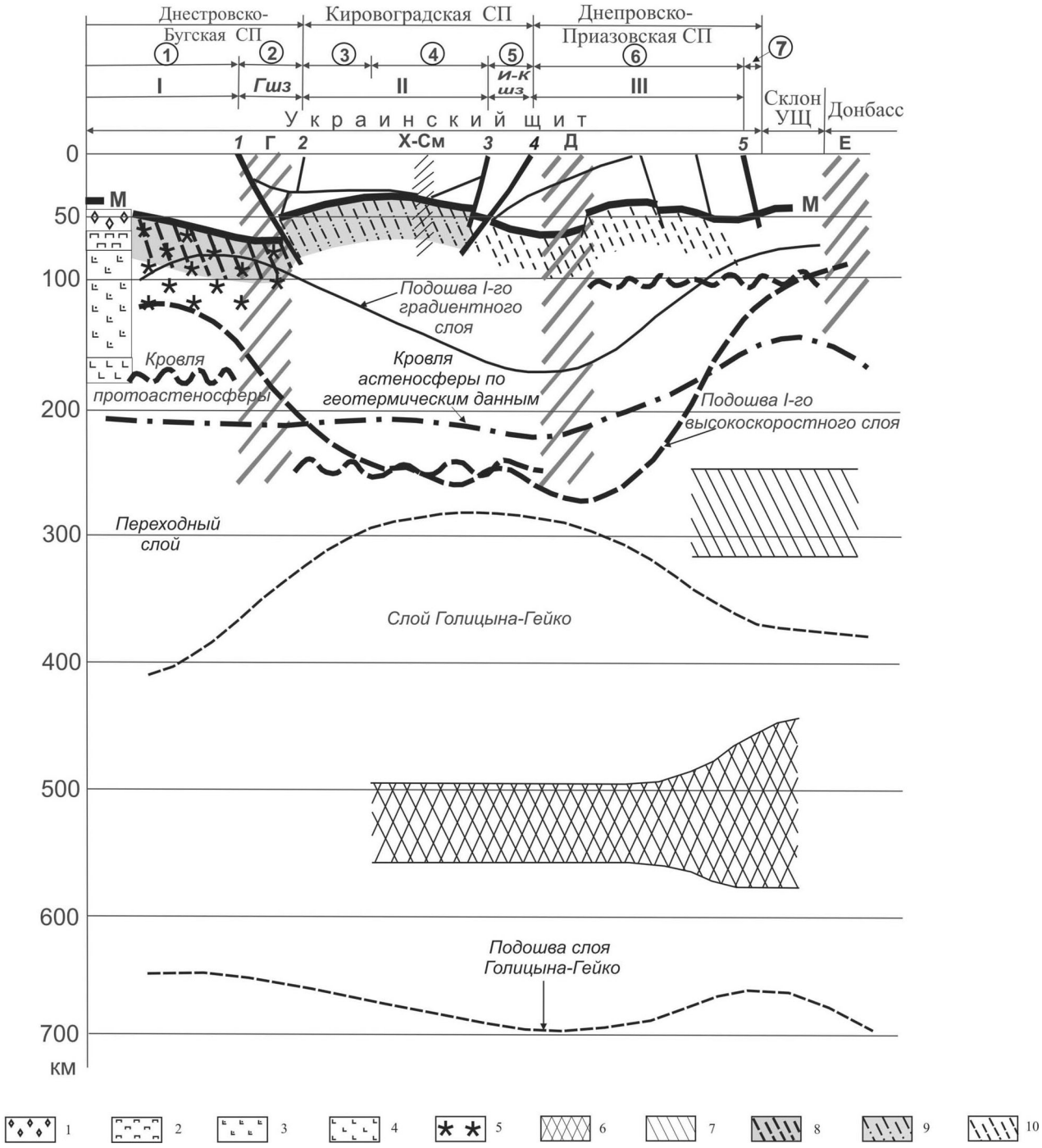


Рис.2. **Соотношение строения и состава земной коры с мантийными неоднородностями по данным сейсмической томографии и данным петрологического прогноза состава мантии (колонка слева) по С.Н.Цымбалу [17], относящегося к мезопротерозою.**

1 – эклогиты, 2 – пироксениты, 3 – лерцолиты, 4 – гарцбургиты, 5 – зона высокой электропроводности, 6 – высокоскоростные прослои, 7 – прослои слабо повышенной скорости. Типы мантии: 8 – достаточно дифференцированная, слабодеплетированная, 9 – меренно дифференцированная, деплетированная и слабометасоматизированная, 10 – деплетированная. Литосферные линеаменты Г,Д,Е и положение кровли протоастеносферы по данным В.Б.Соллогуба [18]. Шовные зоны: Гшз – Голованевская, И-Кшз – Ингулецко-Криворожская; межмегаблоковые разломы: 1- Тальновский, 2 – Первомайский, 3 – Западно-Ингулецкий, 4 – Криворожско-Кременчугский, 5 – Орехово-Павлоградский; Х-См – трансрегиональный тектонический шов Херсон-Смоленск. Мегаблоки: I – Бугский, II – Ингулецкий, Среднеприднепровский; СП – металлогенические субпровинции. Цифры в кружках – структурно-металлогенические зоны: 1 – Подольская, 2 – Голованевская, 3 – Звенигородско-Братская, 4 – Кировоградская, 5 – Ингулецко-Криворожская, 6 – Приазовская, 7 – Ореховская. Положение профиля см. рис. 1.

– До 80% изученных зон разломов контролируют известные металлогенические зоны, рудные и рудоносные районы, составляющие около 60% металлогенических подразделений щита.

– Наиболее существенное место по металлогенической значимости занимают межмегаблоковые зоны разломов. Большую роль играют также внутримегаблоковые зоны разломов, бывшие в архее межмегаблоковыми, а также зоны, сопряженные с известными трансрегиональными тектоническими швами.

– Главными металлогеническими эпохами, в которых в наибольшей степени проявилась роль разломов УЩ, являются раннепротерозойская и позднепротерозой-фанерозойская. В последней важную роль играла система широтных зон разломов, сдвиговые перемещения по которой приводили к раскрытию зон диагональной системы. Месторождения и рудопрояления магматического типа имеют тесную связь со ступенями раздела М, коррелирующими со структурными элементами рельефа мантийных разделов, а гидротермального и гидротермально-метасомитического типов практически все связаны с зонами разломов и сконцентрированы в областях с минимальной мощностью квазиоднородного мантийного слоя переходного от литосферы к слою Голицына-Гейко .

– Более детальное исследование перестройки земной коры под влиянием глубинных процессов, типичных для мантии, несомненно обеспечит обнаружение новых закономерностей формирования и размещения месторождений рудных полезных ископаемых разных генетических типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред.С.В.Гошовського . Київ: УкрДГРІ, 2003. 326 с.

2. Старостенко В.И., Легостаева О.В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикально йпрямоугольной призмы // Физика Земли . 1998. № 12. С.31-44.

3. Старостенко В.И., Завойский В.Н., Легостаева О.В. Прямая задача магнитометрии для трехмерных тел сложной формы с анизотропной магнитной восприимчивостью // Физика Земли. 2005. № 7. С.81-90.

4. Старостенко В.И., Кутас Р.И., Легостаева О.В. Решение прямых стационарных задач геотермии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. 2003. № 12. С.64-71.

5. Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad V., Janik T., Guterch A., Koslovskaya E., Motusa G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Lithosphere Dynamics /Ed. By D.G. Gee, R.A. Stephenson. London: Geol. Society, 2006. P. 599-627.

6. Kostyukevich A.S., Starostenko V.I., Stephenson R.A. The full-wave images of the models of the deep lithosphere structures constructed according to DSS and CDP data interpretation // Геофиз. журн. 2000. Т.22. № 4. С.96-98.

7. 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.

8. Кутас Р.І. Теплова енергія і еволюція літосфери // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. Тез. докл. Київ: Видавн.-полігр. центр "Київ. ун-т". 2006. С.43-47.

9. Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Елисеева С.В., Бакаржиева М.И., Лебедь Т.В., Романец А.А. 3D магнитная модель земной коры Украинского щита и его Петрового-тектоническая интерпретация // Геофиз. журн. 2006. Т.28. № 5. С.7-18.

10. Петромагнитная модель литосферы / Отв. ред. Д.М.Печерский. Киев: Наук.думка, 1993. 175 с.

11. Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Трехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн. 2007. Т.29. № 1. С.45-55.

12.Корчин В.А. Термобарическая природа некоторых сейсмических границ в земной коре (по материалам РТ-исследований упругих параметров горных пород // 5-е Чтения Федынского. Тез.докл. Москва, 2007. С. 72-83.

13.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.

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

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

16. Семитский К.Ж. Картирование разломно-блоковой структуры земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Геофиз. журн. 2005. Т. 27. № 1. С.85-96.

НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ (восточная часть Сибирской платформы и Верхояно-Колымская орогенная область)

Стогний Г.А., Стогний В.В.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, stogny@newmail.ru

В пределах Северо-Востока России расположен крупнейший элемент литосферы – Северо-Азиатский кратон, включающий Сибирскую платформу и её пассивные окраины. Понятие «Северо-Азиатский кратон» впервые было введено Ю.А. Косыгиным с соавторами в 1964 г. [4] как структуры, включающей кристаллический фунда-

мент Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области и сформированной 1.6-1.7 млрд лет тому назад. По Л.М. Парфенову с соавторами [6] контуры Северо-Азиатского кратона оформились после раскола протерозойского суперконтинента Родиния, с востока кратон по Адыча-Тарынскому и Тенькинскому разломам окаймлен Верхояно-Колымским мезозойским орогенным поясом. Границы Северо-Азиатского кратона и Сибирской платформы анализировались А.К. Башариным с соавторами [1]. Глубинные границы восточной части кратона нами обоснованы с учётом структуры гравитационного поля [12].

В докладе обсуждается природа плотностных неоднородностей литосферы восточной части Северо-Азиатского кратона, охватывающей восточную часть Сибирской платформы и её восточную пассивную окраину, на которой сформирована Верхояно-Колымская орогенная область. Изученность данных регионов методами глубинной геофизики очень неравномерная. Если в пределах Сибирской платформы пройдены профили ГСЗ и проведены работы ГМТЗ на отдельных площадях Якутской кимберлитовой провинции, то изученность Верхояно-Колымской орогенной области глубинными сейсмическими зондированиями очень слабая. Поэтому предложенные нами модели глубинного строения Верхояно-Колымской орогенной области базируются на материалах интерпретации региональных гравиметрических и магнитных съёмок. Принятая методология работы по выявлению и типизации неоднородностей литосферы восточной части Северо-Азиатского кратона заключалась в анализе и синтезе имеющихся геолого-геофизических материалов и включала три этапа, позволившие выявить разномасштабные неоднородности земной коры и верхней мантии [12]: региональное обобщение геолого-геофизических материалов на уровне земной коры и верхней мантии; изучение верхней части земной коры (до глубины 10 км); изучение ключевых участков Алдано-Станового и Анабарского щитов, Верхояно-Колымской орогенной области.

Низкочастотная составляющая гравитационного поля восточной части Северо-Азиатского кратона включает четыре аномальные области: Алданский и Верхоянский региональные минимумы, Ленский и Якутский региональные максимумы (рис.1). Алданский минимум амплитудой до 40 мГал в плане отвечает Алдано-Становому щиту, Верхоянский минимум амплитудой более 120 мГал – Верхояно-Колымской орогенной области, Ленский максимум – Анабарской антеклизе, Якутский максимум – Якутскому поднятию. Выделенные региональные аномалии гравитационного поля интерпретируются нами как крупные плотностные одноимённые неоднородности литосферы Северо-Азиатского кратона.

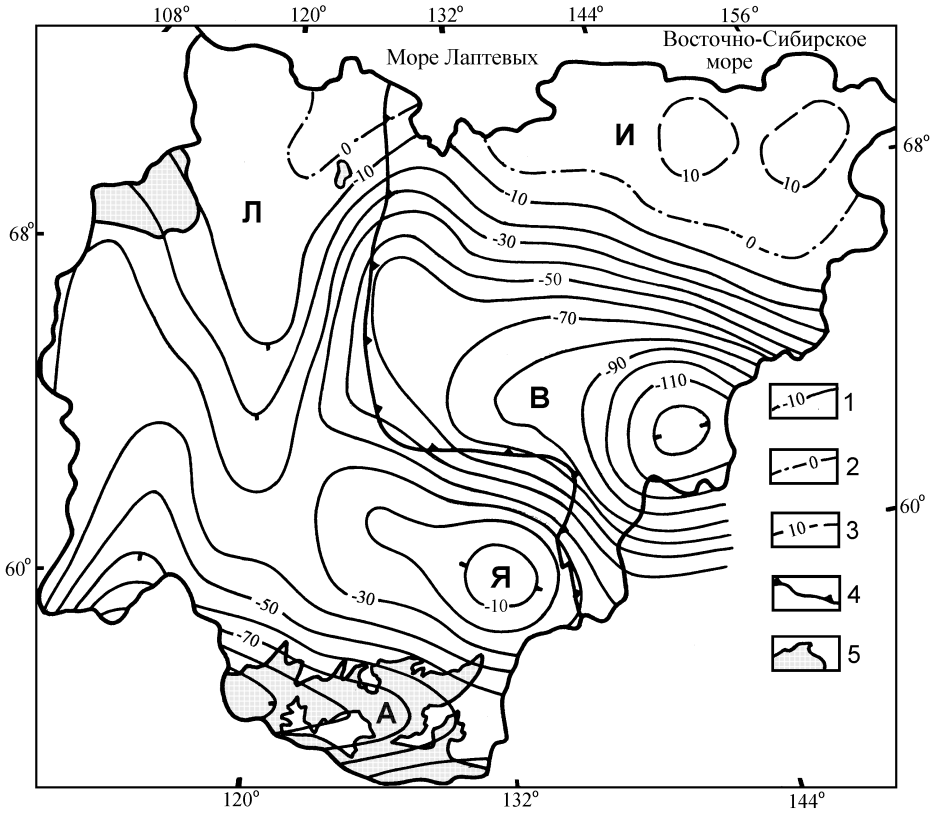


Рис. 1. **Схема низкочастотной составляющей гравитационного поля Северо-Востока России (в границах Якутии)**

1-3 – изоаномалы: 1 – отрицательные, 2 – нулевая, 3 – положительные; 4 – восточная граница Сибирской платформы; 5 – выходы раннедокембрийских метаморфических пород. Буквами обозначены региональные максимумы (И – Индигирский, Л – Ленский, Я – Якутский) и минимумы (А – Алданский, В – Верхоянский) гравитационного поля

Алданская плотностная неоднородность. Алданский региональный минимум отождествляется с Алданской литосферной неоднородностью – областью разуплотнения, возникшей в мезозое на юго-восточной границе Северо-Азиатского кратона в области его коллизионного взаимодействия с Сино-Корейским кратоном [10,12]. Алданский региональный минимум является восточным сегментом более крупного субширотного гравитационного

минимума, протягивающегося от оз. Байкал до верховьев р. Учур (юго-восточная часть Алдано-Станового щита) вдоль окраины Сибирской платформы. Южная часть Алданского гравитационного минимума в плане приурочена к зоне надвигов Станового мегаблока на раннедокембрийские комплексы Алданского мегаблока и терригенные отложения Южно-Алданской системы впадин Алдано-Станового щита. Алданской неоднородности соответствует повышенный, до 50 мВт/м тепловой поток.

В формировании Алданской неоднородности участвовали процессы тектонического взаимодействия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов главным образом на верхнемантийном и коровом уровне. Нижняя кромка Алданской области разуплотнения оценивается в 70-80 км [13]. По данным Б.Ф. Шевченко и В.Б. Каплуна [15], мощность литосферы юго-восточного фланга Северо-Азиатского кратона уменьшается до 100 км, а восточнее оз. Байкал – до 50 км. В результате коллизии была сформирована транспрессионная структура Станового мегаблока, северный фланг которого надвинут на Алданский мегаблок. Именно к Алданской области разуплотнения приурочена основная часть землетрясений Олёкмо-Становой сейсмической зоны [10]. Глубинная юго-восточная граница Северо-Азиатского кратона, обоснованная по элементам поля силы тяжести как Каларо-Чогарский разлом [10], в пределах Станового мегаблока трассируется мезозойским Становым поясом гранитоидов, а западнее в пределах Байкало-Витимского геоблока – юго-восточным флангом Баргузинского (Ангаро-Витимского) батолита. Последний расположен в треугольнике, образованном глубинной границей Северо-Азиатского кратона, позднепротерозойским Байкало-Вилюйским подвижным поясом и межгеоблоковым разломом. Такое положение способствовало высокой степени деструкции раннедокембрийской земной коры, её интенсивной гранитизации и формированию крупных пластинчатых гранитных батолитов в зоне глубинного юго-восточного ограничения Северо-Азиатского кратона. К зоне стыковки Байкало-Вилюйского подвижного пояса и Северо-Азиатского кратона приурочена впадина оз. Байкал, что позволяет рассматривать её как рифтогенную структуру, унаследованную от элементов Байкало-Вилюйского протерозойского подвижного пояса.

Верхоянская плотностная неоднородность. Верхоянский гравитационный минимум амплитудой более 100 мГал и размером в поперечнике около 1200 км, повышенный тепловой поток, изменяющийся от 50 до 100 мВт/м^2, а также высокая сейсмическая активность рассматривается нами как проявление глубинных особенностей литосферы восточной пассивной окраины Северо-Азиатского кратона, а именно, наличие на глубинах 35-120 км плотностной неоднородности – верхнемантийной астенолинзы, интерпретируемой как последствие развития палеозойского Верхоянского плюма (рис. 2). На основе данных материалов и с учетом корреляционных зависимостей плотность – скорость рассчитан разрез глубинного строения литосферы [11].

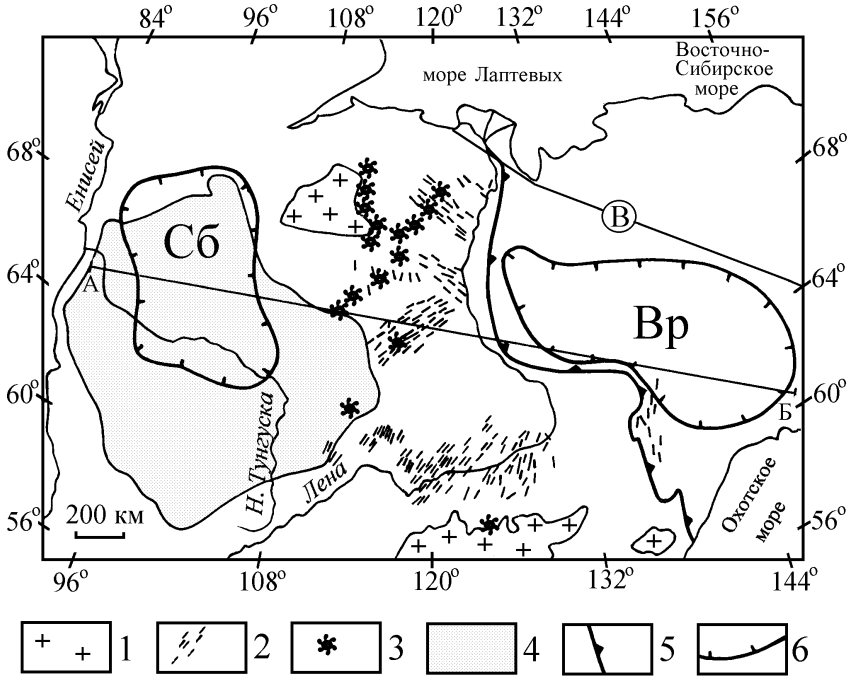


Рис. 2. **Схема реконструкции проекции Верхоянского и Сибирского плюмов**

1 – выходы раннедокембрийских пород кристаллического фундамента Сибирской платформы; 2 – среднепалеозойские дайки; 3 – поля кимберлитов мезозой-среднепалеозойского возраста; 4 – Тунгусская трапповая провинция; 5 – восточная граница Сибирской платформы; 6 – контуры палеоплюмов (Вр – Верхоянский, Сб – Сибирский). В – Восточноверхоянский разлом (восточная граница Северо-Азиатского кратона), АБ – линия геолого-геофизического разреза

Развитие палеозойских Сибирского (по Н.Л. Добрецову [2]) и Верхоянского плюмов на заключительных этапах привело к различному их проявлению в верхней части земной коры. С Верхоянским палеоплюмом мы связываем рифтогенез, приведший к формированию Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона, среднепалеозойский вулканизм и как последствие – образование верхнемантийной астенолинзы. Палеозойский

магматизм Верхоянского палеоплюма проявлен гораздо слабее, чем Сибирского, его активность ощущается и в кайнозое в виде горообразования и высокой сейсмичности.

Ленская плотностная неоднородность, выделяемая в контурах Ленского регионального гравитационного максимума, охватывает северо-восток Сибирской платформы (рис. 1). По данным ГМТЗ [7], Ленскому гравитационному максимуму соответствует утолщённый, с мощностью не менее 250 км, сегмент литосферы. В тепловом поле Ленской неоднородности соответствует Якутская аномалия пониженного теплового потока, которая А.Д. Дучковым и Л.С. Соколовой [3] относится к «поверхностной», а нами [12] объясняется за счёт экранирования мантийного теплового потока Ленским литосферным корнем. Проблема формирования литосферного корня, судя по имеющимся публикациям, остаётся открытой: в условиях верхней фронтальной части плюма; при субдукции; в процессе активизации литосферы. А.В. Манаков [5] по комплексу геофизических признаков выделил алмазоносный литосферный корень, охватывающий алмазоносные районы центральной части Якутской кимберлитовой провинции, природа которого объясняется результатом аккреции литосферных фрагментов, подстилающих древние террейны [9].

Нами Ленская региональная плотностная неоднородность рассматривается как сохранившийся сегмент литосферы архейского Якутского протократона – литосферный корень, не подвергшийся в фанерозое воздействию Сибирского и Верхоянского плюмов (рис. 2,3), выражением которых в геофизических полях являются современные верхнемантийные области разуплотнения (соответственно Тунгусский и Верхоянский региональные гравитационные минимумы). Следует отметить, что в связи с проявлением траппового магматизма на Сибирской платформе мощность литосферы северо-востока Якутской кимберлитовой провинции в промежуток времени между верхним девоном – нижним карбоном и верхней юрой уменьшилась почти на 100 км [8].

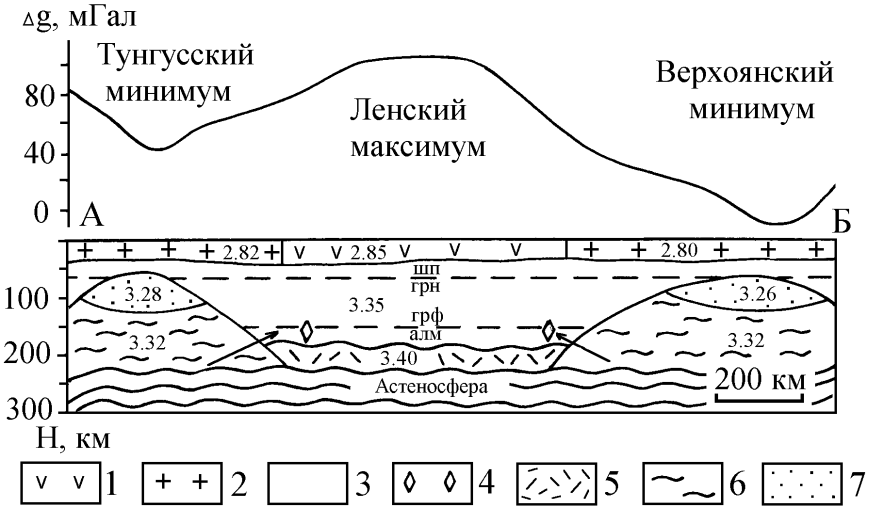


Рис. 3. **Принципиальная геолого-геофизическая модель формирования Ленского литосферного корня и кимберлитового магматизма Якутской провинции по разрезу верхней мантии**

1-2 – кристаллический фундамент: 1 – Ленского геоблока, 2 – Тунгусского и Верхоянского геоблоков; 3 – неизмененная верхняя мантия; 4 – алмазсодержащий слой верхней мантии; 5 – термальный пограничный слой; 6 – термически активная и флюидонасыщенная верхняя мантия (палеоплюм); 7 – астенолинза верхней мантии. Пунктир – фазовые переходы шпинель-гранат (шп-грн) и графит-алмаз (грф-алм). Цифрами на разрезе обозначены плотности в г/см^3. Положение разреза АБ на рис. 2. Стрелки – направления термического и изобарического воздействия плюмов

Якутская плотностная неоднородность. Якутский гравитационный максимум, окаймлённый с востока Верхоянским гравитационным минимумом, идентифицируется как одноимённый сегмент литосферы, подвергшийся в фанерозое деструкции в области влияния Верхоянского палеоплюма. Перемычка между Ленской и Якутской неоднородностями вызвана рифтогенными процессами образования в позднем протерозое Байкало-Вилюйского подвижного пояса, а в фанерозое Вилюйской системы рифтов. Мощность литосферы Якутской плотностной неоднородности не превышает 150 км [14]. Якутской неоднородности соответствует северная часть Батомгского мегаблока, выраженная в рельефе кристаллического фундамента Якутским поднятием.

В минерагеническом отношении Ленская неоднородность контролирует Якутскую алмазоносную провинцию, Верхоянская и Алданская неоднородности – Верхояно-Черскую и Алдано-Становую золотоносные провинции. Металлогенический потенциал в связи с Якутской неоднородностью предстоит ещё оценить. Литосфера, подвергшаяся значительной деструкции обусловленной влиянием Сибирского и Верхоянского плюмов, является бесперспективной на алмазсодержащие кимберлитовые трубки. Однако деструктивные процессы на восточной и юго-

восточной окраинах Северо-Азиатского кратона в мезозойский тектоно-магматический этап, с которыми связаны Верхоянская и Алданская коро-мантийные плотностные неоднородности (современные области разуплотнения литосферы), явились благоприятными факторами для формирования месторождений золота Алдано-Станового щита и Верхояно-Колымской орогенной области, представляющих ведущие рудные провинции России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 3-15.

2. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 497-500.

3. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы VI международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 45-56.

4. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1964. 125 с.

5. Манаков А.В. Региональные геофизические критерии прогноза коренной алмазоносности // Геофизика Якутии на пороге XXI века. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2001. С. 158-168.

6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №6. С. 7-41.

7. Поспеева Е.В., Манаков А.В., Матросов В.А., Сараев А.К., Алексеев Д.А. Магнитотеллурические зондирования при поисках алмазов в Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 1429-1449.

8. Похиленко Н.П., Соболев Н.С. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С.65-67.

9. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Науч. мир. 2006. 212 с.

10. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.

11. Стогний Г.А., Стогний В.В., Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 41-44.

12. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.

13. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока / Ю.А. Косыгин, Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный и др. М.: Наука, 1984. 200 с.

14. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Физика Земли. 1982. № 1. С. 25-38.

15. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и рифтогенез области сочленения Амурской и Евразиатской тектонических плит // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 368-371.

МАНТИЙНАЯ И КОРОВАЯ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Столбов Н.М.[1], Кораго Е.А.[1], Скворцов Е.А.[2]

[1]ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург onaimo@centurion.vniio.nw.ru; nstolbov@yandex.ru
[2]ЗАО ФИП-2, г. Санкт- Петербург fip2@mail.ru

Баренцевоморская континентальная окраина представляет собой койлогенную область с гетерогенным фундаментом (преимущественно байкальским) и разновозрастным чехлом [7]. В поздней юре-раннем мелу здесь проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом [13]. Позднемезозойские базальт-долеритовые и габбро-долеритовые формации имеют в регионе достаточно широкое распространение (архипелаги Земля Франца-Иосифа и Свальбард, акватория Баренцева моря, возможно, север Новой Земли?). Позднеюрско-раннемеловой мегареал базитового магматизма занимает более 1 млн км^2 [8, 15]. На архипелаге Земля Франца-Иосифа и островах Земли Короля Карла он представлен в различных (эффузивной, пирокластической, субвулканической и интрузивной) фациях, а на Шпицбергене, севере Новой Земли и большей части акватории (в южной и центральной частях Баренцевского мегапрогиба) проявления магматизма этого времени представлены почти исключительно гипабиссальными интрузивными телами (пластовыми интрузиями и подводящими каналами к ним в виде даек долеритов и габбро-долеритов).

Полученные нами (в результате последних экспедиций на Новую Землю, Шпицберген и Землю Франца-Иосифа) новые материалы по геохимии и изотопии базитового магматизма Баренцевоморской континентальной окраины позволяют высказать предположения о глубинных источниках проявлений магматизма и геодинамических условиях их становления.

На дискриминационной диаграмме в координатах Nb/Y – Zr/Y (рис. 1, содержания Nb, Zr, Y получены методом ионно-плазменной спектрометрии в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ) фигуративные точки проанализированных образцов базитов Земли Франца-Иосифа располагаются выше дискриминационной линии, разделяющей источники магмы на плюмовый и спрединговый. А фигуративные точки долеритов Шпицбергена, располагаясь в поле деплетированной мантии, тяготеют к домену с характеристиками верхней коры, т. е. проще говоря, контаминированы коровым материалом. На этой же диаграмме отчетливо видно и выявленное ранее [12, 13] разделение базитов ЗФИ на два комплекса: низкокалиевых толеитов и субщелочных (умеренно-щелочных) базальтов-андезибазальтов. Это также отчетливо проявлено на вариационной диаграмме в координатах Th-Ta (рис. 2). За исключением фигуративных точек, отвечающих второму («субщелочному») комплексу базальтов Земли Франца-Иосифа (ЗФИ), все остальные проанализированные образцы позднеюрско-раннемеловых основных магматитов Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена располагаются вблизи линии, отвечающей отношению Th/Ta в примитивной мантии. Спайдерграмма, построенная для позднемезозойских базитов Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа (рис. 3), с одной стороны, также подчеркивает близость составов силлов Шпицбергена и пород комплекса субщелочных базальтов – андезибазальтов ЗФИ (в результате большей контаминации последних, нежели базальтов наиболее широко представленного на архипелаге толеитового комплекса, коровым материалом). Хотя, с другой стороны, собственно характер кривых, как отвечающих пластовым интрузиям Шпицбергена, так и двум вулканическим комплексам ЗФИ, мало отличается друг от друга, что может косвенно свидетельствовать, в том числе, и о близко-одновозрастности рассмотренных проявлений магматизма. Кроме того, позднемезозойские долеритовые силлы Шпицбергена по результатам количественного спектрального анализа оказались практически недифференцированными. На дискриминационной диаграмме в координатах Ce/Nb – Th/Nb (рис. 4) все проанализированные образцы магматических пород ЗФИ и Шпицбергена попадают в поле OIB (базальтов океанических островов). Ни одна из фигуративных точек не заходит в поле континентальных базальтов, однако наиболее близко к дискриминационной линии, отделяющей базальты океанических островов (OIB) от континентальных базальтов, как и следовало ожидать, располагаются фигуративные точки, характеризующие комплекс субщелочных (умеренно-щелочных) базальтов – андезибазальтов ЗФИ. Следует отметить, что по результатам микрозондового анализа стекла андезибазальтов Земли Франца-Иосифа его состав отвечает риолитам. Такое значительное раскисление остаточного расплава происходит, в том числе, и за счет контаминации его коровым материалом.

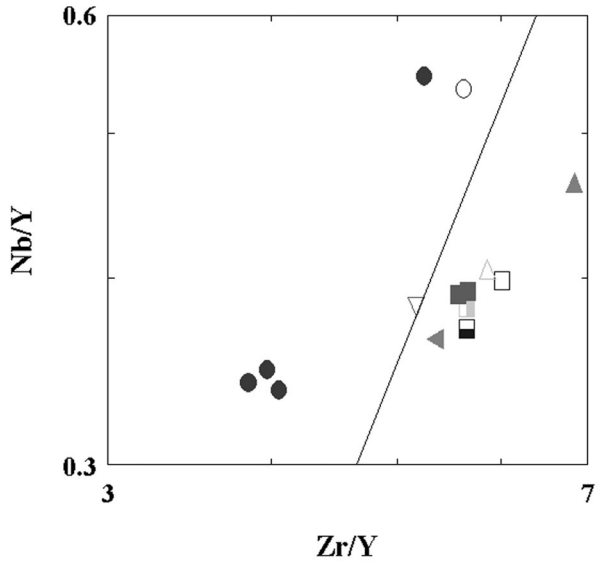


Рис.1. **Дискриминационная диаграмма в координатах Nb/Y-Zr/Y, показывающая распределение проанализированных образцов базитов Земли Франца-Иосифа и Свальбард по отношению к плюмовому источнику магмы (выше дискриминационной линии). Содержания Nb, Zr и Y получены методом ICP-MS.**

Условные обозначения на рис. 3.

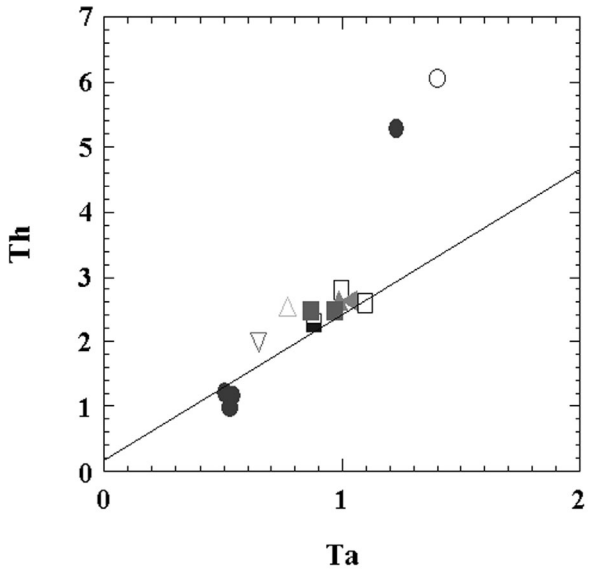


Рис.2. **Вариационная диаграмма Th-Ta, показывающая распределение проанализированных образцов эффузивных и субвулканических образований ЗФИ (кружки) и Свальбарда (треугольники и прямоугольники) вблизи линии, отвечающей отношению Th/Ta в примитивной мантии**

Наконец, проведенные нами изотопные исследования (рис. 5) базитов ЗФИ и Шпицбергена, говорят в пользу измененности (метасоматоза) проанализированных образцов вследствие воздействия на них морской

воды в результате её циркуляции во вмещающих базиты толщах. Изотопная идентификация положения траппов ЗФИ в рамках глобальной Sr-Nd-Pb систематики [11], показывает, что базальтоиды архипелага расположены в пределах вариаций изотопных отношений для океанических островов, тем самым подтверждая представления [2] об общности их происхождения. Однако, на корреляционных кривых очевидно смещение совокупности фигуративных точек базальтоидов ЗФИ от деплетированного мантийного резервуара в направлении к обогащенному домену EM-II. Последний определяется как локальный, долгоживущий и обогащенный некогерентными элементами. Более вероятно, что он имеет коровую предысторию. Данные по изотопии базитов ЗФИ говорят в пользу значительной роли процесса смешения истощенного и обогащенного резервуаров. В связи с этим возникает вопрос о правомерности выделения домена OIB в качестве однородного самостоятельного и долгоживущего мантийного анклава. Тем более, что по мере накопления изотопно-геохимических данных о вулканитах океанических островов, по своим характеристикам они оказались вполне сопоставимы с платобазальтами континентов, а в ряде случаев были установлены взаимопереходы базальтов трапповых провинций континентов с базальтами второго слоя коры океанов [2, 3, 4]. В пользу близости условий (субаэральных) формирования и тех, и других свидетельствуют миндалекаменные текстуры базальтов океанических островов и встреченные в базальтах фундамента гайотов коры выветривания и зоны окисления [2, 5].

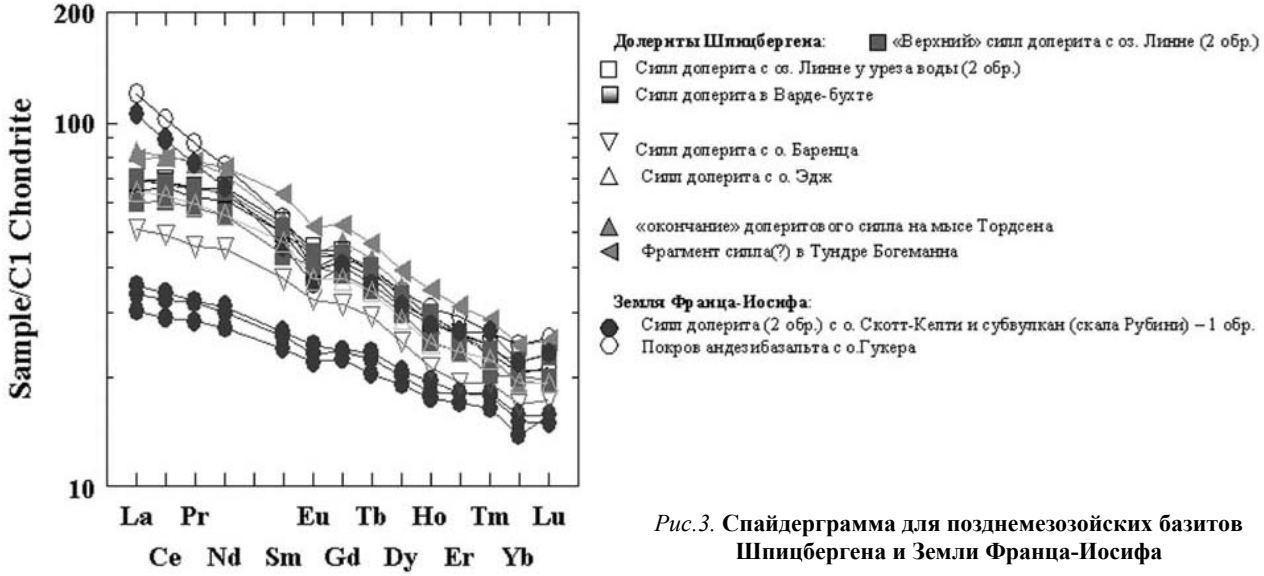


Рис.3. **Спайдерграмма для позднемезозойских базитов Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа**

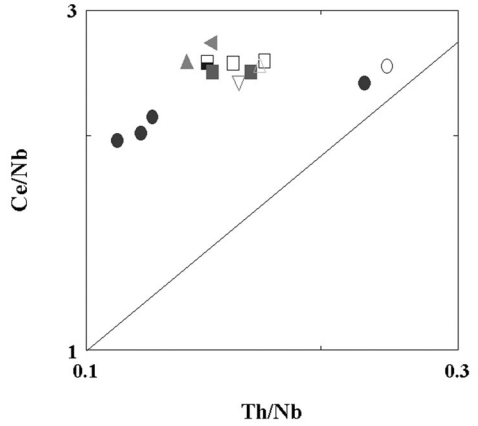


Рис.4. **Дискриминационная диаграмма для позднемезозойских базальтоидов Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа в координатах Ce/Nb-Th/Nb.**
Выше дискриминационной линии – поле OIB. Ниже располагается поле континентальных базальтов

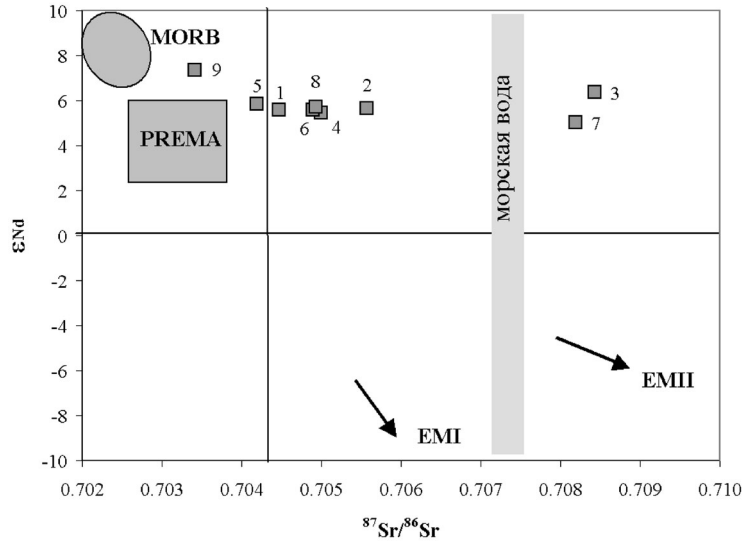


Рис.5. **Фигуративные точки позднеюрско-раннемеловых базитов Баренцевоморской континентальной окраины на изотопной диаграмме в координатах ε_{Nd} – $^{87}Sr/^{86}Sr$**

В качестве альтернативного варианта обогащения некогерентными элементами поднимающегося с глубины мантийного расплава нами рассматривается прямая контаминация его коровым материалом, не опосредованная через домен EM-II. Данные по возрастам цирконов из силла с интервала 1618,4-1626 м из скважины Хейса одноименного острова Земли Франца-Иосифа свидетельствуют об их хорошей корреляции с возрастами детритовых цирконов байкальского фундамента ЗФИ [14], вскрытого Нагурской скважиной, что, естественно, может интерпретироваться только как захват их из верхней коры при интрудировании последней базитовым материалом.

Вероятно, в случае позднемезозойского магматизма Баренцевоморской континентальной окраины, как мы видим на примере ЗФИ [9, 13, 16], головная часть мантийного вещества (плюма?) не смогла сразу проникнуть сквозь мощную континентальную кору и мантийные расплавы (с ε_{Nd}>7,0) вынуждены были «подслаивать» ее, в результате чего они были контаминированы коровым материалом. По мере нарастания растягивающих усилий, которые могут быть связаны с геодинамической обстановкой, предшествующей океанообразованию, по впервые раскрывшимся каналам проникали расплавы, загрязненные коровым веществом ($^{87}Sr/^{86}Sr$ до 0,70844). И лишь затем, по уже имеющимся путям внедрения, стенки которых были предварительно «затампонированы» веществом субщелочной вулканической ассоциации, дневной поверхности транзитно достигали расплавы толеитовых базальтов с минимальным содержанием корового контаминанта. В соответствии с вышеизложенным находит объяснение статистически более раннее внедрение вулканических и особенно субвулканических образований ассоциации субщелочных базальтов-андезибазальтов по отношению к вулканитам ассоциации низкокалиевых толеитов. В коронарной модели высоко продвинутого фронта магмообразования возможно и одновременное излияние базальтоидов обеих ассоциаций [1]. В конечном счете, именно результат взаимодействия на мантийном уровне различных по изотопно-геохимическому составу расплавов (смешение мантийных доменов) и неодинаковая контаминация их коровым материалом, нашедшие отражение в особенностях позднеюрско-раннемелового магматизма, позволяют судить о неоднородностях верхней мантии Баренцевоморской окраины, о различиях в ее составе и строении [3, 4, 11, 17].

Таким образом, наши исследования показывают, что в процесс становления позднеюрско-раннемеловых базальтоидов Баренцевоморской континентальной окраины вовлечено вещество континентальной коры, в то время как для базальтов океанов предполагается только один источник – верхняя мантия. Тем не менее участие компонентов коры континентов предусматривается и в моделях формирования продуцирующей базальты океанского дна и океанических островов обогащенной мантии океанов [2]. Так или иначе, в результате проведенных геохимических и изотопных исследований, мы видим присутствие в магмах мантийного происхождения того или иного количества корового компонента, каковым, безусловно, является и морская вода. Геохимические и изотопные особенности позднемезозойского магматизма также отражают смену условий их выплавления – от изначально глубинных («плюмовых») до обстановок континентального спрединга [6, 10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983. 167с.

2. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

3. Блюман Б.А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей, время и глубина их формирования // Геохимия, 2001, № 5, с 567-572.

4. Блюман Б.А. Основные геодинамические концептуальные следствия неоднородности Земли. // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М., ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 40-43.

5. Блюман Б.А. Погребенные зоны окисления (выветривания) базальтов в мировом океане: геодинамические металлогенические следствия.// Региональная геология и металлогения. СПб , ВСЕГЕИ, 2006, №29, с. 20-26.

6. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы (Тр. ГИН РАН, вып. 542). Отв.ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 461с.

7. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн.1. Арктические моря. Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребицкий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.

8. Кораго Е.А. Реконструкции ареалов распространения магматических формаций в Баренцево-Северокарском регионе (БКР) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2004.

9. Кораго Е.А., Столбов Н.М. Магматизм в неогейской геологической истории акватории и прибрежных областей Российской Арктики. В кн.: Росс. Арктика: геол. история, минерагения и геоэкология (ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков). СПб., ВНИИ-Океангеология, 2002. С 238-251.

10. Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника, 1996, № 1. С. 3-19.

11. Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2006, № 4, с. 365-376.

12. Столбов Н.М. Специфические черты магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа как отражение особенностей его геодинамики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 137-144.

13. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб., СПбГУ, 2005, 19 с.

14. Столбов Н.М., Устинов Н.М., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2006. Вып. 6. С. 145-148.

15. Шипилькевич Ю.В., Кораго Е.А.,Устинов Н.В. Мезозойские трапповые интрузии на Восточно-Баренцевском шельфе и их место в истории геологического развития региона // 25 лет на Арктическом шельфе России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, с. 50-56.

16. Evdokimov, A.N. & Stolbov, N.M. Basic Rocks of Franz Josef Land: Chemical Character and Tectonic Setting // Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins – ICAM IV, Dartmouth, Nova Scotia, Canada, September 30-October 3, 2003. Edited by: Scott, R.A., Thurston, D.K. OCS Study, MMS 2006-003. Anchorage Alaska, 2006. P. 233-236.

17. Hofmann, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997. V. 385. P. 219-229.

О СВЯЗИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ С ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННЫМ СОСТОЯНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Суворов В.Д., Мельник Е.А.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, SuvorovVD@ipgg.nsc.ru

Профильные наблюдения ГСЗ обеспечивают получение достаточно надежных данных о двумерном распределении скорости продольных и поперечных волн в земной коре. На это указывают результаты прямого численного моделирования кинематики и динамики волнового поля, показывающее удовлетворительное соответствие наблюдаемых и расчетных характеристик опорных волн. Комплекс сейсмических и гравитационных наблюдений дает возможность построения обоснованных двумерных сейсмоплотностных моделей коры.

По совокупности таких данных можно сделать следующий шаг по изучению состава и состояния вещества на глубине. Он заключается в использовании параметра петрофизической (химической [1-3]) неоднородности, рассматривавшегося ранее для глубоких оболочек Земли

$$\eta = dK/dp - (1/g)\, d\Phi/dz, \quad (1)$$

где K – модуль сжатия, $p=\rho gz$ – литостатическое давление, g – ускорение силы тяжести, $\Phi=K/\rho=Vp^2-(4/3)Vs^2$, ρ – плотность, z – глубина, Vp, Vs – скорости продольных и поперечных волн. Теоретически величина η равна единице для однородных областей и отличается от нее при отклонениях от неоднородности и при фазовых переходах. Как видно, этот параметр связан с изменениями модуля сжатия и плотности с давлением и соответственно с глубиной. В свою очередь эти величины связаны с вариациями скорости продольных и поперечных волн.

По данным о распределении скорости продольных, поперечных волн и плотности определено изменение η в земной коре сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и стабильной части Сибирской платформы – Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) [4-6]. В Байкальской рифтовой зоне величина η уменьшается в верхней части коры от 40-50 до 1-3 на глубине 10-20 км и стабилизируется на этом уровне в нижней коре. Коэффициент Пуассона при этом возрастает от 0.22 до 0.28 [6] (рис. 1). В ЯКП показатель η и коэффициент Пуассона в земной коре практически не изменяются и равны 2-3 и 0.25 соответственно. Существенно, что область стабилизации петрофизической неоднородности соответствует в БРЗ сейсмоактивному слою, характеризующемуся наибольшей частотой землетрясений.

Сопоставление этих данных с аналогичными определениями показателя η и коэффициента Пуассона по измерениям на образцах различных типов горных пород под всесторонним сжатием [7] и по теоретическому моделированию сухих магматических пород [8] показывает, что такие изменения не могут быть обусловлены вещественным составом. Предполагается его связь с состоянием вещества, которое может находить отражение в реологических характеристиках коры. С этой целью рассматриваются результаты численного двумерного моделирования напряженно-деформированного состояния предварительно недеформированной, но напряженной под действием силы тяжести литосферы в упруго-хрупкопластическом приближении [9]. Использованы согласованные сейсмические и плотностные разрезы литосферы до глубины 80 км по профилям ГСЗ вкрест Байкальской рифтовой зоны (п. Усть-Уда – п. Оймур – п. Хилок) [11] и вдоль ее северо-восточного фланга (п. Усть-Кут – г. Нижнеангарск – п. Чара) [4, 5]. Источником гравитационной неустойчивости является область аномальной мантии с пониженной скоростью продольных волн и плотностью и глубокая (до 10-12 км) впадина Байкальского рифта, заполненная осадочными породами с пониженными упругими модулями и плотностью.

На профиле вкрест Байкальского рифта показано, что только при значительном понижении в нижней коре (по сравнению с верхней) коэффициента внутреннего трения (в 10-50 раз) и сдвиговой прочности (в 2-3 раза) удается получить деформации соответствующие наблюдаемым приповерхностным геологическим и

структурно-тектоническим особенностям кайнозойского возраста (сводовое поднятие дневной поверхности, разломы, ограничивающие Байкальский рифт, горные хребты и ограничивающие их прогибы) и астеносферной линзе с пониженной плотностью [11]. Наиболее контрастными являются аномалии по горизонтальной компоненте напряжений достигающие 0.15 ГПа при интенсивности деформаций до10-15% (в том числе и вдоль Мохо), локализующиеся в зонах наибольших изменений плотности (рис. 3).

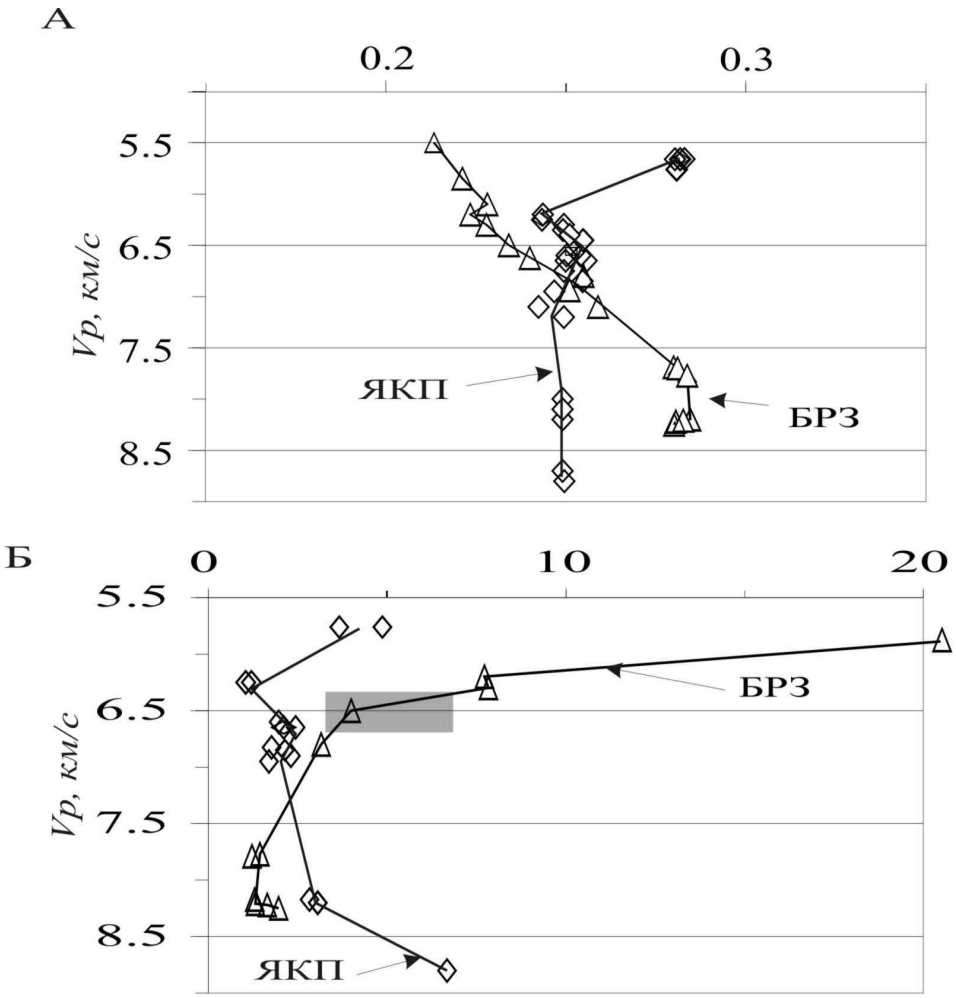


Рис. 1. **Зависимости коэффициента Пуассона (А) и показателя петрофизической неоднородности (Б) от скорости продольных волн в земной коре и верхах мантии БРЗ и ЯКП [7]**

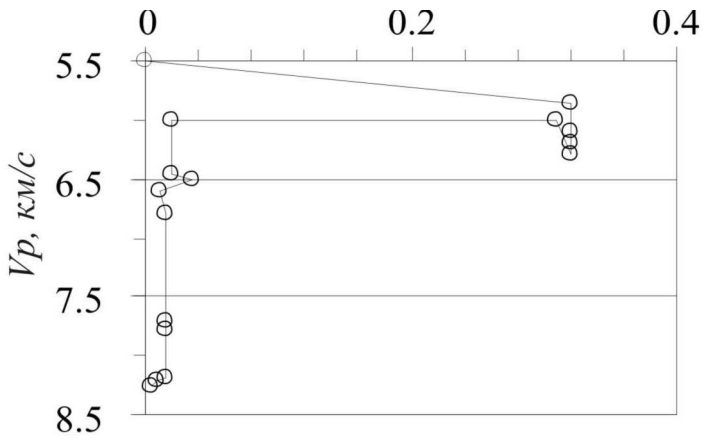


Рис. 2. **Модельные изменения коэффициента внутреннего трения в зависимости от скорости продольных волн в литосфере Байкальской рифтовой зоны [10]**

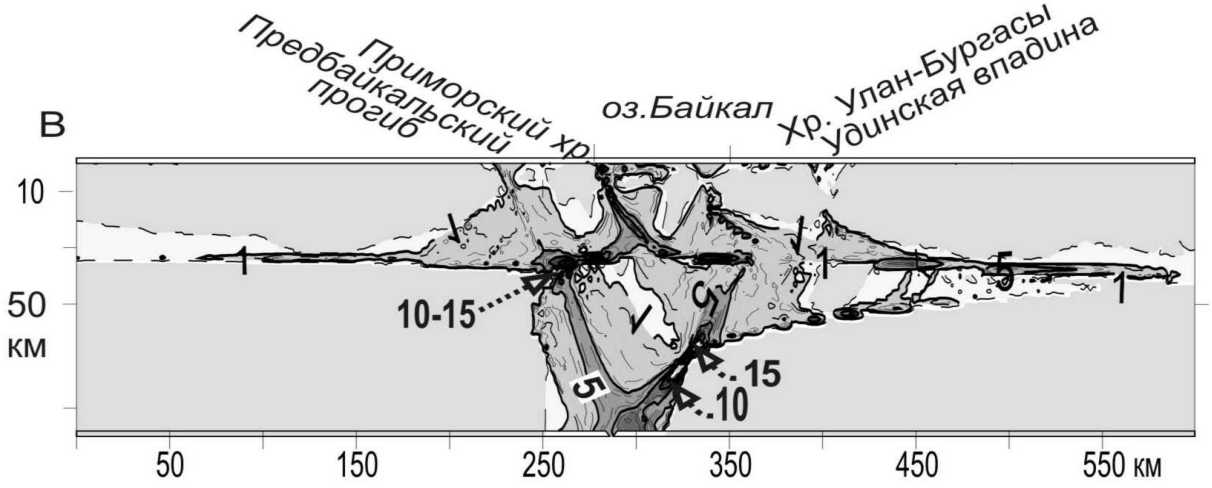


Рис. 3. **Интенсивность деформации (в %) в литосфере Байкальской рифтовой зоны по профилю вкрест оз. Байкал [10].** Обозначены приповерхностные геологические структуры

На северо-восточном фланге рифтовой зоны при тех же реологических параметрах ситуация существенно иная. Максимальная деформация наблюдается лишь в нижней части земной коры в области наибольшего изменения мощности аномального слоя верхней мантии. В верхнюю кору узкая зона повышенной деформации протягивается под углом около 40^{o} в область сочленения Северо-Муйского хребта и Муйской впадины. Других зон локализации деформаций в верхней коре не наблюдается. Можно предполагать, что мощность слоя аномальной мантии в 20 км при малой глубине фундамента в суходольных рифтовых впадинах оказывается недостаточной (или нужно допустить другую реологию в коре), чтобы обеспечить формирование зон повышенной деформации, соответствующих приповерхностным рифтовым структурам.

Как видно, между изменениями показателя петрофизической неоднородности η и коэффициентом внутреннего трения в земной коре существует тесная корреляция (рис. 1, 2). При этом область стабилизации η соответствует положению сейсмоактивного слоя в земной коре БРЗ. В свою очередь изменения η не зависят от вещественного состава пород и, следовательно, могут быть обусловлены состоянием вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bullen, K.E., An Earth model based on a compressibility-pressure hypothesis, Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Supple., 6, 50 (1950).

2. Магницкий В.А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара. М.: Изд. АН СССР, Тр. Геоф. Ин-та, 1955, № 26 (153). С. 61-85.

3. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. Мир, М.:, 1966. 460 с.

4. Детальные сейсмические исследования литосферы на P и S-волнах. Отв. ред. Н.Н. Пузырев. ВО Наука, Новосибирск, 1993, 199 с.

5. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отраженных волн // Физика Земли, 2004, №5, с. 47-57.

6. Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В. Глубинное строение Далдыно-Алакитского кимберлитового района по данным ГСЗ и гравитационного моделирования (Западная Якутия) // Физика Земли, 2005, № 5, с. 35-47.

7. Суворов В.Д., Мельник Е.А. О петрофизической неоднородности земной коры и верхов мантии в двух районах Сибири по сейсмогравитационным данным и измерениям на образцах горных пород // Физическая мезомеханика, 2008, т. 11, № 1, с. 101-108.

8. Sobolev S.V., Babeyko A. Yu. Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // Surveys in Geophysics, 1994, 15: p. 515-544.

9. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика, 2005, № 3.С. 129-142.

10. Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика, т. 47, № 10, 2006. с. 1094-1105.

11. Сонг Юнгшен, Крылов С.В., Яанг Баоджин и др. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал-Северный Китай // Геология и геофизика, 1996, т.37, № 2, с. 1-15.

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ НОВЕЙШИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ С ДРЕВНИМИ ПОГРЕБЕННЫМИ НА ПРИМЕРЕ КЕРЕНСКО-ЧЕМБАРСКОЙ ЗОНЫ ДИСЛОКАЦИЙ (центр Русской плиты)

Суханова Т.В.

Московский государственный университет, г. Москва, tanikamgu@mail.ru

Керенско-Чембарская зона дислокаций платформенного чехла находится на востоке центра Русской плиты в области сочленения Токмовского свода и юга Московской синеклизы. Она развита преимущественно над осевой частью рифейского Пачелмского авлакогена и частично над его северо-восточным крылом, где фундамент опускается с -1500 до -4000 м [6]. На северо-западе Керенско-Чембарские дислокации сочленяется с Окско-Цнинским валом. К юго-востоку от дислокаций прослеживается ряд локальных поднятий, возможно, связывающих Керенско-Чембарские и Саратовские дислокации в единую тектоническую зону [4, 10, 11].

Историю геологического развития Керенско-Чембарских дислокаций можно проследить, начиная с протерозоя [1, 3, 8, 10, 12 и др.]. В структуре и рельефе поверхности кристаллического фундамента ей соответствуют срединные Морсовский, Пачелмский и Широкопольский выступы-горсты, разделенные сдвиговыми зонами [3]. В их пределах поверхность фундамента поднята до -3 – -2 км, тогда как в смежной части авлакогена она опущена до -3,5 – -4,5 км. В рифее над этими горстами образовалось крупное пологое асимметричное линейное поднятие с несколько более крутым юго-западным крылом, в соответствии с общим погружением крыла Токмовского свода.

В позднем венде, в начале плитного этапа развития, над Пачелмским авлакогеном образовался более широкий (600 км), но существенно менее контрастный Рязано-Саратовский прогиб. Возникшее в рифее поднятие в венде продолжало конседиментационно развиваться.

Палеозойский этап. В течение длительного континентального развития территории в кембро-ордовикско-раннедевонское время рифейско-вендское поднятие было в значительной степени эродировано. Начиная со среднего девона, развитие Рязано-Саратовского прогиба возобновилось. При этом на месте юго-западного крыла эродированного поднятия стала развиваться собственно Керенско-Чембарская зона дислокаций, состоящая из множества локальных структур. Ось ее была несколько смещена к северо-востоку относительно более древнего поднятия. С начала осадконакопления в раннеживетское время наблюдается постоянное сокращение мощностей отложений в пределах сводовых частей локальных поднятий Керенско-Чембарской зоны, и даже полное выпадение из разреза некоторых горизонтов и ярусов (турнейский ярус, яснополянский горизонт, визейский, намюрский и башкирский ярусы, верейский, каширский и подольский горизонты московского яруса и др.). Это со всей определенностью свидетельствует о том, что основные поднятия, входящие в Керенско-Чембарскую зону, уже развивались в то время конседиментационно.

Палеозойская структура Керенско-Чембарских дислокаций представляет собой сложнопостроенное поднятие, ось которого в целом погружается на юго-восток. В плане поднятие занимает полосу шириной 50-60 и длиной до 200 километров. Входящие в состав поднятия четыре вала – Пачелмский, Веденяпинский, Сердобский и Широкопольский [1, 2, 5] соответствуют горстообразным выступам фундамента Пачелмского авлакогена [3]. Валы имеют северо-западное простирание, асимметричны. За исключением Сердобского вала, которое имеет крутое юго-западное крыло, у всех остальных валов более крутыми являются северо-восточные крылья, обращенные к Токмовскому своду. Т.е. их асимметрия обратна асимметрии рифейских структур. Наиболее крупным является Пачелмский вал, который отчетливо проявляется в позднедевонских отложениях [10]. Валы состоят из многочисленных (около 30-ти) локальных поднятий.

Мезозойский этап. С конца карбона территория вступила в длительный этап континентального развития, продолжавшийся до средней юры. О развитии Керенско-Чембарской зоны дислокаций в течение этого отрезка времени данных нет. Летопись продолжена в особенностях накопления и структуре осадков, начиная со среднеюрского времени, и далее с отдельными перерывами до позднего мела [10]. Мезозойские отложения в пределах зоны дислокаций развиты повсеместно. Большая часть палеозойских локальных поднятий продолжала существовать и в мезозое. В пределах осевой зоны поднятий мощность мезозойских осадков понижена, их состав более грубый, по сравнению с окружающими районами, некоторые горизонты, например, туронский, отсутствуют вследствие крупных размывов. В периоды общих погружений зона отставала от районов, примыкающих с юго-запада и северавостока, а при поднятиях обладала большими амплитудами. Дислокации мезозойских осадков были, видимо, связаны с проявлением тектонических движений начала альпийской эпохи тектогенеза. По сравнению с палеозойскими, они более пологие. В мезозойских отложениях они выражены также в виде пологих флексур, смыкающие крылья которых обращены также к северо-востоку, и лишь Сердобский вал сохранял крутое юго-западное крыло.

Новейший этап. В позднем кайнозое Керенско-Чембарские дислокации представляют собой менее выдающуюся, по сравнению с палеозойской и мезозойской, зону поднятий, вытянутую с северо-запада на юго-восток от с. Ижморы почти до г. Петровска [9]. В целом, это – широкое сводовое поднятие, слабо дифференцированное на

малоамплитудные (в среднем до 20 метров) структуры более высокого порядка. Поднятие, как и древние структуры, развито над центральной частью авлакогена, над краевым разломом, ограничивающим Пачелмский авлакоген с северо-востока, и частично над крылом Токмовского свода.

Западная часть является наиболее приподнятой и дифференцированной на ряд эрозионно-денудационных ступеней. Максимальные отметки дневной поверхности, превышающие 250-280 метров, приурочены к древнему Веденяпинскому валу. При этом самые высокие ступени поднятия расположены над Токмовским плечом авлакогена, а пониженные – развиваются над погруженной авлакогенной частью.

В центральной части неотектонический свод сравнительно однороден по высоте и степени расчленения. Здесь он включает древнее Сердобское поднятие и Токмовское плечо авлакогена и существенно расширяется на юго-восток. Максимальные отметки рельефа достигают 260-270 м. Пограничный разлом Пачелмского авлакогена, погребенный под осевой частью новейшего поднятия, проявлен лишь линеаментами, к которым приурочены глубоко врезанные русла рек Атмис и Малый Атмис.

В восточной части Керенско-Чембарский свод снижается. Здесь малоамплитудное и слабо расчлененное поднятие наименее отчетливо выражено в рельефе. Существование краевого разлома фундамента на поверхности подтверждается также лишь эрозионными линеаментами.

Соотношение новейшей структуры и древней структуры фундамента. В новейшей структуре наследуются общая северо-западная ориентировка древнего Пачелмского авлакогена, отдельные наиболее приподнятые выступы фундамента и, фрагментарно, зона краевого разлома. Ось новейшего поднятия смещена к северу относительно авлакогена. Разновысотные эрозионно-денудационные ступени некоторых поднятий (например, Веденяпинского) отражают неоднородность строения фундамента и соответствуют его разновысотным участкам. Ряд продольных и поперечных разрывов фундамента, в том числе северный краевой разлом, фрагментарно проявлены в новейшей структуре линеаментами.

Соотношение новейшей и палеозойской структур. В новейшей структуре и рельефе зоны дислокаций сохранились основные черты палеозойской структуры развития, но контуры новейших поднятий более размыты, склоны более пологие. Неотектоническая структура в той или иной степени, но не повсеместно и не во всем, отражает герцинские валы. На некоторых участках наблюдается несовпадение сводов палеозойского и новейшего поднятий. Ось новейшего поднятия смещена к северу от самого высокого палеозойского Пачелмского поднятия.

Соотношение новейшей и мезозойской структур свидетельствует о большей степени их соответствия: практически все новейшие локальные поднятия зоны Керенско-Чембарских дислокаций совпадают с меловыми, особенно в центральной и восточной частях [8]. В западной части в районе г. Пачелмы ось неотектонического поднятия смещена к северу, переместившись в пределы мезозойского Веденяпинского поднятия.

Таким образом, фактический материал подтверждает высказанный В.Л.Соколовым [7] вывод о том, что, Керенско-Чембарская зона дислокаций, как многие другие линейные дислокации осадочного чехла Русской плиты, имеет древнее заложение, длительное, хотя и неравномерное многофазное развитие, начиная с рифея, и продолжавшееся в палеозое и мезозое. Высказываемые некоторыми исследователями [5] представления об образовании Керенско-Чембарских дислокаций лишь на новейшем этапе не являются достаточно обоснованными. В новейшей структуре косвенно и в различной мере проявлены отдельные элементы всех древних структур. При этом наблюдаются последовательная миграция осей поднятий в северо-восточном направлении и другие особенности, которые указывают на изменение геодинамических условий и очевидную эволюцию структуры авлакогена.

Работа выполнена по программе проекта РФФИ № 06-05-64335

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д. Среднее и Нижнее Поволжье, материалы к его тектонике // Землеведение. Т. III. 1911.
2. Балаев В.А., Грекова Н.В. Тектонические нарушения и локальные структуры Пачелмско-Саратовского авлакогена // Вопросы геологии Южного Урала и нижнего Поволжья. Изд. Саратовского университета. 1977.
3. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра. 1978. 152 с.
4. Геологическая и структурная карты области, прилегающей к северо-восточному склону Воронежского массива масштаба 1:200 000 под ред. П.С.Хохлова // объясн. зап. М.: 1955. 69 с.
5. Егоров Е.Ю. Керенско-Чембарские дислокации: кинематика горизонтальных перемещений // Современные вопросы геологии (2-е Яншинские чтения). Тез. докл. М.: Научный мир. 2002. С.93-96.
6. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей масштаба 1:2500000. 2-е изд. 1981.
7. Соколов В.Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья. 1962. С. 137-148
8. Структурная карта области, прилегающей к северо-восточному склону Воронежского массива (Ряжск – Пенза). Масштаб 1:200 000. 1955
9. Суханова Т.В., Макаров В.И. Пачелмский авлакоген (Русская плита) на новейшем этапе тектонической эволюции // «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов». Матлы Международ. конф. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 2007. Т.1. С. 64-68.

10. Хохлов П.С. Тектоника и история формирования зоны Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций. Ленинград. 1955. 117 с.

11. Чибрикова Е.В. К вопросу о связи Керенско-Чембарских дислокаций с Саратовскими // Учен. Зап. СГУ. Т. XXIII. 1951. С.36-48.

12. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5 // Бюлл. М. о-ва исп. природы. Отд. Геологии. Т. XXX (5). 1955. С. 5-26.

О ФАНЕРОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА С РУССКОЙ ПЛИТОЙ

Сыстра Ю. Й.

Горный институт Таллиннского технического университета, г. Таллинн, Эстония

Осадочный чехол северо-западного края Русской плиты в пределах Ленинградской и Вологодской областей Российской Федерации и Эстонии сложен породами вендского комплекса эдиакарского периода неопротерозоя и кембрия – девона нижнего и среднего палеозоя. Вся осадочная толща имеет очень пологое (8-15′ или 2-4м на 1км) моноклинальное падение на юг и юго-восток, ее мощность на юге Эстонии достигает 500-600м. В осадочной толщи имеются многочисленные временные перерывы в осадконакоплении, а более значительный перерыв и угловое несогласие предшествует трансгрессии моря в среднем девоне. В то время песчаники пярнуского горизонта ложились на известняки и мергели нижнего силура на юго-западе Эстонии, а доломиты с прослоями глин нарвского горизонта среднего девона уже на известняки и горючие сланцы верхнего ордовика на северо-востоке [13]. Учитывая длительный перерыв в осадконакоплении с конца девона до четвертичного периода, необходимо допустить, что первоначально осадочный чехол имел более широкое распространение на север. На это прямо указывает наличие кембрийских и ордовикских осадочных пород в метеоритных кратерах Силья в центральной Швеции [8], Лумпарн на Аландских островах и Кариккоселькя в 250 км к северу от Хельсинки в Финляндии, а также на дне Ботнийского залива Балтийского моря [11].

Долгое время считали, что территория СЗ края Русской плиты и Фенноскандинавский щит являются жесткими устойчивыми асейсмическими районами, где наличие каких либо значительных фанерозойских тектонических движений не происходит. Сеть разломов и линеаментов на краю плиты менее густая, чем на прилегающей части щита, но их ориентировка в основном не меняется [6]. Допускали, что при малой мощности осадочного чехла они могли образоваться при блоковых движениях докембрийского фундамента, вызывавшего обновление древних разломов.

Типичных складок в палеозойском чехле известно немного. Относительно крупные складки, с размахом крыльев 500м и амплитудой более 100м были описаны В.С. Кофманом и Т.В. Александровой [4] у основания Андомской горы, на самом берегу Онежского озера (рис.1). В песчаниках с прослоями глин, верхнедевонский возраст которых установлен по находкам остатков ихтиофауны, имеются хорошо сформированные линейные складки с азимутом ОП: СВ30-35°. В то время теория тектоники плит не вошла еще в ежедневную геологическую практику, поэтому их образование в результате тектонических движений и деформаций считалось невероятным. Было решено, что они могли формироваться под односторонним давлением движущего с северо-запада материкового ледника. Остался неясным, как такой интенсивно деформированный и расколотый разломами блок оказался в не очень крепких песчаниках с прослоями глин настолько прочным, что сейчас еще образует на берегу озера уступ, высотой 30-35м. Вообще образование таких структур, близких к идеальным складкам изгиба, у дневной поверхности мало вероятно. Скорее всего, они образовались в более глубоких горизонтах и в результате 350 млн. лет продолжавшейся эрозии и выпахивания ледником оказались в нынешнем месте.

Крупные поднятия и прогибы в докембрийском фундаменте Прибалтики были обнаружены в ходе глубинного картирования в 50-80-тых годах прошлого столетия с буровыми скважинами через весь осадочный комплекс. В фундаменте ЮВ Эстонии было выявлено валообразное Валмиера–Мынисте–Локновское поднятие, общего СВ–широтного простирания, где докембрийское основание поднято от нормального положения выше на 350м на северном крыле, а на южном крыле еще больше [5]. На своде раннепалезойский разрез осадочных пород эродирован и песчаники среднего девона со структурным несогласием залегают прямо на докембрийских кристаллических породах.

Аналогичные крупные складки выявлены в центральной части Балтийской синеклизы в ЮВ Латвии, где мощность осадочного чехла превышает 1,5 км. В разрезе здесь участвуют также карбоновые, пермские и триасовые осадочные образования. Нижняя, складчатая часть разреза (кембрий – ранний девон) отделена от верхней части (средний девон – триас), которая образует ядро пологой синеклизы, четким структурным несогласием (рис.2). В складчатых деформациях участвует нижняя часть пород раннего девона, что позволяет довольно точно определить время деформаций, 415-395 млн. лет назад [9]. Тектоническая активность в то время

возросла и на ЮВ краю Фенноскандинавского щита, в Выборском массиве гранитов–рапакиви внедрились флюорит–кальцитовые жилы с возрастом 402 млн. лет [16], а в сдвиговых зонах происходили гидротермальные процессы и образование новых минералов, что установлено палеомагнитными исследованиями [12]. Эти процессы по времени совпадали со скандской фазой каледонской складчатости. Это свидетельствует о том, что процессы геологической активности, связанные с закрытием океана Япетус около 408 млн. лет назад [14], охватили обширную площадь в зоне сочленения плиты и щита.

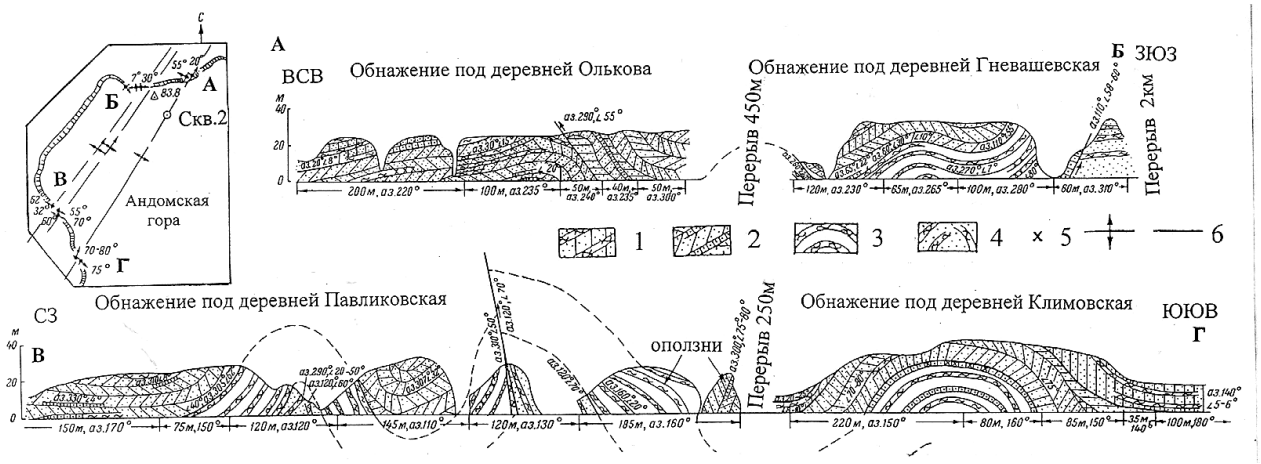


Рис. 1. **Схема строения Андомской горы по В.С. Кофман и Т.В. Александровой из [4] с сокращенными надписями.**

А – места расположения частей разреза вдоль береговой линии. Легенда: 1 – песчаники с прослоями глин (D_3vr); 2 – косослоистые песчаники с прослоями глин (D_3sm+br); 3 – чередование песчаников и глин ($D_3šv+sr$, верхняя часть); 4 – песчаники с прослоями глин ($D_3šv+sr$, нижняя часть); 5 – места находок остатков ихтиофауны; 6 – осевые плоскости складок и направление погружения оси

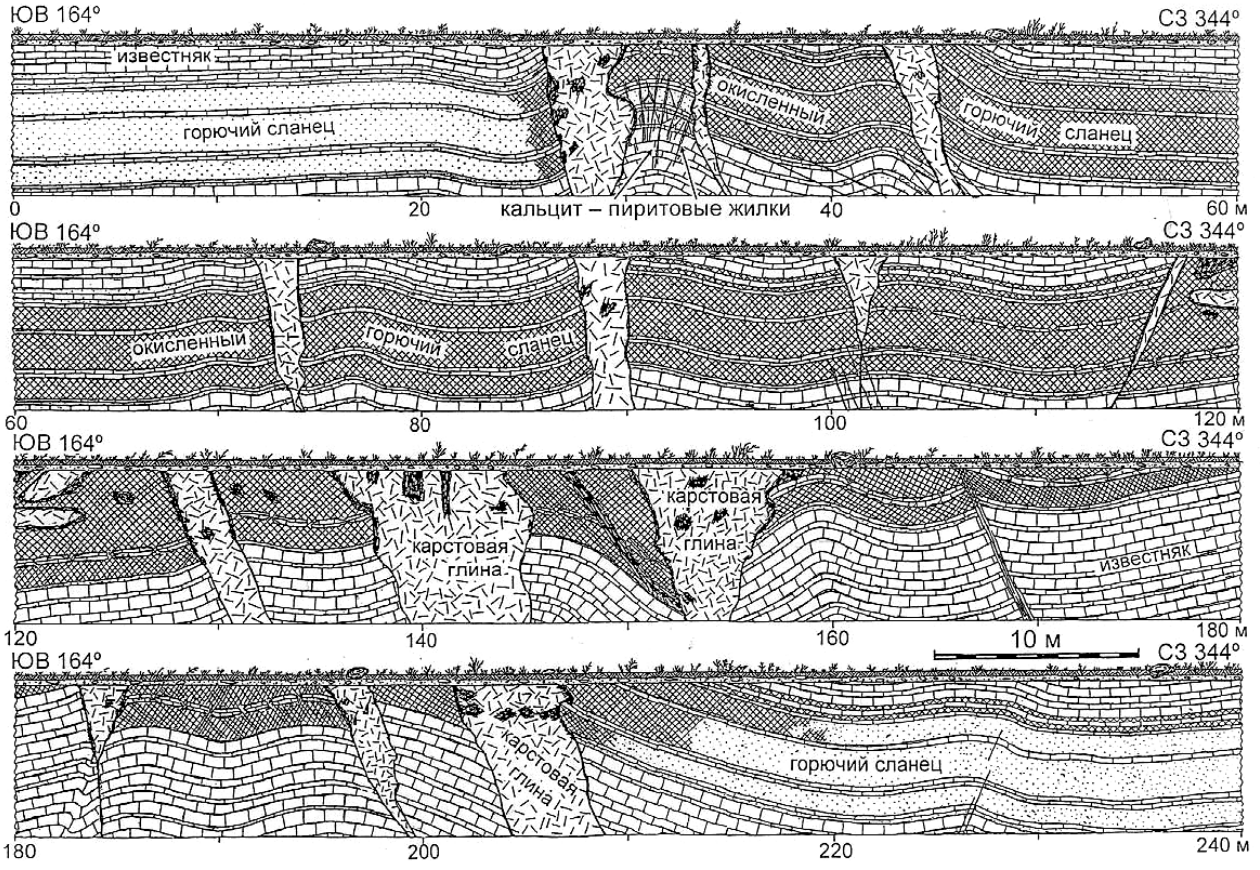


Рис. 2. **Геологический разрез через Балтийскую синеклизу в ЮВ Латвии**
(по данным Латвийского Агенства окружающей среды, геологии и метеорологии, 2005, [10])

Относительно хорошо наложенные тектонические деформации изучены в осадочном чехле на северо-востоке Эстонии, в сланцевом бассейне, где с 1916 года ведется добыча горючих сланцев. Их извлечено более 1 млрд. тонн. При разведке месторождений пробурено тысячи скважин. Первое крупное тектоническое нарушение было выявлено в 40-ые годы при закладке Ахтмеской шахты. Сейчас в сланцевом бассейне известно более 10 крупных и множество более мелких зон нарушений [7]. Типичная зона СВ простирания, слабо изогнута, шириной от нескольких сотен метров до 3-4 км и длиной до 50 км и более. Зона обычно состоит из крупных открытых складок, которые осложнены более мелкими складками, на крыльях структур еще разломами и зонами дробления. Максимальное вертикальное смещение промышленного пласта достигает 25-30 м. В зонах дробления и по разломам интенсивно развивается карст, где горючие сланцы окисляются и замещаются карстовой глиной. К такому сланцу шахтеры интереса не имеют и поэтому нарушения остаются слабо изученными. Раньше считали, что нарушение состоит из ряда ступенчатых сбросов [2] или является осложненной сбросами и зонами дробления флексурой [1]. Для получения данных о внутреннем строении таких нарушений, которые не только мешают нормальной работе, но и опасны неожиданными обвалами в шахтах, была специально изучена Ахтмеская зона. Нарушение оказалось на всем протяжении складчатым, его вертикальная амплитуда достигает 13 м [3]. Вмещающие породы доломитизированы в зонах нарушений, нередко встречаются гидротермальные жилы, мощностью до 10-15 см. Обычные минералы в них кальцит, доломит, пирит, марказит, галенит, сфалерит, реже встречаются барит и халькопирит. По всей вероятности широкое развитие этих зон связано с той же основной, скандской фазой каледонского орогенеза. Во всяком случае, эти нарушения древнее среднего девона, поскольку складчатые зоны, карстовые явления и песчаниковые осадочные дайки отсутствуют вышележащих девонских породах, где они с несогласием перекрывают горючие сланцы в Нарвском карьере [2].

В неглубоком Пыхья–Кивиылиском карьере в 2005-07гг. наконец удалось составить поперечный разрез через всю тектоническую зоны, шириной здесь всего около 200 м (рис.3). Глубина карьера около 8 м. На плоской равнине под тонким слоем морены и растительного слоя расположены известняки с горизонтами горючих сланцев. Зона состоит из открытых синклинальных и антиклинальных складок, которые осложнены разломами и зонами трещиноватости. По ним широко развит карст. Коренные породы замешены синеватой карстовой глиной, в которой часто встречаются обломки известняков и участки окисленных сланцев, часто с черными полосками на краю. Глинистые заполнения в карстовых зонах в этом нарушении не превышают 10 м, а в других могут достигать 25-30 м и тогда часто имеют зональное строение [2]. Карстовые полосы становятся внизу узе, но продолжаются в подстилающих известняках, ниже подошвы промышленного пласта. Особенностью этих линейных нарушений является, что они никак не проявляются в рельефе, тогда как по более поздним СЗ и меридиональным зонам развиваются глубокие речные долины [7]. Интенсивная гидротермальная минерализация была встречена только у самой ЮВ границы зоны, в небольшой антиклинальной складке в виде веерообразно расположенных жил, мощностью 2-10 см. Поперечный разрез нарушения меняется по простиранию, а вдоль края продолжается зона пирит–кальцитовой минерализации с примесью сфалерита, галенита и доломита. В пустотах жил иногда встречаются прозрачные призматические кристаллы кальцита, которые обычно образуются при температуре 110-160° С [15].

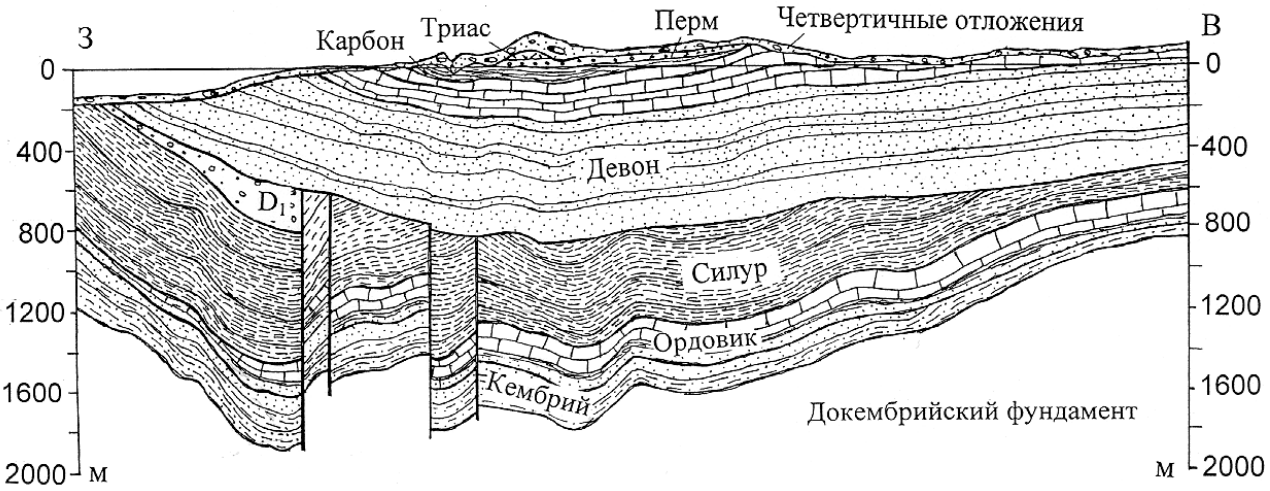


Рис.3. **Полный разрез через Сондаское тектоническое нарушение в Пыхья – Кивиылиском карьере весной 2007 года. Стенка карьера образовала с нарушением угол 71°, простирание оси нарушения СВ 53°**

Кроме СВ части Эстонии одно такого типа складчато–разрывное нарушение выявлено у Коплиского залива в Таллинне, в береговом уступе кембрийских песчаников с прослоями алевролитов. В ордовикской толще карбонатных пород в Северной Эстонии часто встречаются кальцитовые жилы с пиритом и часто с небольшим количеством доломита, сфалерита, галенита и др. гидротермальных минералов. Некоторые из них представлены 3-4 генерациями, которые отличаются по цвету и включениям, а также по времени и условиям образования. Густота жил в обнажениях меняется, но большинство из них СВ простирания, меньшая часть северо-западной ориентировки. Жилы в основном крутопадающие, 85-90º.

История тектонических движений зоны сочленения Русской плиты со щитом не закончилась каледонскими движениями. В среднедевонских образованиях вскрыши Нарвского карьера выявлена открытая СЗ складка, с размахом крыльев около 200 м, в карьере Пиуза в ЮВ части Эстонии небольшая синклинальная складка и осадочные дайки в песчаниках, заполненные девонским глинистым материалом. О более поздних процессах как на щите, так и на Русской плите свидетельствуют предварительные палеомагнитные данные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахер, Р.М., Пуура, В.А., Эрисалу, Э.К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1962. Т.10. С. 319-335.
2. Газизов, М.С. Исследование закономерностей развития карста в Прибалтийском сланцевом бассейне и его влияние на горные работы. Автореф. докт. дисс., Таллин: АН ЭССР, 1972. 43с.
3. Каттай, В., Вингисаар, П. Строение Ахтмеского тектонического нарушения // Изв. АН ЭССР, Геология, 1980, Т. 29, № 2. С.55-62.
4. Кофман, В.С. Андомская гора // В кн.: Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В.И.Ленина. Л.: Наука, 1968. С.132-133.
5. Пуура, В.А., Вахер, Р.М.. Клейн, В.М. и др. Кристаллический фундамент Эстонии. М.: Наука, 1983. 208с.
6. Сыстра, Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб, Наука, 1991. 176с.
7. Сыстра, Ю.Й. Проявление наложенных тектонических движений на северо-западной окраины Русской плиты // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. Москва, ГЕОС, Т. 2, 2008. С. 311-316.
8. Fredén, C. (Special ed.). National Atlas of Sweden: Geology. Stockholm: SNA Publishing, 1994. 208p.
9. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004. 589p.
10. http://mapx.map.vgd.gov.lv/geo3/VGD_OIL_PAGE/images/GeolSetting.jpg 24.05.2008.
11. Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (eds.) Precambrian geology of Finland: Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments of Precambrian Geology. Elsevier, 2005. 736p.
12. Mertanen, S.; Airo, M.-L.; Elminen, T.; Niemelä, R.; Pajunen, M.; Wasenius, P.; Wennerström, M.. Paleomagnetic evidence for Mesoproterozoic – Paleozoic reactivation of the Paleoproterozoic crust in southern Finland. In: The 27th Nordic Geological Winter Meeting, January 9-12, 2006, Oulu, Finland : abstract volume. Bull. of the Geol. Society of Finland. Special issue (1), 2006. P.102.
13. Puura, V., Vaher, R. Cover structure. In: Raukas, A., Teedumäe, A. (eds.) Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. 436p.
14. Roberts, D. The Scandinavian Caledonides: event chronology, paleogeographic settings and likely modern analogues. // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 283-299.
15. Rösler,J.R. Lehrbuch der Mineralogie. Leipzig, 1979. 832s.
16. Sundblad, K., Alm, E., Vaasjoki, M. Phanerozoic fluorite-calcite-galena veins in the margins of the Fennoscandian Shield. In: The Baltic Sea region : formation and deformation of the crust, seminar in Tartu, Estonia, March 4, 2003 : programme and abstracts. Tartu: University of Tartu, 36-37.

НЕКОТОРЫЕ ТИПЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ (Россия) И ЭСТОНИИ

Сыстра, Ю. Й.[1], Спунгин, А. В.[2]

[1]Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония, systra@staff.ttu.ee
[2]Институт динамики геосфер РАН, Москва, spungin@idg.chph.ras.ru

Проблемы сейсмической безопасности атомных электростанции и необходимость на длительный срок захоронить высокорадиоактивные отходы этих станций способствовали развитию сейсмических и палеосейсмических исследований в Фенноскандии. В Финляндии и Швеции сейсмические исследования были начаты более 30 лет назад [5]. Инициатором изучения сейсмических дислокаций в Карелии был А.Д.Лукашов. Он описал большинство известных сейчас объектов в Заонежье [6], на горе Воттоваара и в Приладожье [1], сравнивал их с дислокациями в сейсмических зонах и доказал их сейсмическую природу.

В Карелии обнаружены практически все типы локальных сейсмодеформаций, которые описанные в сейсмических районов [3], Известны сейсмотектонические, гравитационно- сейсмотектонические сейсмогравитационные, сейсмогидро-динамические, субаквальные дислокации и деформации встряхивания. Все проявляются в основном в палеосейсмогенных участках, какими в Карелии являются Приладожье, Онежский синклинорий, Кандалакшский залив и Белое море в целом, Паанаярвско–Кандалакшская зона, Лехтинская структура, район дер. Нюхча на Белом море, Сегозера и Калевалы.

Различные сейсмодислокации и сейсмодеформации можно встретить всюду в Карелии, но часто они небольших размеров и небольшой амплитуды, как сейсмодислокация в пос. Гирвас на восточном крыле Онежского синклинория (рис.1). Нужен опыт, чтобы их заметить. В верхней части пологой гряды с выходами в средней степени рассланцованных ятулийских диабазов (ок.2,1млн. лет) выжата почти на 0,5 м группа угловатых блоков. Особой повышенной трещиноватости в коренных породах не наблюдается. Вероятнее всего эта сейсмодислокация образовалась в результате встряхивания земной поверхности при землетрясении, которое происходило уже после таяния материкового льда, значит не более 11 тысяч лет тому назад. Причиной выжимания блоков была сильное горизонтальное сжатие пород, которое и сейчас по многочисленным определениям напряжений выше вертикальных сил в 10-20 раз [4]. На выжатых блоках сохранились ледниковые шрамы.

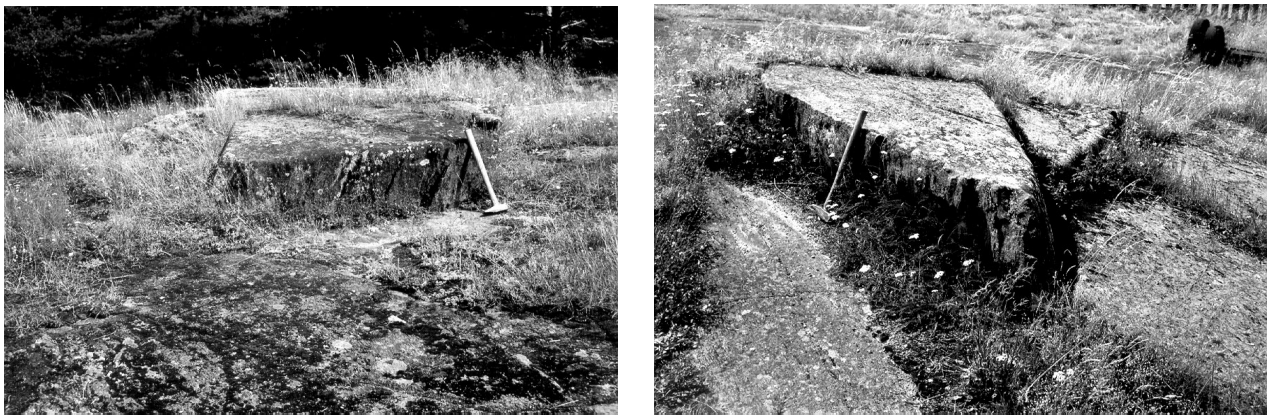


Рис.1. **Выжатые из сглаженного ледником выхода 5х8 м угловатые блоки габбро–диабазов.**

Крутая наклонная сланцеватость стенке (слева), способствовала выжиманию блока. Вид с другой стороны показывает меньшие по размерам блоки, у которых один конец больше поднят (справа). Длина молотка 0,6 м. Пос. Гирвас, Центральная Карелия

Другой тип сейсмотектониской деформации был выявлен в 12 км к северу от СВ конца оз. Паанаярви, на берегу оз. Каменное. Южный берег озера поднят по СВВ линейному разлому на 30-40 м по отношении к остальной части (рис.2, вверху слева). Вдоль этого сбросового уступа прослеживается полоса обвалов из угловых глыб (рис.2, вверху).

О сейсмичесой природе нарушения отчетливо свидетельствуют каменные столбы и перья, которые представляют собой крупные фрагменты коренных пород (массивных оливинитов), высотой до 25 метров и длиной более 15 м, отодвинутые от сбросового уступа сейсмическим ударом вверху более чем на 3 м, а внизу всего 1-1,5 м (рис.2, внизу слева). Особенно характерным для всех сейсмических зон является наличие всюду открытых трещин. Обычны небольшие смещения по ним. Прилегающая к разлому часть массива (рис.2, внизу справа) сильно трещиновата, расстояния между отдельными трещинами не превышает 0,5-2 м, расхождение стенок обычно до 2-3см, а иногда может составлять 5-10 см. Ширина трещиноватой зоны составляет 30-40м, переход к массивной породе происходит постепенно, как и закрытие трещин.

Несколько по-другому проявляются сейсмодислокации в крепких массивных породах у крутых стенок, где для смещения вниз по склону потребуются небольшие усилия, потому что блоки сами имеют достаточную гравитационную энергию высоко на уступе. Довольно типичными разломными дислокациями являются крутые уступы вдоль пересекающихся Кандалакшско-Оулуярвского и Паанаярвско-Кукасозерского разломов в Паанаярвском национальном парке. Один из уступов является объектом осмотра на Астерваярвской природной тропе. Почти вертикальный склон имеет в нижней части обвал из крупных угловых блоков рассланцованных гранодиоритов, размерами в длину до 8 м и более и шириной до 5м. Толщина блоков не превышает 2-3 метров. Практически отсутствуют мелькие болки среди обвалов. Выше у стены можно встретить каменные перья, оттолкнутые от стены стоящие блоки, выколы с образованием менее или более глубоких ниш. Весьма характерным является наличие многочисленных открытых трещин со смещениями по ним, что из-за них уступы являются очень неустойчивыми и малейшие сейсмические подвижки могут вызывать новые обва-

лы. Все эти обвалы образовались уже после таяния материкового ледника, что по началу отложения озерных осадков в озере Паанаярви имеет возраст 9500 лет. Зона Куусамо–Кандалакша является сейсмически активной и сейчас, каждый год здесь сейсмостанции фиксируют несколько землетрясений [8].

Онежский синклинорий состоит из ряда СЗ простирания наложенных синклинальных и антиклинальных складок, синклинали более открытые, антиклинали между ними более сжатые и осложнены разломами, параллельными осевым поверхностям складок [2]. Всему Заонежскому полуострову характерен обращенный рельеф, синклинали образуют высокие гряды СЗ простирания, а антиклинали на местности отмечают узкие длинные глубокие озера.



Рис.2. **Приразломная палеосейсмическая деформация на южном берегу оз. Каменное, Северная Карелия**
(объяснения в тексте)

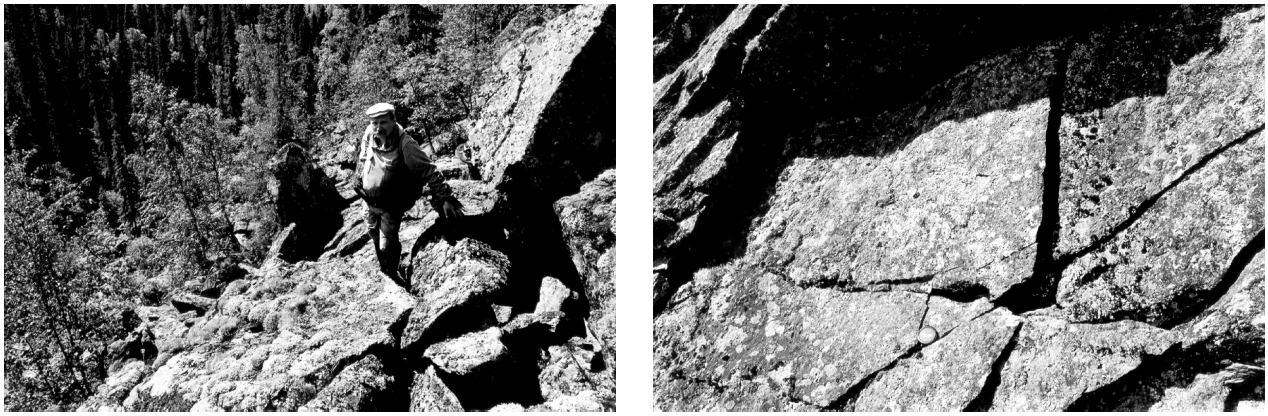


Рис.3. **Астерваярвская сейсмодислокация – разломный уступ в Паанаярвском национальном парке.**

Крупные угловатые блоки на склоне (слева) и след от выкола с образованием ниши.
Трещины открытые и по ним происходили заметные смещения блоков (справа)



Рис.4. **Сейсмодислокации на ЮВ и СЗ крыльям Путкозерской синклинали.**
Каменные столбы у дер. Спировка (вверху слева). **Большая открытая трещина в береговом уступе** (вверху в центре). **Разломный уступ, высотой около 60 м в 2км к западу дер. Палтега** (вверху справа и внизу слева, на расстояния 2км). **Уступ с обвалом у губы Святуха** (внизу справа).

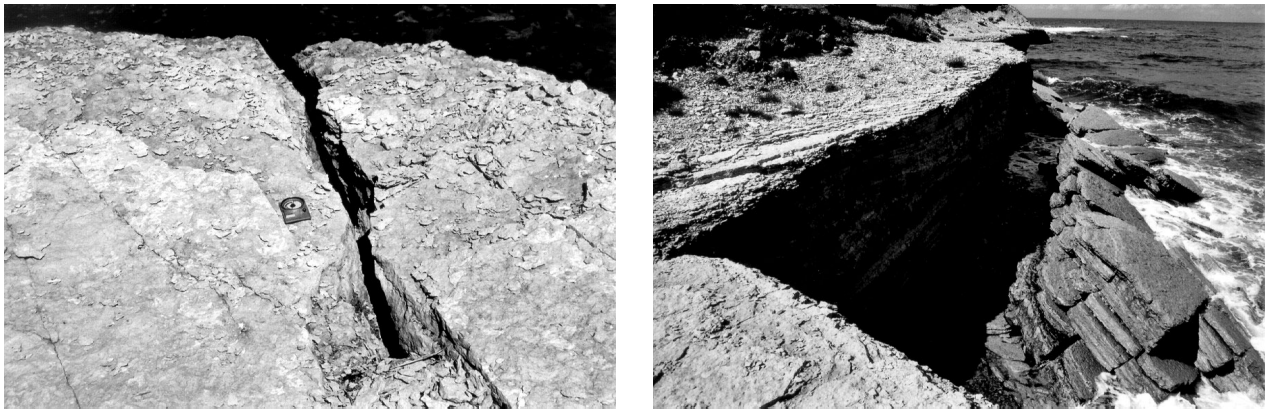


Рис.5. **Сейсмодислокации на острове Осмуссаар, Эстония. Открытая трещина (слева) и упавший во время землетрясения 25.10.1976 г. участок берега**

Путкозерская синклиналь занимает самую высокую часть полуострова и поднимается на 170 м над уровнем Онежского озера. С обеих сторон ограничивают ядро структуры ступенчатые уступы высотой до 60 м каждый. Сейсмодислокации встречаются в основном в километровой зоне от уступа и имеют широкое разнообразие. Вдоль уступов, длиной до 25-30 км прослеживаются широкие каменные обвалы с крупных валунов, открытые трещины, каменные столбы и т.д. (рис.4). Они хорошо описаны А.Д. Лукашовым [1,6,7].

В осадочных коренных породах Эстонии выявление сейсмодислокаций сложнее, в осадочных породах в уступах различных трещин значительно больше и нет уверенности в том, что они сейсмической природы. Все же у острова Осмуссаар произошло крупное землетрясение (6-7 баллов по МСК) 25 октября 1976 года и на острове были свидетели, пограничная застава. В невысоком уступе и в каменном здании образовались открытые трещины, а в море свалился большой участок берега, его до сих пор не успели разрушить волны (рис.5).

В районе Северного порта гор. Палдиски на дне старого карьера при детальном изучении было найдены две трещины с вертикальными смещениями 1-3 см. Интерес к ним вызывало обстоятельство, что подняты были блоки ближе к берегу, чего никак нельзя было объяснить гравитационными силами. Один из блоков отделен от скалы длинной (более 50 м) трещиной, которая местами открыта на 2 см. Возможно, это нарушение является результатом Осмуссаареского землетрясения 25 октября 1976 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Шаров, Н.В. (ред.). Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С.150-191.

2. Сыстра, Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб, Наука, 1991. 176с.

3. Хромовских В.С., Никонов, А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 144с.

4. Юдахин, Ф.Н. О природе геодинамических процессов в Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраиных и внутриплатформенных транзитных зон. Мат-лы 8-ой Междунар. Конференции.Петрозаводск: Кар.НЦ РАНб 2002. С. 271-274

5. Kuivamäki, A., Vuorela, P. 2002. Technical studies related to diposal safety. In: Rasilainen, K. (ed.) Nuclear waste management in Finland: final report of public sector's research programme JYT2001 (1997/2001). Studies and reports 15/2002.17-34.

6. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). Espoo: Geol. Survey of Finland, Report YST–90, 1995. 36 p.

7. Lukashov, A.D., Systra, Y.J. Network of faults and traces of postglacial earthquakes in the Paanajrvi National Park. // Oulanka Reports 19. P.27-31.

8. www.seismo.helsinki.fi

ОБРАЗОВАНИЕ УСЛОВИЙ ОБЩЕГО СЖАТИЯ В МЕСТАХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ ДРЕВНИХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ГОЛОЦЕНЕ (на примере участка Луаштанги, Калевала, Республика Карелия)

Сыстра Ю. Й., Пастарус Ю.-Р., Сыстра И. Ю.

Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония,
systra@staff.ttu.ee, pastarus@cc.ttu.ee, ivo_systra@mail.ru

Изученный участок расположен в Северной Карелии, у небольшой речки Луаштанги, в 28 км на северо-восток от пос. Калевала (рис.1), в СЗ части Хайкольской синклинали. В верхней части пологой возвышенности, длиной 300 м и шириной 150 м, поднимающейся до 10 м над окружающей равниной, обнажаются темно-серые, зеленоватые коматиитовые базальты раннего протерозоя. Площадь слабо волнистого бараньего лба с сейсмическими дислокациями составляет около 2 га. Выявлено около 20 различных дислокаций, в основном выжатых из гладкой поверхности выхода жестких блоков коренных пород, размерами от 5х10 см до 8х18 м. Блоки вытянуты в СЗ направлении, параллельно сланцеватости СЗ 330-336º, которая в основном падает на ЮЗ, под углами 84-88º.

Среди сейсмодислокаций встречаются блоки трех типов: мелкие клиновидные, сильно дробленные, угловатые, с высоко поднятой осевой частью и относительно большие плитообразные, поднятые на 25-110 см, но без интенсивного дробления. Длинные оси блоков ориентированы параллельно сланцеватости СЗ 325-336º в коматиитах. На рисунке 2 показан один из сильно раздробленных блоков, размерами 8х5 м, его ЮВ часть (дальняя) поднята

выше всего, один из клиньев на 129 см от поверхности окружающих дислокацию выходов. В центральной части блока имеется поперечная полоса, которая с обеих сторон отделена от остальных частей открытыми трещинами СВ ориентировки и уступами, эта часть образует ступеньку высотой 75-87 см в центральной выхода. Самая СЗ часть образует самую низкую ступеньку, на 10 см ниже предыдущей и этот уступ четко виден на переднем плане фото (рис.2). В поперечном разрезе весь поднятый блок состоит из множества плит, толщиной 10-50 см. Поднятые на разные уровни участки коренных пород с ледниковыми шрамами на верхней поверхности и острые угловатые края всех плит не оставляют сомнения в том, что все эти движения происходили в послеледниковое время. Значит, их можно считать следами голоценовой тектонической активизации. Поскольку лед отступал здесь около 10500 лет назад, то палеосейсмодислокации участка образовались совсем недавно, об очень сильных землетрясениях говорят даже руны финско–карельского эпоса «Калевала».

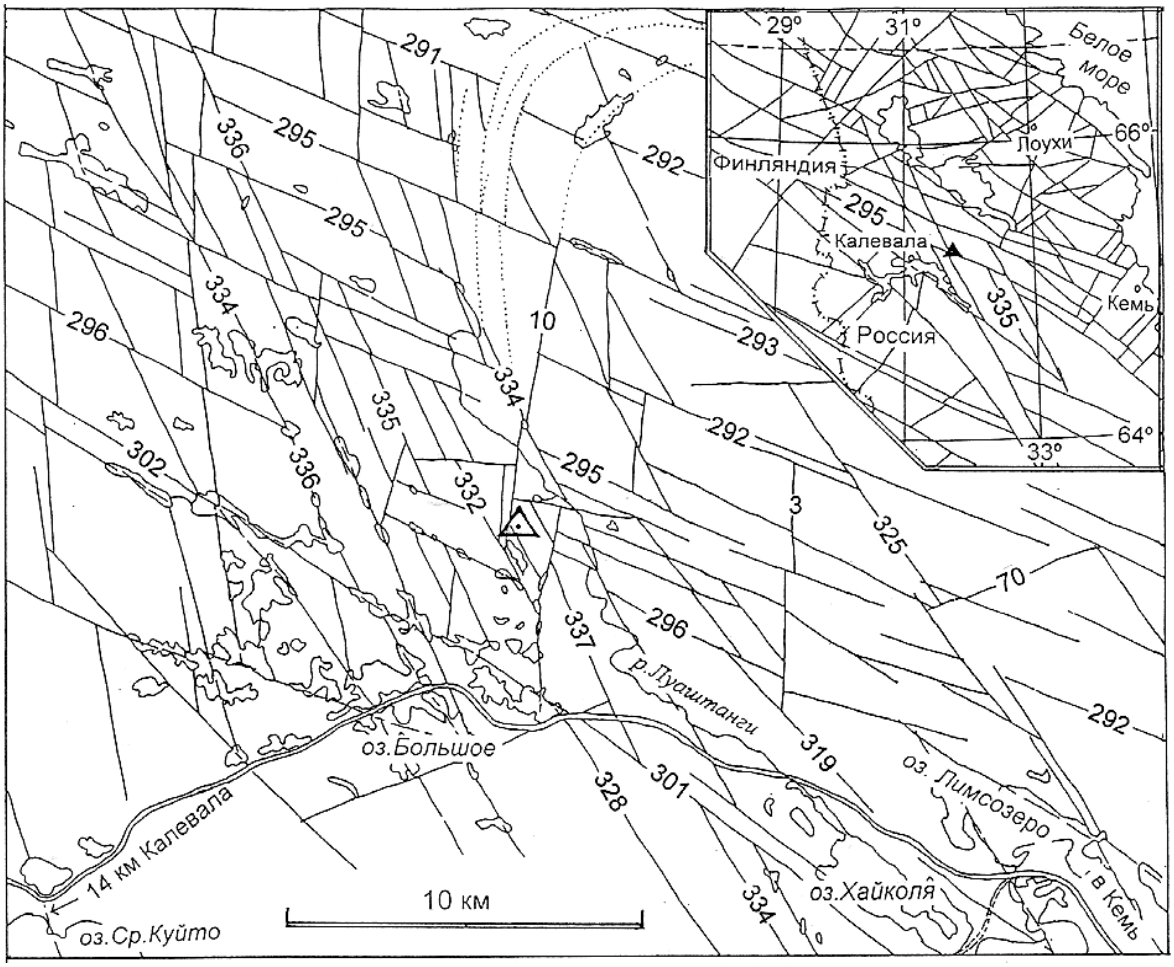


Рис.1. **Схема линеаментов района речки Луаштанги (основа по космофото из Google Earth,декабрь 2007). На врезке схема региональных разломов северной части Республики Карелия с прилегающей территорией Финляндии [3].**

Участок Луаштанги показан на схемах треугольником. Цифрами на линеаментах указаны их азимуты.
Пунктирной линией дешифрирована часть Хайкольской синклинали.

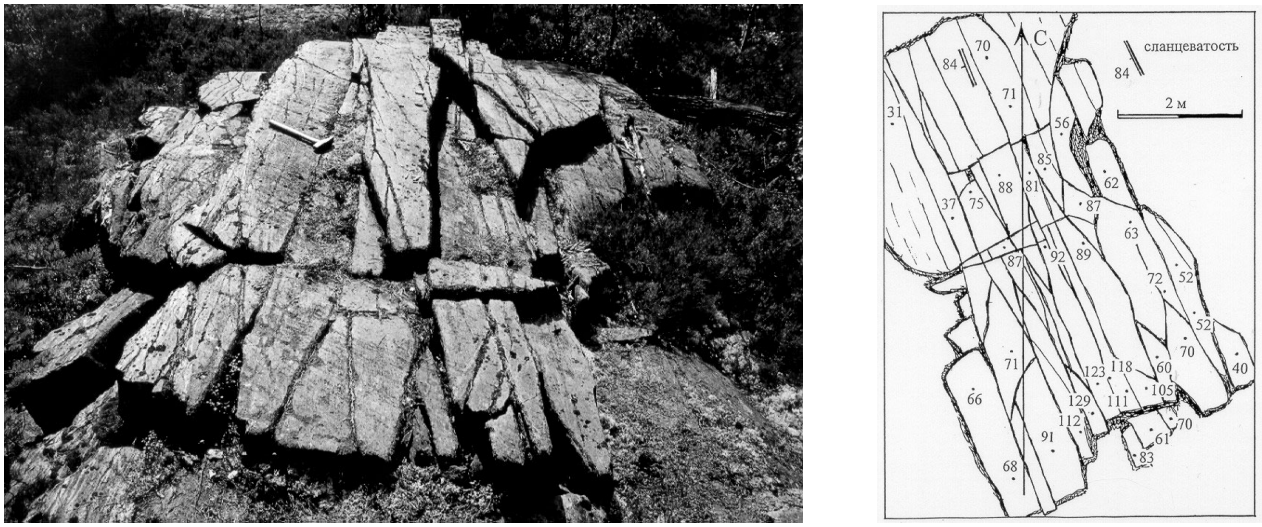


Рис.2. **Один из сильно раздробленных блоков. Фото по отношении к рисунку развернуто против часовой стрелки на 150°** (высота поднятых частей на рисунке указана цифрами в сантиметрах)**.**
Ручка молотка указывает направление движения ледника – ВСВ 87°

Осталось выяснить причину образования таких своеобразных сейсмических явлений в центральной части устойчивого Фенноскандинавского щита. Вопрос стал интересным, ведь ярко выраженные сейсмические деформации в современных сейсмически активных районах возникают только при землетрясениях с М 6-6,5 и выше [2,5]. Наличие очень сильных землетрясений в Карелии казалось нам до знакомства со многими сейсмодислокациями мало вероятным, однако во многих районах Карелии природа сама готовила доказательства [1,5].

Уже первое знакомство с дислокациями участка Луаштанги показало, что на форму блоков и их ориентировку существенное влияние оказывали сланцеватость и тектоническая трещиноватость в коренных породах. В Интернете на сайте Google Earth оказались хорошие по качеству космические снимки для дешифрирования линеаментов этого района. Еще раньше обратило на себя внимание тот факт, что все озера и узкие болота расположены в линейных зонах. На космических снимках четко дешифрируются некоторые дугообразные элементы рельефа Хайкольской синклинали и две полосы пересекающихся под острым углом региональных разломов северо-западного простирания. Региональные зоны разломов таких направлений были известны раньше [3], а новые данные позволили уточнить детали их внутреннего строения (рис.1). В одной из полос ориентировка линеаментов меняется от СЗ 291° до СЗ 302° (среднее направление СЗ 296°). В другой зоне линеаменты имеют ориентировку от СЗ 328° до СЗ 337°, среднее – СЗ 332°. Таким образом, участок Луаштанги находится в месте, где две трещиноватые (разломные) зоны пересекаются под углом в среднем 36°. Отметим, что с направлением СЗ 332° совпадает здесь ориентировка крутой сланцеватости в коматиитовых базальтах участка.

Небольшие по размерам клиновидной формы сейсмодислокации позволили выяснить характер движений и направление действующих сил во время их образования. Все клинья формировались рядом с трещинами, по которым и происходили подвижки. Иногда клинья образовались между серией трещин, пересекающей с другой серией трещин. Клинья сильно сжаты между блоками, при ударе не шевелятся и звонко звенят. Каждый клин имеет один тупой конец, что упирается в поперечную трещину, и другой острый. Острый конец часто упирается под острым углом пересекавшихся трещин. Иногда клинья при выжимании из скалы раскалывались на отдельные отрезки, крепко сжатые друг к другу. Передняя часть каждого отрезка поднята при этом выше, чем задняя (рис.3).

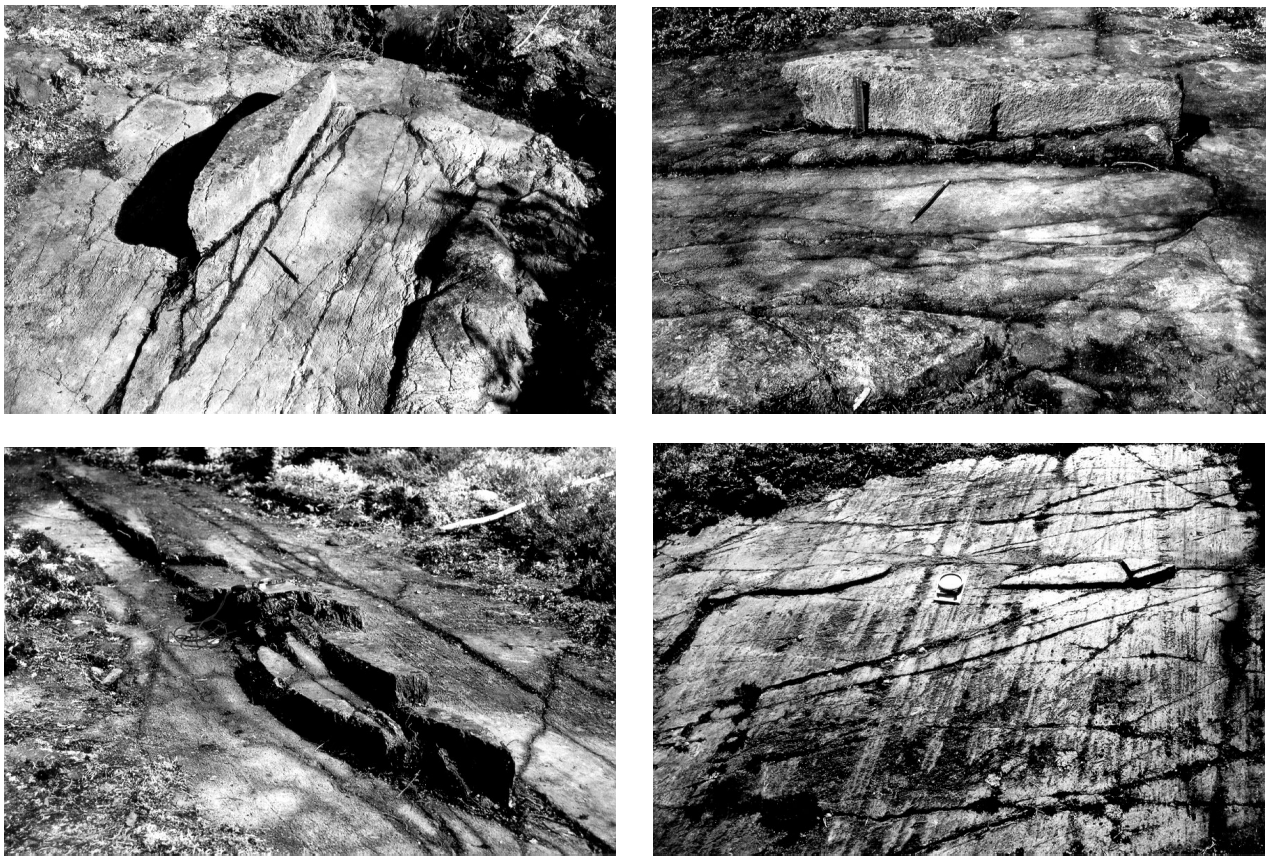


Рис.3. **Клиновидные сейсмодислокации участка Луаштанги. Одинокий клин, общий вид** (вверху слева) **и вид сбоку** (вверху слева)**, точеный конец карандаша указывает направление движения ледника. Длинный ступенчатый клин** (внизу слева)**. Форму трех небольших клина определили две системы пересекающихся трещин** (снизу справа)**. Длина компаса 12 см.**

Поперечные трещины в основном являются трещины растяжения, они СВ ориентировки, неровными поверхностями и извилистые. Довольно часто встречаются открытые и прямолинейные меридиональные трещины (СЗ 355°–10°). Длинные стороны некоторых клиньев образуют именно такие трещины (рис.3, внизу справа).

На рисунке 3 показаны некоторые типичные формы клиньев. Одинокий клин (рис.3, вверху) вытянут по сланцеватости, азимут СЗ 331° и выжат из скалы на 15-20 см. Несколько мелких обломков у острового конца клина подняты на 1-4 см, а у тупого конца на 10 см. Передняя часть клина наклонная, это несомненно способствовал его выталкиванию (рис.3, вверху справа). Образование такого клина можно объяснить только сейсмическим ударом по тупому концу, т.е. с северо-запада. При этом клин двинулся на ЮВ. Поскольку и сейчас клин сильно сжат, то есть основание думать, что образовался он в условиях общего сжатия.

Следующий тонкий (20 см) и длинный (3,4 м) клин также расположен параллельно крутой сланцеватости, СЗ 325º (рис.3, внизу слева). По всей длине этот клин расчленен на пять отрезков, их передние ЮВ концы подняты на 2-10 см по отношению северо-западных. Образование такого клина может быть объяснено движениями, когда соседний к СВ блок двигался на СЗ, а клин – на ЮВ, а впереди был упор в виде поперечной трещины. Сжатые извилистые трещины отрыва имеются также между отрезками.

Иногда небольшие клинья встречаются группами (рис.3, внизу справа). Хорошо проявленные ледниковые шрамы указывают, что движение льда не могло вызывать образование этих сейсмодислокаций. Два клина из трех расположены поперек шрамов и образовались между меридиональными трещинами. Только самый маленький, размерами 5х10 см, вытянут вдоль сланцеватости. Только ЮВ часть передового клина поднята на 3 см, все другие подняты на 1 см. Это связано с тем, что на месте схождения меридиональной трещины с трещинами параллельно сланцеватости накапливались максимальные напряжения и, следовательно, здесь блоки выжаты выше. Короткие стороны ориентированы у этих блоков по сланцеватости.

Крупных плитообразных дислокаций выявлено 7, больше их в СЗ конце участка. Они подняты максимально на 1,1 м и трещинами обычно разбиты на несколько части.

Заключение. Изученный участок Луаштанги является уникальным геологическим, тектоническим и сейсмическим объектом Карелии. Здесь в центральной части архейского ядра Фенноскандинавского щита происходят современные тектонические движения, вызванные смещением континентальных плит и раскрытием Атлантического океана. В жестких, но сланцеватых и трещиноватых зонах в местах пересечения региональных разломов образуются сильные напряжения в коренных породах, достаточные для вызывания землетрясений М = 6-6,5и больше. Следовательно, крупные региональные разломы необходимо учесть при планировании крупных сейсмоопасных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Шаров, Н.В. (ред.). Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. С.150-191.
2. Солоненко В.П. Палеосейсмология // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3-16.
3. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб, Наука, 1991. 176с.
4. Сыстра Ю.Й., Шаров Н.В., Зыков Д.С., Щукин Ю.К. Геологические и геофизические признаки проявления постледниковых землетрясений в районе Паанаярви и Калевалы, Северная Карелия // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Мат-лы 11-ой Междунар. конф., Сыктывкар, Республика Коми, Россия, 20-22.09.2005. Геопринт, 2005. С.331-334.
5. Хромовских В.С., Никонов, А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 144с.

ОБРАЗОВАНИЕ ДИНАМО-ЭФФЕКТА И ЕГО РОЛЬ В СТРОЕНИИ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Тарасенко Г.В.

Актауский государственный университет им. Ш. Есенова, г. Актау, Казахстан

Образование планет связано с процессом «большого взрыва». Пылевидные туманности, наблюдаемые в телескопы астрономами обсерваторий всего мира, показывают их спиралеобразное строение, указывающее на вращение. Это вращение и приводит к динамо-эффекту и накоплению огромного электрического заряда. Во время электроразряда (взрыва) образуются плазменные шарообразные планеты (звезды) обладающие магнитным и гравитационным полем за счет вращающейся плазмы. В ней и перерабатывается весь собранный космический мусор и образуется первичная кора, которая так же постоянно поглощается за счет спиралеобразного вращения плазмы, называемые в земных условиях субдукцией. Вращение плазмы и приводит к вращению геосфер в земных условиях, а так же к уменьшению или сжиманию планет до тех пор, пока плазма не заменится на окиси металлов или кремния. Но сжимание планет приводит к их гибели и последующая переработка в космосе. Значит, ничего вечного нет, кроме материи-плазмы.

По данным химических анализов комет и астероидов отмечается наличие органического углерода, который сгорает только выше 600^0С, что указывает на холодную плазму, в которой и сохраняется углерод. Таким образом, жизнь на планете начиналась именно из этой плазмы, принесенной из космоса.

Происхождение конкреций связано с электроразрядами в земной коре и мантии [3, 4, 6], в зонах активных тектонических разломов как горизонтального, так и вертикального направления. По ним происходят настоящие подземные грозы с молниями длиной в десятки километров. На конце линейной молнии возникают и их ближайшие родственницы – шаровые молнии. Дно Атлантического океана в близи срединно-океанических хребтов усыпано железо-марганцевыми конкрециями, что позволяет говорить об их происхождении за счет шаровых молний, обладающих электромагнитными и гравитационными силами, образующими вращение флюидов в тектонических нарушениях, а также – пластах-коллекторах. Во время вращения вмещающие породы пласта притягиваются к центру и таким образом наращиваются сферические кольца (геосферы), образуя шароподобные, цилиндрические, элипсовидные, миндалевидные и др. конкреции [5]. Вращение флюидов возможно только в пустоте (карсте), что противоречит «классическому» пониманию строения пласта-коллектора, где должна присутствовать пористость и проницаемость, т.е. кристаллическая решетка. Отсутствие последней доказывается в угольных пластах, выходящих на поверхность, которые являются продуктами палеонефти, но не палео-деревьев, торфа, органики. Но нефть образовалась из органики, которая преобразовывалась в мантии за счет холодной трансмутации ядер и служит смазкой для вращения геосфер и радиаторного охлаждения. Вращение геосфер планеты Земля и приводит к субдукции (поддвиганию) литосферных плит друг под друга, где и происходит затягивание органики в виде углерода в мантию. Таким образом, изучая шаровые конкреции, образующиеся в нефтегазоводоносных пластах-коллекторах и глубинную сейсмику планеты Земля, можно более глубоко познать строение планет и их образование.

Во время разряда природного конденсатора появляются линейные и шарообразные электромагнитные поля (в виде шаровых молний) в пустотах заполненных флюидом и размульченной (раздробленной) породой, которая притягивается электромагнитным полем. Вполне закономерно образование электромагнитного поля в виде завихрения на расстояние базальной пачки или карста, из-за чего на поверхности цилиндрические конкреции могут достигать несколько километров в длину и более 1,5 м. в диаметре. Образование торнадо также связано с явлениями завихрения (вращения) воздушного потока и их исследования могут дать дополнительную информацию о возникновении таких процессов.

Такие же процессы протекают во время образования планет, но с более мощными электрическими взрывами, что подтверждается последними данными по изучению галактик современными телескопами. В космосе наблюдаются такие же вращательные движения космических «туманностей», приводящих к большим взрывам в космосе и образованию новых планет и звезд. После взрыва образуется шарообразная плазма, вращающаяся со скоростью ядра планеты и перерабатывающая космический мусор через себя (кометы, спутники и т. д.). Таким образом, начинается образовываться литосфера и сокращение самой планеты. Это так же отмечается по инструментальным замерам нашей планеты. Сокращение планет подтверждают и образование шаровых конкреций, плазма которых также замещается минеральными образованиями и они консервируются в пластах-коллекторах. В зонах спрединга же таких условий нет и шаровые конкреции вылетают из разломов и теряя энергию осаждаются на дно океанов. Из подводных лодок не однократно наблюдались шарообразные свечения, что подтверждает такой процесс в океанах.

Подземные грозы зафиксированы и в континентальных условиях на Кольской сверхглубокой скважине, на побережье Ладоги в Карелии в 1996 году, где земля на протяжении сотен метров была, как бы взорвана изнутри при этом образовалась ровная неглубокая траншея. Деревья, которые раньше на ней росли, оказались вывороченными с корнями и отброшенными в сторону и что совсем странно, корни у многих из них были обуглены и дымились. Получалось, что огонь опалил их снизу, из-под земли!

Интересно отметить, что если бы этот случай произошёл лет сто назад, тогдашние геофизики без труда объяснили бы его следствием подземной грозы. «Земное электричество производит бури, которые разрушают внутреннее строение нашей планеты точно так же, как бури в атмосфере приводят в беспорядок воздушное пространство», – писал в 1903 году Жорж Дари в своей книге «Электричество во всех его применениях». Мы имеем в виду известные всем землетрясения, причиной которых служит несомненно, электричество. Земля наэлектризована во всей своей совокупности и сильные электрические токи беспрестанно пробегают по ней. Если воздух сух и горяч или уже до того насыщен электричеством, что не может принять в себя избытка его, выделяемого землею, если залежи мела и кремнистых почв находятся поблизости от мест, богатых металлами, тогда накопление электричества в конце концов ведет к разряду совершенно так же, как это бывает во время атмосферной грозы. Можно себе представить, к каким разрушениям может привести подземная гроза, когда она разряжается на пространстве в несколько квадратных километров сквозь различные залежи, расщелины, впадины и т.д. Такие разряды отдаются сотрясениями почвы на расстоянии сотен километров. Высказанная теория, основанная на неопровержимых фактах, была разработана нами в 1885 году; в настоящее время она признана многими метеорологами и физиками, которые нашли новые подтверждающие её факты.

Но прошло некоторое время, и теория подземной грозы была забыта. Теперь световые вспышки геофизики пытаются объяснить возгоранием вырвавшегося из недр газа. Однако световая вспышка во время мощнейшего тянь-шаньского землетрясения в 1976 году была видна за сотни километров от эпицентра!

В начале 70-х годов гипотезу подземной грозы рискнул реанимировать профессор Томского политехнического института А.А.Воробьёв [1-2]. Собрав группу единомышленников из молодых сотрудников он приступил к экспериментам в разных районах страны. Воробьёв с сотрудниками высказали идею во время подземной грозы, как и во время обычной, должны генерироваться радиоволны и если попытаться их зарегистрировать они смогут стать такими же предвестниками землетрясений, как радиоволны в атмосфере предвестниками обычных гроз. И исследователям действительно удалось зафиксировать усиление напряженности подземного радиофона непосредственно перед землетрясениями.

Но попытки представить результаты этой важной работы в самый престижный научный журнал – «Доклады Академии наук СССР» натолкнулись на сопротивление оппонентов из ведущего института по землетрясениям Института физики Земли АН СССР. Разгромив в пух и прах идею Воробьёва, они сами провели аналогичные эксперименты и через пару лет статьи на аналогичные темы стали регулярно появляться в «Докладах», разумеется, без ссылок на предшественника.

Тогда Воробьёв и его сотрудники проверили другую идею: обычная молния порождает много озона, а значит, и перед подземным землетрясением из-под земли должен выходить свободный озон. Эта идея также подтвердилась практическими экспериментами. Но, к сожалению, ранняя смерть профессора Воробьёва фактически поставила крест на его работе. Полученные профессором факты не отвергаются, но им пытаются дать другие объяснения.

Подобием происходящих процессов в галактике, планетах, земной коре, служат экспериментальные данные, проведенные в институте Физики им. Курчатова под руководством Леонида Уруцкоева. «Эффект Уруцкоева» связан с непонятным явлением – плазменным объектом, похожим на шаровую молнию [8]. Появление шаровой молнии связано с электровзрывом проволочек в дистиллированной воде. Моделируя подводный электрический взрыв, они столкнулись с непонятным явлением, похожим на шаровую молнию нерадиоактивного излучения со скоростью вращения 20-40 м/сек. После эксперимента, во взрывных камерах появились посторонние химические элементы в крейсерских количествах – на уровне нескольких процентов от исходной массы взрывающегося вещества (титановой, железной, свинцовой, никелевой и танталовой фольги), которых до того там не было и по всем законам физики, быть не должно. Это золото, серебро, фосфор, сурьма, железо, галлий. Таким образом, свинец превращался в золото, никель – в серебро, титан – в свинец… Сколько химических элементов, столько и превращений.

Такие же условия создаются в пласте коллекторе, который всегда заполнен флюидами. Если это так, то коллектор представляется пустотелым (карст), заполненный водой, нефтью или газом. Происхождение электровзрыва в коллекторе связывается с накоплением электрической энергии в геолитодинамических комплексах (пластин, чешуй, пластов), за счет горизонтальных тектонических движений в земной коре и ее расслоением. Примером электровзрывов являются сложные аварии в угольных шахтах или геофизический метод самополяризации пластов (ПС).

Связь образования угля из нефти и наоборот рассматривались во многих работах [6], что служит основанием предполагать образование пустот (карстов) в земной коре в различное время, заполненных нефтью или водой. Во время подъема пласта (эксгумации) горизонтальными подвижками обдукционного механизма на поверхность, наблюдаются субгоризонтальные выходы угольных пластов (Челябинск, Таучик, Экибастуз и др.) или киров (месторождение Карасязь-Таспас).

Строение планеты Земля весьма оригинально и практично, познание ее продолжается до сих пор. Оно основано на вращении геосфер от ядра до поверхности. Геологическое изучение планеты приводит к постоянным движениям, отмечающихся в горных образцах, керну из скважин с глубин более 10 км, где наблюдаются горизонтальные зеркала скольжений в аргиллитах, стилолитовые швы в карбонатах, трещины. По данным глубинной сейсмики выделяются листрические разломы, тектоническое расслоение на геолитодинамические комплексы (пластины, чешуи), которые движутся с разной скоростью, что приводит к тектонической эрозии и размульчиванию горных пород, выносящихся флюидами в сторону разгрузки геодинамических процессов (грязевый вулканизм). Таким механизмом в геологии служит обдукция, приводящая к эксгумации горных пород с поверхности Мохоровичича и структурообразованию. Субдукция служит механизмом флюидообразования и поставки «топлива» для ядерно-плазменных реакций в мантии и ядре. Механизмом привода движений в геологическом понимании служит механическая конвекция, но не тепловая, в физическом смысле. Таким образом, из вращения геосфер вытекает, что происходит разделение сил по касательной (к окружности) на две составляющие – субдукцию и обдукцию по уровню поверхности Мохо на глубине 10-12 сек. как в океанах, так и континентах, что приводит к их единству.

Передача движений происходит на основе ротационного режима планеты Земля [7], т.е. происходит вращение геосфер от ядра до мантии и эти движения достигают поверхности. Но скорость на поверхности по данным GPS колеблется от 2 см/год на континентах, а в океанах достигает 16. Разница скоростей связана с толщиной литосферы,

которая на континентах достигает 300 км, а в океанах – 5-20 км. За счет разницы толщины литосферы, образуется разное количество геолитодинамических комплексов, которые проскальзывают друг под другом и таким образом гасится скорость движений плит на поверхности. В связи с разностью скоростей, океаническое ложе в 3 раза больше, чем континентальное, что сходится и по географической территории. Гашение скорости начинает происходить на уровне геосфер передаваемой от ядра, вращение которого достигает 1 м/сек (по Трубицину) /6/ 20-40 м/сек (по экспериментальным данным Уруцкоева М. [8], нижней и верхней мантии со скоростью 1-10 м/год. Вращение геосфер и приводит литосферу в движение и создает гравитационное, геомагнитное и электрическое поле планеты Земля, где создаются все условия для воспроизводства полезных ископаемых, за счет электровзрывов [6].

Новые взгляды на строение планеты Земля позволяет сделать выводы о том, что флюидные растворы в земной коре служат для охлаждения процессов холодного ядерного синтеза и интенсивное их выкачивание приводит к глобальному изменению климата. Для этого нужны новые источники энергии. Для получения нового вида энергии необходимо создать механизм, в котором будут присутствовать все элементы строения планеты Земля.

К ним относятся:

1. Радиатор.
2. Электроконденсатор.
3. Генератор-ядро

Последним будет служить шаровая молния.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев А.А. Физические условия залегания и свойства глубинного вещества. (Высокие электрические поля в земных недрах). – Томск: Изд-во ТГУ. 1975. 296с.

2. Воробьев А.А. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. – Томск: Изд-во ТГУ. 1980. 211с.

3. Tarasenko G.V. Cool nucleus syntheses terrestrial cortex on base the electro-category//8th Internetional Workshop on Anomalies in Hydrogen/Deuterium Loaded Metals. 13-18 October 2007, Sicily, Katani. P. 4.

4. Тарасенко Г.В. Конденсаторная батарейка//13-я Международная конференция «Конденсированные среды ядерного синтеза». Докл. тез. п. Дагомыс, Сочи, Москва, 25-1 июля 2007 г.

5. Конкреции и конкреционный анализ. Изд-во «Наука», М. 1977.

6. Тарасенко Г.В. Геологические аспекты новой энергии// Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа. 2008. № 2. М. ВНИИОНГ. Стр. 40-53.

7. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования в любых геологических процессах // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания: М.- 2003, т. – 2, с. 40-44.

8. Уруцкоев Л.И., Ликсонов В.И., Циноев В.Г. Экспериментальное обнаружение «странного» излучения и трансформации химических элементов // Прикладная физика.-2000.-№4.-с.1-23.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТСКЛАДЧАТЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА
(геология, геохимия и геодинамическое положение)

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С.

Геологический институт РАН, г. Москва, tereh@ilran.ru

На территории восточной части Балтийского щита от Баренцева моря на севере и до Финского залива на юге (рис.), известна своеобразная группа щелочных пород, возраста которых укладываются в интервал 1.82-1.71 млрд. лет [5-7, 11, 13]. Эти образования приурочены к полосе, в виде дуги охватывающей с востока центральную часть щита, которая интерпретируется как периферическая часть Балтийской кольцевой структуры (нуклеара) [3, 8]. По составу они меняются от щелочно-ультраосновных (лампроитов, лампрофиров, щелочных габбро) до кислых (монцонитов и гранитов). Интрузивные массивы размером в десятки, реже сотни квадратных километров, или маломощные дайки этого комплекса секут раннедокембрийские образования, сами они не деформированы и не метаморфизованы. Синхронное появление однотипных магматических пород на площадях, имеющих принципиальные различия в геологическом строении, требует объяснения, но до сих пор изучались только отдельные массивы или их группы. Часть этих образований, расположенных в Южной Финляндии, первоначально была выделена в составе посторогенной группы магматических пород [18], а позже к ним стали относить массивы Наттанен и Лицко-Арагубского комплексов на территории Северной Финлядии и Кольского п-ва [14]. Понятие посторогенный или постскладчатый магматизм возникло в рамках геосинклинальной теории и обозначало магматизм заключительных этапов эволюции складчатых поясов. Затем эти образования стали рассматривать как комплексы показателей зрелой континентальной коры, когда при подъеме мантийных диапиров уже

хрупкая кора могла взламываться с образованием бимодальных серий. Для фанерозойских складчатых поясов установлен очень быстрый переход от субдукционных известково-щелочных магматических серий через коллизионные анатектические калиевые граниты к посторогенным щелочным комплексам. Иногда такой переход осуществлялся менее чем за 10 млн. лет [12,17]. Продукты посторогенного магматизма отличаются от предыдущих проявлений более высокими температурами, примитивными изотопными характеристиками и высокими содержаниями несовместимых элементов [17]. Для объяснения появления столь необычных магматических пород была разработана модель отрыва субдукционого слэба [12]. Согласно этим построениям, в момент коллизии при захлопывании зоны субдукции континентальной корой, происходит отрыв слэба, возникает мантийное окно и сюда внедряется обогащённая мантия. В результате чего начинается посторогенный магматизм. Важно отметить, что в случае отрыва слэба эффект индуцированного подъема горячей мантии подобен мантийному плюму. Модель слэба для объяснения генезиса постскладчатых образований восточной части Балтийского щита, на наш взгляд, не уместна, так как невозможно реконструировать палеоостровную дугу подобной формы, охватывающей всё поле распространения этих интрузий. В настоящее время появляется много данных о том, что формирование посторогенных фанерозойских интрузий происходит одновременно с коровым поднятием на фоне горизонтального растяжения [15]. Это растяжение с одной стороны приводит к формированию сбросов – то есть к тектонической денудации 15-30 км разреза и выводу средне-нижнекоровых пород к поверхности, а с другой стороны к выбросу флюидов, которые образуют разноглубинные метасоматиты и выплавки магмы [9].

Важнейшим геологическим событием на Балтийском щите, явилось формирование Лапландско-Беломорского и Ладожско-Южно-Финского подвижных поясов, которое произошло за счет вывода к поверхности глубинных пород в обстановке растяжения. Процессы декомпрессии, сопровождающие эксгумацию крупных масс пород, предопределили образование большого количества флюидов, что привело к формированию разноглубинных метасоматитов, в том числе и в будущих магматических источниках (например, девонских) [9], а также постскладчатых интрузий. Породы, слагающие эти интрузии, имеют характерный состав с повышенными концентрациями щелочей, легких РЗЭ, бария, фосфора, что обычно интерпретируется как показатель низких степеней плавления субстрата. Постскладчатые интрузии имеют кольцевую или коническую форму, вплоть до трубок взрыва, а дайки, чрезвычайно изменчивые по форме, приурочены к взбросам. Форма тел интрузий этого комплекса указывает на условия локального приповерхностного сжатия, которое возникло после появления на поверхности метаморфических ядер в виде подвижных поясов. В это же время глубинные части литосферы (магматические источники) испытывали декомпрессионное растяжение. Приуроченность постскладчатых и некоторых более молодых магматических тел, вплоть до палеогеновых [16], к периферической части кольцевой структуры, охватывающей центральную, амагматическую часть щита (Балтийский нуклеар), очевидна. Однако, геодинамическая природа этой структуры во многом остается загадочной. Весьма интересным фактом является унаследованность рифейскими структурами растяжения (авлакогенами) палеопротерозойских подвижных поясов [2], также приуроченным к периферическим частям нуклеара.

Исходя из состава пород палеопротерозойских постскладчатых интрузий можно утверждать, что поля их распространения должны маркировать области, где на глубине существует обогащенная мантия. Современные исследования показывают, что именно подобная мантия с возрастом метасоматического обогащения 2.0-1.8 млрд. лет явилась источником для магм гигантских проявлений щелочных пород девонского возраста на Севере Русской платформы [1], то есть щелочной магматизм палеопротерозойского возраста в какой-то мере предопределил последующие события.

Постскладчатые интрузии палеопротерозойского возраста не являются самыми древними в регионе образованиями этого типа, так как и для архейского тектонического цикла, известны аналогичные комплексы. Постскладчатые интрузии в архее сформировались после того, как прошли процессы вывода гранулитов в верхние уровни земной коры с формированием кольцевых структур размером 100-300 км (Центральная Карелия). В ядерных частях кольцевых структур встречаются гранулитовые ассоциации с возрастом 2.76-2.7 млрд. лет. Специфика вывода этих гранулитовых комплексов к поверхности состоит в том, что в отличие от протерозойских процессов эксгумации, глубинные комплексы были подняты только до уровня хрупких деформаций, так как секутся дайками с возрастом 2.6- 2.45 млрд. лет, а на поверхности, судя по отсутствию конгломератов с галькой этих пород, они не появились. Однако, процессы декомпрессии, приведшие к формированию метасоматитов и щелочных магм проходили и в позднем архее. Среди позднеархейских образований этого типа встречаются дайки лампрофиров и лампроитов, а также массивы санукитоидов и калиевых гранитов [4,10]. По составу, характеру внедрения (дайки и кольцевые интрузии) позднеархейские интрузии близки к аналогичным образованиям палеопротерозоя, отличаясь от них меньшими размерами, численностью, щелочностью и соответственно они менее обогащены легкими РЗЭ, барием и фосфором. Эти различия, на наш взгляд, обусловлены эволюцией составов постскладчатых комплексов, которые являются функцией мощности вскрыши верхней части коры, срезанной в ходе тектонической денудации и, следовательно, глубиной проникновения сбросов, благодаря которым и происходит подъём глубинных пород к поверхности.

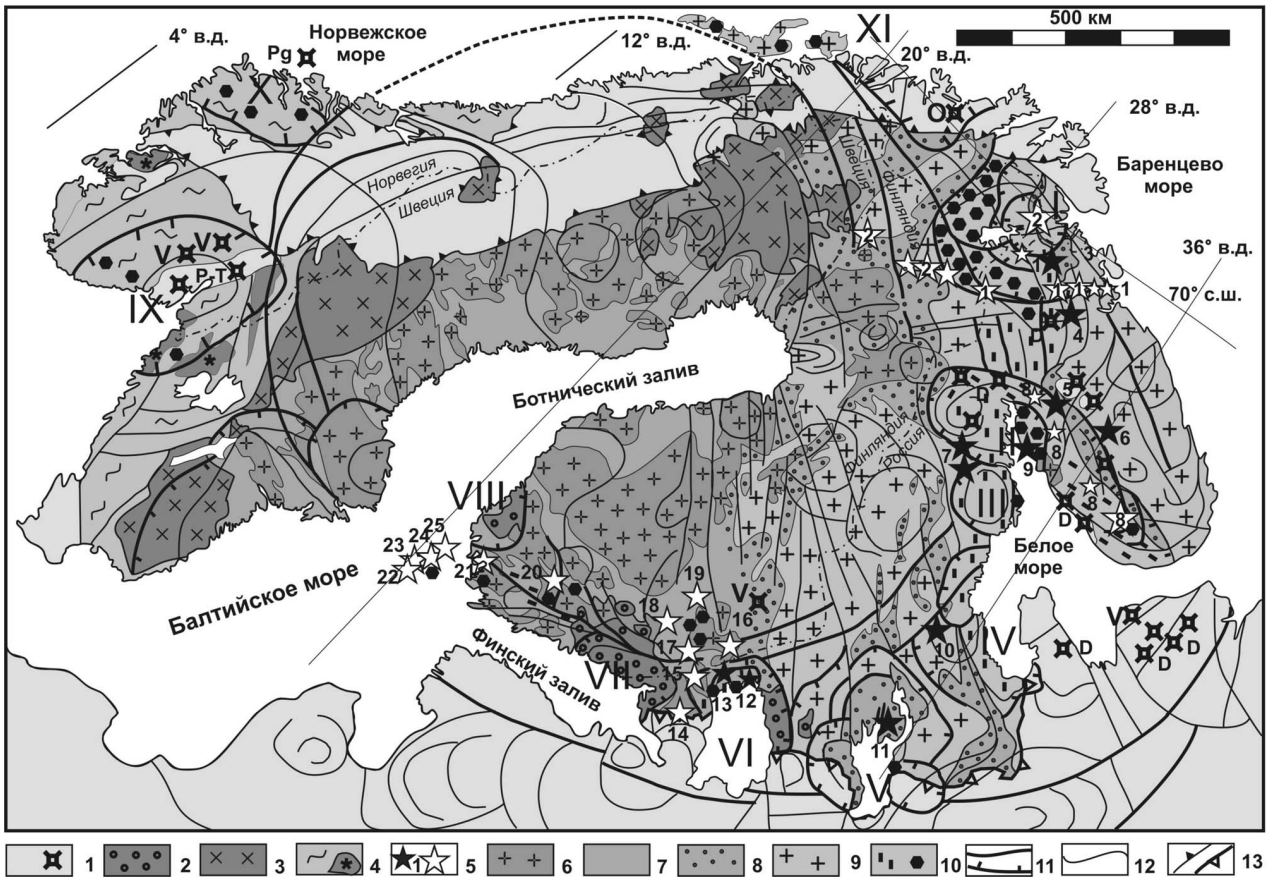


Схема расположения проявлений постскладчатого магматизма по отношению к структурным элементам Балтийского нуклеара (использованы данные [5-7, 11, 13, 14]).

1 – поля распространения рифейских и палеозойских отложений, щелочные массивы и трубки взрыва (Pg- палеогенового, P-T – пермо-триасового, D – девонского, O – ордовикского и V – вендского возрастов); 2 – граниты рапакиви (1.7-1.54 млрд. лет); 3 – Трансскандинавские гранит-порфиры (1.78-1.6 млрд. лет); 4 – гнейсы, мигматиты, гранулиты и граниты ЮЗ части Балтийского щита; 5 – постскладчатые интрузии: основного-ультраосновного (темные) и кислого состава (светлые) (1.82-1.71 млрд. лет) и их номера (1 – массивы Лицко-Арагубского и 2 – Наттанен комплексов; 3 – лампрофиры Южно-Печенгского пояса; 4-7 массивы: 4 – Гремяха-Вырмис, 5 – Суостова, 6 – Сахариокский, 7 – Тикшеозерско-Елетьозерский; 8 – Стрельнинский и мелкие тела одноименного комплекса; 9 – лампроиты Порьегубского комплекса и 10 – района оз. Левушка; 11 – Кимозерский кимберлитовый силл; 12 – дайковый пояс Калто; 13-20 – массивы: 13 – Элисенваара, 14-Воксинский, 15 – Ояярви, 16 – Петраваара, 17 – Эраярви, 18 – Люонтери, 19 – Халпанен, 20 – Хамеелинна; 21 – группа массивов в районе г. Турку; 22-25 –массивы Аландского архипелага: 22 – Лемланд, 23 – Моссхага, 24 – Сеглинге, 25 – Ова); 6 – синскладчатые граниты (1.93-1.83 млрд.лет); 7-8 – вулканогенно-осадочные образования: 7 – свекофенид (1.93-1.87 млрд. лет), 8 – карелид (2.5-1.8 млрд. лет); 9 – архейские образования (гранит-зеленокаменные области) (3.3-2.7 млрд. лет); 10 – породы высокобарической амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма выведенные к поверхности Земли за 30 – 1 млн. лет до начала постскладчатого магматизма; 11 – внешняя граница ядерной части нуклеара и структуры сателлиты его периферической части (I – Инари, II – Кандалакшская, III- Беломорская, IV – Южно-Беломорская, V – Онежская, VI – Ладожская, VII – Выборгская, VIII – Аландская, IX – Дальсландская, X – Трондхеймская, XI – Лофотенская); 12 – линеаменты выделенные по космическим снимкам; 13 – каледонский надвиг (черные) и подошва платформенного цехла (светлые треугольники)

Небольшая степень частичного плавления (1-5%) нормальной мантии является простейшим механизмом получения щелочных расплавов обогащенных легкими РЗЭ. Подобная ситуация типична для глубинных (сквозьлитосферных) сбросов, в ходе эволюции которых породы лежачего крыла испытывают декомпрессию с частичным плавлением и выбросом флюидов, обеспечивающих метасоматические преобразования по всему разрезу литосферы. Геологические данные указывают на то, что первые процессы тектонической денудации за счет развития пологих сбросов происходили в позднем архее, с этим рубежом связывается и первое появление щелочных пород. Поэтому моделью последовательного проникновения полого сброса в глубинные части мантии, определяющего сброс давления и контролирующего метасоматическое обогащение и плавление, можно объяснить закономерное изменение щелочности. На стадии формирования гранит-зеленокаменной оболочки, ещё не было глубоко-проникающих сбросов и плавление происходило перед фронтом мантийного плюма. По мере охлаждения коры и постепенного увеличения мощности литосферы появилась возможность заложения глубоко-проникающих сбросов по периферии Балтийского нуклеара, которые способствовали многократному появлению щелочных пород в этой структуре.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №14 и гранта № 06-05-64848

ЛИТЕРАТУРА

1. Арзамасцев А.А. Роль докембрийских плюм-литосферных процессов в образовании палеозойской Кольской щелочной провинции. Матер. совещ. «Петрография XXI века». Апатиты. 2005. Т.3 С. 30-31.
2. Балуев А.С**.,** Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам . Матер. научной конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 23-27.
3. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука. 1990. 215 с.
4. Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Егорова Ю.С Архейские лампроиты Панозерского комплекса Центральной Карелии : геологическое положение и состав. Матер. Совещ. «Петрография XXI века». Апатиты. 2005. Т.3 С.171-172.
5. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Журавлев В.А. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252-275.
6. Проскуряков В.В. Увадьев Л.И. Лампроиты Карело-Кольского региона // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 940-945.
7. Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2005. 711 с.
8. Терехов Е.Н. Опыт применения разномасштабных космических снимков для создания палеогеодинамической модели Балтийского щита. // Известия Вузов. Геология и разведка. 1986. № 7. С. 5-18.
9. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит)// Геохимия. 2007. № 4. С.411-428.
10. Чекулаев В.П., Левченков О.А., Иваников В.В. и др. Состав, возраст и Sm-Nd систематика архейских высоко-Mg гранитоидов (санукитоидов) Панозерского массива, Карелия // Геохимия. 2003. №8. С. 817-828.
11. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.3. Петрозаводск. Кар.НЦ РАН. 2001. С.94-98.
12. Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodinamic settings// Lithos. 1998. V.45. P.45-70.
13. Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Shebanov A.D.1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonit magmatism in the Fennoscandian shield// Litos. 1998. V.45.P 87-108.
14. Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. Petrology of Nattanen-Type Granite Complexes, Northern Finland // Precambrian Res. 1987. V 35. P. 225-240.
15. Hodges K., Davidek K., Krol M. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges // Geology. 1998. V. 26. № 6. P. 483-486.
16. Prestvik T.,Torske T.,Sundvoll B., Karlsson H. Petrology of early Tertiary nephelinites off mid-Norway. Additional evidence for an enriched endmember of the ancestral Iceland plume //Lithos. 1999. V.46. P. 317-330.
17. Rogers John J.W. and Greenberg Jeffrey K. Late orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distingtion by major-element and trace-element chemistry and possible origins //The Journal of Geology. 1990.V.98. N.3. P.291-309
18. Sederholm J.J. On migmatitesand associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland: Part III The Aland Islands. Bull. Comm. Geol. Finl. 1934. 107. 68 pp.

АНАЛИЗ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В СРЕДЕ, СОСТОЯЩЕЙ ИЗ СОСТАВНЫХ ВОЛНОВОДОВ

Тимичева В.М., Глинская Н.В., Ковалев А.П., Мищенко О.Н.

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

В плоском волноводе мощностью h с отражающими границами акустическое поле можно представить в виде суммы нормальных волн

$$\psi = \frac{1}{h}\sqrt{\frac{2\pi}{r}}\exp(i\pi/4)\ \{\frac{1}{\sqrt{k}}\exp(ikr) + 2\sum_{l=1}^{L}\cos\left(\frac{l\pi\cdot z}{h}\right)\cos\left(\frac{l\pi\cdot z_o}{h}\right)\frac{\exp(i\cdot b_1\cdot r)}{\sqrt{b_2}}\} \quad (1)$$

где $L = \frac{2h\cdot f}{c}$; f – частота источника звука; $k = 2\pi f/c$ - волновое число; z_o – положение источника в волноводе по вертикали; $b_1 = \sqrt{k^2 - (l\pi/h)^2}$; r – горизонтальная координата источника.

Нормальная волна представляет собой гармоническую волну по поперечному сечению слоя и не меняет своей формы при распространении по горизонтали.

Такой волновод имеет спектр собственных частот, определяемых выражением:

$$f_e = \frac{lc}{2h};\ l = 1, 2 \ldots \quad (2)$$

Ко многим типам волн применимо понятие групповой скорости. Приближенно она характеризует распространение возмущений в линейной среде, представляющее собой волну с достаточно медленными отклонениями

от монохроматичности и равна скорости перемещения в пространстве огибающей всех гармонических составляющих волн.

В плоском волноводе групповая скорость нормальной волны определяется выражением:

$$u_1 = c\sqrt{1-\left(\frac{f_1}{f}\right)^2} \quad (3)$$

где f_l – собственные частоты волновода, а f – возбуждающая частота источника, причем $f_l<f$

Из анализа формулы (3) видно, что каждая нормальная волна распространяется по волноводу со своей групповой скоростью, отличающейся от скорости звука в среде, причем наименьшую скорость имеет нормальная волна наиболее близка к частоте f источника колебаний.

Рассмотрим волновод, состоящий из двух полуволноводов с мощностью $h_1<h_2$, как меняется спектр нормальных волн и групповые скорости при прохождении звука с частотой f с одной части волновода во вторую часть и обратно (рис.). Скорость звука в волноводе равна c.

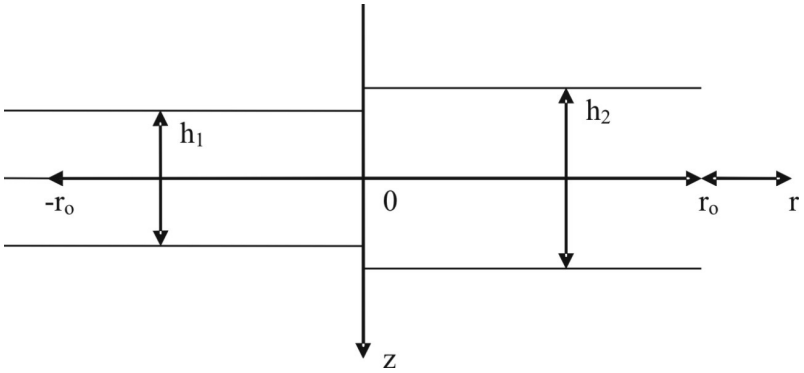


Рис. 1. **Схема составного волновода**

Пусть $h_1=100$ *м* и $h_2=150$ *м.*

Частота источника $f=60$ *Гц.*

Скорость звука в волноводе $c=3000$ *м/с*.

Групповые скорости и собственные частоты в первой части волновода представлены в таблице 1.

Таблица 1

№ *l1* моды	0	1	2	3	4
f_{l1}	0	15	30	45	60
u_{l1}	c·1	c·0,986	c·0,866	c·0,661	0

Рассмотрим только случай, когда во вторую часть волновода приходит сигнал с частотой 45 Гц.

Групповые скорости и собственные частоты для второй половины волновода приведены в таблице 2.

Таблица 2

№ *l2* Моды	0	1	2	3	4
f_{l2}	0	10	20	30	40
u_{l2}	c	0,975· c	0,896· c	0,795· c	0,458· c

Анализ таблиц 1-2 показывает, что если возбуждающая волна частоты f приходит из менее мощного волновода в более мощный, то происходит расширение спектра нормальных волн в сторону низких частот, а групповые скорости нормальных волн уменьшаются.

Пусть источник звука находится во второй более мощной части волны.

Посмотрим как изменяется спектр собственных частот и групповые скорости нормальных волн в первой половине волновода.

Спектр собственных частот и групповые скорости в более мощной части волновода представлены в таблице 3.

Таблица 3

l2	0	1	2	3	4
f_{l2}	0	10	20	30	50
u_{l2}	c	0,986· c	0,942· c	0,745· c	0,552· c

Будем рассматривать случай, когда в первую часть волновода приходит сигнал с частотой $f = 50$ *Гц.*
Собственные частоты и групповые скорости для менее мощной части волновода показаны в таблице 4.

Таблица 4

L1	0	1	2	3
f_{l1}	0	15	30	45
u_{l1}	c	$0{,}954 \cdot c$	$0{,}8 \cdot c$	$0{,}436 \cdot c$

Из анализа таблиц 3 и 4 видно, что групповые скорости нормальных волн уменьшаются, но происходит отсеивание низких частот.

Таким образом, происходит уменьшение скорости распространения сигнала независимо от направления распространения волны, возбуждающей волноводы (из менее мощной структуры в более мощную, или наоборот). Это может частично объяснить замедление скоростей акустической эмиссии, обнаруженных Паламарчуком В.К. в 2005 году [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Лепендан Л.Ф. Акустика. Изд. «Высшая школа» 1978 г.
2. Паламарчук В.К., Глинская Н.В. Способ краткосрочного прогноза удалённых землетрясений по медленным акустическим волнам // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции: в 2 т. Т.1. Казань: Изд-во Казанск. Гос. Ун-та, 2007г. – с.269

ПРИМЕР ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Тимонин Н.И.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар. institute@geo.komisc.ru.

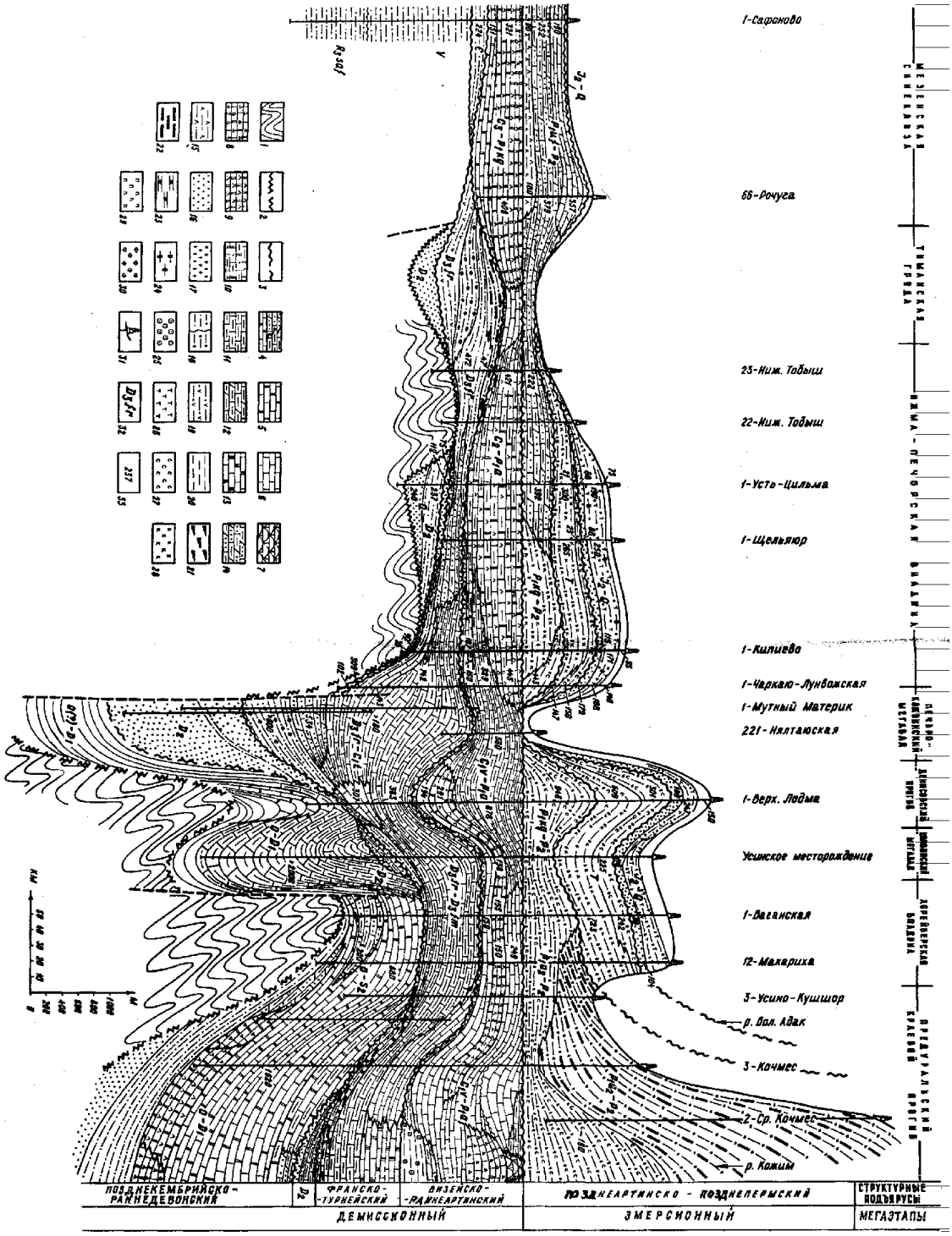
Печорская эпибайкальская плита занимает северо-восточный внешний угол Восточно-Европейской платформы и имеет в плане форму клина, обращенного острием к югу, в сторону Полюдова кряжа. На севере структуры плиты, расширяясь, протягиваются в область современного шельфа Баренцева моря, где они через систему листрических сбросов контактируют со структурами Южно-Баренцевской впадины. На юго-западе граница Печорской плиты со структурами Русской плиты проводится по глубинному шву (надвигу), названному И.В.Запорожцевой [2] *Тиманским глубинным надвигом.* Этот шов хорошо прослеживается на профилях ГСЗ “Воркута-Черное море” и “Агат – II”. По сейсмическим данным МОГТ, проведенным в юго-западной части Тиманской гряды установлено, что по этому надвигу «байкальский» фундамент Печорской плиты надвинут на карельский фундамент Русской плиты.

Восточная граница Печорской плиты проводится по *Главному Уральскому глубинному разлому (надвигу)* [5,9], по которому граничат геоблоки, отличающиеся временем консолидации земной коры. На север-северо-востоке структуры Печорской плиты по *Байдарацкой сутуре* северо-западного простирания граничат со структурами Южно-Карской впадины (синеклизы), фундамент которой, по представлению Э.В.Шипилова, имеет карельский возраст. Северная граница Печорской плиты проводится по системе выокоамплитудных ступенчатых («литрических» сбросов.

По формационным признакам в фанерозойском комплексе в полосе сочленения Печорской плиты и Уральской складчатой области выделяются две структурно-формационные зоны: западная – карбонатная, связанная с шельфовыми комплексами, сформировавшимися в зоне перикратонного опускания плиты, и восточная – сланцевая, отнесенная к комплексам континентального склона и подножия [7]. Граница между этими зонами, видимо, проходила по системе разломов глубокого заложения.

Платформенный чехол Печорской плиты имеет весьма непостоянную мощность, которая изменяется от 10-14 м в Предуральском краевом прогибе и Печоро-Колвинском авлакогене и сокращается до 4–7 км во впадинах Печорской синеклизы. На ее сводах и поднятиях мощность чехла обычно не превышает 3-4 км, а на Тиманской гряде и в осевой зоне Урала за счет глубокого эрозионного среза она сокращена до нуля [1,3,4,6].

В составе платформенного чехла отчетливо выделяются вертикальные последовательно сменяющие друг друга в разрезе формационные ряды. Каждый из них имеет свою пространственную тектоническую локализацию, сложен вполне определенным набором формаций и образует отдедбный стпуктурно-фориационный комплекс – *структурный ярус.* Ярусы разделены региональными перерывами и структурными согласиями.



Формационное расчленение платформенного чехла Печорской плиты (формационный профиль по линии скважин 1 – Сафоново – 1 – Усть-Цильма – 1 – Кипиево -1 – Баганская – 1 – Усино-Кушшор – р. Кожым). Составил Н.И.Тимонин.

1 – позднедокембрийский фундамент Печорской плиты; 2 – региональные несогласия межу платформенным чехлом и фундаментом; 3 – региональные несогласия в платформенном чехле; 4 – границы между формациями и их градациями; 5-14 – группа карбонатных формаций и их градаций: 5 – карбонатная (известняково-доломитовая, доломитово-известняковая и др.), 6 – известняковая, 7 – рифогенно-известняковая, 8 – известняково-доломитовая брекчиевая, 9 – сульфатно-доломитовая, 10 – терригенно-сульфатно-карбонатная, 11 – глинисто-известняковая, 12 – мергелистая, 13 – кремнисто-известняковая; 15-20 – группа терригенных формаций и их градаций: 15 – гипсоносная, 16 – олигомиктовая терригенная, 17 – полимиктовая терригенная, 18 -- песчано-глинистая (олигомиктовых и полимиктовых песчаников и глин) 19 – вулканогенно-терригенная, 20 – глинистая; 21-30 – признаки формаций: 21 – сингенетическая битуминозность, 22 – угленосность, 23 – кремнистость, 24 – сланценосность (горючие сланцы), 25 – сидеритоносность, 26 – темноцветность, 27 – сероцветность, 28 – красноцветность, 29 – пестроцветность, 30 – присутствие туфогенной примеси; 31 – скважины; 32 – стратиграфический объем формаций; 33 – мощности формаций и градаций.

В геологической истории Печорской плиты выделяется два крупных периода (мегаэтапа), названных нами *демиссионным* (позднекембрийско-раннеартинский и *эмерсионным* [5,7]. В первом из них удельный объем осадконакопления достигал 0.7-2,5 км^3/млн.лет, причем бóльшие значения характерны для тектонически активных частей плиты (Печоро-Колвинского авлакогена, Варандей-Адзьвинской структурной зоны, Предуральского краевого прогиба); во втором – 0.5-0,8 км^3/ млн.лет.

Каждый из этих периодов делится на ряд этапов. В демисионном их три: *позднекембрийско-ранедевонский(доэмсский), эмсско-турнейский, визейско-раннеартнский.*Эмерсионный период расчленен на *позднеартинско-поздгнепермский, триасово-раннеюрский и среднеюрско-антропогеновый этапы.* Для каждого из них характерен свой набор формаций. В демиссионный период начало каждого этапа знаменуется практически повсеместным накоплением базальной (терригенной) формации, часто залегающей с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием на осадках предыдущего этапа. Выше по разрезу она сменяется карбонатной надформацией сложного состава, распадающейся в латеральном направлении на ряд градаций – от рифогенных, развитых на бровке шельфа, по границе с континентальным склоном, до сульфатно-карбонатных в западной части плиты.

Структурные планы, сформировавшиеся в течение демиссионного и эмерсионного периодов, являются в общем виде зеркальным отражением друг друга (см. рис.). Каждый из выделенных структурно-формационных подразделений определяется спецификой эволюции развития отдельных крупных тектонических эелементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение и нефтегазоносность глубокозалегающих отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (по результатам исследований Тимано-Печорской глубокой опорной и Колвинской параметрической скважин) / Ехлаков Ю.А., Горбачев В.И., Карасева Т.В., Богацкий В.И. И др. Пермь. КамНИИКИГС. 2000. 330 с.

2. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточноевропейская платформа / Под ред. А.В.Чекунова. Киев: Наукова думка. 1989. 187 с.

3. Нефтегазоносность глубокопогруженных отложений Восточно-Европейской платформы / Л.Г.Кирюхин, И.Н.Капустин, М.И.Лоджиевская и др. М.: Недра. 1993. 317 с.

4. Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / В.А.Дедеев, , Гецен В.Г., Запорожцева И.В., Тимонин Н.И. и др. Л.: Наука. 1982. 200 с.

5. Тектоническая карта Печорской плиты \. В.А.Дедеев, В.В.Юдин, В.И.Богацкий и др. Сыктывкар. 1985. 12 с. (Научные доклады / Коми фил. АН СССР. Вып. 142)

6. Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты / В.А.Дедеев, Л.З.Аминов, В.Г.Гецен, Н.И.Тимонин и др. Л.: Наука. 1986. 216 с.

7. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург. Изд-во УрО РАН. 1998. 240 с.

8. Тимонин Н.И., Дедеев В.А. Тектоническая эволюция Печорской эпибайкальской плиты // Геотектоника европейского северо-востоока СССР. Сыктывкар. 1988. С. 5-14. (Труды X геол. Конф. Коми АССР).

9. Юдин В.В., Дедеев В.А. Проблема уральской границы Печорской плиты // Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар. 1988. С. 25-31.

О ПРИРОДЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЭКЛОГИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО

Травин В.В.[1], Козлова Н.Е.[2]

[1]Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, travin@krc.karelia.ru
[2]Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, kozlova@afmgtu.apatity.ru

Раннепротерозойская эклогитизация в районе села Гридино, центральная часть Беломорского подвижного пояса, связана с пластическими зонами сдвига [1, 2].

Локализация процессов эклогитизации пород в зонах сдвига является основанием предполагать сверхдавления в них. Однако известные испытания металлов показали, что пластические деформации, следующие за упругими, происходят без повышения напряжения (в условиях сжатия и растяжения они локализуются в дискретных субпараллельных зонах сдвига).

По-видимому, рассматриваемые пластические зоны сдвига формировались подобным образом. Около села Гридино известно несколько субпараллельных зон сдвига с базитовыми дайками, характеризующихся едиными стилем деформаций, размерами, характером эклогитизации и структурных преобразований пород. Базиты в ходе сдвиговых деформаций проявляли большую компетентность, чем вмещающие гнейсы. Кроме того, в изученных зонах сдвига нет крупных жестких тел, с которыми могло бы быть связано повышение давления.

Пластические зоны сдвига, с которыми связана эклогитизация пород, субвертикальны, имеют ширину от полутора до нескольких десятков метров. Состав минералов эклогитизированных пород зависит от интенсивности

деформаций, что обуславливает различные значения P и T, вычисленные по существующим программам даже в пределах единых неравномерно деформированных тел. Это указывает на неадекватность существующих термобарометрических методов, не учитывающих фактор деформации.

Локализацию эклогитизации пород в изученных пластических зонах сдвига мы объясняем следующим образом. Пластические зоны сдвига и боковые породы находились в одинаковых PT условиях. Но интенсивные деформации локализовались в зонах сдвига. Это явилось причиной различного поведения пород в зонах сдвига и боковых породах. В пластических зонах сдвига породы испытали эклогитизацию, тогда как недеформированные боковые породы не были подвержены такому метаморфизму.

Таким образом, имеющиеся данные приводят нас к выводу о том, что эклогитизация пород может быть вызвана пластической деформацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // ДАН, 2005, Т.405, №3. С.376-380.

2. Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С., Степанова А.В. О роли пластических деформаций в процессах эклогитизации // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат-лы XXXIX Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2006. С 312-315.

ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ С БАЗАЛЬТОВЫМИ ПЛАТО И ОСАДКОВ И ИХ ДАЛЬНЕЙШАЯ СУДЬБА В МАНТИИ

Трубицын В.П., Баранов А.А., Евсеев А.А., Трубицын А.П.

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

В отличие от сложного и длительного процесса формирования гранитной коры континентов, океаническая кора образуется при однократном подъеме мантийного вещества к поверхности. Сначала внутри восходящего мантийного потока возникают отдельные капли расплава легкоплавких компонент, затем они сливаются в связанные каналы, по которым расплав быстро поднимается к поверхности сквозь основной восходящий поток и образует магматическую камеру толщиной примерно 7 км. Подходя к зоне субдукции, океаническая плита медленно изгибается и погружается в мантию. Находящаяся на ней более легкая океаническая кора связана с плитой силами вязкого трения. Подобно легкому шарику, всплывающему в нисходящем потоке вязкой жидкости, океаническая кора будет затягиваться в мантию и одновременно всплывать. Обычно скорость всплывания океанической коры меньше скорости нисходящего мантийного потока, поэтому она затягивается в мантию. Для континентальной же коры скорость всплывания больше скорости нисходящего мантийного потока. Поэтому она остается на плаву на поверхности мантии. Скорость нисходящего мантийного потока зависит от интенсивности конвекции, характеризуемой числом Рэлея. Скорость всплывания коры зависит от ее плотности и толщины и вязкости мантии. В современной Земле нормальная океаническая кора толщиной 7 км свободно затягивается в мантию. При внедрении мантийных плюмов в движущуюся плиту на литосферной плите образуются базальтовые плато, т.е. участки утолщенной океанической коры. Наибольшую толщину имеют базальтовые плато Онтонг Джава и Карибское плато с толщинами до 30 км. Эти плато находятся на океанических плитах и в настоящее время, несмотря на большую толщину, все-таки медленно погружаются в мантию. В то же время при толщине коры всего 20 км островные дуги плавают, не погружаясь в мантию.

ПОГРУЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ ПЛАТО И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Мантия моделировалась нагреваемой снизу вязкой жидкостью, находящейся в квадратной области с непроницаемыми скользкими границами. Зависимость безразмерной вязкости от температуры и давления выбиралась в виде

$$\eta = 200\exp[-9.2T+2.3(1-z)],$$

где T – температура и p – давление, в безразмерных единицах зависящее от глубины по закону p=1-z. После установления тепловой конвекции в жидкость была добавлена вторая компонента, описывающая океаническую кору. Аналогично конвективное движение второй компоненты, описываемой маркерами, характеризуется композиционным числом Рэлея $Rc= \Delta\rho g D^3/k\eta_0$, где $\Delta\rho$ – разность плотностей дополнительной и основной жидкости. Толщина океанической коры задана равной d/D=0.01 от толщины всей области, что для модели верхней мантии соответствует толщине 7 км. Вязкость коры задана равной вязкости литосферы. Как видно на рис. 1 океаническая кора вместе с литосферой затягивается в мантию в зоне субдукции, но благодаря своей плавучести в своем движении несколько отстает от литосферы. За то же время она меньше погружается в мантию. Более легкая кора при $Rc=-6\cdot10^6$ и при рассматриваемой относительной толщине d/D=0.01 еще более отстает в своем движении от погружающейся лито-

сферы и накапливается над зоной субдукции, оставаясь плавать на поверхности плиты, несмотря на постоянное движение нижележащей плиты. В мантию могут затягиваться только тонкие размытые слои.

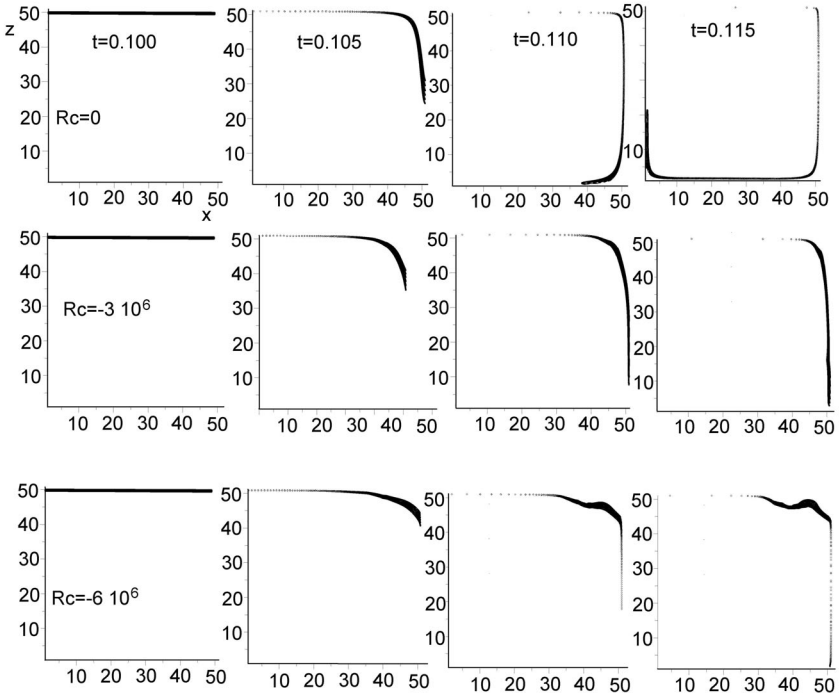


Рис.1. **Рассчитанная эволюция движения легкой океанической коры (показанной темными маркерами) относительной толщиной 0.01 при тепловой мантийной конвекции для безразмерного времени t_0=0.100, t_1=0.105, t_2=0.110, t_3=0.115 при различных значениях плотности, характеризуемых значениями композиционного числа Рэлея Rc, равными 0, $-3\cdot10^6$ и $-6\cdot10^6$**

ВЛИЯНИЕ ТОЛЩИНЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Для осадков с плотностью 2000 кг/м^3 плотностное число Рэлея равно Rc ≈ $-4\cdot10^6$. Таким образом, в рассмотренной модели осадки, несмотря на высокую плавучесть, все-таки затягиваются в мантию в зонах субдукции. Как видно из рис. 2, даже при высокой плавучести тонкая кора (d/D= 0.002,) легко затягивается в мантию. С увеличением толщины легкая кора начинает накапливаться над зоной субдукции и только частично затягивается в мантию. При относительной толщине d/D= 0.1 кора остается плавать на мантии. При этом она даже не собирается над зоной субдукции, а расплывается в виде слоя вдоль поверхности мантии. В манию затягивается только малая часть коры, та часть, которая размывается с ее нижней границы.

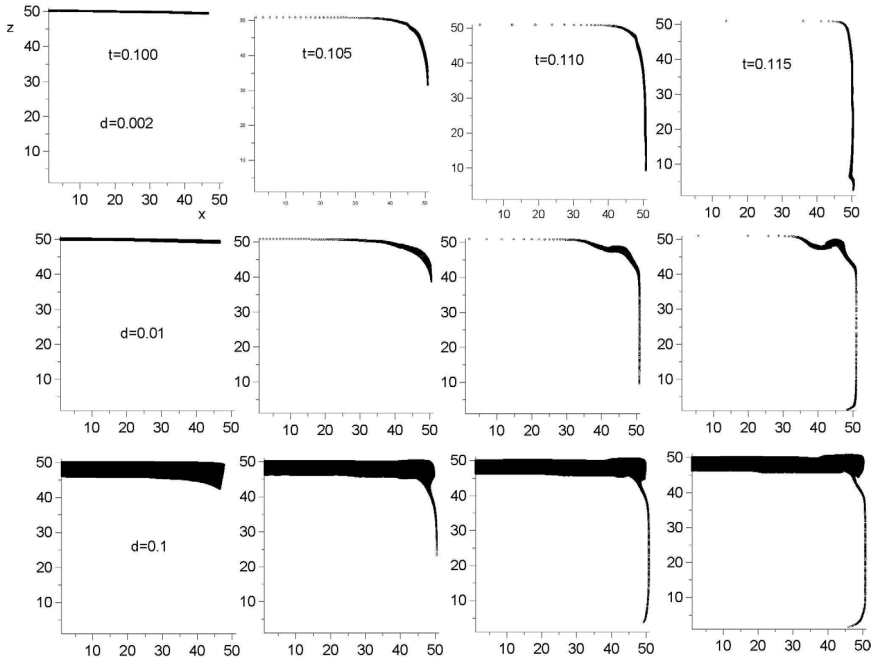


Рис.2. **Затягивание в мантию легкого слоя (показанного темными маркерами) при тепловой мантийной конвекции при Ra=$6\cdot10^5$ для безразмерного времени t_0=0.100, t_1=0.105, t_2=0.110, t_3=0.115 при значениях плотности, характеризуемом числом Рэлея Rc=$-6\cdot10^6$ для толщин коры 0.002 (верхняя строка), 0.01 и 0.1 (нижняя строка)**

ВЛИЯНИЕ УТОЛЩЕНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Толщина нормальной океанической коры равна 7 км. Однако, при горизонтальном движении океанической литосферной плиты, в нее могут внедряться мантийные плюмы. В результате в океанической коре возникают утолщения — базальтовые плато. Наибольшими являются Карибское плато и плато Онтонг Джава с толщинами до 30 км, возникшие при внедрении в океаническую литосферу суперплюмов. Данные геологических реконструкций показывают, что, когда эти плато подошли к зоне субдукции, погружение плит продолжилось, но со скоростью в несколько раз меньшей.

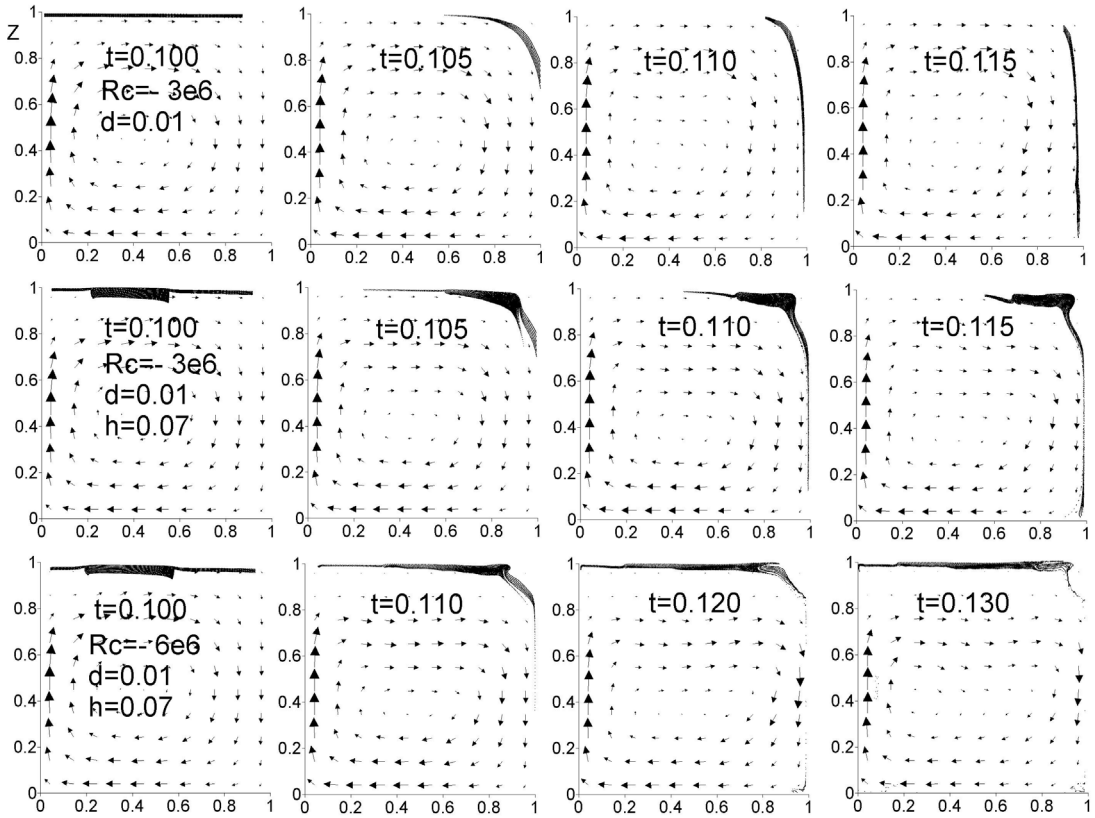


Рис.3. **Рассчитанная эволюция движения легкой океанической коры толщиной d=0.01. Верхняя строка – при тепловой мантийной конвекции, $Ra=6\cdot10^5$, $Rc=-3\cdot10^6$. Средняя строка – при тех же параметрах, но с базальтовым утолщением d=0.07.**

Нижняя строка – с таким же утолщением, но для более легкой коры континентальной коры при $Rc=-6\cdot10^6$

Как видно из рис.3, сначала океаническая кора погружается в мантию, но при подходе континентального острова к зоне субдукции погружение коры прекращается. Благодаря вязкому сцеплению происходит только сдирание части материала коры с ее подошвы и последующее ее размешивание в мантии. При этом благодаря высокой плавучести и недостаточно большой вязкости происходит расплывание коры вдоль поверхности.

НАКОПЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ НА ДНЕ МАНТИИ

На глубинах 60-100 км базальт океанической коры переходит в эклогит со скачком плотности 15-20%. Поэтому вещество коры становится более тяжелым по сравнению с веществом окружающей верхней мантии. Эта отрицательная плавучесть эклогита частично сохраняется и в нижней мантии. Как впервые было показано в работе Христенсена и Хофманна, вещество океанической коры может накапливаться на дне мантии. В последующем (после нагревания) это вещество поднимается с плюмами горячих точек. На рис.4 приведены результаты расчета для модели мантийной конвекции при тепловом числе Рэлея $Ra=6\cdot10^5$, и композиционном числе Рэлея $Rc=-8\cdot10^5$ для глубины выше 100км (базальтовая кора) и $Rc=10^6$ для глубины более 100 км (после перехода в эклогит). Как видно из рис.3, благодаря плавучести базальтовой коры происходит некоторое ее утолщение в зоне субдукции. Благодаря утяжелению коры при переходе базальта в эклогит океаническая кора может накапливаться на дне мантии.

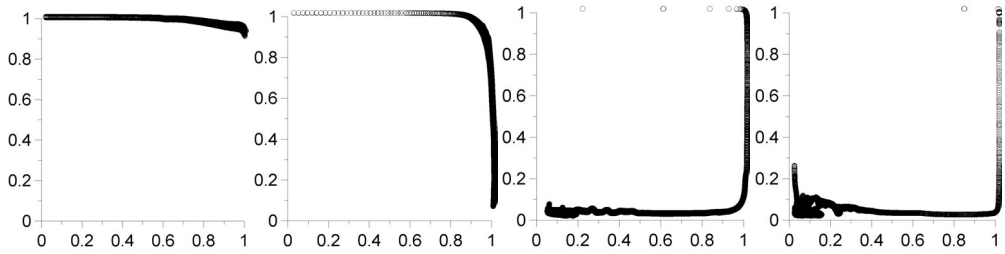


Рис.4. **Рассчитанная эволюция движения океанической коры толщиной d=0.01 с фазовым переходом базальт–эклогит для безразмерного времени t_0=0.100, t_1=0.102, t_2=0.104, t_3=0.110**

ВЫВОДЫ

Результаты моделирования показали, что скорость затягивания легкой коры в мантию зависит от интенсивности конвекции, плавучести, вязкости и толщины. Высокая толщина и высокая плавучесть сильно тормозят затягивание коры в мантию. Высокое вязкое сцепление коры с океанической литосферой способствует затягиванию коры в мантию.

Как видно из рис. 1-4 несмотря на несовершенство рассмотренной простой модели, результаты численного моделирования не только качественно, но и в определенной мере количественно описывают наблюдаемые данные о затягивании океанической коры, включая базальтовые плато, в мантию в зонах субдукции. При этом более легкая континентальная кора не затягивается в зонах субдукции и плавает на мантии. Осадки, имеют малую плотность, но и малую толщину, и поэтому в основном затягиваются в мантию, частично скучиваясь на поверхности в виде аккреционных призм. Благодаря переходу базальта в эклогит со скачком плотности 15-20% вещество океанической коры может накапливаться на дне мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука.1986. 736 с.

2. Трубицын В.П. ,Симакин А.Г., Баранов А.А. Влияние пространственных вариаций вязкости на структуру мантийных течений // Физика Земли. 2006а. № 1. С. 3-15.

3. Трубицын В.П. , Баранов А.А., Евсеев А.Н., Трубицын А.П. Точные аналитические решения уравнения Стокса для тестирования уравнений мантийной конвекции с переменной вязкостью //Физика Земли. 2006б. № 7. С. 00-00.

4. Christensen, U.R., Heat transport by variable viscosity convection for the Earth's thermal evolution // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1984. V. 35. P. 264-282.

5. Fortin M., Fortin A.A. Generalization of Uzawa`s algorithm for the solution of the Navier-Stokes equations //Comm. Appl. Numer. Methods. 1985. V. 1. P. 205-210.

6. Hughes T.J.R., Liu W.K., Brooks A. Finite Element Analysis of Incompressible Viscous Flows by the Penalty Function Formulation // J. Comput. Phys. 1979. V.30. P.1-60.

7. Pelletier D., Fortin A .Camarero R. Are FEM solutions of incompressible flows really incompressible?// Intern.J. for Numererical Methods in Fluids. 1989. V. 9. P. 99-112.

8. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press. 2001. p. 940.

9. Taira A., Mann P., Rahardiavan R. Incipent subduction of the Ontong Java plateau along the North Colomon trench // Tectonophysics. 2004. V. 389. P. 247-266/

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ КРАТОНОВ ПРОТОМАТЕРИКОВ ЛАВРАЗИИ И ГОНДВАНЫ: ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ

Турченко С.И.

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

Проблемам тектонического развития коры протоматериков Гондвана и Лавразия посвящены многочисленные исследования. Однако анализ металлогенической эволюции обеих протоматериков в докембрии и их сравнение не было проведено ни в одной известной нам работе. Обобщение материалов по тектонической и металлогенической эволюции протоматериков Лавразии и Гондваны в докембрийское время показало не только их временную неоднородность, но и геотектоническую, т.е. коро-мантийную неоднородность, а отсюда и металлогеническую неоднородность.

Неоднородный характер верхней оболочки Земли ясен уже из геохимического и геодинамического ее различия, выраженного в делении на континентальную и океаническую кору, а также на кору и мантию. Неоднородность Земли достаточно ярко выражена в ее асимметрии, которая выявляется в различии двух ее полушарий: Тихоокеанском – преимущественно океаническом и Индо-Атлантическом, где сосредоточено большинство раннедокембрийских кратонов и протерозойско-палеозойских аккреционно-коллизионных орогенических поясов, составляющих основу континентальной коры континентов, разделенных новообразованными океанами Глобальный характер неоднородности Земли подтверждается особенностью распределения на ее поверхности континентов и океанов, обладающих разным типом коры (сиалической и симатической). Концепция тектоники плит оказалась не в состоянии ответить на вопрос о причинах существующей неоднородности Земли, поскольку объектом ее приложения является относительно тонкий в масштабах планеты слой земной коры, где даже в раннедокембрийских структурах отмечается подобие сейсморазрезов, хотя есть и различия.

Причины же неоднородности Земли, как современной, так и геологического прошлого, следует искать в существовании глобальных неоднородностей в ее мантийных оболочках. Сейсмическая томография, проведенная для исследования мантии на всех континентах по международной программе «Deep structure, composition and evolution of continents», подтверждает наличие подобных неоднородностей вплоть до глубинных оболочек Земли. Эти исследования показали, что под всеми докембрийскими кратонами наблюдаются высокие скорости упругих волн до глубин не менее 200 км. Глубже установлена зона понижения скорости упругих волн, которая интерпретируется как зона частичного плавления вещества мантии, сопоставляемая с астеносферой. На этом основании был сделан вывод, что литосфера древних кратонов прослеживается до глубины 200 км. Результаты изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами свидетельствуют, что кора древних кратонов до глубин приблизительно 200 км и подстилающая их мантия имеют возраст от 1 до 3 млрд. лет. Таким способом были установлены литосферные корни докембрийских структур, составляющие вместе с земной корой мощностью около 50 км, тектоносферу Земли. Построение сейсмотомографических карт и разрезов разных глубинных уровней Земли, вплоть до ее ядра выявило, что по крайней мере до глубины 2900 км сохраняется глобальная мантийная неоднородность Земли, хотя и меняющая свою конфигурацию от одного уровня к другому, но особенно заметная в Тихоокеанской части полушария Земли. Такая глубинная неоднородность, в которой отчетливо сохраняется локализация всех континентальных докембрийских масс с хорошо выраженным сейсмотомографическим положительным эффектом, свидетельствует об изначальном образовании, вероятно именно в Индо-Атлантическом континентальном полушарии, единого архейско-раннепротерозойского протоконтинента, положившего начало этой глобальной неоднородности. Все это указывает на то, что глобальная неоднородность Земли, а, следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках существовали с древнейших эпох геологической истории.

По изотопно-геохимическим и возрастным данным в период 3.8-1.3 млрд лет происходило преимущественное слипание древних континентальных масс, в результате чего к рубежу 1 млрд лет образовался единый суперконтинент Родиния. Этот достаточно сложный и длительный по времени процесс характеризовался преобладанием конструктивной тенденции тектонического развития континентов, которая определяла наращивание автохтонной коры древнейших протоконтинентов Ур, Нена и Атлантика, которые были сконцентрированы по данным палеомагнетизма в южной части Панталлассы. Деструктивные процессы в эти временные интервалы играли подчиненную роль и выражались в образовании интракратонных рифтовых структур с возрастом 2.45-2.35 млрд лет, игравших существенную роль в формировании металлогенического облика протоконтинентов (Рундквист, Турченко, 1990; Турченко, 2007). Таким образом, глобальная неоднородность тектоносферы Земли, а, следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках существовали с древнейших докембрийских эпох геологической истории. Это является важным аргументом в пользу представлений о первичной природе неоднородности глубинных оболочек Земли.

Поскольку Земля является частью Солнечной системы, представляется уместным обратить внимание на современные космологические данные, которые позволяют показать космохимические причины первичной неоднородности глубинных оболочек Земли и соответственно унаследованных неоднородностей древней литосферы. В космохимии в настоящее время не осталось места для идеи, что Солнечная система образовалась из хорошо перемешанного химически и изотопно однородного горячего газового облака. Публикации, базирующиеся на исследованиях изотопного состава метеоритов обобщенные в фундаментальном научном труде «Meteorites and the Early Solar System» (The University of Arizona Press Tuscon, 1269 p., 1998), подтверждают гетерогентность небулы на основе данных о стабильных изотопах. В этой работе приведены данные об изотопах кислорода, отличных от земных (метеорит Альенде), которые должны были иметь различные источники. Затем также показано, что были установлены изотопы внеземного происхождения таких элементов, как Mg, Si, Ca, Ba, Sr, Ti, Ag, Nd, Sm, подтверждающие, что досолнечная небула являлась неоднородной. Показательны в этом же смысле изотопы благородных газов (Xe, Ne), а также N и C, представляющие частицы досолнечного происхождения в метеоритах, а именно материал звезд и межзвездных облаков. Кроме того, в метеоритах установлено также более высокое отношение дей-

терия к водороду, чем в породах земной группы. Ю.А.Шуколюков (1996), обобщая имеющиеся сведения по изотопам, заключает, что выявленные изотопные аномалии можно интерпретировать только как образования досолнечного происхождения и что они были сохранены в Солнечной системе как реликты газообразного вещества вспышки сверхновой. Тем самым, вещество Солнечной системы с возрастом 4.6 млрд. лет гетерогенно и включает в свой состав изотопные частицы самого разнообразного происхождения. Поскольку Земля является планетой Солнечной системы, то к ней в полной мере также относится и первичная неоднородность ее аккреции.

Существует ряд моделей аккреции Земли, но среди них, для наших построений относительно первичной мантийной неоднородности и металлогенических следствий из этого, наибольшее значение имеют представления Д. Андерсена (Andersen, 1981). По его мнению нижняя мантия, обособившаяся из вещества ранних конденсатов в до геологический период развития Земли (древнее 4.3 млрд лет), на границе с ядром, наряду с железом, обогащена Ca, Al, W, Ni, Cr, тяжелыми REE. С мантийными неоднородностями связано и неоднородное распределение рудных месторождений, в особенности мантийного происхождения, которые рассматривались академиком А.Д. Щегловым (1987) в качестве главных предметов его представлений о нелинейной металлогении. А.Д.Щеглов, рассматривая смысл и значение понятия «нелинейной металлогении и роли эмбриональной рудоносности мантии» и ссылаясь на публикации Д. Ватсона (Watson, 1980), приводит данные о связи ряда «мантийных» рудных месторождений с неоднородностями в подкоровых оболочках. К таким месторождениям он относит месторождения Cr, Pt, Ni, U, W, Au, Ag. Так, для хромитовых месторождений Южной Африки он показал, что в течение 1.5 млрд лет хромитоносные ультрамафитовые интрузии локализовались в структурах континентальной коры, расположенной над мантийной областью обогащенной хромом. Д.Ватсон отмечает также возможность существования «никелевых» неоднородностей в мантии, предопределяющих положение крупных сульфидно-никелевых месторождений. При этом можно сослаться на территорию Канады, где в одном регионе располагаются месторождения никеля, заключающие в себе около половины мировых запасов этого металла. Д.Ватсон высказывает также предположение, что мантия геохимически неоднородна в масштабе сотен километров по латерали, причем геохимические аномалии были характерны для архейской мантии и существовали на протяжении 1-2 млрд. лет. Анализ рудоносности материков при создании Атласа металлогенической зональности докембрия Мира (Генеральный координатор академик Д.В.Рундквист) показал, что крупные сульфидно-никелевые месторождения распределены крайне неравномерно. На территории Канады сосредоточено около 50% мировых запасов никеля в раннепротерозойских интрузиях трех областей, обрамляющих архейскую провинцию Сьюпириор: Садбери, пояса Томпсон и Унгава. Вторая половина мировых запасов сосредоточена лишь в трех крупнейших провинциях скопления этого металла в пределах других континентальных блоков: 1) в группе архейских зеленокаменных поясов кратона Йилгарн в Зап. Австралии (рудные районы Камбалда и Эгню в коматиитах), 2) в раннепротерозойских габбро-верлитах Печенгского палеорифта на Кольском полуострове и 3) в рифтогенных триасовых габбро-норитах Норильского района на севере древней Сибирской платформы. Никелевая геохимическая специализация особенно свойственна мафит-ультрамафитовым породам мантийного происхождения, которые были выведены из промежуточных магматических очагов в верхние коровые уровни под воздействием интенсивных процессов рифтогенеза и астеносферного плавления обогащенной Ni мантии. Таким образом, наиболее важные особенности строения и состава оболочек Земли были заложены еще в догеологический и раннегеологический периоды, а вся последующая коровая история – это лишь дальнейшее развитие тех особенностей состава, которые формировались на ранних этапах существования Земли.

Сохранившиеся до настоящего времени древнейшие блоки континентальной коры Капваал, Зимбабве и Пилбара, возраст которой порядка 3.8-4 млрд. лет, принадлежали единому континенту. В Индии и Восточной Антарктиде также установлены континентальные блоки меньших размеров, но того же возраста, составлявших вместе с другими древнейшими блоками континентальной коры единый суперконтинент в позднем архее. Архейские блоки, слагающие ядра континентальной коры, в раннем протерозое (2.5-2.1 млрд. лет) были подвержены интракратонному рифтогенезу, выразившемуся в формировании глобальных палерифтов (Печенга-Имандра-Варзуга, Северонорвежско-Карельский на Балтийском, Криворожский на Украинском, Эллиот Лейк – Садбери, Пояс Томпсон на Канадском щитах), роев мафических даек (Пяозерский, Печенгский, Херст-Матачеван, Джимберлина-Биннерджи в Австралии, Великая Дайка в Ю. Африке) и рифтогенных эпикратонных бассейнов (Ятулийский, Гуронский, Хамерсли, Витватерсранд и др.). Все эти структуры верхней коровой оболочки являются рудоносными и несут специфическую металлогеническую нагрузку (Cr, Cu-Ni, Pt-Pd, Au, U). Для более позднего этапа раннего протерозоя (2.0-1.75 млрд. лет) было характерно формирование аккреционных (Свекофеннский на Балтийском щите, Транс-Гудзонский в Канаде, Паттерсон-Наберру в Сев. Австралии) и коллизионных (Лимпопо-Мозамбикский в Африке, Лапландский Балтийского щита и др.) орогенических поясов с ювенильной раннепротерозойской корой, наращивающей континентальную кору раннего суперматерика.

Неоднородность строения литосферы Земли, прослеживаемая с раннего докембрия отражается в неоднородном характере распределения месторождений в докембрийских кратонах, составляющих их минерально-сырьевой потенциал. Для сравнения минерально-сырьевого потенциала докембрийских тектонических структур протоконтинентов Лавразии и Гондваны использована потенциальная ценность минеральных ресурсов (ПЦМР) по

Л.И.Красному (2000), определяемая их стоимостью в млрд. долларов. Докембрийские блоки в пределах этих протоконтинентов обладают максимальным металлогеническим потенциалом – на них приходится более 42% суммарной ПЦМР. По составу ПЦМР Cu, Pb, Zn, Sn, Nb+Ta, Ni, PGE, Au, алмазов и U выражена неоднородность в их распределении в докембрийских регионах Лавразии и Гондваны. Особенно заметна эта неоднородность по ПЦМР Au, PGE, Ni и сумме ПЦМР Ta+Nb. В отношении Au и PGE по ПЦМР чрезвычайно выделяется докембрий Африки среди всех материков. Примерно равные соотношения по Au характерны для Канадского щита, докембрийских регионов Евразии, Ю. Америки и Австралии. По ПЦМР PGE докембрий Евразии в несколько раз превышает докембрий Канадского щита. По Ni выделяются четыре, упомянутые ранее, региона концентрации ресурсов: 1) палеопротерозойские расслоенные интрузии группы Ист Булл Лейк, габбро-верлиты и серпентиниты пояса Томпсона и, главным образом, гигантское месторождение Садбери; 2) в Евразии никелевые ресурсы сосредоточены в аналогичных по возрасту интрузиях Кольского полуострова, но в существенной мере (90%) ПЦМР по Ni составляют запасы и продукция Норильского ГПР, что также относится и к ПЦМР PGE в Евразии. Месторождения Норильского ГПР включены в выборку по докембрию Евразии и соответственно Лавразии, поскольку они образованы при мезозойской рифтовой активизации докембрийской мантии севера Сибирской платформы; 3) палеопротерозойский расслоенный комплекс Бушвельд и Великая Дайка составляют 90% ПЦМР Ni в Ю. Африке, они же дают основные ресурсы PGE в мире; 4) докембрий Зап. Австралии (кратон Йилгарн), где месторождения Ni присутствуют в коматиитах архейских зеленокаменных поясов.

Заметны неоднородности распределения запасов по ПЦМР в отношении редких металлов: максимальные значения для них определяются, например, суммой ПЦМР Nb+Ta в Ю. Америке, главным образом, на Бразильском щите, где они сконцентрированы в крупных месторождениях карбонатитовых и щелочных гранитных интрузий. Высокая ПЦМР редкометальных месторождений Евразии, сравнимая с Бразильским щитом Гондваны, определяется локализацией их в двух гигантских месторождениях в щелочно-ультраосновных массивах Ловнозерском на севере Балтийского щита и Томторском на севере Анабарского щита. На фоне равномерного распределения ПЦМР алмазов (от 5 до 7 млрд. дол.) среди докембрийских регионов Гондваны (Ю.Америка, Австралия, Ю.Китай и Индостан) ПЦМР алмазов докембрия Африки, составляя около 200 млрд. дол. определяет существенную неоднородность размещения месторождений по материкам Гондваны. ПЦМР алмазов Лавразии близка общей ПЦМР алмазов материков Гондваны, причем преобладающее значение имеет ПЦМР алмазов Евразии, определяемая месторождениями севера Восточно-Европейской платформы и, главным образом, месторождениями севера Сибирской платформы. Заметны неоднородности и в размещении месторождений U: наибольшая концентрация их характерна для материков Гондваны, но все же максимальные значения ПЦМР U сконцентрированы в крупных месторождениях Канады, Австралии и Ю. Африки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красный Л.И. (Ред), 2000. Геолого-минерагеническая карта Мира. Объяснительная записка. Ч.2, Минерально-сырьевые ресурсы континентов и активных транзиталей. Изд. СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 34 с.

2. Рундквист Д.В., Турченко С.И., 1990. Тектонические структуры докембрия Сибирской платформы и их рудоносность. Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука , с. 7-20.

3. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя // СПб, «Наука», 2007, 175 с.

4. Шуколюков Ю.А. Звездная пыль в руках . Соросовский образовательный журнал. 1996, N7, с. 74-80.

5. Щеглов А.Д.Основные проблемы современной металлогении. Недра, 1987, 231 с.

6. Andersen D. L. A global geochemical model for evolution of the mantle. In: Evolution of the Earth. Geodynamic series. Washington, 1981, v. 5, p. 6-18.

7. Watson J.V. Metallogenesis in relation to mantle heterogenity. Geol. Trans. Royal Soc. London, 1980, N1430, p. 347-352.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ЗА СОСТОЯНИЕМ СКВАЖИННОГО ПРОСТРАНСТВА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г.

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

Анализ закономерностей скоростей упругих волн в породах разреза СГ-3 позволил установить существенное различие скоростей, полученное на образцах и по данным дистанционных методов (АК, ВСП). Наблюдается значительное уменьшение скоростей упругих волн в керне с первых часов его подъема на поверхность и этот тренд сохраняется в течение ряда лет при проведении регулярного контроля эталонных образцов. Изменение скоростей упругих волн во времени отражает, по видимому, энергетические процессы, следствием которых является дезинтеграция пород и релаксация скоростей упругих волн (рис. 1).

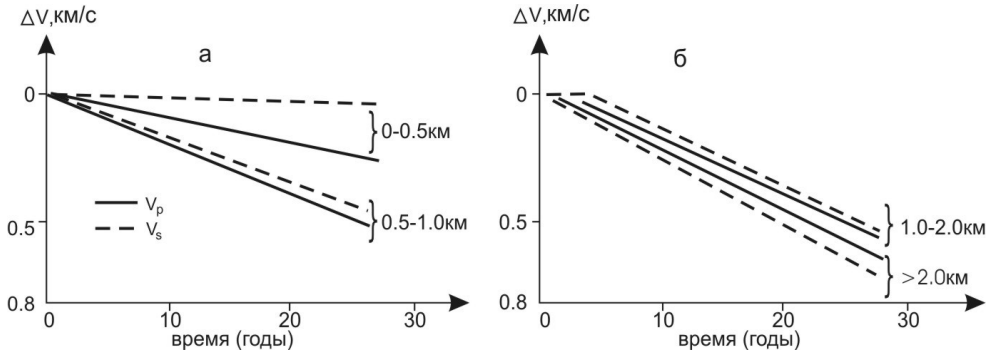


Рис. 1 . **Релаксации скоростей во времени:**
а – для свиты матерт,
б – для ждановской свиты

Существенное различие скоростей упругих волн, полученное на образцах объясняются образованием тонких микротрещин, соизмеримых с размерами минералов и являющихся следствием разгрузки напряжений. Различие в скоростях продольных и поперечных волн также отмечается при измерении на образцах керна и кубиках из того же керна. Это явление можно объяснить образованием т.н. «поверхности ослабления» [1], т.е. зоны или слоя с максимальными напряжениями или деформациями, вызванными техногенным влиянием бурового инструмента, в результате которого развитие микротрещин приводит к образованию более крупных трещин. Следствием этого является увеличение разницы в скоростях (Vpкерн-Vpкубик) по разрезу скважины при практически слабо изменяющихся скоростях продольных и поперечных волн (рис. 2). Наименьшие различия в этих характеристиках отмечены в верхних вулканогенных толщах (матерт и заполярнинская), а наибольшие изменения отмечаются, начиная с пород лучломпольской свиты, подвергшихся дислокационному метаморфизму в зоне разлома. Такого типа метаморфизм в породах ждановской свиты сопровождается тонким избирательным рассланцеванием, образующим два интервала в разрезе скважины: на глубине 1500-2000 м и 2250-2800 м, которые соответствуют тектонической зоне, контролирующей локализацию никеленосных интрузий. К этим же интервалам относятся возрастание пористости пород и интенсивность амплитуд сейсмоакустической эмиссии (САЭ), вызываемые динамической активностью трещиноватых пород. Как следует из рис. 2, сложнонапряженное состояние пород разреза СГ-3 сопровождается изменением не только интенсивности САЭ, но и относительным изменением скоростей упругих волн и, в частности, различием Vp в горизонтальной и вертикальной плоскости, т.е. анизотропией пород $(Vp_{xy}\text{-}Vp_z)_{кубик}$. Почти синхронный характер изменения рассмотренных петрофизических характеристик и интенсивности САЭ позволяет согласиться с авторами [2], что комплексное использований этих данных может быть основой нового геофизического параметра, характеризующего динамическую активность среды и связанного с прочностью пород и кавернозностью разрезов скважин (табл.). Высокая неоднородность поля напряжений в нарушенных горных породах приводит к возникновению локальных зон разрушения в виде каверн [3]. Поэтому при бурении скважин возникают технологические сложности, связанные с искривлением скважин. Искривление ствола скважины, определяют такие основными геологические факторы как: характер залегания пластов, анизотропность пород, анизотропия механических и петрофизических характеристик пород, трещиноватость и связанная с ней кавернозность, а также тектонические разломы с автономной внутренней структурой.

Прочность пород и градиент скорости разреза СГ-3

Свиты	Всего опредл	Прочность, по группам, шт				ΔVp_z		α°	Кав 100 м
		1	2	3	4	Кол-во опред.	Сред.знач.		
Матерт	8	6	–	2	–	115	-0.17	1	0.4
Ждановская	26	5	10	9	2	291	-0.27	1-5	1.0
Заполярнинская	12	7	2	2	1	200	-0.54	4-5	1.0
Лучломпольская	5	–	2	2	1	21	-0.67	4-6	1.4
Пирттиярвинская	6	4	2	–	–	36	-0.52	6-9	3.6
Кувернеринйская	3	–	1	2	–	7	-0.40	5-10	9.3
Маярвинская	–	–	–	–	–	72	-0.50	5-10	2.5
Архей	146	44	39	44	19	113	-0.90	6-30	19.1

Примечание: группы пород с прочностью: 1 – (>200), 2 – (200-150), 3- (150-100),4 – (< 100 МПа). Прочность ($\sigma_{сж}$) измеряется по оси керна. α° – искривление скважины, Кав/100 м – кавернозность на 100 м мощности отложений.

При проводке СГ-3 отчетливо просматривается сохранение заданного зенитного угла в прочных изотропных диабазах и габбро-диабазах и значительное искривление в тонкопереслаивающихся туфогенно-осадочных породах (структурная анизотропия переслаивания). Азимутное искривление при этом незначительно. Эти явления в породах докембрия прямо коррелируется с их вещественным составом и структурно-текстурными особенностями.

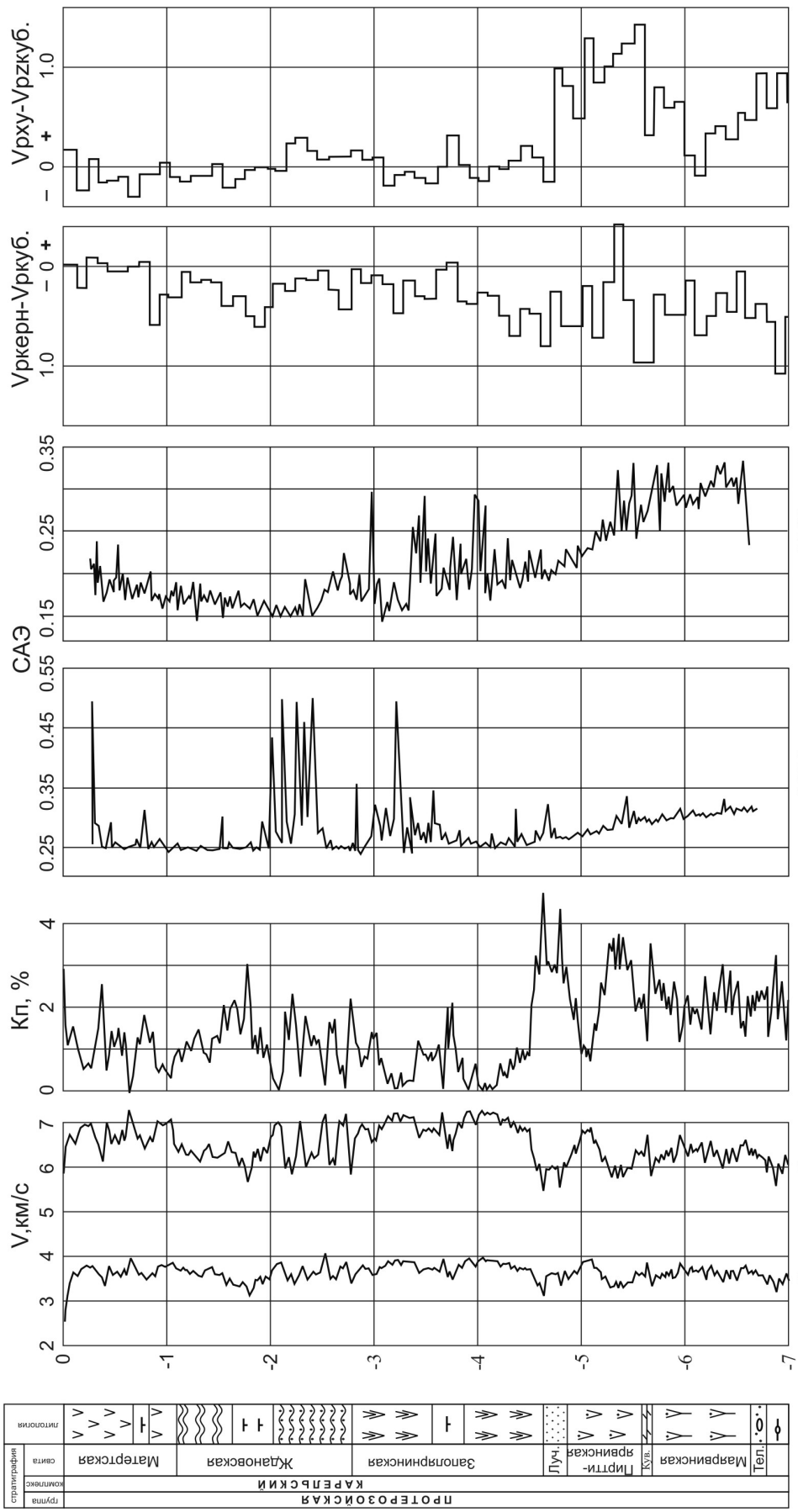


Рис. 2. **Акустопетрофизический разрез геопространства СГ-3**

Тенденция изменения текстур и структур метаморфических пород с глубиной, изучение пространственной ориентировки минералов показали, что в соответствии с общей температурной зональностью протерозойского метаморфизма, интенсивностью деформации и перекристаллизации пород, упругая анизотропия пород увеличиваются сверху вниз.

В результате проведенных работ отмечено изменение физических параметров в образцах керна, проявившееся в первую очередь в виде релаксации скоростей упругих волн. В тоже время отмечено изменение упругих характеристик по стволу скважины с глубиной залегания пород, которое можно объяснить сменой геодинамических режимов «сжатие-растяжение» и проявляющееся в широком развитии трещиноватости, кусковатости и кавернообразовании. Эти процессы, приводящие к общему снижению прочности пород разреза СГ-3 четко коррелируются с изменением упругих свойств, удельного электрического сопротивления, пористости и технологических характеристик (проходки на долото и т.д.). Нарушение сплошности среды, ее диспергирование и изменение физических характеристик пород, происходящее в пространственно-временных координатах СГ-3 отмечается при проведении акустического каротажа и наблюдениях за сейсмоакустической эмиссией (САЭ), которая определяется геодинамической обстановкой геопространства СГ-3. Опыт наблюдений за изменением параметров пород СГ-3 и результаты дистанционных методов геофизики (АК, САЭ, ВСП и др.) может быть полезен, и рекомендован при проведении геофизических и геоэкологических наблюдений за состоянием пород и инженерных сооружений в естественной среде [4, 5, 6].

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-6 «Геодинамика и механизмы формирования литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

1. Джегер Ч. Механика горных пород и инженерных сооружений. М. :Мир, 1975. 255 с.

2. Троянов А.К., Астраханцев Ю.Г., Начапкин Н.И. Пространственно-временная изменчивость сейсмоакустической эмиссии в сверхглубоких скважинах // Сб. трудов XIX сессии РАО. Н. Новгород. 2007.Т.1. С. 295-301.

3. Адушкин В.В., Цветков В.И. Напряженное состояние и его связь со структурной горного массива //Физические процессы в геосферах при сильных возмущениях. М.Изд. РАН, 1996. С 111-116.

4. Кольской сверхглубокой скважины // Разведка и охрана недр. №7-8. 2000ю С. 28-31.

5. Рабинович Г.Я., Блохин Н.А., Певзнер С.Л., Смирнов Ю.П. Новое представление о сейсмоакустической модели

6. Березовский Н.С., Галдин Н.Е., Кузнецов Ю.И. Геофизические исследования сверхглубоких скважин как основы интерпретации геологического строения кристаллического фундамента. Тверь, «АиС», 2006. 396 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г., Матюшкин А.В.

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

Петрофизические данные по скважинам Баренцевоморского шельфа, континентальной части Балтийского щита и Тимано-Печорской провинции позволили проследить изменения физических свойств осадочных пород в пространственно-временных координатах [1]. Были отмечены закономерности формирования пород как карбонатного, так и терригенного состава, не только с их возрастом, но и с глубиной залегания. Установленные взаимосвязи физических свойств пород, в частности, пористости с плотностью и скоростью распространения упругих волн, в общем, носят типичный характер, свойственный осадочным образованиям и определяются их гранулометрическим составом и содержанием глинистости и карбонатности в породах. Нижняя часть фанерозойского разреза, относящаяся к венд-рифейскому возрасту, на полуостровах Средний и Рыбачий, представлены различными литотипами пород (табл. 1), объединенных в несколько осадочных свит. Сходство терригенных пород раннего докембрия с соответствующими образованиями фанерозоя впервые установленное академиком А.В. Сидоренко, позволяет сопоставить их петрофизические характеристики и проследить закономерности их изменения в процессе геологического развития территорий и эволюции вещества. Однако осадочные породы докембрия отличаются от осадочных отложений фанерозоя по вещественному составу, структуре, текстуре, т.е. по комплексу геолого-генетических признаков, включающих и петрофизические особенности в зависимости от степени метаморфизма.

Наиболее изученным объектом докембрийских образований является Печенгская структура. Она представлена породами четырех осадочно-вулканогенных циклов в северной зоне и двух циклов в южной зоне. Наиболее детально изучена Ждановская толща (рис. 1), относящаяся к осадочно-вулканогенному Пильгуярвинскому циклу. Формирование этой свиты характеризуется разномасштабной ритмичностью турбидитного

типа, т.е. соответствует глубоководным обстановкам осадконакопления [2]. Особенностью пород этой толщи является ее насыщенность сингенетическими сульфидами, а также высокая фосфатоносность, магнезиальность и конкреционостность, которые свидетельствует о связи осадконакопления с ультрабазитовым вулканогенным материалом. Это позволило разделить толщу осадков на нижнюю и верхнюю подсвиты со своими петрофизическими характеристиками. Формирование осадочно-вулканогенных пород Печенги, в основном, происходило в условиях зеленосланцевого метаморфизма. Различная степень его проявления и многообразие литотипов пород определили широкие пределы изменения петрофизических характеристик. На вариации последних значительное влияние оказали эпигенетические процессы, изученные в южной зоне Печенгской структуры и установленные по результатам сравнения параметров горных пород отобранным по скважине СГ-3 и образцам с поверхности (рис. 2).

Но основным фактором, определяющим изменчивость физических свойств, является степень метаморфизма первично-осадочных образований, возрастающая в метаосадочных образованиях Кейвско-Лебяжинского структурно-вещественного ансамбля [2]. Метаосадки Кейвской структуры представлены червуртской и выхчуртской свитами. Это высокоплотные породы, относящиеся к кианитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Для пород относящихся к кианитовой субфации амфиболитовой фации также отмечается зональность физических свойств, которая определяется процессами гипергенеза и изменчивостью вещественного состава по глубине залегания (табл. 2).

Таблица 1

Коллекторские свойства рифейских образований Кольского полуострова

порода	σ, г/см^3	$K_п$, %	Vp, км/с	Vs, км/с
песчаник	2.67	1.70	5.50	3.40
аргеллит	2.73	1.47	5.67	3.33
гравеллит	2.68	4.65	5.25	3.46
алевролит	2.71	0.95	5.57	3.36

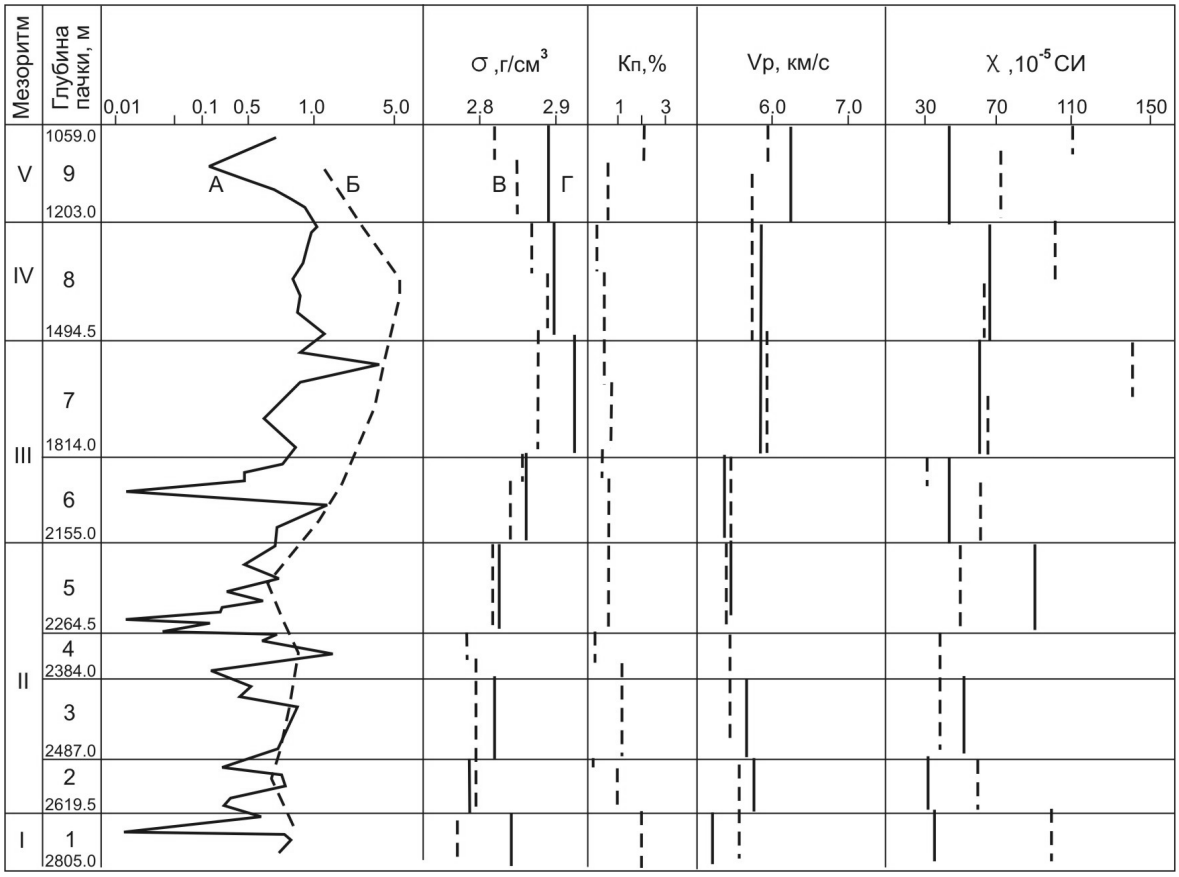


Рис. 1. **Связь ритмичности седиментогенеза ждановской свиты с петрофизическими характеристиками.**

А – отношение криптомерной фракции к фанеромерной, Б – отношение пелитовой фракции к псаммитовой,
В – результаты замеров физических параметров по поверхности, Г – результаты замеров физических параметров по СГ-3.

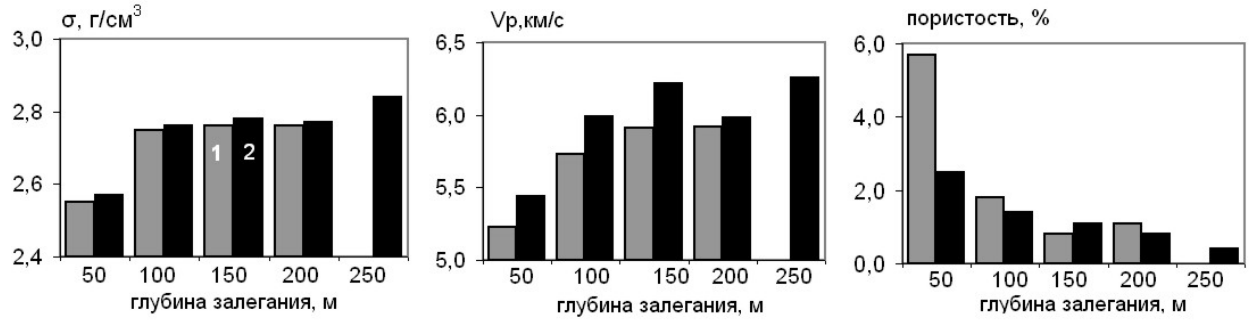


Рис. 2. **Эпигенетические изменения физических свойств горных пород Печенгской структуры** (по буровым профилям южной зоны)**.**

1 – породы каллояурской толщи, 2 – касесйокской толщи.

Таблица 2

Изменение петрофизических характеристик по разрезу месторождения кианитовых сланцев

Зоны	Мощность, м	Количество определений	Кианит, %	Мусковит, %	σ, г\см^3	$К_п$, %	Vp, км/с	$\sigma_{сж}$, Н/м^2
I	15-20	32	57.2	37.2	3.0	1.59	5.55	630
II	20-50	138	50.6	40.4	3.01	0.89	5.86	1000
III	>50	344	44.3	44.3	3.0	0.64	6.30	1200

Примечание: $К_п$% – пористость, $\sigma_{сж}$ – сопротивление сжатию: f – крепость пород по М.М. Протодьяконову.

Первичным материалом, за счет которого возникли кианитовые сланцы, послужили обогащенные Al_2O_3 и органическим веществом глинистые осадки каолинового типа архейского возраста. Кианитовые порода по химическому составу обнаруживают большое сходство с континентальными глинами влажного и жаркого климата и имеют черты заметного сходства с глинами всех типов и песками Русской платформы [3]. Преобразование первоначального осадочного материала происходило в глубинных условиях метаморфизма, для которых характерны давление порядка 11-13 килобар и температуры 500-600°С. Это нашло отражение в исключительном разнообразии главных морфогенетических типов кианита, связанных с различным временем его кристаллизации по отношению к дифференциальным движениям. Генезис кианита подтверждает большую роль стресса, как геологического фактора минералообразования, способствующего перекристаллизации пород путем их метаморфической, преимущественно метасоматической, дифференциации при условиях свободной циркуляции инфильтрационных и поровых растворов [3]. Эти процессы определяют широкие пределы изменения физических свойств, отражающих текстурно-структурные особенности пород и полимодальные распределения параметров.

В состав кианитовых руд входят следующие минерала: главные – кианит, кварц, и второстепенные: мусковит, плагиоклаз, ставролит, графитоид, дикид, пирротин, пирит. Генетическая связь кианитовых пород с песчано-глинистыми осадками находит свое отражение в характере взаимосвязи физических свойств этих пород и в связи с вещественным составом, а также с составом и структурой мусковит-кварцевого цемента [4, 5].

В архейской шовной зоне Колмозеро-Воронья выделяется нижняя толща гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов – лявозерская свита. Для гнейсов и сланцев этой свиты характерно закономерное увеличение плотности вверх по разрезу (от 2.73 до 2.86 г/см^3). Существенное влияние на изменение петрофизических параметров оказывает интенсивность проявления наложенных метасоматических процессов, продукты которых представленные кварцевыми и амфиболовыми гранитами характеризуются плотностью 3.14 и 3.37 г/см^3 соответственно. Для гнейсов и сланцев воронье-тундровской свиты наблюдается в целом закономерное уменьшение вверх по разрезу значений плотности при переходе от амфиболовых, гранат-биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев к биотитовым, гранат- биотитовым и мусковитовым гнейсам. Для пород вороньетундровской свиты значения плотности варьируются в пределах 2.73-2.93 г/см^3 (для амфиболсодержащих пород) и 2.65-2.74 г/см^3 (для биотитовых и мусковитовых гнейсов) [6]. Гнейсы и сланцы червуртской свиты по вещественному составу и петрофизическим параметрам близки к литотипам лявозерской свиты. В нижней части разреза, представленного мусковитовыми и биотит- мусковитовыми кварцитами средняя плотность не превышает 2.65 г/см^3. метаосадочные породы этой зоны практически немагнитны.

Проведенный анализ и систематизация материалов по изучению физических свойств метаосадочных образований Кольского полуострова позволили составить сводную схему петрофизических характеристик седиментационных бассейнов Кольско-Норвежско-Кейвского сегмента (табл. 3).

Таблица 3

Петрофизическая схема седиментационных бассейнов докембрия Кольского полуострова

возраст	свиты	σ, г/см^3	Vp, км/с	$\chi \cdot 10^{-5}$ СИ	Геодинамический режим и обстановка седиментации
протерозой (карельский)		Северная зона Печенги			
	Ждановская	2.63-3.22 2.78	4.80-6.20 5.95	20-1200 150	1
	Лучломпольская	2.55-3.20 2.76	4.86-6.36 5.95	20-15000 500	2
	Кувернеринйокская	2.56-2.82 2.71	4.77-6.02 5.72	10-50 20	3
	Телевинская	2.61-2.80 2.68	4.70-6.00 5.70	10-100 30	4
		Южная зона Печенги			
	Касейокская	2.48-3.02 2.80	5.45-7.12 6.13	40-1500 300	
	Каллояурская	2.11-2.98 2.75	5.24-6.66 6.02	20-240 100	
верхний архей – протерозой (лопий)		Зона Колмозеро-Воронья			
	Червуртская	2.76-2.81		30	
	Воронье-тундровская	2.67-2.83		30	
	Лявозерская	2.73-2.86		30	
		Кейвская стуктура			
	Выхчурская	2.62-3.12 2.84		20	5
	Червуртская	2.56-3.18 2.87		20	
	Коловайская	2.56-2.78 2.64		1600	
	Кинемурская	2.56-2.78 2.67		2300	

Примечание: 1 – Глубоководная, активная геодинамическая обстановка регрессивно трансгрессивного ритма, 2 – Зона перехода шельфа в подножье континентального склона. Трансгрессия. 3 – Континентальный склон с признаками шельфовых особенностей в отложениях. Трансгрессия. 4 – Континентально-рифтогенный режим. Трансгрессия. 5 – Совокупность сменяющихся во времени геодинамических обстановок, типичных для активных материковых окраин, океанических равнин и срединно-океанического хребта.

Сложное строение Кейвского террейна и изменчивость физических свойств метаморфических пород определяет сложные по структуре наблюдаемые гравимагнитные поля: региональный минимум гравитационного поля с интенсивностью до 25 мГл и региональный максимум магнитного поля с интенсивностью до 1000 нТл. Таким образом петрофизические характеристики осадочных пород подчеркивают особенности эволюции структурно-вещественных комплексов, формирующихся в разных геодинамических обстановках седиментационных бассейнов.

Проведенный анализ и систематизация материалов по изучению физических свойств метаосадочных образований Кольского полуострова позволили составить сводную схему петрофизических характеристик седиментационных бассейнов Кольско-Норвежско-Кейвского сегмента (табл. 2). Условия и обстановка палеоседиментационных процессов подтверждают геофизические выводы о строении земной коры в раннем докембрии, т.е. более мощная кора в западной части Кольского полуострова (>40 км) – типично континентального типа и тонкая океаническая кора Кейвской структуры. Характерной геофизической особенностью докембрийского седиментогенеза является инверсионная гравитационная модель Печенгской структуры; наличие двухволноводов, природа которых связана с вещественно-структурными ансамблями ждановской и лучломпольской свит. В восточной части Кольского полуострова (структура Кейв) по комплексным сейсмо-гравитационным материалам о строении земной коры отмечен фрагментарный типично океанический разрез земной коры с активным проявлением щелочного магматизма [7].

Условия и обстановка палеоседиментационных процессов подтверждают геофизические выводы о строении земной коры в раннем докембрии, т.е. более мощная кора в западной части Кольского полуострова (>40 км) – типично континентального типа и океаническая кора Кейвской структуры. Анализ петрофизических характеристик показал, что дифференциация первичного вещества сохраняется в ходе метаморфно-метасоматических процессов и отражает эволюцию седиментогенеза в течение всей геологической истории.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) "Геодинамика и механизмы деформации литосферы".

ЛИТЕРАТУРА

1. Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.А., Голубев В.А. Палеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое //ДАН. Т. 407. №3. С. 411-416.

2. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия восточной части Балтийского щита. Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 2007. 281 с.

3. Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л.:, Наука, 1973. 152 с.

4. Бельков И.В. Кианитовые сланцы Кейв. М.-Л. 1963. 321 с.

5. Тюремнов В.А. Осипенко Л.Г. Зональность месторождений кианитовых пород и их физических свойств при нормальных и высоких термодинамических параметрах. Материалы Международной конференции Том 2: г. Казань: Изд. Казанск. гос. ун–та. 2007. С. 237-241.

6. Белолипецкий А.П., Ильин Ю.И. Петрофизические схемы метаморфического комплекса зоны Колмозеро_Воронья (Кольский полуостров) //Сб. Методика и результаты геофизических исследований северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты. Изд. КФАН СССР, 1980. С. 111-120.

7. Козлов Н.Е., СорохтинН.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб: Наука, 2006. 329 с.

ИЗГИБОВАЯ ДЕФОРМАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И РОЛЬ СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫХ СВЯЗЕЙ

Уткин В.И., Юрков А.К.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, voutkin@mail.ru

Многолетние исследования геофизических предвестников тектонических землетрясений с целью обеспечения среднесрочного (месяцы) и краткосрочного (сутки) прогноза тектонического события в настоящее время практически не обеспечивают надежное решение основной задачи прогноза: определение координат, времени и энергии ожидаемого события. Широкий спектр геофизических предвестников (сейсмические, гидродинамические, деформационные, геохимические, термические, гравитационные, электромагнитные), а так же спутниковые технологии дистанционного зондирования (например, аномальное повышение температуры поверхности в эпицентральной области Измитского землетрясения – 17 августа 1999 г.), не позволяют определить точное время, место и энергию события. Основная проблема состоит в том, что в различных сейсмоактивных регионах данные предвестники работают различно. Это обычно связывают как со сложностью организации очага землетрясения, условий его зарождения и развития [3]. На основе этого заключения делается , что прогноз землетрясений, как и прогноз погоды, по своей природе имеет вероятностный характер [1,2]. Разрабатываются различные статистические алгоритмы как долгосрочного, так и среднесрочного прогноза землетрясений, которые в отдельных сейсмоактивных областях дают достаточно надежные результаты. Прекрасные обзоры статистических методов прогноза представлены в [1, 3].

Необходимо отметить, что многолетние сейсмологические наблюдения позволили составить прекрасные карты сейсмической опасности практически по всем сейсмоактивным регионам планеты. Анализ выделенных сейсмоактивных поясов показывает, что все разрушительные землетрясения связаны с движениями литосферных плит и крупными литосферными блоками внутри их. Поскольку движение литосферных плит происходит в масштабе геологического времени, можно утверждать, во-первых, что в ближайшие 100-200 лет никаких новейших аномальных сейсмоактивных регионов, вероятнее всего, не будет наблюдаться; во-вторых, должны наблюдаться некоторые общие закономерности подготовки землетрясений. Рассмотрим основные процессы движения литосферных блоков, связанных с подготовкой землетрясения (рис.1).

Представленные модели описывают практически все возможные варианты движений. Первая модель наиболее распространенная соответствует зонам субдукции и зонам надвига: Тянь-Шань, Южная Америка, Индонезия, Япония, Камчатка и т.д. Вторая характерна для сдвиговых движений: разломы Сан-Андреас (США) и Северо-Анатолийский (Турция). Третья соотносится к вновь образующимся рифтовым зонам: Африканская, Мертвое море, Афганская, Байкало-Алтайская, Чукотская и т.п.

Общим процессом для всех моделей является торможение движения блоков за счет трения, что неминуемо вызывает деформацию блоков. Особенностью этих деформационных явлений является то, что блоки ***не разрушаются***, поскольку прочностные свойства блоков существенно выше, чем у зоны скольжения, но испытывают ***изгибовые*** деформации. Особенностью деформации такого вида является, во-первых, то, что этот вид деформации является ***единственным, который может накопить упругую энергию без разрушения трещиновато-пористой среды***, каковыми являются литосферные блоки. Во-вторых, накопление упругой энергии будет происходить практически без видимых перемещений блока, накапливающего энергию, что сразу же исключает из рассмотрения такой широко используемый предвестник, как регистрация расстояния между базо-

выми точками. Например, анализ данных GPS-мониторинга, проведенного на Северном Тянь-Шане, показал, что все крупнейшие землетрясения Северного Тянь-Шаня находятся в зоне наименьших «вековых» движений по данным GPS [5].

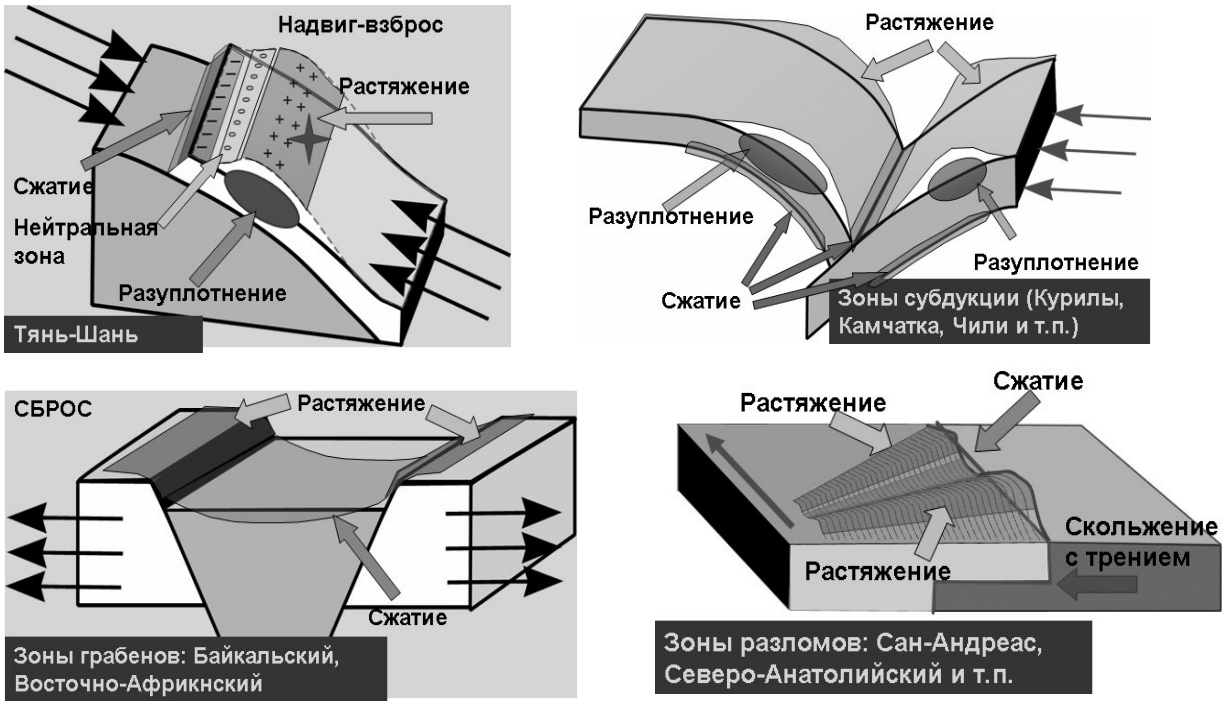


Рис.1. **Геодинамические модели деформационных процессов при подготовке тектонических землетрясений:**

а) надвиг - взброс (типично для Тянь-Шаня, Аляски); б) зоны субдукции (Курилы, Камчатка, Чили и др.); в) скольжение с трением (разломы Сан-Андреас, Северо-Анатолийский); г) сброс (зоны грабенов: Байкальский, Восточно-Африканский).

Геофизическими параметрами, которые могут регистрировать деформацию изгиба, могут быть: электрическое сопротивление массива деформирующихся пород, изменение состояния подземных вод (изменение уровня, наличие аномальных перетоков воды по водоносным пластам и т.п.). Однако, как показывает наш опыт и опыт других исследователей, наиболее чувствительным параметром к изменению напряженно-деформированного состояния массива является изменение выхода (эксхаляция) естественного радиоактивного газа радона из поверхностных частей массива горных пород.

Сопоставление данных деформографа и радонового монитора, расположенных в одной точке измерений (Северный Тянь-Шань), показало, что при подготовке тектонического землетрясения относительная деформации массива составляет $n \cdot 10^{-8}$, а выход радона из массива может изменяться на 200-250% [5].

Наиболее полные данные по радоновому мониторингу были получены King Chi-Yu [6] в результате проведения уникального эксперимента, проведенного Геологической службой США. Регистрация радона осуществлялась в 60-ти точках вдоль известной системы разломов Сан-Андреас-Калаверас-Хайворд. Разница в скоростях движения литосферных плит в этом районе достигает 38 мм/год: Тихоокеанская плита двигается на северо-запад со скоростью 49 мм/год; Северо-американская в том же направлении, но со скоростью 11 мм/год (рис.2). Эти движения соответствуют предложенной модели типа (б) (Рис.1) или точнее типа (в)). Очевидно, что при этом Тихоокеанская плита будет испытывать при ее торможении за счет внутреннего трения сильнейшие изгибовые деформации, которые неминуемо будут отражены в поле эксхаляции радона. На рис.2. показаны зоны изменения выхода радона перед землетрясением, выбран некоторый интерпретационный профиль, на котором нанесены относительные изменения выхода радона по отдельным станциям. Видно, что наблюдаются явно выраженные зоны сжатия и растяжения, связанные с изгибовой деформацией верхней части литосферной плиты. Всего было исследовано 25 событий и во всех случаях наблюдалась аналогичная картина [4], причем эпицентры всех событий всегда находились в пределах зоны сжатия (или в зоне уменьшения выхода радона). Характерные изменения выхода радона (усредненная кривая 11. рис.3) показывают достаточно сложную геометрию деформаций. Кроме того, на основании этой кривой можно объяснить многие неудачные попытки использования радона как предвестника тектонического землетрясения

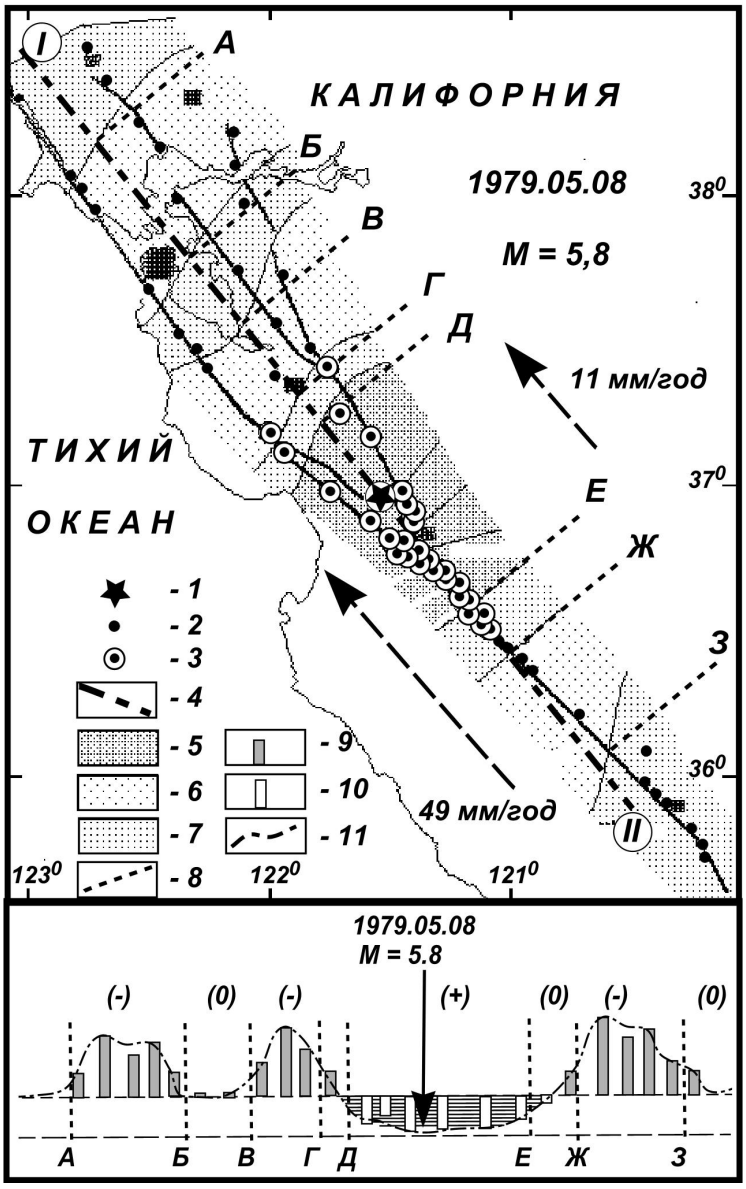


Рис.2. **Результаты обработки данных [5] для события 5 августа 1979 года:**

1 – эпицентр землетрясения; 2 – станции радонового мониторинга; 3 – станции, в области которых фиксировалось землетрясение; 4 – профиль интерпретации; 5 и 6 – зоны понижения и повышения выхода радона перед землетрясением, соответственно; 7 – «нейтральные» зоны; 8 – границы зон: 9 и 10 – относительное повышение и понижение выхода радона по отдельным станциям (проекция на профиль), соответственно; 11 – усредненная кривая изменения эксхаляции радона перед землетрясением.

Другим не менее важным процессом при подготовке землетрясения следует признать внутреннее (или межблоковое) трение, которое сопровождает движение литосферных плит. Исследование процессов этого трения, проведенное C.H. Scholz [7], выявило некоторые важные особенности этого процесса. Во-первых, трение стимулирует деформационные процессы, которые могут привести с нашей точки зрения к накоплению упругой энергии за счет изгибовых деформаций. Во-вторых, в реальных условиях может наблюдаться неустойчивость сил трения и возникать достаточно сложные процессы замедления и ускорения движения литосферных плит. Этот вывод, полученный в [7], очень хорошо объясняет возникновение нескольких последовательных землетрясений, эпицентры которых расположены практически в одной точке. Согласно теории неустойчивого трения возможны три процесса: 1. Плавное скольжение по поверхности трения (SLIP – процесс); 2. Прерывистое скольжение, порождающее форшоковые и афтершоковые явления; 3. Отсутствие скольжения, накопление упругой энергии с последующей разрядкой в виде сейсмического события

Третьим важным вопросов является проблема триггирования (принудительного сброса) упругой энергии. Накопленной в процессе подготовки землетрясения. Если принять предложенную выше модель подготовки землетрясения, то можно утверждать, что на всех стадиях подготовки землетрясения, независимо от условий образования изгибовой деформации массива, возможен сброс упругой энергии под действием внешних сил. Исследования последних лет показали, что наблюдаются изменения состояния ионосферы, предшествующие тектоническому землетрясению, то есть между космофизическими явлениями и процессами, протекающими в литосфере существует слабая связь, как то влияющая на скорость прохождения этих процессов. Проведенный анализ показывает, что солнечно – атмосферно – литосферные связи значительно сложнее, чем это кажется на первый взгляд. Работают две мощные энергетические машины : 1. Движение литосферных плит, которое создает необходимые условия для накопления упругой энергии в системе блоков из трещиновато-пористой среды; 2. Энергия солнечных вспышек, которая через возмущение ионосферы передается в барические возмущения атмосферы. Соответственно при условии подготовки литосферы (накоплению в блоках значительной энергии) барические фронты атмосферы инициируют разрядку накопленных напряжений. Главным условием «триггирования» землетрясения следует считать бОльшую скорость барических изменений, чем скорость распространения приливной волны, что практически всегда выполняется.

Энергия землетрясений определяется внутриземными процессами : подготовка к нему, накопление упругой энергии, возникновение в земной коре высоких механических напряжений. Все это определяется сила-

ми внутри Земли. Роль малого толчка, который выводит подготовленную к землетрясению структуру из состояния неустойчивого равновесия выполняют атмосферные явления жестко связанные с процессами в ионосфере. В свою очередь все явления ионосферно-атмосферных передач энергии определяются процессами, происходящими на Солнце и межпланетном пространстве. Ионосферно-атмосферные циркуляции могут и не инициировать землетрясения, если блочная структура не подготовлена, не находится в неустойчивом состоянии, и, соответственно, наоборот – землетрясение может произойти и без инициации внешним воздействием. Поэтому прогноз землетрясений должен быть всегда на основе комплексных исследований.

Предлагаемая модель может объяснить многие закономерности процесса подготовки тектонического землетрясения и подлежит, по нашему мнению, дальнейшему изучению.

Работа выполнена при поддержке Программы 16 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993, 314 с.
2. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003, 270 с.
3. Завьялов А.Д. Средесрочный прогноз землетрясений : основы, методика, реализация / Ин-т физики Земли им. О.Ю.Шмидта.-М.: Наука, 2006, -254 с.
4. Уткин В.И., Булашевич Ю.П., Юрков А.К. Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясений // Доклады РАН, № 2, 1998, т.358, № 5, с.675-680
5. Уткин В.И., Мамыров Э., Кан М.В., Кривашеев С.В., Юрков А.К., Косякин И.И., Шишканов А.Н. Мониторинг радона при изучении процесса подготовки тектонического землетрясения на Северном Тянь-Шане // Физика Земли. №9. М.: 2006. с.145-155.
6. King Chi-Yu, Walkingstick C.,Basler D. Radon in soil gas along active faults in Central California. Field studies of radon in rocks, soil and water. / Gunderson L.and Wanty R. editors / U.S.Geological survay bulletin: 1991. P. 77-133
7. Christopher H. Scholz Earthquakes and friction laws // Nature. 391, 1998, pp. 37-42

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ: ПОВЕРХНОСТНАЯ И ГЛУБИННАЯ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

Уфимцев Г.Ф.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ufim@crust.irk.ru

Изначально следует учитывать уровни организации структуры земных недр и тектонического рельефа Земли: горные пояса и равнинно-платформенные области, междугорья; структурные зоны (сложные ансамбли неотектонических форм); простые неотектонические формы. Если говорить о Внутренней Азии, то она, включая Тибет-Гималайский, Центральноазиатский и Монголо-Сибирский орогенические пояса, Таримское междугорье и краевые части молодых и древних платформ, является «надсистемой», приуроченной к субмеридионально вытянутой области пониженных высот геоида, разделенной на две части уступом, соответствующим положению Гималайского фронта. Причем южная часть этой крупнейшей на Земле отрицательной аномалии поверхности геоида имеет максимальное понижение высот. Сопоставление высот геоида с результатами планетарной сейсмической томографии и соответствующие расчеты показали, что нижние кромки аномалиеобразующих масс располагаются на глубинах порядка 1500 км, и что залегающие на глубине «холодные» массы по линии Гималайского фронта могут быть подразделены на два гигантских коромантийных блока взаимодействующих между собой на глубине, возможно, до раздела «ядро-мантия». Таким образом, главной ареной спектакля новейшей орогении Внутренней Азии является относительно охлажденный сектор Земли. Взаимодействия литосферных геоблоков, влияние астенолитов, плюмов и вообще плотностных неоднородностей на молодую геодинамику земной поверхности и приповерхностных частей литосферы осуществляются на этом общем фоне и на уровне орогенических поясов главнейшее сводятся к следующему.

Монголо-Сибирский возрожденный горный пояс в виде систем больших сводовых поднятий, зон умеренного тектонического скучивания и Байкальской рифтовой зоны характеризуется общим цокольным воздыманием в виде гигантского свода площадью около 1,5 млн. км^2. Рельеф этого свода обнаруживает парагенетическую связь с морфологией и толщиной подлитосферного астенолита. Выступ аномальной мантии от северного края астенолита достигает раздела Мохо и определяет развитие Байкальской рифтовой зоны. Субгоризонтальная подкоровая апофиза, распространяющаяся на юго-восток до Монголо-Охотского шва, определяет, видимо тектоническое скучивание в верхних частях земной коры в Забайкалье, компенсирующее ее растяжение в рифтовой зоне. Аномалия высот цокольной поверхности вдоль 100º в.д., где располагаются возвышенное Окинское плоскогорье, Хубсугул-Дархатская секция рифтовой зоны с положением днищ рифтов на высо-

тах 1500-1600 м, оказывается геоморфологическим выражением колонны аномальной мантии, соединяющей подлитосферный Монголо-Сибирский астенолит с нижней мантией. Здесь же обнаруживаются особенные черты новейшего вулканизма и сейсмотектоники в сравнение с другими частями Байкальской рифтовой зоны.

Большие сводовые поднятия Хангал, Хэнтея и Восточного Саяна, входящие в Монголо-Сибирский горный пояс, являются морфотектоническими выражениями геоблоков, литосфера которых сложена преимущественно породами с дефицитом плотностей, и в силу этого эти формы испытывают длительные (поздний мезозой и кайнозой) изостатические воздымания, сквозные по отношению к чередующимся эпохам орогенеза и планации – именно эта особенность геодинамики больших сводовых поднятий определяет и роль распределителей водного стока и положение главнейших водоразделов, материкового в особенности.

Тибет-Гималайский молодой орогенический пояс тоже располагается на астеносферной подушке и наиболее сложные проявления новейшего орогенеза приурочены к окраинным частям (скатам кровли) астенолита – это покровно-надвиговая морфотектоника Гималаев и зоны тектонического скучивания и линейного коробления Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня. Эта последняя ситуация повторяется на крыльях Центральноазиатского пояса возрожденных гор – зоны линейного коробления Тянь-Шаня и Алтая располагаются преимущественно на встречно наклонных друг другу скатах кровли астеносферы, а над ее исчезновением или глубоким залеганием располагается пониженное Джунгарское междугорье. Региональное поднятие цоколя гор в Западном Тянь-Шане связано с выступом аномальной мантии и такую же ситуацию можно предполагать в районе Русского Алтая. Можно предполагать, что над скатами кровли астеносферы проявлено тектоническое расслоение литосферы, способствующее линейному короблению и тектоническому скучиванию (преимущественно козырьковые надвиги) в верхней литосферной пластине, ограниченной снизу горизонтальным срывом на уровне раздела Конрада.

Если мы обсуждаем проблему соотношений приповерхностных и глубинных структур земных недр, то необходимо указать на существование проблемы взаимодействия приповерхностных структур с таковыми «надповерхностными». И особенно удобно это сделать в Петрозаводске. Поскольку речь идет, в первую очередь, о влиянии ледовой нагрузки на литосферу в областях покровного или горнопокровного оледенения, включая и явления, сопряженные с таянием или отступанием ледовых покровов. Многочисленные уже сейчас описания живых разломов, морфологически сходных с сейсмодислокациями, в Карелии и на Кольском полуострове являются весьма наглядным примером такого рода взаимодействия.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ФОРМИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Филатова В.Т.

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

Достаточно хорошая изученность северо-восточной части Балтийского щита позволяет использовать этот регион в качестве опорного полигона для реконструкции условий формирования земной коры. Признаётся, что основная масса континентальной коры возникла в позднем архее и, в основном, за счёт формирования зеленокаменных поясов, развитие которых привело к количественному и качественному изменению структуры коры и её состава. Многие факты говорят о том, что зеленокаменные пояса северо-востока Балтийского щита закладывались в условиях растяжения и последующей неравномерной деструкции коры региона, которая вызвала формирование проницаемых зон [4,10]. Несомненно, напряжённо-деформированное состояние земной коры оказывало существенное влияние на ход тектонической эволюции региона. Согласно существующим представлениям [9,13] в архее на исследуемой территории сформировалась область коллажного строения с корой континентального типа, характеризующаяся пульсационным развитием и, соответственно, относительно мобильной геодинамикой в течение всей геологической истории. В пределах региона выделяются наиболее крупные архейские мегаблоки (рис.1) – Мурманский, Кольский и Беломорский, разделённые глубинными разломами, и раннепротерозойские мобильные пояса – Лапландский гранулитовый и Печенгско-Варзугский рифтогенный [13]. Среди тектонических образований второго плана особое положение занимает Кейвская парагнейсовая структура (вложенная в структуру Кольского мегаблока) из-за особенностей своего строения и состава пород [13]. На современном эрозионном срезе региона зеленокаменные пояса представляют только реликты протяжённых зон и наиболее крупными являются пояса Колмозеро – Воронья, Терско – Аллареченский и Ёнский, разделённые полями инфракрустальных глубокометаморфизованных гнейсов, мигматитов и гранитоидов. Состав супракрустальных комплексов поясов характеризуется относительным сходством, что позволяет полагать об их формировании в единых тектонических условиях [4].

Предполагается, что в архее автономно формировались два микроконтинента – Кольская гранулит-зеленокаменная и Карельская гранит-зеленокаменная области [8]. Области развивались сопряжённо, имели значительные различия в структурных и вещественных характеристиках и, согласно ареалу распространения однотипных по изо-

топно-геохимическим данным коматиитов, составляли единую литосферную плиту на архейской стадии развития Балтийского щита [5]. Наблюдается сходство в составе супракрустальных и плутонических пород Кольского и Беломорского мегаблоков [10,13]. Породы этих мегаблоков испытали региональный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и последовательности фациальных серий метаморфизма по времени (млн. лет) имеют корреляцию: Кольский мегаблок – 2832 [1] (гранулитовая, умеренных давлений), 2724 [12] (гранулитовая, умеренных давлений), 2648 [1](гранулитовая, умеренных давлений), 2568 [12] (амфиболитовая, умеренных давлений); Беломорский мегаблок – 2820 [2] (амфиболитовая, локально гранулитовая, умеренных давлений), 2715 [2] (гранулитовая, высоких давлений), 2638 [7] (гранулитовая, высоких давлений), 2582 [7] (амфиболитовая, повышенных давлений). Можно допустить, что в архее Беломорье являлось частью Кольской области, а современный облик в виде коллизионного пояса приобрело в результате его переработки последующими раннепротерозойскими процессами. При этом предполагаем, что в той части, где выделяется граница между Кольским и Беломорским мегаблоками, в архейское время была ослабленная зона в земной коре.

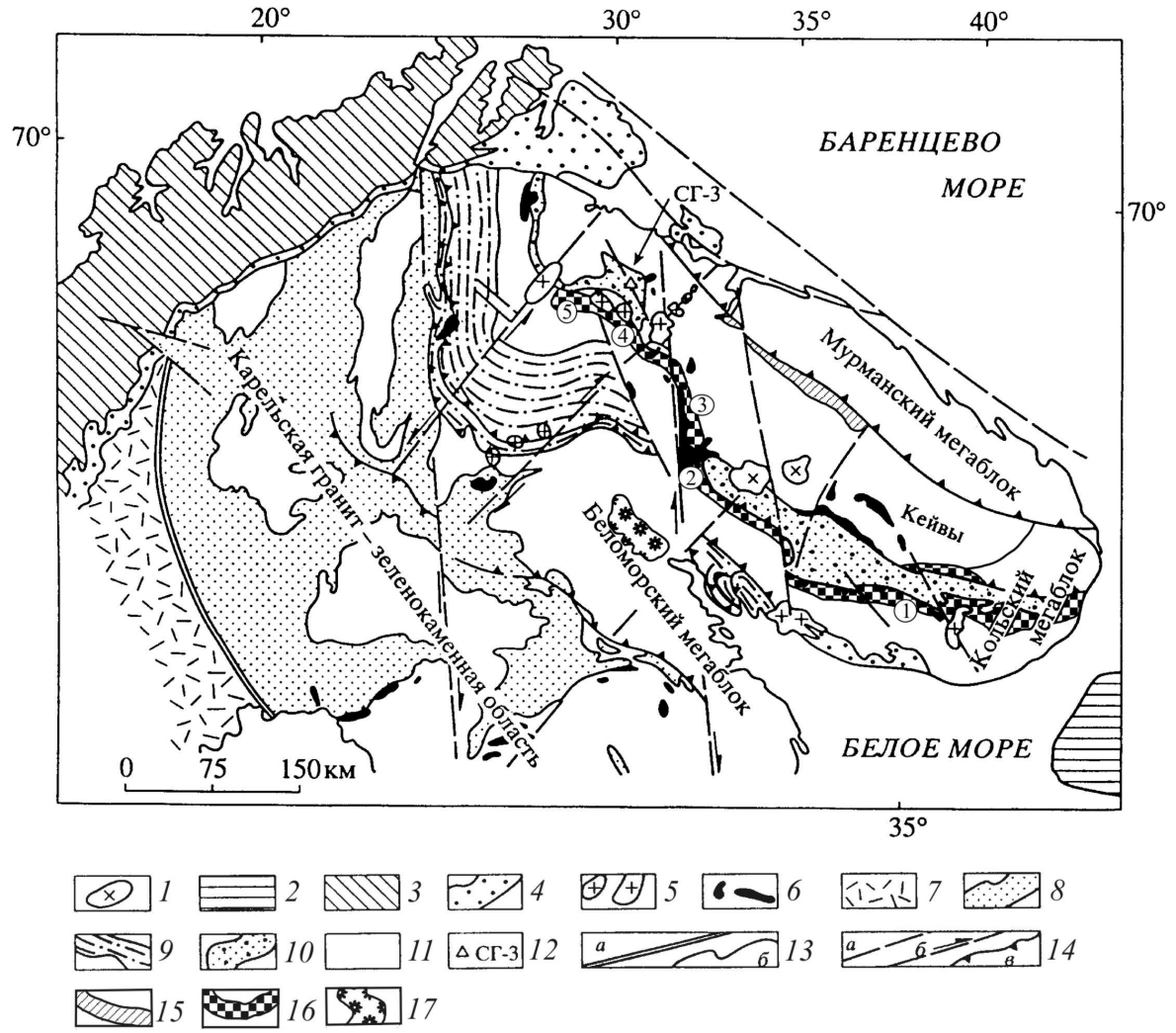


Рис.1. **Схема размещения основных структур северо-восточной части Балтийского щита.**

Палеозой: 1 – щелочные интрузивы; 2 – платформенный чехол; 3 – каледониды Норвегии. 4 – осадочные формации позднего протерозоя. Ранний протерозой: 5 – гранитные плутоны; 6 – массивы основных и ультраосновных пород. Осадочно-вулканогенные комплексы: 7 – свекофенниды; 8 – карелиды. 9 – Лапландский гранулитовый пояс, 10 – пояс Печенга – Имандра – Варзуга, 11 – гранито-гнейсовый фундамент протерозойских структур, 12 – расположение Кольской сверхглубокой скважины, 13 – геологические границы (а – граница щита, б – границы подчиненных структур), 14 – разрывные нарушения (а – разломы неопределенного характера, б – сдвиги, в – надвиги). Архейские вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов: 15 – Колмозеро-Воронья, 16 – Терско-Аллареченский, 17 – Ёнский. Цифры в кружочках – районы: 1 – Терский; 2 – Приимандровский; 3 – Заимандровский (Оленегорский); 4 – Аллареченский; 5 – Каскамский

Допускаем, что северо-восточная часть Балтийского щита представляет собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на границе. Рассматриваемая область состоит из

нескольких подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными: коэффициент Пуассона (μ) и модуль Юнга (E). Допускаем, что в архее исследуемая область на момент завершения аккреции земной коры была подвержена всестороннему сжатию равномерно распределёнными усилиями T . При решении данной краевой задачи в напряжениях использовался метод фиктивных нагрузок [6], являющийся одним из методов граничных элементов. Задаём расчётный прямоугольный контур, огибающий исследуемую область, которая включает мегаблоки Мурманский, Кольский, Беломорский и краевую часть Карельского мегаблока на контакте с Беломорским (рис.2). Область по всей своей границе загружается равномерно распределёнными единичными сжимающими усилиями T . Разломные зоны, разделяющие мегаблоки, принимаем в виде отдельных тел шириной 20 км. Кейвская структура также задавалась как отдельное тело. В итоге исследуемая область состоит из пяти конечных подобластей с различными свойствами, на границах которых предполагается жёсткое сцепление. Для Карельского, Мурманского, Кольского, Беломорского мегаблоков и Кейвской структуры при расчётах значение коэффициента Пуассона принималось равным – μ =0.25 [11], а для разломных зон (согласно имеющимся данным [3]) – μ =3.0. В виду того, что каждый блок включает различные горные породы с присущими им физическими свойствами, модуль Юнга в каждой подобласти определялся как средневзвешенное значение. В итоге для каждой подобласти с использованием имеющихся данных [11] получаем оценку модуля Юнга для архея: Карельский, Мурманский, Кольский и Беломорский мегаблоки – $E = 6.2 \cdot 10^4$ МПа, Кейвская структура – $E = 5.8 \cdot 10^4$ МПа. Для разломных зон значение модуля Юнга задаём на порядок меньше [11].

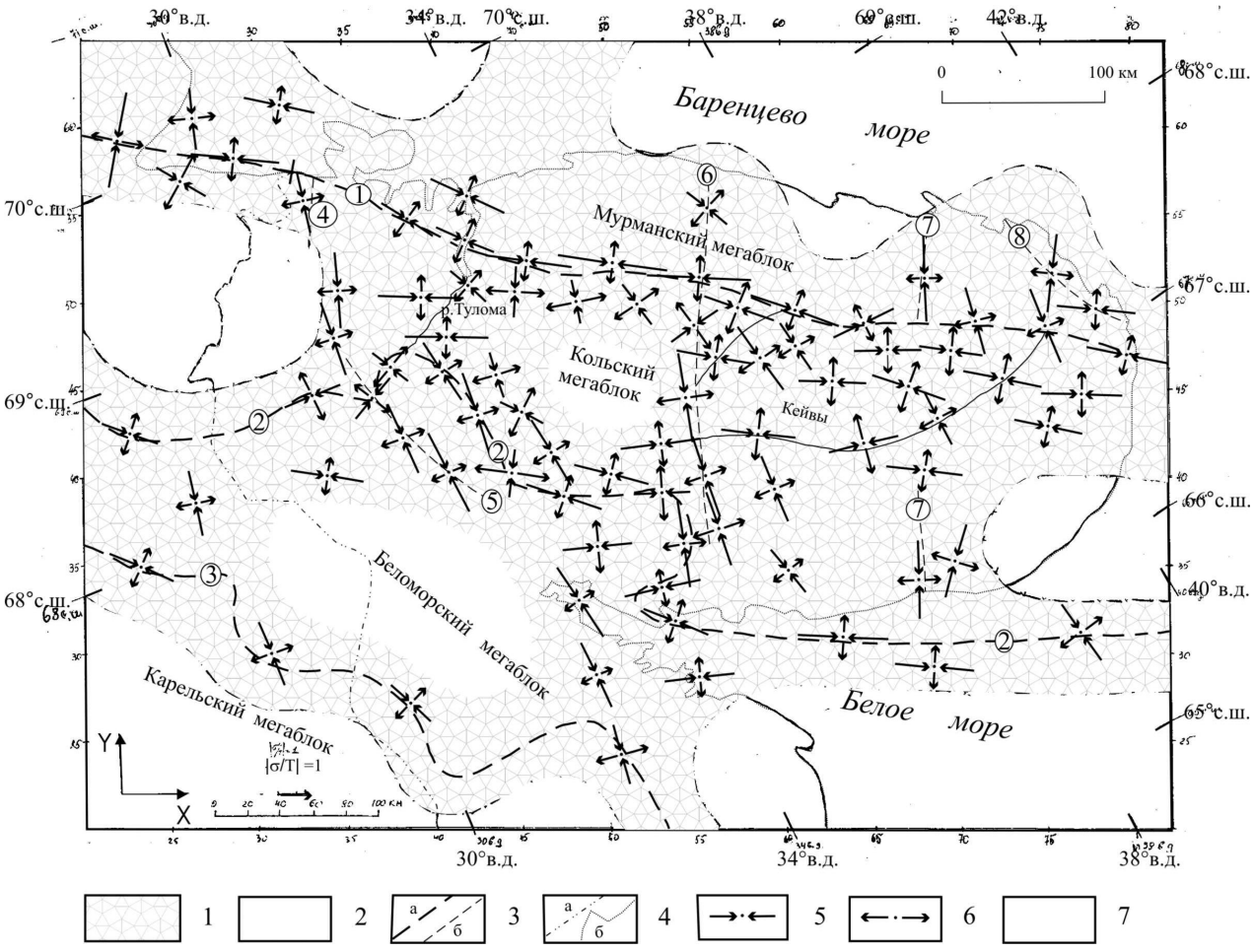


Рис.2. **Ориентация осей главных напряжений сжатия и растяжения по результатам выполненных расчётов для северо-восточной части Балтийского щита (палеореконструкция).**

1 – область повышенного градиента напряжений в земной коре; 2 – область, где градиент напряжений практически отсутствует; 3 – разломы (зоны разломов): а) на контакте мегаблоков, б) внутриблоковые; 4 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия; 5 – напряжения сжатия; 6 – напряжения растяжения. Цифры в кружочках – разломы (зоны разломов): 1 – Северо-Кольский; 2 – Лапландский шов; 3 – Беломорско-Карельский тектонический шов; 4 – Печенгский; 5 – Северо-Сальнотундровский; 6 – Цагинский; 7 – Стрельнинско-Святоносский; 8 – Усть-Понойский

Выполненные расчёты позволили оценить величины напряжений σ_{xx}, σ_{yy}, τ_{xy} и определить ориентацию осей главных напряжений, которые могли возникать в архейской континентальной плите северо-востока Балтийского щита при заданных условиях (рис.2). Отмечается неоднородный характер как напряжённого состояния, так и распределения величин напряжений. Одновременно возникают как напряжения сжатия, превышающие приложенные усилия и достигающие значения $2T$, так и напряжения растяжений, достигающие $0.9T$. Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует – $\sigma_{xx} \cong 1, \sigma_{yy} \cong 1, \tau_{xy} \cong 0$. Наиболее высокими градиентами отмечаются области развития Северо-Кольского разлома, Лапландского шва, Беломорско-Карельского тектонического шва, а также разломов в Мурманском и Кольском мегаблоках, таких как Печенгский, Цагинский, Северо-Сальнотундровский, Стрельнинско-Святоносский, Усть-Понойский. Высокий градиент напряжений характерен для Кейвской структуры, восточного контакта Печенгской структуры с архейским фундаментом, долины р. Тулома и для большей части территории Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. При этом территорию Ёнского зеленокаменного пояса, Каскамского и Аллареченского участков Терско-Аллареченского зелёнокаменного пояса, а также Печенгской структуры можно отнести к низкоградиентным областям. Для разломов, систем разломов и тектонических швов характерна регулярность в направлении осей главных напряжений: по простиранию, преимущественно, фиксируется условие сжатия, а в крест простирания – условия растяжения. Такая же картина наблюдается на восточном контакте Печенгской структуры и южном контакте Кейвской структуры с архейским фундаментом. Наибольшие величины напряжений растяжений фиксируются в пределах пояса Колмозеро-Воронья и Заимандровского (Оленегорского) района. Для Колмозеро-Воронья оси растяжений ориентированы в восточном – юго-восточном направлении, а для Заимандровского района – в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. В пределах Кейвской структуры в целом наблюдаются напряжения сжатия по линии северо-запад – юго-восток при одновременных напряжениях растяжения по линии юго-запад – северо-восток.

Выполненное моделирование полей напряжений применительно к северо-восточной части Балтийского щита показало, что в условиях всестороннего тектонического сжатия региона в период активного корообразования создавались условия, благоприятные для формирования комплементарных структур типа «сжатие-растяжение». На территории развития архейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса выделяется сложная ветвящаяся сеть растяжений и сжатий различной интенсивности с общим северо-западным простиранием. Зоны растяжений перемежаются зонами сжатия. В пределах пояса, преимущественно, зоны растяжений, также как и зоны сжатия характеризуются северо-западным простиранием. Полученная сеть растяжений-сжатий практически повторяет конфигурацию Терско-Аллареченского пояса, унаследованного раннепротерозойской Печенгско-Варзугской рифтогенной структурой. Одновременно создавались условия для формирования ослабленных зон, совпадающих с местоположением современных разломов северо-восточного простирания, секущих Кольский и Мурманский мегаблоки и считающиеся позднеархейскими. Таким образом, можно допустить, что контуры контактных границ между мегаблоками на протяжении геологической истории, в основном, не изменялись. Следовательно, тип тектономагматической активности, установившийся в регионе, был внутриплитный.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) «Геодинамика и механизмы деформации литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

1. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2002. 53 с.

2. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) //Петрология. 2004. Т.12. № 3. С.227-244.

3. Вавакин А.С., Салганик Р.Л. Об эффективных характеристиках неоднородных сред с изолированными неоднородностями // Изв. АН СССР. МТТ. 1975. № 3. С.65-75.

4. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.

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

6. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твёрдого тела. М.: Мир, 1987. 328 с.

7. Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы северо-западного Беломорья //Петрология. 1993. Т.1. №6. С.657-677.

8. Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Состав, структура и процессы архейской литосферы / Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 135-143.

9. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении //Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Сер. 7 (геология, география). Вып.3 (№21). С.5-18.

10. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов и др. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000). Апатиты: КНЦ РАН, 1994. 95 с.

11. Сейсмичность при горных работах / Под ред. Н.Н.Мельникова. Апатиты: ГоИ КНЦ РАН, 2002. 325 с.

12. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Этапы и условия формирования архейского эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро-Полнек-тундра Центрально-Кольского блока //ДАН. 2007. Т.416. № 3.С.370-273.

13. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS, 1995. 144 p.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКИХ СУПЕРПЛЮМОВЫХ ЭПИЗОДОВ АРКТИКИ И ТИХОГО ОКЕАНА

Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, г. Москва, filatova@ilran.ru

Поля больших объемов внутриплитных вулканитов WPB-OIB типа, составляющих чаще всего бимодальную ассоциацию с доминирующей ролью щелочных пород, считаются обычно признаком мантийного апвеллинга. Наиболее убедительно связь пород такого типа с нижнемантийным суперплюмом доказана для Тихого океана [1, 6, 7 и др.]. Проблема генезиса и геодинамики обстановок образования вулканитов WPB-OIB типа встает также и для Арктического региона, поскольку в последние годы здесь установлено широкое развитие бимодальных ассоциаций позднеюрского-мелового, мелового и кайнозойского возраста [2-4, 9 и др.]. В пределах шельфов полярных морей и прилежащих наземных областей континентов эти породы образуют обширные лавовые плато близ зон разломов или приурочены к структурам растяжения. Наряду с щелочными эффузивами эти ореолы в небольшом количестве включают также деплетированные разности, близкие к MORB.

Анализ позиции и времени накопления верхнеюрских-кайнозойских вулканитов WPB типа в Арктике свидетельствует о том, что они являются индикатором распада герцинской Пангеи и маркируют зоны растяжения. Характер распространения этих эффузивов выявляет их структурную и генетическую связь с раскрытием Амеразийского океанического бассейна, включающего несколько глубоководных котловин. Наиболее обширная Канадская океаническая котловина формировалась в два этапа [5]: рифтогенный юрский и океанического спрединга позднеюрский-неокомовый (155-125 млн. лет). Северо-западнее расположенная сдвоенная котловина Подводников-Макарова возникла, вероятнее всего, в раннем мелу. Обширные поля вулканитов WPB-OIB типа располагаются на континентальном обрамлении Амеразийского бассейна. Юрские-нижнемеловые базальтоиды слагают также систему эшелонированных грабенов, протягивающихся на юго-западном континентальном продолжении Амеразийского океанического бассейна, в пределах шельфов Карского и Баренцева морей [3, 4]. Эти эффузивы и силлы датированы в интервале 159-105 млн. лет]. Кроме того, верхнеюрские-нижнемеловые вулканиты WPB типа распространены южнее, на прилегающих к морским шельфам наземных участках Евразийского континента. Практически недеформированные поля этих пород в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области несогласно перекрывают среднемеловые (позднекиммерийские) структуры и зачастую выражены изометричной формы положительными магнитными аномалиями (как например, Мангазейский вулканический ореол в бассейне р. Бол. Анюй). Во всех этих ореолах (как на шельфе, так и в наземной части) наряду с базальтами развиты и вулканиты кислого состава.

К настоящему времени меловые-кайнозойские вулканиты WPB типа наиболее полно изучены на континентальном шельфе Восточно-Сибирского моря. Здесь в пределах архипелага Де Лонга выявлен одноименный магматический купол [2]. Купол Де Лонга ранее выделялся в виде обособленного поднятия Гиперборейской плиты или террейна с неопределёнными границами. Однако на многих схемах показано дугообразное или полукольцевое западное и южное ограничение этого поднятия, образованное дугообразными в плане грабенами Новосибирским и Вилькицкого. На основе геофизических данных И.С. Грамбергом и его коллегами показано, что поднятие Де Лонга в плане имеет форму эллипса, ограниченного разломами. Новый анализ геофизических материалов подтвердил этот вывод, но, кроме того, позволил расшифровать внутреннюю структуру купола Де Лонга. Центральная, наиболее возвышенная его часть, около 400 км в поперечнике, вовлекла в поднятие участок докембрийской Гиперборейской плиты со слабо дислоцированным палеозойско-мезозойским чехлом. Периферическая часть свода, охватывающая южнее расположенную часть шельфа (включая Новосибирские о-ва), является наложенной на структуры среднемеловой Новосибирско-Чукотской складчато-надвиговой системы. Купол Де Лонга отчётливо выражен на гравиметрической карте благодаря системе концентрических дуговых разломов (в сочетании с радиальными), выделяющихся в виде градиентных зон, разделяющих дугообразные в плане положительные и отрицательные аномалии, либо аналогичной формы положительные аномалии различной интенсивности [8]. Центральной, поднятой части свода соответствует круговая наиболее интенсивная положительная гравитационная аномалия, распадающаяся на ряд концентрических дуговых аномалий, охватывающих территорию о-вов Жохова, Вилькицкого, Генриетты и Жаннетты, на большинстве из которых развиты кайнозойские базальтоиды. Севернее к ним примыкают среднемеловые базальтоиды о. Беннетта. Периферическая часть свода коррелируется с системой дугообразных в

плане положительных и отрицательных гравитационных аномалий, которым соответствуют такой же формы горсты и грабены. Подобную природу имеют, по-видимому, дуговые в плане грабены Новосибирский и Вилькицкого. Периферические дуговые разломы прослежены также в пределах о-вов Котельный и Бол. Ляховский. Купол Де Лонга нарушен радиальными разломами, к которым нередко приурочены грабены. Согласно интерпретации сейсмического профиля МОВ, рассекающего по радиусу юг купола Де Лонга, в его пределах выделяется шесть сейсмокомплексов. Нижние пять комплексов, нарушенные сбросами и являющиеся сингрaбеновыми, выклиниваются в ядерной части купола, что свидетельствует о её воздымании в период их накопления. Предполагаемый возраст трёх нижних комплексов – ранний-поздний мел. Учитывая высокую контрастность субгоризонтальных отражений комплексов, можно предположить их терригенно-вулканогенный состав и синхронность апт-альбским базальтоидам, слагающим центральную часть свода и изливавшимся на ранней стадии его возникновения. На этапе конца позднего мела-палеогена произошло опускание широкого дугового блока грабена Вилькицкого с накоплением в его пределах (и в смежных грабенах) сейсмокомплексов 4 и 5. Наиболее молодой (возможно, позднемиоцен-голоценовый) шестой сейсмокомплекс образует непрерывный чехол, несогласно перекрывающий все нижние комплексы и в редуцированном виде распространённый в продолжавшей воздымание центральной части свода.

Аэромагнитные данные подчёркивают купольную структуру Де Лонга [8]. Цетральной его части соответствуют несколько круговых ядерных, а также обрамляющая их полукольцевая положительные аномалии, соответствующие, видимо, площади распространения меловых-кайнозойских базальтоидов и глубинным магматическим камерам. Локальные положительные аномалии магнитного поля, группирующиеся вдоль периферических дуговых разломов купола, скорее всего, также отвечают полям распространения аналогичных базальтоидов и их подводящим каналам. Это подтверждается, в частности, выходами среднемеловых вулканитов о. Котельного, территории которого соответствует интенсивная положительная магнитная аномалия [8].

Магматические породы**,** вскрывающиеся в центральной части свода Де Лонга, представлены щелочными базальтоидами и образуют две возрастные группы: среднемеловую (о. Беннетта) и верхнемиоцен-плейстоценовую (о-ва Жохова и Вилькицкого) [9 и др.]. Первые из них включают щелочные базальтоиды (нефелинитовые гавайиты) с K-Ar-датировками 124-106 млн. лет. Эти вулканиты, судя по высокому содержанию титана, суммарного железа, недосыщенности и слабой дифференцированности по кремнезёму, обогащённости некогерентными элементами, близки Fe-Ti базальтам внутриплитного (WPB) типа, характерным для континентальных рифтов и океанических островов (OIB). Подобные щелочные лавы (которые вполне вероятны и в других частях поднятия Де Лонга) установлены во многих других районах Арктики (в частности, на Новосибирских о-вах), входя в состав обширной Арктической области платобазальтов [2, 9 и др.].

Аналогичного состава более молодые (K-Ar датировки 6,1-0,4 млн. лет) щелочные оливиновые базальты о. Жохова, несмотря на возрастной перерыв, вместе с вулканитами о. Беннетта, представляют единый эволюционный тренд пикрит-щелочно-базальтовой серии WP-магматизма [9]. Продолжение тренда составляют наиболее щелочные лимбургиты о-вов Жохова (K-Ar датировки 4,2-1.9 млн. лет) и Вилькицкого (0,89-0,4 млн. лет), являющиеся самыми примитивными породами WP-ассоциации свода Де Лонга [9]. В базальтоидах центральной части свода обнаружены ксенолиты долеритов (условно раннемелового – 100 млн. лет – возраста), по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) близких составу MORB, хотя и резко обогащенных радиогенным Sr и обедненных радиогенным Nd [9]. Все базальтоиды свода обладают обогащённым характером распределения РЗЭ, умеренно обогащены (по сравнению с MORB) изотопами Sr и обеднены изотопами Nd. По изотопно-геохимическим характеристикам они близки к меловым-кайнозойским OIB Тихого океана, в частности, к вулканитам Маркизского архипелага, генетически связанным с Тихоокеанским нижнемантийным суперплюмом [6]. Предполагается [9], что последние 125 млн. лет под сводом Де Лонга располагается плюмовый источник (возможно, в виде системы соединяющихся камер), родоначальный для щелочных базальтов и лимбургитов, различающихся лишь степенью плавления. На начальном среднемеловом этапе воздымания купола при относительно высокой степени плавления формировались оливиновые базальты о. Беннетта; условно одновозрастные долериты (из ксенолитов о. Жохова) характеризуясь свойствами обогащённого MORB, связаны, возможно, со спрединтом в бассейне Макарова [9]. Дальнейшее проявление плюмового магматизма, сопровождавшееся ростом свода Де Лонга, после амагматического интервала в 100 млн. лет, регистрируется в позднем миоцене в виде лав, сходных с среднемеловыми щелочными базальтами. На этом же этапе начали изливаться лимбургиты (малая степень парциального плавления плюмового источника), которые на о. Вилькицком завершают (в интервале 0,89-0,4 длн. лет) эволюционный ряд внутриплитного магматизма свода Де Лонга.

Магматический диапиризм, приведший к формированию купола Де Лонга, наиболее вероятно связан с нижнемантийным апвеллингом. Это согласуется с выводом о глубинном залегании в районе поднятия Де Лонга плюмового источника и об отсутствии генетической связи мел-кайнозойских базальтоидов с найденными ксенолитами шпинелевых лерцолитов [9]. Что касается позднемеловой-среднемиоценовой амагматической паузы, то она может быть следствием всего лишь слабой опробованности свода Де Лонга, островная суша в пределах которого составляет ничтожную часть его площади. Данные магнитометрии свидетельствуют о значительно более широком их

распространении в пределах купола; при этом центральной его части соответствует, вероятно, главная магматическая камера, с которой были связаны более мелкие очаги, локализующиеся по периферии свода, в том числе под о. Котельный.

Согласно сейсмотомографическим данным [10], области Восточной Арктики соответствуют участки пониженных скоростей сейсмических Р-волн на нескольких мантийных уровнях, что, возможно, соответствует «послойному» растеканию нижнемантийного вещества от главного плюма подобно тому, как это предполагается для Тихоокеанского суперплюма [1, 6, 7 и др.]. Примечательно, что если на границе ядро-мантия (CMB) Тихоокеанскому суперплюму соответствует высокоскоростная область предполагаемого "кладбища" слэбов (что может означать оторванность суперплюма от "корневого" слоя D»), то Арктический регион на границе CMB корреспондируется с обширной низкоскоростной Р-волн аномалией [10]. Последняя может интерпретироваться в качестве продолжающегося и ныне нижнемантийного апвеллинга от слоя D». Главный импульс Тихоокеанского и Арктического суперплюмов был, вероятно, синхронным, среднемеловым, совпадающим с эпохой спокойного, безинверсионного магнитного поля, что свидетельствует о единой, глобального масштаба причине этого феномена.

Вывод. Обширные поля верхнеюрских-кайнозойских бимодальных ассоциаций и базальтоидов WPB типа Арктики и прилегающих континентов по геохимическому составу аналогичны одновозрастным вулканитам OIB типа поднятий и островов Тихого океана. Геохимические параметры и сейсмотомографические данные свидетельствуют об их связи с нижнемантийным апвеллингом. В целом проявления нижнемантийного суперплюмового механизма в раннем мелу носили глобальный характер. В Арктическом регионе этот механизм стал причиной деструкции каледонско-герцинской Пангеи. Режим растяжения и рифтогенеза, вызванный нижнемантийным суперплюмом, на отдельных участках Арктики преобразовался в океанский спрединг, в результате чего оформились два океанских бассейна – Амеразийский и Евразийский.

Работа поддержана Программой ОНЗ № 14, РФФИ (грант 08-05-00748), НШ-641.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Филатова Н.И. Щелочной вулканизм восточной окраины Евразии как отражение Тихоокеанского суперплюма // Докл. РАН. 2002. Т. 383. С. 378-384.

2. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3-21.

3. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26-52.

4. Шипилов Э.В., Корякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины:

геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС. 2008. С.

5. Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. et al. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // GSA Bull. 1998. V. 110. N 6. P. 801-820.

6. Janney P.E., Castillo P.R. Geochemistry on Mesozoic Pacific mid-ocean basalts: constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 5207-5229.

7. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate-tectonics on the Core-mantle Boundary // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 7-37.

8. Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // Rus. J. Earth Sci. 2003. V.5. N.5. P.185-202.

9. Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al. Intraplate magmatism of the De Long Islands: a response to the propagation of the ultraslow-spreding Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // Rus. J. Earth Sci. 2004. V. 6. N 3. P. 39-47.

10. Vasco D.W., Johnson L.R. Whole Earth structure estimated from seismic arrival times // J. Geoph. Res. 1998. V.103. P.2633-2671.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Филиппов М. М.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, filipov@krc.karelia.ru

Среди известных протерозойских осадочных бассейнов Онежский синклинорий уникален масштабом накопления органического вещества (ОВ). В его пределах открыты необычные купольные структуры и локальные тела высокоуглеродистых пород (шунгитов и максовитов) с признаками дифференциации первичного органо-минерального вещества и миграции углеводородов (УВ); в верхних стратиграфических шунгитоносных горизонтах оче-

видны процессы разрушения залежей ОВ, коллекторов УВ и их переотложения. Проблема сохранности ОВ в протерозое на стадии формирования осадков, в диагенезе, катагенезе и при метаморфизме до сих пор не решена: не всегда возможно определение даже его типа (первичное, миграционное или переотложенное); не изучены процессы рассеивания или вторичного концентрирования ОВ. Без выяснения вклада каждого из отмеченных процессов в эпигенетическое перераспределение ОВ невозможно оценить биопродуктивность палеопротерозойских бассейнов. Предполагается, что их исследование возможно на примере Онежского синклинория, поскольку низкий уровень метаморфизма обусловил сохранность генетических признаков ОВ, следов первичного взаимодействия гелей водного кремнезема, глин и ОВ, основных этапов формирования локальных купольных структур; развития процесса миграции УВ в пределах залежей и их участия в формировании структур; особенностей разрушения залежей и рассеивания ОВ. В докладе приведены сведения об основных процессах, ведущих к массовому эпигенетическому перераспределению ОВ в палеопротерозое.

Необычное по объему накопление ОВ на территории синклинория приурочено к формированию глинисто-карбонатных осадков заонежской свиты мощностью до 1 км (людиковийский надгоризонт) в условиях мелководного бассейна с синхронным базальтовым вулканизмом. В составе свиты выделено девять горизонтов высокоуглеродистых пород, среди которых известны локальные залежи с исключительно высоким содержанием ОВ (30-80%). Породы с таким содержанием древнего ОВ образованы не одноактно, а в течение нескольких этапов: накопление сапропелевых илов; образование в диагенезе органо-минеральных соединений; развитие складок нагнетания (диапиров) по горизонтам с ОВ, вторичное обогащение ОВ центральных и верхних частей диапировых структур за счет дифференциации осадочного материала по плотности; обогащение верхних частей купольных структур миграционными углеводородами (УВ). Позднее породы заонежской свиты частично были размыты, и терригенный материал, содержащий ОВ, накапливался уже в составе вулканогенно-осадочных пород кондопожской свиты калевийского надгоризонта.

О масштабах накопления ОВ в Онежском бассейне можно судить по ряду ранее сделанных оценок сохранившегося углерода. По данным Н. В. Лопатина, эта величина составляет $65x10^9$ м^3 [5]; по Л. П. Галдобиной [2] – $25x10^{10}$ т. При этом объём исходного ОВ составлял $650x10^9$ м^3, а ежегодная биопродуктивность палеопротерозойского бассейна достигала 2-4 кг $C_{орг}/м^2$ [6], что возможно при чрезвычайно благоприятных условиях. В расчетах Н. В. Лопатина принято, что мощность шунгитоносных отложений составляет 600 м, площадь распространения – 8000 км^2, минимальное содержание шунгитового вещества 2%, а в зоне раннего метагенеза сохранилось 10% от объема исходного ОВ. Приведенные оценки были сделаны без учета факторов эпигенетического перераспределения ОВ.

Косвенным признаком огромных объемов отложения ОВ и генерации УВ в заонежских образованиях, может служить легкий изотопный состав углерода карбонатных пород калевия ($\delta^{13}C_{carb}$ до –17,6‰) [11]. Минимум значений $\delta^{13}C$ совпадает с максимальными концентрациями антраксолитовых включений в отложениях кондопожской свиты. Отрицательные значения $\delta^{13}C_{carb}$, доходящие до -11,8‰, становятся устойчивыми уже к верхней части заонежской свиты, что объясняется существованием мощного источника органического углерода, имеющего низкие значения $\delta^{13}C$. Последействие заонежского резервуара проявляется в составе и суйсарских, и кондопожских карбонатных пород. Для суйсарских карбонатных конкреций $\delta^{13}C$ достигает -12,4‰, в нижней части кондопожской свиты карбонатные породы имеют -18,1, а в верхней -14,9‰. Поскольку максимум выхода газовой компоненты приходится на этап мезокатагенеза, а ее общее количество в этот период достигает 30% от исходного ОВ, то можно предполагать, что распределение количества катагенетических УВ во времени должно коррелировать с динамикой изменения изотопного состава органического и карбонатного углерода более молодых отложений.

Данные по изотопному составу углерода шунгитового вещества пород заонежской свиты и антраксолитов [2, 12] свидетельствуют о том, что вверх по разрезу $\delta^{13}C$ существенно меняется (от -26,4 до -39,5‰ для разреза Максовского месторождения). Очевидно, что доля миграционного УВ в шунгитоносных породах верхних частей разреза заонежской свиты очень большая, причем оно первоначально было частично газообразным.

Перераспределение ОВ при формировании диапировых структур. Распределение $C_{св}$ в купольных структурах имеет сложный, мозаичный характер. Зональность в содержании $C_{св}$ проявляется в обогащении локальных объемов в центральных и верхних частях залежи. Эти области в целом соответствуют более слюдистым породам. Предполагается, что при формировании купола наиболее легкие органоглины опережали относительно более тяжелые органо-кремнистые комплексы и, тем более, кремнистые фтаниты и карбонатсодержащие породы, то есть в основе развития тел лежали закономерности гравитационной тектоники. На уровне эрозионного среза локальные неоднородности сливаются, образуя единые участки высокоуглеродистых пород (явление полидиапиризма). Значение $\delta^{13}C$ для периферийных частей купола, где минимально присутствует миграционное шунгитовое вещество, равно –26.9 ‰; в габбро-долерите из дайки $\delta^{13}C$ = –38.9‰; в сажистой разновидности максовитов, отобранных на расстоянии от силла, равном 6.8 метра, – 43.2 ‰.

На Шуньгском месторождении шунгитов субпластового типа содержание $C_{св}$ закономерно растет к верхним частям складок разного порядка. Шунгиты – это тонкая, достаточно равномерная смесь шунгитового и мине-

рального вещества с редкими признаками их взаимодействия на коллоидной стадии развития. Подобные образования относятся к экструзиям диапирового происхождения (к диапировым шляпам), т. е. являются следствием эпигенетического перераспределения ОВ на заключительной стадии развития диапировых структур. Шунгиты и антраксолиты Шуньгского месторождения имеют практически одинаковые значения $\delta^{13}C$, соответственно -37,07 и -37,36‰ [2, 12], что указывает на то, что шунгитовое вещество пород можно отнести к бывшей незрелой нефти (в зарубежной литературе такую нефть часто называют как pre-oil).

Таким образом, максовиты и шунгиты являются примерами полигенного и полихронного генезиса высокоуглеродистых пород с концентрацией углерода, не характерной для осадков палеопротерозоя. Этот процесс эпигенетического перераспределения ОВ необходимо учитывать при расчетах среднего содержания первичного ОВ в породах заонежской свиты и, в конечном счете, при расчетах биопродуктивности палеобассейна.

Перераспределение ОВ под влиянием интрузий основных пород. Роль магматических тел в локальном перераспределении ОВ шунгитоносных пород хорошо иллюстрируют данные изучения участка «Лебещина». На участке широко проявлены базальты, габбродолериты, алевропесчаники, кремнистые алевролиты, а так же шунгитоносные породы (второй горизонт). Природа шунгитового вещества в габбро-долеритах миграционная (источник – ОВ максовитов), частично оно ассимилировано из ксенолитов осадочных пород с ОВ. На Максовском участке долериты на контакте с высокоуглеродистыми породами обуглерожены. Шунгитовое вещество также выполняет миндалины, проникает в миндалекаменные долериты по трещинам, формирует жилы мощностью до нескольких сантиметров. Жилы с шунгитовым веществом встречаются и в центральной части силлов, однако и в подошве, и в кровле их значительно больше. В дайке Максовского месторождения подобные жилы встречены по всей поверхности, соприкасающейся с телом залежи максовитов.

Перераспределение ОВ за счет миграции углеводородов. В породах нижнего протерозоя Карелии твердые битумы представлены в основном высшими антраксолитами. Катагенез керогена шел ускоренно при локальном тепловом влиянии силлов, покровов и даек основных пород, а также из-за общего повышенного геотермического градиента, характерного для палеорифтов. В таких условиях образовывались нафтоиды – УВ с высоким содержанием олефинов, склонные к полимеризации и потому, вероятно, в большей своей части не обладающие способностью к дальней миграции.

Для битумов наиболее характерна жильная форма. На месторождении Шуньга – это линзовидные, быстро выклинивающиеся скопления, иногда субпластовые жилы мощностью до 0,4 м, приуроченные, как правило, к кровле пластов шунгитов, образующих своды антиклинальных складок; помимо этого антраксолиты нередко заполняют тонкие прожилки в доломитах и лидитах. В Чеболакшской губе выявлены две пересекающиеся под прямым углом жилы антраксолита в максовите. На Максовском месторождении известна жила антраксолита в брекчированном максовите. На Зажогинском месторождении известны крупные жилы кварца с включениями антраксолита. Антраксолит участка «Красная горка» заполняет субвертикальную жилу в максовите; это гнездовые выделения с размером до 2 см; одновременно в этой жиле присутствует система жил, напоминающая лестничную форму, заполненных антраксолитом. В. М. Тимофеевым [10] описаны антраксолиты, встречающиеся в крупных жеодах среди шаровых лав суйсарской свиты: о-в Суйсарь, Шардонские острова, острова Чеболакшской губы, мыс Педра-Кара Кондопожской губы Онежского озера (бывшие УВ, выделившиеся из гидротермального раствора).

Наряду с широко известными макропроявлениями высших антраксолитов, шунгитоносные породы содержат разнообразные микропроявления миграционного углеродистого вещества. Оно выполняет прожилки и жеоды, заполняет поры и мельчайшие трещинки, образует зоны пропитки, присутствует в мелких выделениях изометричной или неправильной формы. Детальное описание микропроявлений миграционных УВ приведено в работе Н. С. Бискэ [1].

Коллекторы углеводородов и признаки их разрушения. Получены данные, указывающие на то, что над купольными структурами развивается локальная, блоковая тектоника, идет интенсивное брекчирование лидитов, известняков и доломитов; в которых цементом служит антраксолит и, реже, органо-минеральное (смешанное) вещество, выжатое из верхней части купола. Предполагается, что процесс брекчирования прямо связан с развитием диапировой структуры, поскольку его интенсивность затухает по мере удаления от центра купола. Брекчии являются свидетельством массового эпигенетического перераспределения ОВ за счет миграции УВ из купольных структур. Эти процессы развивались под воздействием аномально высокого пластового давления (АВПД), возникающего на стадии катагенеза органического и минерального вещества. Зоны развития АВПД фиксируются в апикальных частях купольных структур как разуплотнение органоглин, выраженное массовым проявлением миндалин, заполненных кварцем и антраксолитом.

Высшие антраксолиты, являющиеся продуктом углефикации УВ, мигрировавших на дальнее расстояние от материнских пород и заполнивших межзерновое пространство типичных коллекторов нефти – песчаников, выявлены при разбуривании Сайнаволокской вулканно-тектонической структуры и изучены Т. А. Ивановой и И. С. Оношко [4].

Седиментационные формы проявлений антраксолитов встречаются в туфосланцах Нигозерского месторождения (кондопожская свита калевийского надгоризонта). Большинство исследователей [8] рассматривают битумы

как результат высачивания УВ из ловушек, сформированных в породах суйсарской и заонежской свит, и последующего отложения в бассейне кондопожского времени. Антраксолитсодержащий горизонт на месторождении Нигозеро имеет широкое площадное распространение и мощность до 80 м. Следовательно, в калевии существовал длительный, период разрушения коллекторов, сформированных в верхних горизонтах заонежской свиты, переноса и перезахоронения УВ в осадках прибрежных фаций.

Рассеивание ОВ при гипергенном разрушении и переотложении пород заонежской свиты. Вулканогенно-осадочные породы кондопожской свиты в пределах синклинория слагают ядра нескольких структур второго порядка западнее оз. Космозеро; мощность свиты до 530 м; породы содержат терригенный материал, включающий шунгитоносные породы заонежской свиты. Сохранности ОВ в зоне гипергенеза благоприятствовали: активная тектоническая деятельность, низкие концентрации кислорода в атмосфере, препятствующие его окислению, высокие скорости седиментации в районах активной вулканической деятельности. В структурах второго порядка шунгитоносные породы распространены не на всей площади, а лишь в замковых северо-западных частях. При движении на юго-восток шунгитоносный разрез в большей своей части замещается бесшунгитовым, который в общих чертах сохраняет черты строения, свойственные стратотипу. В этих участках структур присутствие шунгитового вещества ограничивается только груборитмичной частью разреза, где оно встречается в виде редких обломков в конгломератах, в гравелитах и песчаниках, а в распыленном состоянии обогащает тонкие (0,1-1 мм) слойки альбит-хлоритовых сланцев в кровле ритмов.

Исследования проведены при финансовой поддержке программ Президиума РАН № 25 (2003-2005 гг.) и № 18 (2006-2007 гг.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Н. С. Микропроявления миграционного углеродистого вещества в залежах максовитов // Материалы всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России». Петрозаводск. 2007. С. 46-49.

2. Галдобина Л. П., Шидловски М., Соколов В.А. и др. Исследования шунгитов нижнего протерозоя Карелии методом углеродных изотопов // 27-й Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М. 1984. Т. 2. С. 292.

3. Горлов В. И. Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка) / Дис. канд. г.-м. наук. Петрозаводск. 1984. 226 с.

4. Иванова Т. А., Оношко И. С. Битумы в районе Сайнаволокской вулканно-тектонической структуры // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения). Петрозаводск. 1994. С. 123-128.

5. Лопатин Н. В. Эволюция биосферы и горючие ископаемые // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 5-22.

6. Лопатин Н. В. Образование горючих ископаемых. М. 1983. 192 с.

7. Михайлов В. П. Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982-85 гг.: Фонды ККГРЭ. Петрозаводск. 1985. 13 с.

8. Мишунина З. А. Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях Л. 1978. 152 с.

9. Пеньков В. Ф. Генетическая минералогия углеродистых веществ. М. 1996, 224 с.

10. Тимофеев В. М. К генезису Прионежского шунгита // Тр. Ленингр. общества естествоиспытателей. 1924. Т. 39. Вып. 4. С. 99-122.

11. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск. 2002. 280 с.

12. Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M. et al. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, litology and geochemistry // Earth–Science Reviews. 1999. V. 47. P. 1-40.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ШУНГИТОНОСНЫХ БРЕКЧИЙ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Филиппов М. М., Первунина А. В., Силакова Л. В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, filipov@krc.karelia.ru

В Онежском синклинории, в людиковийском надгоризонте, много брекчированных разновидностей шунгитоносных пород, шунгитовое вещество которых, находится на предграфитовой стадии углефикации. Основы литологии брекчий осадочных пород наиболее полно изложены в работах [4, 7]. Разнообразные по генезису брекчии классифицируют по основному механизму брекчирования, а также по составу и форме обломков, по типу цемента. Среди описанных в научной литературе отсутствуют брекчии, развитые по породам с органическим веществом (ОВ) или в которых оно присутствует в качестве цемента. Вероятно, это можно объяснить тем, что наиболее изученные горючие сланцы фанерозоя катагенетически слабо преобразованы. Например, кукерситы Эстонии, содержащие до 45% ОВ, сохраняют прерывистую тонкую горизонтальную слоистость без признаков трещиноватости; в них ОВ еще не реализовало свой нефтяной потенциал.

В работах по нефтяной геологии нередко рассматривается вопрос об аномально высоких пластовых давлениях (АВПД) в породах, содержащих кероген, что является следствием генерации газообразных и жидких углеводородов (УВ). Под влиянием АВПД пласт разуплотняется, в нем появляются трещины гидроразрыва (брекчирование), по которым часть углеводородов покидает материнскую породу, то есть мигрирует во вмещающие породы, некоторая его часть, менее подвижная, остается в породе, заполняя трещины.

В данной работе в качестве основного объекта для изучения брекчированных пород было выбрано Максовское месторождение, которое по генезису относится к структурам купольного типа, сформированным по законам диапировой тектоники. Рассмотрены также брекчии Зажогинского месторождения, участков Тетюгино, Лебещина, Часовенские острова, Березовец, месторождения Шуньга.

Максовская купольная структура сложена слоистыми, массивными, и брекчированными максовитами. Массивные породы в основном приурочены к нижней и центральной частям купола. Слоистые разновидности встречаются только на участках выклинивания тела и в его подошве. Верхняя часть залежи состоит преимущественно из брекчий с кварцевым цементом. Степень брекчирования пород увеличивается к верхним и периферийным частям постройки. Границы между массивными, скрыто брекчированными и трещиноватыми породами достаточно четкие. Области проявления брекчии с кварцевым цементом имеют размытые границы. По всем разновидностям максовитов развиваются миндалевидные включения, заполненные кварцем и антраксоитом.

Среди брекчированных максовитов выделены *псевдобрекчии*, особенности которых объясняются процессами многократного вязкого перемещения и смешивания вещества при развитии процессов дифференциации осадочного материала по плотности, развивающихся в складках нагнетания. Это пример переходного типа брекчий, локализующихся в периферийных и подошвенных участках купольных тел. *Скрытая брекчия*, «псевдобрекчия» [5] или «шунгит-шунгитовая» брекчия [6], отличаются тем, что обломки здесь цементируются близким по составу веществом, в котором присутствует также миграционное шунгитовое вещество (антраксолит). *Брекчии с* кварцевым *цементом* («белоцементная» брекчия по [6]) состоят из угловатых обломков, сцементированных мелко-, реже среднезернистым, кварцем и, в подчиненном количестве, слюдой, карбонатом и шунгитовым веществом. Границы обломков часто расплывчаты или имеют характерные пористые очертания за счет тонких трещин. Вокруг некоторых обломков наблюдаются ореолы рассеянного шунгитового вещества. Степень кристаллизации цемента растет по мере удаления от обломков больших размеров. Нередко в цементе присутствуют жеоды кварца с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и шунгитовым веществом. При повышении степени брекчированности размеры обломков уменьшаются, а количество кварцевого цемента увеличивается, достигая 1/3 объема породы. Кварцевый цемент имеет мозаичное и волнистое погасание, гранобластовую структуру с реликтами коллоидных структур – концентрически зональных включений, заполненных кварцем, шунгитовым веществом, слюдой. В некоторых случаях цемент брекчий представлен пиритом. *«Краевые»,* с участием вмещающих пород, брекчии приурочены к маломощным (менее 10 м) зонам, развитым вдоль крыльев купольных структур. Состоят из фрагментов максовита и цемента, представленного веществом, по составу аналогичным вмещающим породам. К центру залежи текстура породы меняется за счет увеличения доли максовита. Этот тип брекчий хорошо иллюстрирует диапировую природу Максовского купола, т.к. в работах по моделированию установлено, что пограничная с вмещающей средой зона диапировых структур всегда состоит из смешанного вещества. Все перечисленные типы брекчий по времени образования можно отнести к ранним этапам формирования купольных структур.

Тектонические брекчии поздних стадий развития купольного тела развиваются по массивным и брекчированным породам. В них тонкие трещины, в основном субпараллельные, реже – ортогональные или ветвящиеся, в отличие от ранее описанных брекчий, образуют уже некоторую систему; ее характер определяется направлением воздействия сил, состоянием и составом вещества. Трещины выполнены агрегатами шестоватого кварца, ориентированными перпендикулярно стенкам, часто с серицитом и мелкими линзовидными обломками породы. Обычно в прожилках присутствуют кристаллы пирита, а по краям наблюдаются тонкие пленки антраксолита. Процесс брекчирования шел под воздействием сил растяжения о чем свидетельствует характерное направление трещин, незначительное удаление обломков друг от друга, отсутствие поворота обломков вокруг своей оси. Приуроченность брекчий к разным частям купола свидетельствует о том, что действующие силы были локальными. Брекчии этого типа выявлены также на о. Березовец и на Часовенских о-вах. Можно предположить, что развитие брекчий связано с поздними этапами формирования купольных структур, когда породы были литифицированы, а способность керогена генерировать УВ была низкой.

Существует мнение [6], что в на процесс образования брекчий Максовского месторождения значительное влияние оказывали физические свойства кремний- и углеродсодержащих пород в диагенезе и во время литификации; а также тектонические движения; вулканическая деятельность. В ходе уплотнения, дегидратации и карбонатизации осадка образуются участки с различными прочностными свойствами (зоны неоднородности); именно они на более поздних стадиях контролировали образование систем трещин, которые затем вы-

полнялись кварцем и слюдой. На связь процессов складкообразования и брекчирования, по мнению С. О. Фирсовой и др., указывает приуроченность основной части брекчий к своду пологой антиклинали. Второй этап характеризуется длительной инъекцией в трещиноватые породы кремнийсодержащих растворов, коллоидов, о чем свидетельствуют реликты структур кристаллизации гелей. Источником растворов явились гидротермы, связанные с активной вулканической деятельностью в этом районе. В качестве основного механизма брекчирования пород они принимают тектонику. По Е. Н. Афанасьевой [1], брекчированные породы месторождения – это результат синерезиса осадка на стадии диагенеза («текстура старения геля»). Второй этап включал процесс заполнения трещинного пространства кремнистым веществом. В течение третьего этапа, при смене пластических деформаций хрупкими, развиваются «тектонические брекчии с сульфидно-кварцевым цементом и многочисленными пересекающимися трещинами скалывания. Д. В. Рычанчик и А. Е. Ромашкин [5] связывают брекчирование пород месторождения процессами формирования диапировой структуры. Однако механизм формирования каждого из приведенных в статье типов брекчий у них не описан.

По нашему мнению, брекчии купольных структур, исключая псевдобрекчии, следует подразделять на *а) первичные* и *б) тектонические (диапировые)* Основным механизмом формирования первых является АВПД, создаваемое УВ, образующимися при катагенезе ОВ и, возможно, при дегидратации глинистых минералов, то есть за счет явлений автоклаза. Брекчии второго типа образуются на заключительных стадиях развития складок нагнетания. Наиболее ярко механизм автоклаза проявлен в области контакта максовитов с силлами габбродолеритов, внедрившихся в уже сформировавшееся купольное тело. В таких зонах катагенез ОВ происходит в жестких термальных условиях, наблюдается большое количество извилистых прожилков, заполненных антраксолитом. Остроугольные обломки расположены субпараллельно относительно контакта, их границы расплывчатые с характерным «затеканием» и перистыми очертаниями (фото 1). Причина брекчирования была внутренней, при внешнем механическом воздействии обломки были бы разнесены на неопределенное расстояние и частично разрушены, а их первоначальные контуры искажены. Эти признаки свидетельствуют также о кратковременности действующих сил. Такой характер брекчирования указывает на вероятную причину появления напряжений в локальных объемах породы, например, за счет активного протекания дегидратации осадочного материала (глин, водного кремнезема) или на быструю генерацию УВ из керогена под влиянием высоких температур. На быструю полимеризацию УВ в таких условиях указывают признаки повышенной вязкости битума (фото 2).

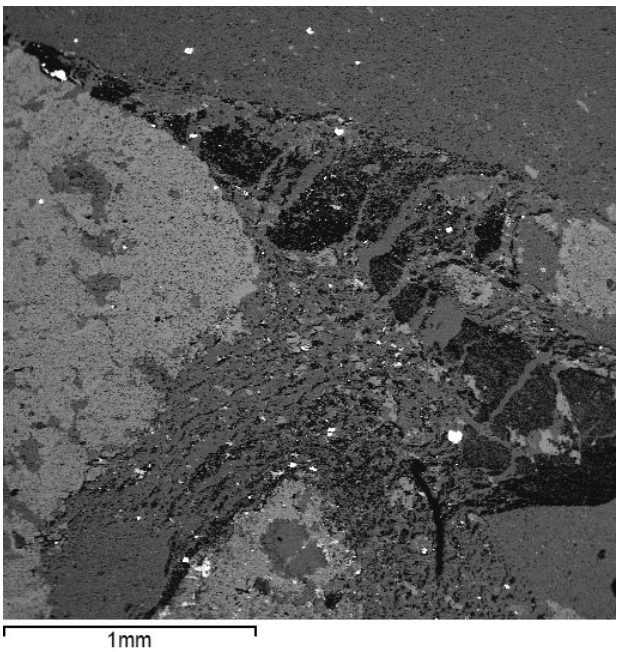


Фото 1. **Брекчированный максовит с жилой антраксолита. Максово**



Фото 2. **Сфероиды с фибриллярной структурой в максовите. Максово**

В кремнистой матрице обычно наблюдается пелоидная (тонкая) пористость как следствие процесса дегидратации водного кремнезема (фото 3). Поры могут быть пустыми, заполненными полностью или частично кварцем, антраксолитом и сульфидами, преимущественно пиритом. С этим видом пористости нередко связаны авто-

хтонные залежи нефти. В карбонатных включениях микропористость не образуется, поскольку содержание первичного ОВ в них обычно очень низкое.

В шунгитах Шуньгского месторождения нам не удалось выявить признаки брекчирования (фото 4). В шунгитовом веществе пород всегда присутствует сера и хлор; в редких микропрожилках миграционное шунгитовое вещество содержит существенно меньше серы. По-нашему мнению, шунгитовое вещество пород представлено бывшими полимеризованными УВ, то есть в шунгите практически отсутствует остаточный кероген и потому в породе нет явных следов массового появления углеводородной фазы, способствующей возникновению АВПД. Это вещество уже результат катагенеза первичного ОВ.

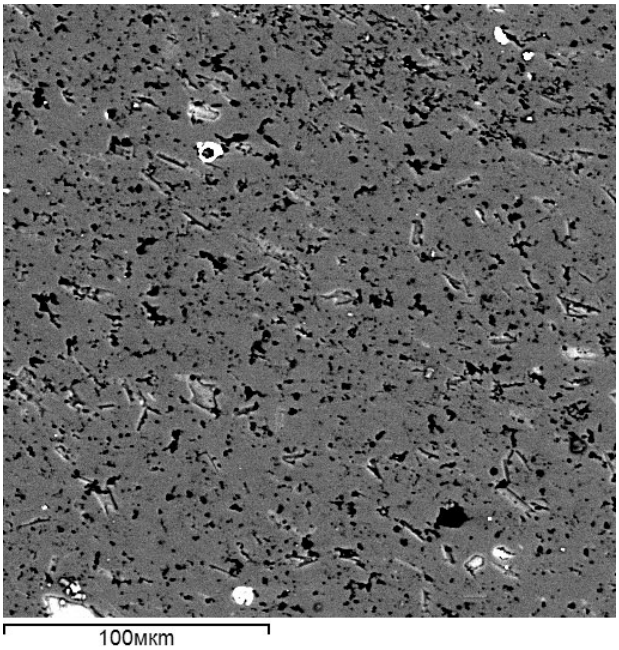


Фото 3. **Тонкопористый органо-кремнистый максовит. Максово**

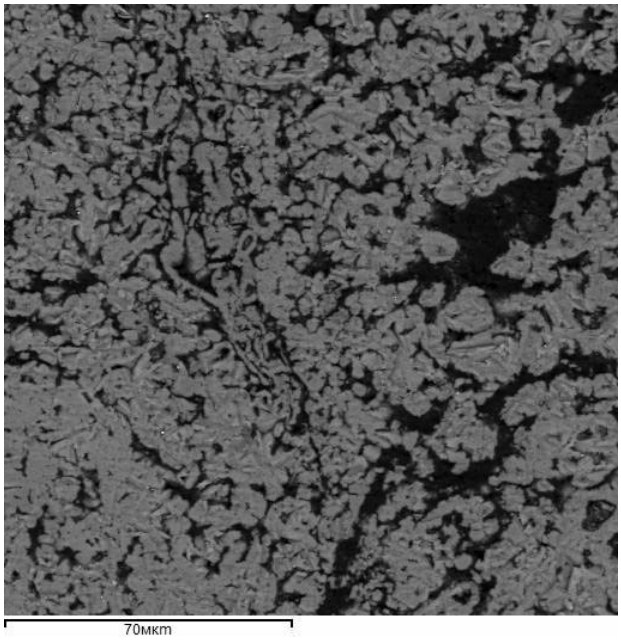


Фото 4. **Шунгит с криптокристаллической структурой. Шуньга**

Таким образом, можно констатировать, что признаками автокластических брекчий являются: изрезанный характер границ и мелкая фрагментарность обломков, массовое развитие брекчирования во всем объеме породы, отсутствие выраженного направления трещин, цементация миграционным и кремнистым веществом, которое обладает специфическими свойствами.

На Максовском месторождении уровень эрозионного среза составляет, примерно, 1/5 предполагаемой амплитуды первичного купола, поэтому отсутствует возможность изучения апикальных частей купольного тела и его вероятного влияния на перекрывающие породы. На примере участка Тетюгино, находящегося в северной части Толвуйской синклинали, рассмотрены некоторые особенности брекчий известняков и лидитов, развитие которых, предположительно, является следствием АВПД в купольном теле. По данным исследования керна скважин, шунгитоносные породы участка имеют характерные для диапировых структур генетические признаки, (краевая брекчия, скрытая брекчия), указывающие на активное перемещение, течение осадочного материала и его дифференциацию по составу. В северной части участка обнаружены брекчированные известняки и лидиты, сцементированные шунгитом и антраксолитом [2]. Аналогичные брекчии встречены скважинами 19 и 12А, пробуренными на участке ККГРЭ (1974 г.) и по проекту FAR-DEEP (2007 г.). Брекчированный известняк представляет собой преимущественно остроугольные обломки с размерами от нескольких мм до 5 см. Нередко вдоль стенок относительно крупных трещин присутствуют обломки вмещающей породы, смещенные от своего первоначального положения на некоторое расстояние и развернутые вокруг своей оси, что указывает на движение флюида под давлением. Антраксолитовый цемент брекчий, как правило, разбит трещинами синерезиса, заполненными кварцем. В керне скв. 12А обнаружен антраксолит двух генераций (фото 5): *первая фаза* представлена остроугольными черными, матовыми обломками; *вторая фаза* играет роль цемента и отличается золотисто-бурым цветом. Существенно, что и на макро- и на микроуровне (фото 6) по краям обломков известняка выявлены пограничные области пропитки породы битумом, что подтверждает вывод о повышенном давлении флюида во время заполнения трещин УВ.

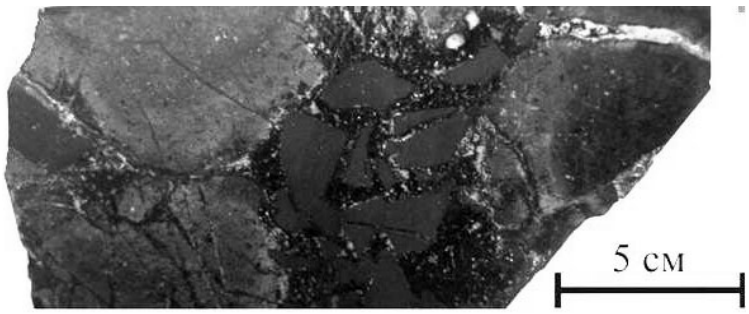


Фото 5. **Максовит с брекчированной антраксолитовой жилой. Тетюгино**

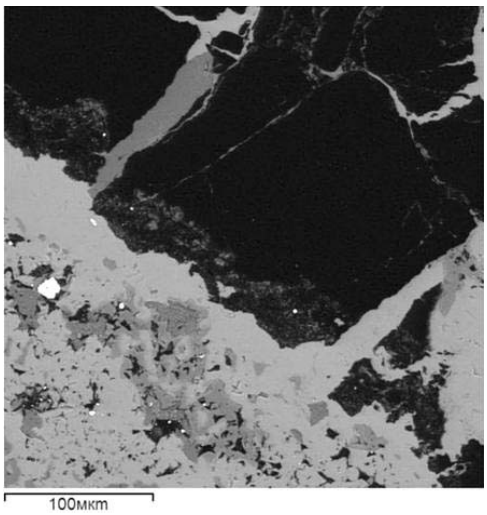


Фото 6. **Жила антраксолита в доломите. Тетюгино**

Предположение о связи брекчирования перекрывающих купол пород с развитием диапировой структуры подтверждается, тем фактом, что интенсивность процесса затухает по мере удаления от центра купола. Брекчии, таким образом, являются следствием массового эпигенетического перераспределения ОВ за счет миграции УВ из купольных структур. Аналогом формирования брекчий участка Тетюгино являются битумные месторождения Аргентины и США [8, 9].

Собранные и проанализированные материалы позволяют утверждать, что существует широкое генетическое разнообразие шунгитоносных брекчий людиковийского надгоризонта, отличающихся, как литологическими характеристиками, так и механизмом брекчирования. Среди них впервые выделены и описаны автокластические разновидности, образование которых является следствием катагенеза первичного ОВ; а также брекчии, связанные с основными этапами формирования купольных структур максовского типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьева Е. Н. Пространственно временные соотношения постседиментацонных геологических процессов на Зажогинском месторождении // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения)/Под ред. М. М. Филиппова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 98-103.

2. Горлов В. И., Калинин Ю. К., Иванова И. Е. Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород как комплексного сырья. Петрозаводск. 1967. Фонды КарНЦ РАН. Отчет по теме № 30. 243 с.

3. Михайлов В. П., Купряков С. В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982-1985 гг.: Фонды СЗТГУ. Петрозаводск, 1985.

4. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., 1981. 751 с.

5. Рычанчик Д. В., Ромашкин А. Е. Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Тр. Междун. симпоз. 1998 г. Петрозаводск, 2000. С. 73-79.

6. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск. 2002. 277 с.

7. Фирсова С. О., Шатский Г. В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // ДАН СССР. 1988. Т. 302. С. 177-180.

8. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М. 1958. 415 с.

9. Parnell J., Carey P. F. Emplacement of bitumen (asphaltite) veins in the Neuquen basin, Argentina // AAPG Bulletin. 1995. V. 79. № 12. P. 1798-1815.

10. Verbeek E. R., Grout M. A. Geometry and structural evolution of gilsonite dikes in the eastern Uinta basin, Utah // U. S. Geological survey bulletin. 1993. № 1787. P. 1-42.

ОЦЕНКА МАГНИТУДНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПУНКТОВ РЕГИСТРАЦИИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕТИ

Французова В.И. [1], Николаев А. В. [2], Морозов А.Н.[1]

[1]Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, vif@atnet.ru
[2]Институт физики Земли РАН, г. Москва, nikavs@ifz.ru

Известно, что инструментальная оснащенность зарубежных Фенноскандинавских сетей чрезвычайно высока, их количественное соотношение с Российскими, функционирующими на Северо-западе, показывает недостаточную обеспеченность сейсмологических исследований, проводимых на Европей-

ском Севере России, качественным материалом [1]. Наряду с этим нарастание в последнее время техногенных воздействий на геодинамику геологической среды увеличивает сейсмический риск территории Архангельской области, насыщенной огромным количеством экологически опасных объектов, что требует создания систем сейсмического контроля за этими процессами и проведения на их основе сейсмомониторинга территории региона.

Проблема сейсмического контроля включает в себя несколько частных задач, из которых первоочередной является регистрация сейсмических событий. При этом предъявляются специфические требования к аппаратуре, организации сети станций, методике обработки данных. При организации сети наблюдений важно оценить эффективность регистрации сейсмических событий, зависящей как от мест установки станций (геологических условий под станциями), конфигурации сети относительно регистрируемых событий, так и от наличия (интенсивности) микросейсмического фона, рассматриваемого как помеха (соотношения сигнал-помеха), что, в конечном счете, отражается на качестве записи и возможности их интерпретации.

Перечисленное важно для сейсмических записей, поскольку форма конкретного сейсмического сигнала известна с большим приближением, сейсмическая энергия распределена в относительно широком частотном диапазоне, момент возникновения события неизвестен, геологическая среда, в которой распространяются сейсмические волны, неоднородна.

Проблема разработки теоретических и методических основ оценки магнитудной чувствительности пунктов регистрации сейсмических событий, а именно магнитудой оценивается энергия этих событий, возникла в 60-е и была решена в 80-е годы прошлого столетия в связи с необходимостью идентификации ядерных взрывов сейсмическими методами [2].

Эта технология использована нами для оценки эффективности регистрации станциями, организованной в 2004-2007 гг. Архангельской сети сейсмических наблюдений.

Стоит заметить, что в отличие от качественной оценки магнитудной представительности регистрации сетью телесейсмических и региональных землетрясений из разных зон мира, проведенной нами ранее [3], в настоящем сообщении представлены результаты расчетов кривых магнитудной чувствительности отдельно по станциям и, в целом, по сети в зависимости от эпицентрального расстояния и азимута подхода сейсмических волн к станции.

Суть методики заключается в построении для набора эпицентральных расстояний и азимутов кривых магнитудной чувствительности для каждой из станций, определяемой по значениям магнитуд с 50% (P=0.5) доверительным уровнем.

Таким образом, задача сводится к построению графика функции $m = m_{0.5}(\Delta, Az)$, где $m_{0.5}$ – значение магнитуды события с вероятностью P=0.5 обнаружения его на записи, Δ – эпицентральное расстояние в км, Az – азимут прихода сейсмической волны.

Кривая обнаружения $P = P(m, \Delta)$ контролируется вероятностью регистрации сейсмической станцией событий с магнитудой m на эпицентральным расстоянии Δ.

Кривые чувствительности и обнаружения позволяет оценить вероятность обнаружения события при заданных m, Δ и Az. Данные кривые могут являться своеобразным паспортом сейсмической станции.

Расчеты функций $m = m_{0.5}(\Delta)$ и $m = m_{0.5}(\Delta, Az)$ проведены для станций Климовская (KLM), Пермогорье (PRG), Тамица (TMC), Архангельск (ARH), оснащенных широкополосной и короткопериодной цифровой аппаратурой фирмы “Геотех+” [4].

Построение кривых чувствительности проводилось по данным каталогов землетрясений, зарегистрированных на указанных станциях, за трехгодовой цикл наблюдений, что позволило учесть средний уровень помех с равным весом для всех сезонов года. Следует заметить, что в подборке данных по станциям присутствовали пробелы регистрации сейсмических событий по причине технологических сбоев, что сказалось, возможно, на некотором снижении качества полученных данных.

Рассматривались землетрясения с глубиной до 70 км во избежание поправок за учет глубины. Шаг по эпицентральному расстоянию равнялся 200 км, а по азимуту – 20°. Для оценки величины $m_{0.5}$ станционные каталоги сравнивались с каталогами Геофизической Службы РАН. Кривые магнитудной чувствительности представлены на рис.1.

Графики (рис.1) позволяют уточнить чувствительность разных станций для сейсмических событий, регистрируемых на разных эпицентральных расстояниях; которая характеризуется следующим уровнем минимальных магнитуд для разных расстояний Δ: Δ_1 = 800-3000 км и Δ_2 > 9000 км значения $m_{0.5}$ равны соответственно на с/с KLM – 3.7-4.25, 5.0-5.9; на с/с PRG – 3.7-4.1, 4.9-5.8; с/с TMC 4.2-4.8, 5.4-6.0; с/с ARH – 4.9, 5.4-6.1. Для Δ = 8000-9000 км – для с/с KLM $m_{0.5}$ = 4.8-5.2; PRG – 4.9-5.6; TMC – 5.2-5.8.

Максимальная магнитудная чувствительность отмечается для с/с KLM и PRG на региональных расстояниях ($\Delta \leq 2000$ км) в пределах значений 3.7-4.0, т.е. в этом диапазоне эпицентральных расстояний магнитудная представительность всей сети равна 4.0, что отмечалось ранее [3].

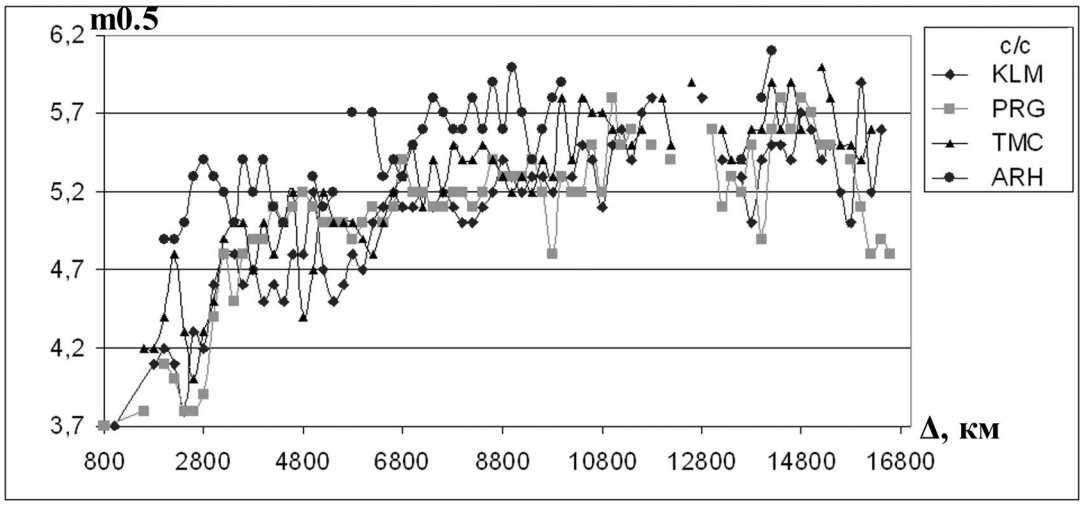


Рис. 1. **Кривые магнитудной чувствительности сейсмических станций Архангельской сети**

На кривых чувствительности наблюдаются флуктуации кривой магнитудной чувствительности, оценки которых для разных Δ даны в табл. 1. Анализ данных табл. 1 показывает, что наиболее значительные флуктуации $\delta m_{0,5}$ наблюдаются в ближней зоне (Δ≤3000 км), где они меняются в диапазоне 0.18-0.31, менее значительная – в дальней зоне (Δ>1000 км), где их значения варьируются в пределах 0.18-0.25, наименьший разброс $\delta m_{0.5}$ характерен для средних расстояний – вариации в интервале 0.09-0.20.

Таблица 1

Флуктуации значений $m_{0.5}(\Delta)$ для станций Архангельской сети

Сейсмические станции					
KLM		PRG		TMC	
Диапазон эпицентральных расстояний, км	$\delta m_{0.5}$	Диапазон эпицентральных расстояний, км	$\delta m_{0.5}$	Диапазон эпицентральных расстояний, км	$\delta m_{0.5}$
1000-2800	0.18	800-2800	0.30	1600-5400	0.31
3000-6000	0.13	3000-9400	0.12	5600-10800	0.20
6200-10200	0.09	9600-16600	0.25	11000-16200	0.14
10400-16400	0.18				

Площадное распределение $m_{0.5}(\Delta, Az)$ показано для двух с/с KLM и TMC на картах (рис.2а,б), результаты расчета $m_{0.5}(\Delta, Az)$ сведены в табл. 2.

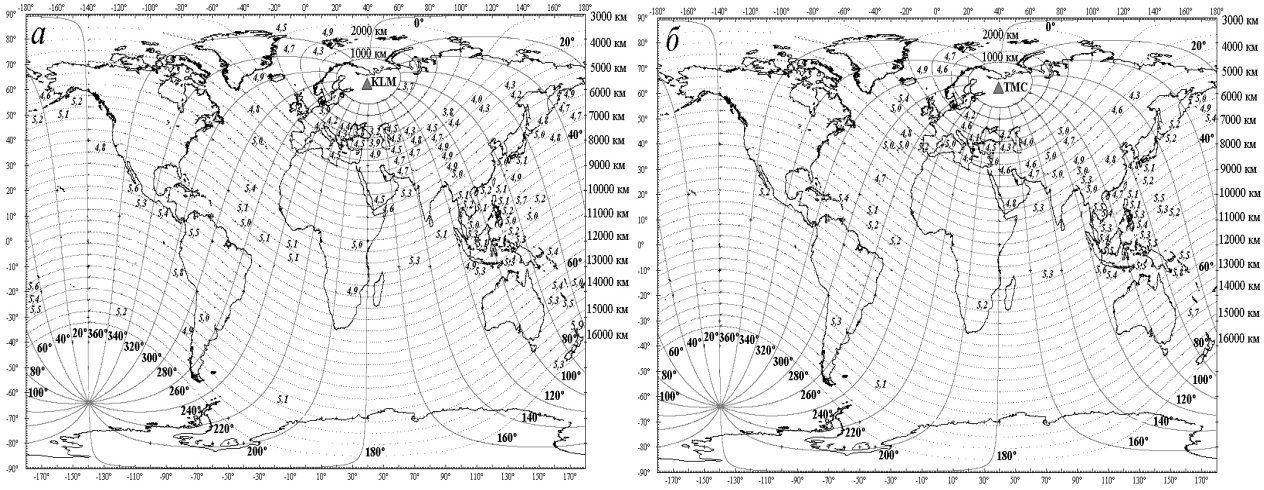


Рис.2. **Карта распределения функции $m_{0.5}(\Delta, Az)$ в зависимости от эпицентрального расстояния и азимута подхода сейсмических волн для сейсмических станций: а – KLM; б – TMC**

Таблица 2

Значения магнитудной чувствительности $m_{0.5}(\Delta, Az)$ на станциях Архангельской сети

Эпицентральное расстояние, км	Диапазон регистрируемых $m_{0.5}$							
	c/c KLM Az, º		c/c PRG Az, º		c/c TMC Az, º		c/c ARH Az, º	
	0-180	180-360	0-180	180-360	0-180	180-360	0-180	180-360
2000	3.7	4.3	–	–	–	4.2-4.7	–	4.8
3000	3.2-4.5	3.8-4.9	3.8-4.7	4.1-4.8	4.0-4.3	4.1-4.9	4.8-4.9	4.4-5.0
4000	3.8-4.9	4.5-4.9	4.6-4.9	4.6-4.9	4.6-5.0	4.4-5.4	5.0-5.2	5.4
5000	4.2-4.9	4.8	4.6-4.8	5.0	4.3-5.0	4.8-5.2	4.8	–
6000	4.6-5.3	5.0	4.8-5.0	4.8-5.2	4.8-5.3	5.0	5.7	–
7000	4.7-5.1	4.6-5.2	4.3-5.2	4.8-5.2	4.8-5.4	4.7	5.1-5.7	–
8000	4.8-5.2	5.1-5.4	4.8-5.1	5.1	4.7-5.4	–	5.4-5.9	5.2-5.4
9000	5.0-5.7	4.8-5.1	4.7-5.3	4.9	5.1-5.5	5.1-5.4	5.6-5.7	–
10000	4.9-5.2	4.9	5.1-5.6	5.0-5.2	5.2-5.6	5.2	5.4-5.7	–
11000	5.3	5.3-5.6	5.4-5.5	4.8-5.1	5.4-5.5	–	5.5-5.9	–
12000	5.4	–	5.6	5.7	5.5	–	–	–
13000	–	5.8	5.3-5.4	–	5.8	–	6.0	5.8
14000	5.0-5.4	5.0	4.9-5.7	5.2	–	5.3	–	5.3
15000	5.5	4.9-5.6	–	5.1-5.8	5.7	5.1	6.0	–
16000	5.9	5.2-5.5	5.9	5.1-5.2	–	–	–	–

Анализ карт и табл.2 помогает получить представление о возможностях регистрации конкретной станцией землетрясений из разных эпицентральных зон. Отметим следующие закономерности в распределении магнитудной чувствительности $m_{0.5}(\Delta, Az)$:

• значения плавно возрастают с увеличением Δ в пределах всего рассматриваемого диапазона Az (0º – 360º), однако, их величины для всех станций меньше в пределах азимутального створа 0º – 180º, т.е. минимальный порог магнитуд, с которых все станции регистрируют землетрясения из эпицентральных зон, находящихся восточнее станций сети, на 0.6-0.7 единиц меньше, чем для зон, находящихся западнее сети;

• наименьшие значения $m_{0.5}(\Delta, Az)$ отмечаются для с/с KLM, особенно в азимутальном створе Az = 0º – 180º, где чувствительность станции определяется минимальными значениями магнитуды 3.7-4.0;

• всеми станциями наилучшим образом регистрируются землетрясения с M=5,0 практически во всем диапазоне эпицентральных расстояний (Δ = 3000-17000 км);станций сети, однако в пределах региональных расстояний (Δ< 3000 км) регистрируются сейсмические событий с M = 4.0;

• для землетрясений из эпицентральных зон, находящихся западнее (Az = 180-360º), наблюдаются случаи повышения уровня чувствительности, что может свидетельствовать о наличии каналов, благоприятных для распространения сейсмических волн, например, для с/с KLM таких каналов два (Δ = 8000-9000, 13000-15000 км), для с/с PRG они наблюдаются на Δ = 9000-10000 км и 13000-17000 км.

Таким образом, расчеты функции $m_{0.5}(\Delta)$ и $m_{0.5}(\Delta, Az)$ позволили оценить магнитудную чувствительность четырех станций Архангельской сети и выявить её пространственное распределение при регистрации телесейсмических и региональных землетрясений мира для разных диапазонов эпицентральных расстояний и азимутов, и уточнить данные технических параметров регистрации этих станций.

Установлена большая чувствительность станции KLM, особенно для эпицентральных зон, находящихся в азимутальном створе 0º – 180º, что объясняется наличием на этой стации двух комплектов (широкополосной и короткопериодной) аппаратуры, благоприятными геологическими условиями под станцией и меньшим техногенным воздействием на геологическую среду в пределах станции.

Аналогичная работа для остальных станций сети, оснащенных аппаратурой с другими характеристиками, будет продолжена, что позволит сформировать компьютерную базу данных о характеристиках сейсмической сети, столь необходимую при разработке методики проведения сейсмомониторинга на территории Архангельского региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Сейсмическая сеть наблюдений – основа геодинамического мониторинга территории Архангельской области // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: Матер. двенадцатой межд. конф. Воронеж: Воронежский государственный университет, 2006. Т.2, С.288-293.

2. Аксенович Г.И., Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Нерсесов И.Л., Николаев А.В., Ситников А.В., Трегуб Ф.С., Халтурин В.И. Отчет комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР «Талгар», 1988. 98с.

3. Французова В.И., Габсатарова И.П., Ваганова Н.В., Захарова И.В. Оценка представительности сейсмических станций Архангельской сети при регистрации телесейсмических землетрясений Арктического региона // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере: Матер. одиннадцатой межд. научной конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 358-361.

4. Юдахин Ф.Н., Старовойт О.Е., Французова В.И., Мехрюшев Д.Ю. Создание Архангельской сейсмической сети // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов: Матер. Всероссийской конфер. с междунар. участием. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. Т.II. С. 414-418.

5. Французова В. И., Ваганова Н.В. Обобщение результатов мониторинга, проводимого Архангельской сетью сейсмических наблюдений // «Современные методы обработки интерпретации сейсмологических данных»: Материалы Второй межд. сейсмол. школы Пермь: 2007, С. 189-193.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ ПРИ СЖАТИИ ФЛИШЕВОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Фурман В.В., Хомяк Л.Н., Хомяк Н.Н.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г.Львов, Украина, fourman@franko.lviv.ua

Тектонические покровы – типичные структурные единицы для многих подвижных поясов, которые прошли этап конвергентного развития. Они характерны для Альпах, Карпатах, каледонидах Скандинавии, Скалистых горах Канады, на Урале и других регионах земной коры.

Объектом исследования в данной работе выбраны покровы украинского сектора Карпат. Механизм образования и динамические условия важны для объяснения таких геологических структур и остаются среди дискуссионных вопросов [4, 6]. Современное строение отражает результат преимущественно последних стадий процесса деформирования, которые длились миллионы лет. Для выяснения причин и факторов возникновения складчато-надвиговых дислокаций нужно изучать предпосылки, которые существовали во время зарождения и становления этих структурных ансамблей. Кроме методов полевой тектонофизики и палеотектонических реконструкций [1, 3], также используют методы механики сплошных сред [5, 7]. Компьютерное моделирование на базе метода конечных элементов [8, 9] используется для теоретического изучения напряженно-деформированного состояния участков земной коры во время зарождения надвиговых структур.

Первые покровы Украинских Карпат сформировались в конце раннемеловой эпохи. В латеральном профиле на это время из северо-востока на юго-запад можно выделить пассивную окраину Восточно-Европейской платформы, которая переходит в подфлишевый фундамент, и осадочный бассейн, ограниченный с юга блоком континентальной коры (Мармарошский массив). Геотектоническая ситуация определялась конвергентным взаимодействием подфлишевого фундамента и континентального блока, что порождало надвиговые дислокации в осадочном наполнении близлежащей части бассейна. В дальнейшем происходило сжатие флишевого комплекса и миграция фронта надвигообразования в сторону платформы.

Цель данного исследования заключается в изучении динамических факторов (поля напряжений) и деформаций, которые сопровождают сжатие осадочных толщ во время зарождения надвиговых структур.

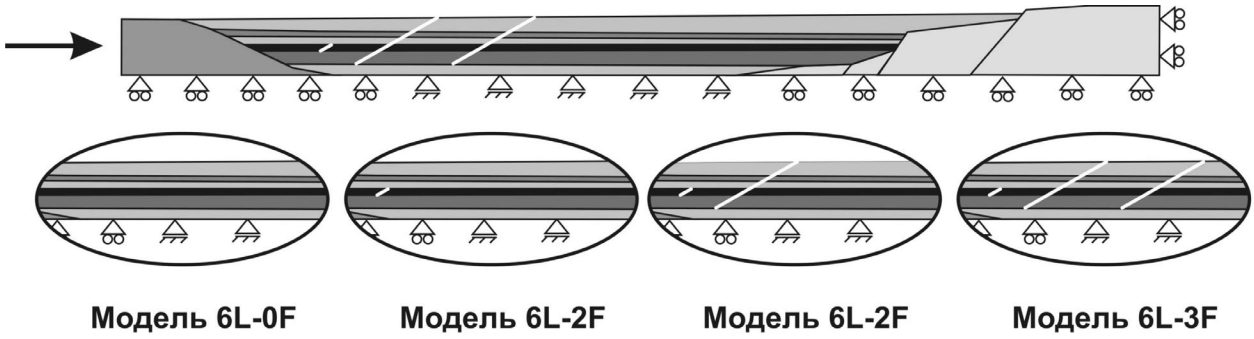


Рис. 1. **Расчетные модели с разным количеством разломов**

Базовая модель (рис. 1) строится на основе сведений о геологическом строении региона. Она имеет необходимые упрощения и представлена тремя составными частями. Два активных элемента – это край платформы, который по системе сбросов переходит в фундамент подфлишевого ложа (справа на модели) и блок континентальной коры (слева) как аналог массивов Внутренних Карпат (в частности, Мармарошского массива) [2]. Между ними – слоистый комплекс, который соответствует осадочному наполнению флишевого бассейна мелового возраста. Слоистый комплекс представлен шестью макрослоями, которые имеют разные физико-механические параметры, разную мощность и относятся отдельным стратиграфическим уровням в разрезе Украинских Карпат. Они моделируют структуру с компетентным средним слоем, мягкими пластичными нижними и хрупкими верхними слоями.

Нижний слой моделирует тонкоритмичный глинистый флиш с эквивалентной мощностью до 700 м (горизонт срыва), а следующий – более компетентный за счет увеличения содержимого псамитового материала. Третий, наиболее компетентный слой (до 600-700 м) – аналог груборитмичного флиша и пачек толстослоистых песчаников. Модуль Юнга E для этого слоя принят 35 ГПа, следующие два слоя постепенно становятся менее компетентными (25 и 15 ГПа) и перекрыты наименее литифицированным верхним слоем с характерными хрупко-пластическими деформациями. Платформу и массив принято за значительно более жесткие тела (с модулем Юнга 100 ГПа). Фундамент бассейна моделируем условиями контакта с жесткой поверхностью, которая кинематически связана с платформой. Физико-механические характеристики усредняют известные в литературе данные [4, 5].

Реологические свойства верхних слоев учитывает модель упруго-пластического деформирования:

$$\sigma_{eqv} = \sigma_T + E_T(\varepsilon_{eqv}^{(plast)},\ldots)\varepsilon_{eqv}^{(plast)}.$$

Принято, что $\sigma_T \approx (0{,}002 \div 0{,}01)\,E$, $E_T \approx (0{,}01 \div 0{,}1)\,E$. Для моделирования необратимых деформаций в осадочных слоях, вызванных напряжениями ниже σ_T и обусловленных проскальзыванием слоев флишевых толщ, использован степенной закон установившейся ползучести:

$$\dot{\varepsilon}_{eqv}^{(creep)} = \gamma \cdot \left(\sigma_{eqv}\right)^m$$

Здесь γ, m – параметры уравнения, $-\log\gamma = 9 \div 12$ МПа$^{-m}$ 10^{-6} с$^{-1}$, $m = 1 \div 3$. Взаимодействие между слоистым комплексом, массивом, фундаментом и платформой учитывает силы трения τ и сцепления τ_0 [3],

$$\tau = \tau_0 + \mu|\sigma|,$$

где $\mu = 0{,}4 \div 0{,}6$ – коэффициент трения, σ – контактное давление.

Скорость перемещений соответствует средней величине, зафиксированной в современных латеральных движениях плит земной коры и равна 1 см/год, а начальные этапы сжатия прослеживались до 2÷2,5 км.

Если исходить из гипотезы о непрерывности среды, то известны трудности перестройки сетки конечных элементов для больших пластических деформаций [5, 9], а также алгоритма учета условий контакта слоев и крыльев разломов. Они не дают возможности проследить в пределах одной модели все этапы процесса деформирования и надвигообразования с достаточной точностью отображения структурных неоднородностей. Поэтому для компьютерного моделирования выбраны четыре генетически (эволюционно) связанные модели, показывающие поведение слоистой толщи осадочных пород во время сжатия.

Исследования напряженно-деформированного состояния мы выполнили на нескольких 2D-моделях, представленных разрезами, для которых приняты предположения об условиях плоской деформации сжатой осадочной толщи в поле силы тяжести. Главными расчетными характеристиками выбраны эквивалентные напряжения σ_{eqv} и полные деформации ε_{eqv}. Фактически они характеризуют девиаторную часть тензоров напряжений и деформаций с учетом упрочнения материала. В совокупности это одни из главных факторов образования разного рода геологических структур. В частности, значения σ_{eqv}, превышающие начало пластичности, свидетельствуют либо о пластических деформациях, либо о развитии разрывных нарушений.

Первая модель 6L-0F подтвердила существование неоднородного напряженного состояния. Наибольших значений и латерального распространения приобрели напряжения в третьем слое неподалеку от массива, а в остальных слоях значительные напряжения возникали немного позднее. Напряжения в сжатых компетентных слоях локализовались в волнообразных зонах. Во второй модели 6L-1F в полосе больших напряжений, достигающих критических значений – предела прочности, в компетентном слое задаем положение гипотетического разлома с условиями неидеального контакта с проскальзыванием. Сжатие такой модели приводит к распространению первой зоны критических напряжений в соседние слои. Итак, можно предположить развитие подчиненных трещин скалывания в соседние, в особенности верхние, слои, образовывая сплошной для осадочной толщи разлом, вдоль которого может развиться надвиг. Вместе с тем, далее по латерали, особенно в компетентном слое, проявились аналогичные (как и в модели 6L-0F) зоны высоких напряжений, определяемые как зоны новых гипотетических разломов.

В следующих моделях 6L-2F и 6L-3F перестроена конечно-элементная сетка с учетом одного и двух надвиговых разломов соответственно. Предположение о положении этих разломов базируется на выявленных зонах больших напряжений в предыдущих моделях. Процесс построения следующих моделей можно продолжить, однако уже после третьего этапа (модель 6L-3F) прослежена тенденция к циклической закономерности относительно местонахождения зон больших напряжений и углов наклона новых разломов.

Сложное напряженно-деформированное состояние характерно для обеих моделей 6L-2F и 6L-3F. Неоднородность в латеральном направлении существенно выражена в зоне субдукции (рис. 2). Высокий уровень напряжений наблюдаем в приразломной части, а также в компетентном слое. Надо отметить, что их значения немного ниже по сравнению с предыдущими моделями. Это происходит благодаря смещению по второму разлому и соответствующей релаксации напряжений. При условии дальнейшего действия латерального сжатия напряжения увели-

чиваются, возрастает и амплитуда надвига. В основе разлома возникает зона сниженных напряжений, а также сравнительно низкие напряжения σ_{eqv} будут и в апикальной части слоев антитклинального изгиба фронтальной части тела надвига. Уровень напряжений в компетентном слое остается большим. Частично они компенсируются во время проскальзывания по второму надвижному разлому, меньше по третьему, а в ненарушенной толще снова возникают участки концентрации напряжений. Также можно выделить второстепенные (подчиненные) зоны высоких напряжений, которые имеют другую пространственную ориентацию. Они присущи для верхних слоев, а новые надвиговые структуры будут подчинены разломам в компетентном слое.

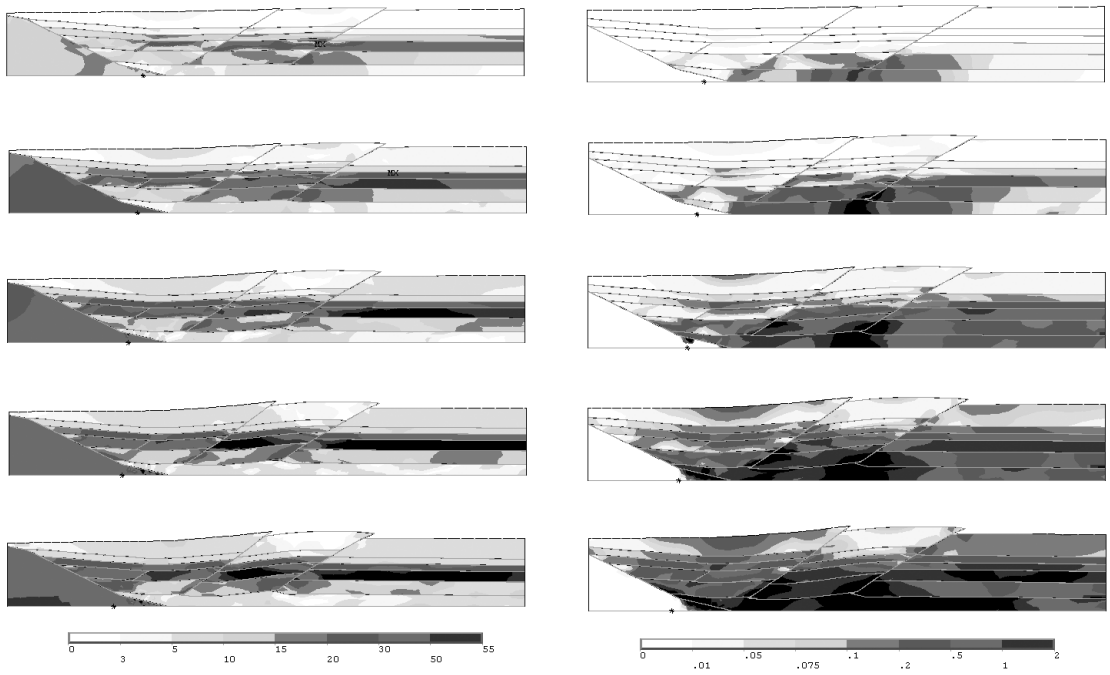


Рис. 2. **Модель 6L-3F: сжатие до 2,5 км с шагом 0,5 км (*сверху вниз*), фрагмент разреза в зоне субдукции; *слева* – распределение напряжений σ_{eqv} (в МПа) для разных этапов, *справа* – полные эквивалентные деформации ε_{eqv}**

Анизотропия среды, обусловленная структурной неоднородностью и разными механическими свойствами слоев, приводит к перераспределению деформаций в сравнении со сжатием однородной толщи в поле силы тяжести. Для модели 6L-2F накопление деформаций ε_{eqv} происходит в нижних слоях за счет модели ползучести. В зоне надвигообразования происходит нагнетание пластического материала в слое срыва, где также возможное развитие складчатых структур. Более высокий уровень деформаций в верхних слоях тела надвига может свидетельствовать о скрытых разрывных повреждениях слоев. В поднадвиговой части идет значительное накопление деформаций, границы которых не совпадают с границами зон больших напряжений.

Деформации в модели 6L-3F распределены подобно к предыдущей модели, но имеет свои особенности. Наибольшие зоны деформаций расположены в нижних слоях и ассоциируют с нижними частями надвиговых нарушений, которые благоприятны для образования приразломных складок. Мало деформированными остаются антиклинальные изгибы в компетентных слоях фронтального участка надвига.

Полученные результаты позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Для моделирования напряженно-деформированного состояния слоистых осадочных толщ необходимо применять гетерогенные конечно-элементные модели с учетом упругих и пластических деформаций, а также механически неидеального контакта как на горизонте срыва, так и между самыми слоями. Существенны также явления релаксации напряжений и разгрузка вследствие проскальзывания.

2. Зоны больших сжимаемых напряжений в компетентных слоях контролируют возникновение разрывных нарушений, позже пересекающих всю осадочную толщу, и могут содействовать зарождению и распространению надвиговых структур.

3. Интенсивные деформации в нижних слоях, особенно в слое срыва, и в основе надвиговых нарушений отвечают приразломным складчатым структурам, которые формируются в процессе перемещения покрова. Распространение этих деформаций в верхние части разреза блокируется компетентными слоями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры. Киев: «Феникс», 2005, 572.
2. Гнилко О.М. Про геодинамічні умови формування барем-альбських відкладів Українських Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин, 1996, №3-4 (96-97). С. 52-60.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
4. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Пер. с польск. – Г., Недра, 1981. – 245 с.
5. Henk A., Nemcok M. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures//Journal of Structural Geology 30 (2008) 81-97.
6. Linzer H.-G., Frisch W., Zweigel P., Girbacea R., Hann H.-P., Moser F. Kinematic evolution of the Romanian Carpathians // Tectonophysics, 297. – 1998. P. 133-156.
7. Ramsay J.G., Lisle R.G. The techniques of modern structural geology. Vol.3. Applications of continuum mechanics in structural geology. – Elsevier, 2000. P. 701-1061.
8. Stayer L.M., Hudleston P.J., Lorig L.J. A numerical model of deformation and fluid-flow in an evolving thrust wedge // Tectonophysics, 335. – 2001. P. 121-145.
9. Wissing S.B., Ellis S., Pfiffner O.A. Numerical models of Alpine-type cover nappes // Tectonophysics, 367. – 2003. P. 145-172.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ МЕХАНИЗМ ДОСТАВКИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ К ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ; ЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ И МИНЕРАГЕНИЯ

Хазов Р.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Рассмотреть механизм доставки глубинных ксенолитов к земной поверхности можно лишь в порядке предположения. Для выноса включений, в том числе, например, мегакристов клинопироксена (плотность до 3,47 г/см^3), чтобы уравновесить их оседание в маловязкой магме (плотность диатремового ладогалита – 2,7-2,78 г/см^3), вследствие значительной разницы плотностей между нодулями и расплавом (около 0,4-0,6 г/см^3, для расплава несколько больше, примерно на 10-12%), необходимы высокие скорости извержения. Известно, что минимальная скорость подъема базальтовой маловязкой магмы с разницей плотностей между нодулями и расплавом 0,6 г/см^3 и размерами ксенолитов в несколько см была определена для вулкана Хуалалаи (Гавайские острова) около 0,5 м/сек. Для подъема мегакристов и нодулей, максимально известных размеров (12-15 см), в диатремах ладогалитов скорость должна быть большей, чем для вулкана Хуалалаи, так как скорость подъема магмы в значительной мере зависит от содержания в ней летучих компонентов, которых в ладогалитовом расплаве несомненно больше, чем в базальтовом [1]. Кроме того, не исключено, что типичная округлая форма большинства ксенолитов (мегакристаллов пироксена) обусловлена их «окатыванием» в быстро движущемся обломочно-магматическом (туффизитовом) потоке. Возникновение его, как представляется, было спровоцировано взрывами скопившихся под громадным давлением (около 30 кбар) летучих компонентов в магматических камерах на глубине около 2-5 км, в которых завершилась или завершалась кристаллизация гипабиссальных интрузивных ладогалит-тенсбергитовых пород. В итоге механизм доставки представляется следующим образом: за взрывом летучих и их прорывом к поверхности, вследствие возникновения громадного градиента давления между магматическим очагом и вакуумом в камерах взрывов, к последним из магматического очага со скоростью, как отмечалось, большей 0,5 м/сек., устремлялся магматический расплав ладогалитового состава с ксенолитными включениями флюидизированной мантии. По мере продвижения расплава в него также поступал и ксеногенный материал пород, слагающих земную кору в Приладожье.

Формирование массивов и в последующее время характеризовалось интенсивными тектоническими движениями, о чем свидетельствует развитая в их пределах густая сеть дайковых и жильных тел от меланоладогитового до щелочногранитного состава и трубок взрыва, а также значительное количество зон рассланцевания, катаклаза и милонитизации.

Суммируя известные автору материалы и соответствующие им петрологические концепции, модель формирования алмазоносных ладогалитов, в том числе диатрем и даек, представляется, естественно, весьма схематично (рис. 1), следующим образом.

Из мантийного магматического очага, сформированного, по-видимому, в постсвекофеннское время консолидации Ладожско-Ботнической подвижной зоны, в результате воздействия на мантийное вещество сильно восстановленных флюидов (H_2, CH_4, CO, CO_2, H_2O), была интрудирована первично алмазоносная с интраттеллурическим парагенезисом микроакцессориев магма в пределы алмазоносной фации, с определенной

по протоклинопироксенам T=1245-1400°C и P=51-61 кбар. При участии, видимо, флюида типа «KREEP», содержащего калий, редкоземельные элементы, стронций, барий, фтор, фосфор и др.*, первично алмазоносная магма подверглась ликвационно-кристаллизационной дифференциации с образованием алмазоносных перидотитов, включая гигантозернистые пегматоидные верлиты, и пироксенит-эклогитов. При внедрении первичной алмазоносной магмы в мантию выше алмазоносной фации или в земную кору алмазы и его спутники могут присутствовать только как интрателлурические и, как правило, в акцессорных количествах.

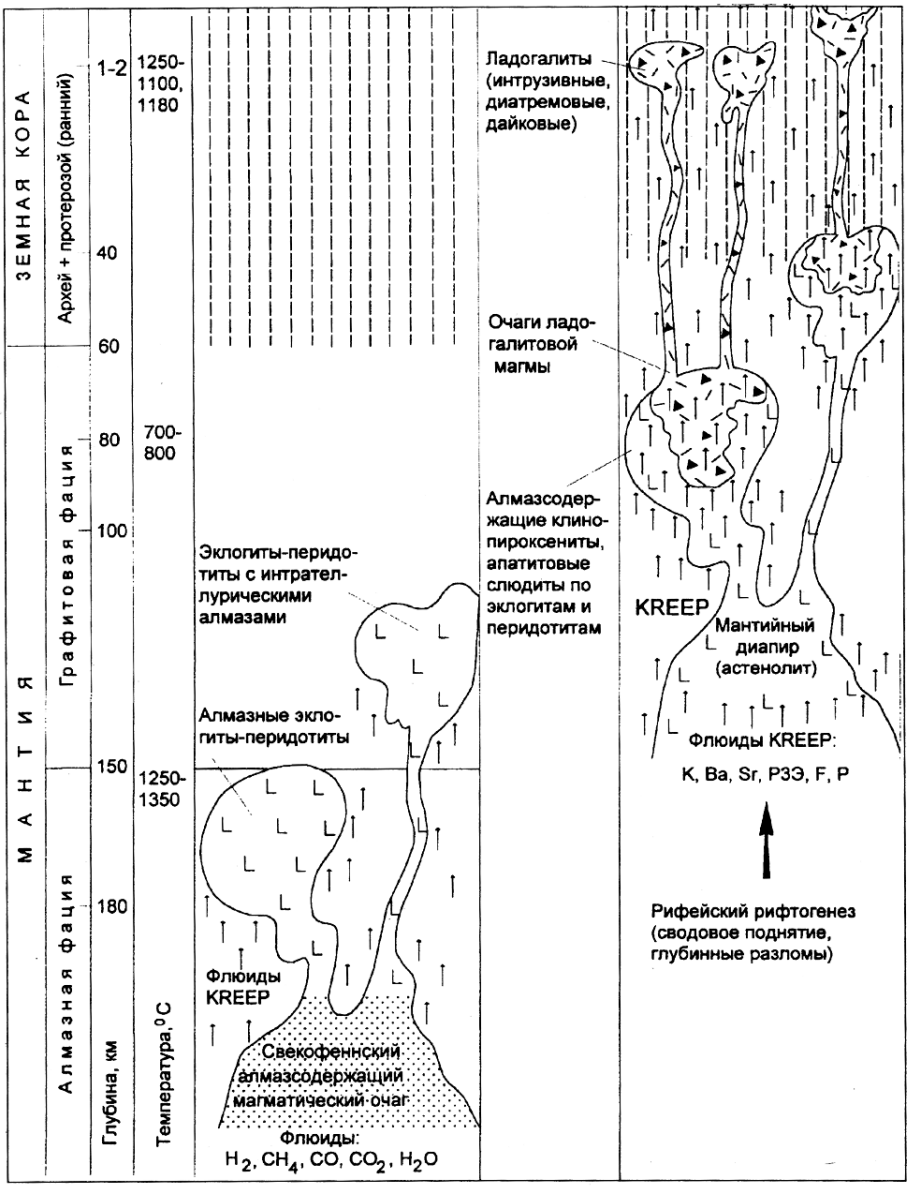
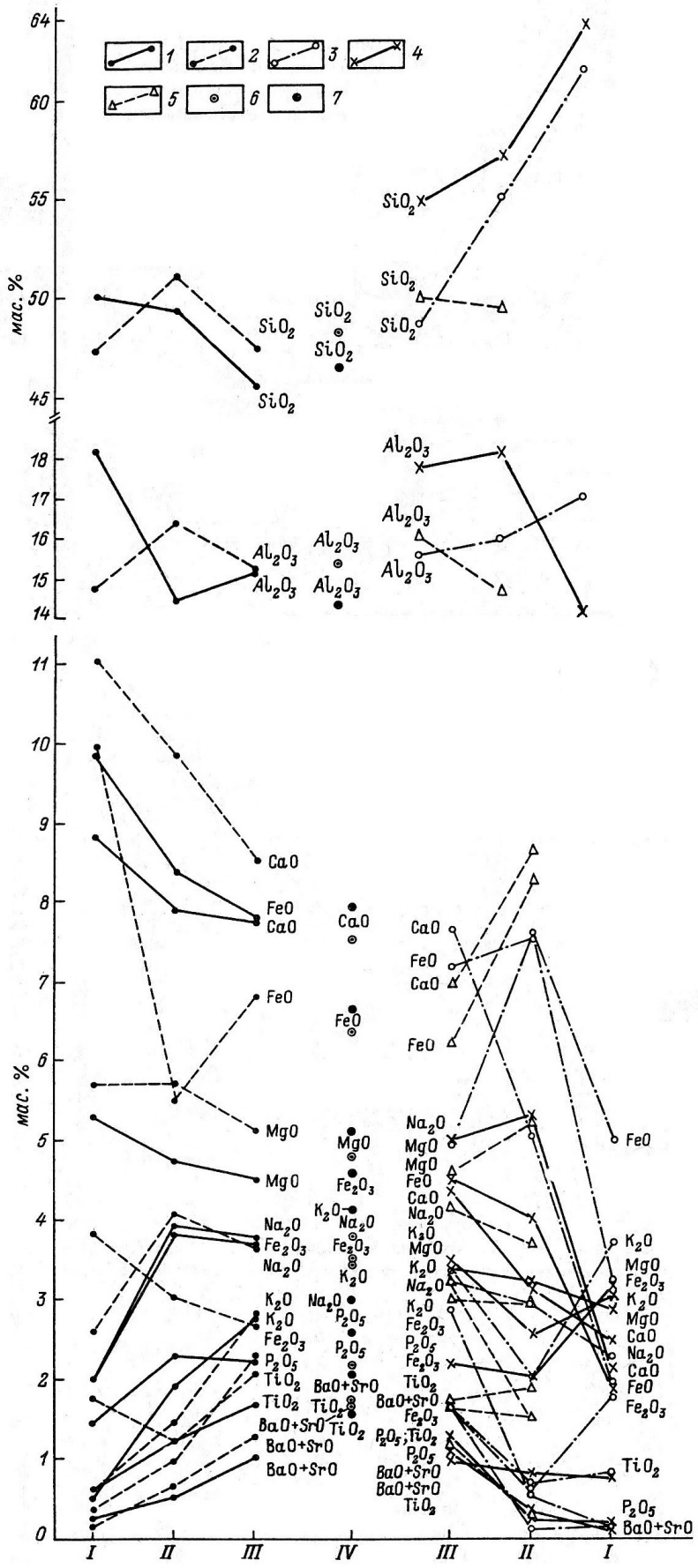


Рис. 1. **Модель алмазо- и ладогалитообразования**

Далее в условиях развития сводового поднятия и рифейского рифтогенеза первично алмазоносные перидотиты – эклогиты, подвергшиеся флюидному щелочно-редкоземельно-фтористо-фосфорному метасоматозу, трансформировались в алмазсодержащие апатитовые глиммериты и апатито-слюдистые клинопироксениты. Эти породы при продолжающемся метасоматозе с уменьшением глубины примерно до 80-110 км и температуре 800-900°C плавятся и формируют очаг (или очаги) вторичноалмазоносной ладогалитовой магмы.

* Это находит подтверждение в высоких концентрациях перечисленных элементов в минералах-включениях в алмазах трубки Ривер Ранч



Внедрению ладогалитовой магмы в верхние горизонты земной коры способствовали, получившие к этому времени развитие, рифтогенные глубинные разломы и высокая флюидная насыщенность, обеспечившая многократность ее эксплозий. В результате были сформированы гипабиссальные (2-3 км) интрузивные ладогалит-тенсбергитовые массивы, а также диатремовые (до 1 км в поперечнике) и маломощные (от 0,1 м) дайковые тела, сложенные эксплозивными брекчиями, содержащими нодули апатитовых глиммеритов, апатито-слюдистых клинопироксенитов и мегакристы калий-натрий-содержащих клинопироксенов, барий-титан-фтор-содержащих флогопитов – магнезиальных биотитов и стронций-редкоземельно-содержащих фторапатитов.

Под воздействием калиевых щелочных расплавов и их флюидов вмещающие супракрустальные и интрузивные сфекофеннские породы как в ксенолитах, так и в экзоконтактах подвержены щелочному метасоматозу (полевошпатизации, пироксенизации, биотитизации, амфиболизации, апатитизации). Ширина зон метасоматических преобразований варьирует от первых до 200-400 м. При интенсивном калиевом метасоматозе (рис. 2) в породах значительно уменьшается SiO_2 (на 5-8%), увеличивается K_2O (до 3-4%), Na_2O (до3,5-5%), P_2O_5 (до 3-4%), BaO (до 1%), SrO (до 1%), F (до 1%), La_2O_3 (до 0,2%), CeO (до),35%), Y_2O_3 (до 0,01%) и др. [1].

Рис. 2. **Вариационная диаграмма химических составов вмещающих ладогалитовый комплекс пород, в различной степени испытавших щелочнокалиевый метасоматоз.**

I – неизмененные породы; II – испытавшие умеренный щелочной метасоматоз; III – испытавшие сильный щелочной метасоматоз; IV – контаминированные ладогиты из эндоконтактов.

1 – высокоглиноземистые габбро-диабазы, габбро-диабазы из ксенолитов; 2 – габбро, габбро из ксенолитов; 3 – гранат-биотитовые гнейсы с графитом, гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом, гиперстенсодержащие гнейсы из экзоконтакта, пироксенсодержащие гнейсы из ксенолитов; 4 – графитсодержащие биотитовые и биотит-кордиеритовые с графитом гнейсы, биотитовые гнейсы из экзоконтакта, графитсодержащие гнейсы из ксенолитов, биотитовые гнейсы из ксенолитов; 5 – амфиболовые гнейсы из ксенолитов; 6 – контаминированные ладогиты из эндоконтактов (ср. из 26 ан.); 7 – интрузивные мезоладогиты (ср. из 85 ан.)

Ладогалиты и тенсбергиты могут представлять интерес в качестве нового, потенциального типа комплексных магматических месторождений стронций-барийсодержащего полевошпатового, редкоземельно-титанитового и апатитового сырья. При лабораторных технологических исследованиях получены апатитовый, стронций-барийсодержащий полевошпатовый, редкоземельно-титанитовый, биотит-флогопитовый и амфибол-пироксеновый концентраты. Прогнозные ресурсы руды оцениваются в несколько миллиардов тонн. Кроме того, требуется изучение потенциальной золотоносности интрузивных ладогалитов, содержание золота в которых достигает 0,1 г/т, а также установленной алмазоносности ладогалитовых диатрем, структурно-тектоническая позиция которых определяется Балтийско-Беломорской системой долгоживущих рифтогенных разломов, приуроченных к зоне сочленения Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы, в северо-восточном продолжении которой известны алмазоносные кимберлиты и кимберлитовидные породы (Кимозеро в Заонежье, Ненокса на Онежском полуострове, месторождения алмазов Золотицкое им. Ломоносова и им. Гриба в Архангельской области).

ЛИТЕРАТУРА

1. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.-П.: Наука. 1993. 218 с.

РЕКОНСТРУИРУЕМЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЛАДОЖСКОГО СВЕКОФЕННСКО-РИФЕЙСКОГО СВОДА

Хазов Р.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Представления о составе мантии земли базируются на использовании целого ряда источников информации. Основным источником знаний о вещественном составе глубинных слоев литосферы являются ксенолиты (нодули), выносимые на поверхность базальтовыми магмами, кимберлитами и лампроитами. С полным основанием к ним могут быть причислены ладогалиты [2], а также геофизические данные по Приладожью [3]. По результатам электро- и сейсморазведочных исследований Северо-Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами. По данным МОВЗ он ограничивается падающими навстречу друг другу под углами 60°-40° Приозерским и Рускеальско-Салминским рифтообразующими разломами Балтийско-Беломорской рифтогенной системы [3]. Пространство между ними насыщено внутririфтовыми разломами, также падающими навстречу друг другу. Рифтообразующие разломы имеют явную тенденцию к сочленению в верхней мантии на глубинах 100-120 км. Геометрические размеры (150 км по профилю) и асимметричная форма Северо-Ладожского свода в виде наклонной (сдвинутой на север) призмы позволяет получить представления о динамических напряжениях, испытываемых сводом в процессе формирования. Глубинный (мантийный) характер разломов подтверждается раннерифейскими проявлениями ладогалит-тенсбергитового щелочнокалиевого магматизма, приуроченного к апикальной части свода с деструкцированной архейско-нижнепротерозойской корой, пространственно расположенного между Выборгским и Салминским массивами гранитов рапакиви, прорывающими нормально-слоистый («кратонный») сейсмический тип земной коры [3].

В соответствии с представлениями о гетерогенности мантии, являющейся следствием метасоматизма, и учитывая результаты экспериментальных работ [4-6], комплексное геолого-геофизическое изучение делает возможным установление вещественного состава мантии и роли глубинных флюидов, типа «KREEP» (калий, редкоземельные элементы, фосфор, а также Sr, Ba, F и др.) в становлении Северо-Ладожского мантийно-корового свода.

Сопоставление составов пород ладогалитовой серии с составом гипотетической мантии под континентами [1] позволяет ориентировочно оценить, какими элементами и в какой степени обогащаются или обедняются деплетированная мантия и породы в процессе их формирования (дифференциации): резкое обогащение – K, Rb, Ba, Sr, TR, а также заметное – Na, Ca, Al, Ti, Nb, Zn при обеднении – Mg, Cr, Ni, Co [2].

Исходя из глубинных включений, соответствующих по минеральным парагенезисам флогопитовому клинопироксениту с апатитом, а также апатитовому глиммериту с отмечаемым несомненным геохимическим родством их с вмещающими ладогалитами, реконструируемая модель представляется следующим образом. Благодаря флюидному метасоматозу потоками вещества типа «KREEP» алмазсодержащие перидотиты и эклогиты, имеющие в своем составе оливин, гранат, ортопироксен, клинопироксен, близко соответствующие гранатовым перидотитам-вебстеритам, преобразуются соответственно в апатитовые глиммериты и во флогопитовые с апатитом клинопироксениты.

Отсутствие в ладогитовых диатремах глубинных включений – нодулей и мегакристов амфибола, шпинельсодержащих пород дает основание, исходя из экспериментов [4, 6], предполагать, что процесс метасоматоза происходил в субсолидусных (деформация слюды) условиях при давлении не менее 30 кбар. Отсутствие же оливина, пиропа, ортопироксена в глубинных включениях свидетельствует об интенсивности процесса метасоматоза и об их практически полном замещении.

Состав метасоматизированной мантии Северо-Ладожского свода был ориентировочно смоделирован первоначально [2] в двух вариантах из состава и количественного соотношения трех главных минеральных фаз (флогопит-магнезиальный биотит, клинопироксен, апатит), слагающих глубинные включения и мегакристы с последующим уточнением состава (третий вариант), вычисленного как среднее из составов 12 нодулей. Из первоначально полученных двух гипотетических составов метасоматизированной мантии, первый соответствует оливиновому мелалейцититу (угандиту), второй – близок мелилитолиту и оливиновому мелилититу и их рудным (апатитовым) аналогам. Представлялся наиболее вероятным первый, хотя не исключался и второй вариант. Однако, третий вариант оказался близко соответствующим ранее рассматриваемому во втором варианте (табл.). При этом необходимо иметь в виду, что соотношение протопород (перидотитов, вебстеритов, эклогитов), слагающих мантию до метасоматоза и представленных апоперидотитовыми апатит-глиммеритами и апатит-слюдистыми клинопероксенитовыми нодулями остается не установленным и поэтому состав метасоматизированной мантии Северо-Ладожского свода может рассматриваться только как модельно гипотетический.

Модельный состав метасоматизированной мантии Приладожья

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48,06	35,11	2		40,05		37,4		38,26	39-46	35-37	36-38
TiO_2	0,72	3,75	–	Cpx-50%	2,08	Cpx-45%	2	Cpx-47,6%	1,85	2-6	1,5-4	1-5
AL_2O_3	7,58	13,84	–	Phl-45%	10,19	Phl-45%	9,7	Phl-40%	9	8-12	8-15	6-10
Fe_2O_3	2,91	4,08	0,43	Ap-5%	3,36	Ap-10%	3,2	Ap-12,4%	3,95	2-9	8-15	5-9
FeO	5,03	12,27	–		7,69		7,75		7,19	4-10	2-7	6-10
MnO	0,16	0,17	0,05		0,15		0,15		0,12	0,2-0,3	0,1-0,3	0,2-0,3
MgO	12,85	13,95	0,25		12,3		12		11,07	8-18	5-12	10-13
CaO	18,83	1,35	50,54		11,99		14,15		15,41	8-14	12-20	13-17
Na_2O	1,53	0,25	0,2		0,94		0,8		0,91	1-3,5	1,5-5	1-3
K_2O	0,36	8,17	0,12		3,97		3,85		3,53	3-6	1-5	1-3
H_2O	0,19	0,66	0,26		–		–		0,22	–	–	–
ппп	1,45	3,15	0,78		–		–		–	–	–	–
P_2O_5	0,18	0,88	40		2,4		4,45		5,23	0,5-1	0,2-2	0,6-1
BaO	0,06	2,29	0,32		1,05		1,05		0,82	–	–	–
SrO	0,12	0,05	1,13		0,2		0,2		0,37	–	–	–
TR	–	–	1,5		0,075		0,15		0,2	–	–	–
F	–	1,5	3,33		0,88		1,05		1,03	–	–	–
Cl	–	–	0,27		0,014		0,028		0,035	–	–	–

Примечание: 1 – клинопироксен (Cpx), среднее содержание (в масс.%) из 15 анализов; 2 – барий-титанистый флогопит – Mg биотит (Phl), среднее содержание (в масс.%) из 14 анализов; 3 – апатит; 4-9 гипотетическая флюидизированная (метасоматизированная) мантия Приладожья; 4,5 – I вариант; 6,7 – II вариант; 8,9 – III вариант, вычисленный как среднее из составов 12 нодулей; 10 – оливиновый мелалейцитит (угандит); 11 – мелилитолит; 12 – оливиновый мелилитит

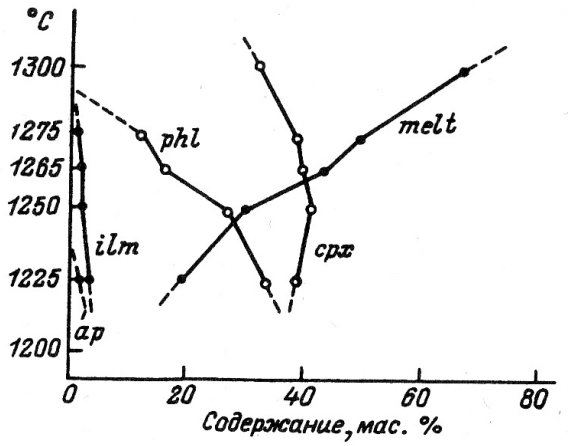


Рис. 1. **Содержание минеральных фаз из расплава в эксперименте при давлении 30 кбар [6]**

cpx – клинопироксен; phl – флогопит; ap – апатит; ilm – ильменит; melt – расплав

Продолжающийся процесс метасоматоза (флюидизации) в соответствии с экспериментальными исследованиями [5] приводит к понижению, тем более в условиях аплифта, температуры солидуса и к появлению расплавов (в нашем случае ладогалитовых) с различной степенью выплавления, как в эксперименте [6], в котором при давлении 30 кбар и температурах от 1225 до 1300°С получаются частичные (20, 30, 49 и 67%) выплавки из «угандийского» нодуля (рис. 1). Минеральный средний состав нодуля (клинопироксен – 51,5%, флогопит – 37%, апатит – 2%, титаномагнетит – 3,5%, сфен – 4% и акцессории – перовскит, кальцит, оливин, стекло), практически, мало чем различается с рассматриваемыми нодулями флогопит-клинопироксенового состава в ладогалитах, в которых только в несколько большем количестве (5-10%) присутствует апатит (табл.).

По аналогии химических составов угандитов и ладогалитов и их нодулей, ладогалиты своим источником также имели флюидизированную мантию, сравнимую с составом среднего нодуля.

Экстраполируя результаты эксперимента [6], с учетом температуры кристаллизации, полученной по мегакристам клинопироксенов до 1350-1400°С, был рассчитан химсостав 100% выплавки, который, также как и 67% выплавки очень близко соответствует составам невоитов и меланоладогитов (рудных, диатремовых и интрузивных), являющихся ультрабазитовыми членами ладогалит-тенсбергитовой серии пород. Об этом же свидетельствуют высокие (нормированные по хондриту) содержания редкоземельных элементов в ладогалитах и тенсбергитах, особенно легких La, Ce, Sm, Eu, значительно превышающих содержания их в щелочных базальтах, а также в кимберлитах и, частично, в лампроитах (рис. 2). Известно, что их высокие содержания требуют специфических условий для образования исходных магм, предопределяя их выплавление либо из сильно обогащенного этими элементами источника, либо из менее обогащенного, но при очень низкой степени (1-2%) плавления.

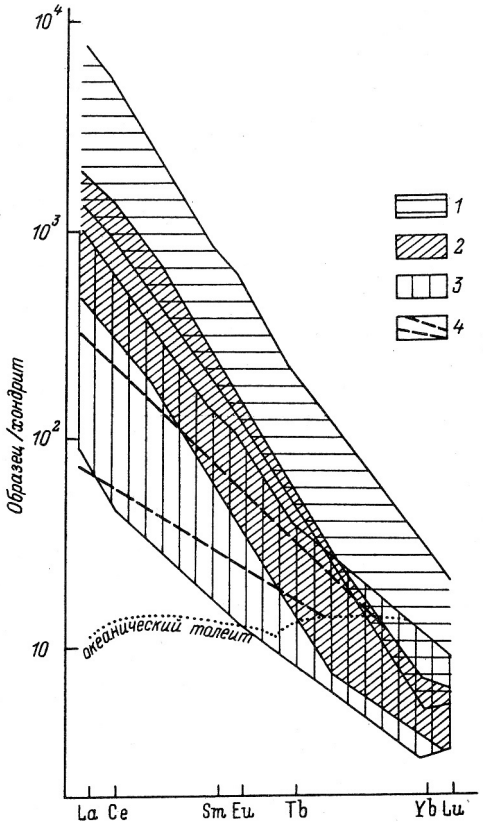


Рис. 2. **Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в ладогалитах, лампроитах Западного Кимберли, кимберлитах и щелочных базальтах [2]**

1 – поле ладогалитов, 2 – поле лампроитов, 3 – поле кимберлитов, 4 – поле щелочных базальтов

ЛИТЕРАТУРА

1. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., 1975. 167 с.

2. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.-П.: Наука, 1993. 218 с.

3. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья //Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2004. С. 55-74

4. Эдгар А.Д., Арима М. Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалиевых магм //Международный геологический конгресс. М. 1984. Т. 9. С. 246-258

5. Kushiro J. Stability amphibole and phlogopite in the upper mantle. Waschington. Carnegie Inst. 1970 Year Book 68. P. 245-247

6. Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D. Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift Volcanies Contrib //Miner. Petrol., 1985. V.91. №4. P. 321-329

РТ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОТОПОРОД И МАГМЫ ЛАДОГАЛИТОВ ПРИЛАДОЖЬЯ

Хазов Р.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Одна из сложнейших проблем изучения калиевых щелочных пород, в том числе и ладогалитов, это установление их генезиса. Для ее решения необходимо определить, с какими процессами связано их образование, выяс-

нить вещественный и минеральный состав минералообразующей среды (магма, метасоматизирующие растворы), ее флюидность и состав флюидов, глубину формирования, PT условия, магмообразующий субстрат и т.д.

Глубинные включения в кимберлитах, щелочных базальтах, лампроитах, а также и в ладогалитах являются важнейшим источником информации о составе и строении верхней мантии, что в совокупности с геофизическими данными позволяет, хотя бы приблизительно установить особенности верхней мантии в регионах с различными тектоническими позициями. В этом плане впервые выявленные в Приладожье, в пределах мантийно-корового свода, ограниченного рифтогенными рифейскими разломами [6], эксплозивные брекчии с глубинными ксенолитами представляют несомненно большой интерес. Доказательством внекоровой глубины формирования соответствующих включений является установление петрохимических и геохимических особенностей, подтверждающих их образование при высоких давлениях.

Таблица 1

PT параметры кристаллизации мегакристов клинопироксена из трубок взрыва ладогитов

№ на рис.	№ пробы	$\frac{Ca}{Ca+Mg}$	T°C		P, кбар		K_2O (масс.%)	P, кбар (по геотерме, рис.)	
			по эксперименту Ллойда	по эксперименту Томпсона	по эксперименту Ллойда	по эксперименту Томпсона		по Ллойду	по Томпсону
	1433-10б	0,53	1250	-	30	-	0,71	52	-
	2188-12п	0,52	1255	1320	30	~23	0,5	52	57
	2439-23	0,5	1265	1220	30	~14	0,24	53	51
	1514-5	0,54	1245	1290	30	20	0,35	52	55
	1532-1б	0,53	1250	1310	30	22	0,31	52	56
	1533-1б	0,52	1255*	1370	30	~28	0,35	52	59
	1433-8	0,5	1265*	-	30	-	0,21	53	-
	1473-5	0,53	1250**	-	30	-	0,39	52	-
	1433-10а	0,52	1255*	1320	30	~23	0,1	52	57
	1893-4а	0,5	1265*	-	30	-	0,58	53	-
	1893-4п	0,46	1400	-	30	-	0,44	61	-
	1901-2п	0,54	1245	-	30	-	0,13	52	-
	1533-92/3	0,5	1265				0,41	53	
	1881-2	0,48	1275				0,25	54	
	2437-39	0,49	1300**				0,16	56	

Примечание: * пироксены идентичного или очень близкого химического состава в эксперименте по данным Геншафта Ю.С. (Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987) кристаллизуются при P=20 кбар и T≥1350°C. ** по данным Толмачевой Е.В. № 1473-5 и № 2437-39 имеют температуру гомогенизации расплавных включений, соответственно, 1340±10 и 1355±10°C [5]

Таблица 2

Сопоставление составов и температур кристаллизации клинопироксенов из мегакристов и нодулей в ладогалитах с полученными экспериментально [7]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	48,04	46,84	49,62	50,94	50,84	51,39	51,25	50,09	51,09	50,49
TiO_2	0,74	0,48	0,91	1,68	1,32	1,1	1,45	1	2,2	0,94
AL_2O_3	7,76	5,7	9,34	2,64	3,52	4,32	3,34	4,33	2,91	4,87
Cr_2O_3	0,02	0,001	0,07	0,08	0,07	0,25	0,25	0,36	–	–
Fe_2O_3	2,98	1,83	3,73	–	–	–	–	–	–	–
FeO	4,99	3,66	8,25	6,9	6,23	5,37	5,36	5,15	5,54	5,44
MnO	0,16	0,12	0,19	0,07	0,06	0,01	0,11	0,06	0,16	0,05
MgO	12,66	11,31	14,04	13,08	14,1	15,75	16,14	16,34	13,96	14,73
CaO	18,8	16,12	20,11	23,27	22,21	21,47	20,73	21,69	22,49	22,49
Na_2O	1,51	1,05	1,82	1,73	2,18	0,67	0,71	0,62	2,21	1,1
K_2O	0,36	0,1	0,71	0,04	0,09	0,05	0,04	0,03	0	0
Сумма	–	–	–	100,43	100,62	100,38	99,38	99,67	100,56	100,11
Ca/Mg+Ca	0,52	0,46	0,54	0,56	0,53	0,5	0,48	0,49	0,54	0,52
Mg/Mg+Fe	0,74	0,7	0,79	0,77	0,8	0,84	0,84	0,85	0,82	0,83
t°C	780	700	900	750	700	750	720	-	735	-
T°C	–	–	–	1225	1250	1263	1275	1300	1235	1250

Примечание: 1-3 – клинопироксены из нодулей и мегакристов в диатремовых ладогалитах: 1 – среднее из 15 анализов, 2 – минимальное значение, 3 – максимальное значение; 4-10 – клинопироксены, полученные экспериментально: 4-8 – из расплава нодуля в угандитах, 9-10 – из расплава катунгита. t°C – температура кристаллизации клинопироксена, определенная по диаграмме фазового соответствия магнезиальности биотита и клинопироксена [4], T°C – температура кристаллизации клинопироксена, определенная экспериментально при давлении 30 кбар.
В пробах 4-10 все железо определено как закисное

Поскольку состав силикатных минералов реагирует на изменение физико-химической и термодинамической обстановок, представляется возможным, путем сравнительного анализа с учетом результатов ряда проведенных экспериментальных исследований, определить условия, в которых сформированы, захваченные ладогалитовым расплавом, мегакристы клинопироксенов, флогопит- Mg биотитов, апатитов и нодули апатитовых глиммери-

тов, а также флогопит-пироксеновой с апатитом породы. Клинопироксены, как минералы, обладающие переменным составом и встречающиеся в различных группах ксенолитов, являются в указанных целях весьма информативными. Из проведенного сопоставления с клинопироксенами других регионов отчетливо устанавливаются по соотношению Al^{IV}/Al^{VI}; Al/Si; содержаний Al^{IV}, Ca, железистости (f); щелочей, железистости, Fe^{3+} и жадеитового компонента две группы клинопироксенов, слагающих мегакристы и нодули в ладогитовых диатремах. Клинопироксены первой группы образовались при более высоких давлениях при близких температурах для обеих групп. В рассматриваемом случае, при отсутствии ортопироксена, полностью псевдоморфнозамещенного, использование для определения температуры величин Ca/Ca+Mg только в клинопироксенах представляется не вполне обоснованным. Однако, получить представление о температуре кристаллизации клинопироксенов (табл. 1, 2) можно из экспериментальных данных Ф.Е. Ллойда и др. [7], а также Р.Н. Томпсона [8], согласно которому концентрации алюминия в клинопироксенах снижаются с уменьшением давления и температуры. В координатах Al-Si мегакристаллы клинопироксенов первой группы сопоставимы с клинопироксенами, кристаллизовавшимися при давлении 20-28 кбар и температуре 1290-1370°C. Полученная температура полностью соответствует температуре кристаллизации клинопироксена (1380-1300°C) в плутонических калиевых щелочных породах и базальтоидах, а также полученной при температуре гомогенизации расплавных включений – 1340-1355°C [5]. Сверка полученных результатов на диаграмме в координатах PT с геофизической геотермой восточной части Балтийского щита показывает несоответствие приведенных для клинопироксенов субсолидусных параметров PT с геотермой восточной части БЩ, а именно: 1. Температуре (по Томпсону) – 1370-1220°C по геотерме должно соответствовать давление около 59-51 кбар, а температуре (по Ллойду) – 1400-1245°C должно соответствовать давление 61-52 кбар; 2. Давление (по Томпсону) 28-20 и 14 кбар по геотерме должно соответствовать температуре 820-690 и 540°C, а давлению (по Ллойду) – 30 кбар по геотерме соответствует температура 870°. Однако, существует независимая проверка высоких давлений при образовании мегакристов в ладогалитовых диатремах, которой может служить достаточно стабильное содержание примеси K_2O в клинопироксенах, которое предлагается принять за функцию давления [1]. Самым веским доводом в пользу высокобарических условий кристаллизации несомненно является присутствие высокобарических акцессориев (алмазов, пиропов и др.), которое соответствует расположению мегакристов клинопироксенов на схеме фаций метаморфизма верхней мантии (рис.) в области кристаллизации алмазов [1].

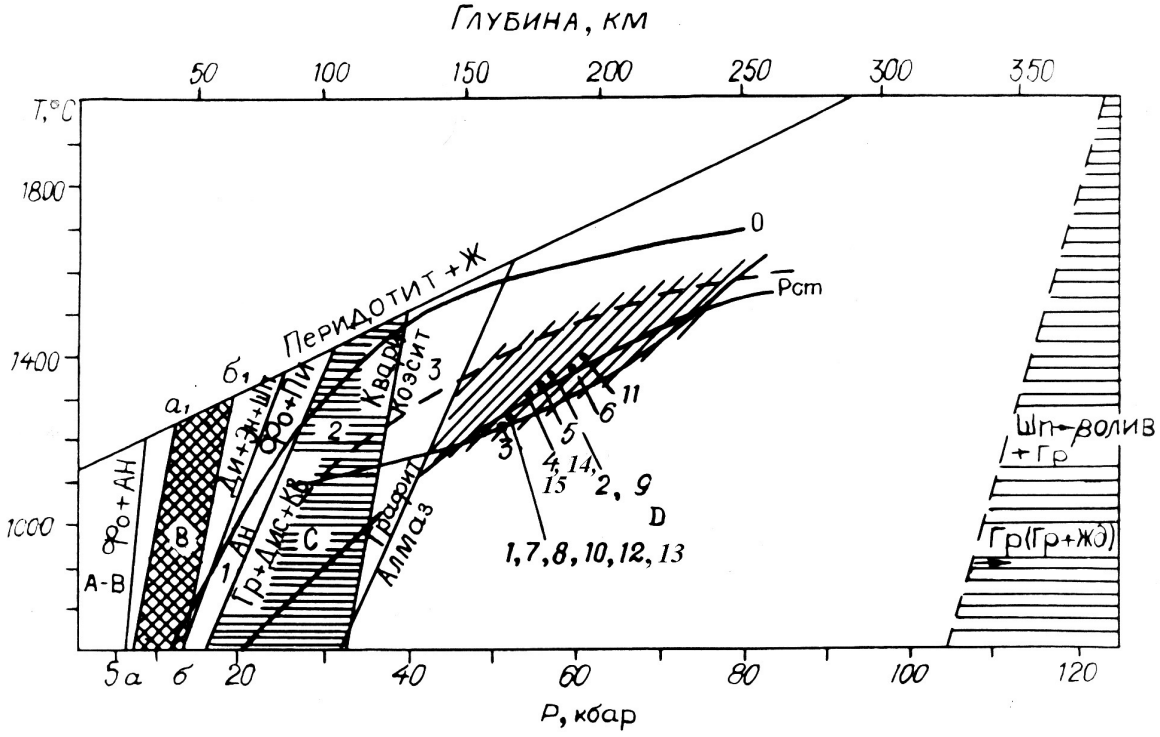


Схема фаций метаморфизма верхней мантии [1]

A-B, C, D – фация глубинности; 1-3 – субфации фации C: 1 – шпинель-пироповая, 2 – гроспидитовая, 3 – коэситовая, $аа_1$, $бб_1$ – переход базальт-эклогит для оливиновых базальтов. Область кристаллизации природных алмазов показана косой штриховкой, положение областей фазового перехода оливина и образование гранатов с дефицитом глинозема – редкой горизонтальной штриховкой в правой части диаграммы. O – геотермический градиент для океанических областей; P_{cm} – геотермальный градиент щитов. 1-15 – фигуративные точки мегакристов клинопироксенов из ладогитовых диатрем

Однако, сделанный выбор также не безупречен. Эксперименты Ллойда и Томпсона проводились в условиях «сухого» плавления, а упомянутые алмазы, имеющие первично мантийное происхождение (алмазосодержащие пироповые перидотиты и эклогиты) сохранились при последующих процессах метасоматоза мантии (алмазы установлены в мегакристах флогопита) и ее флюидного плавления. В связи с этим рассмотрены PT условия плавления мантии во флюидной обстановке. Для шести проб клинопироксенов и Mg биотитов из мегакристов и нодулей определены приближенные значения T° кристаллизации [4]. Температура варьирует от 700 до 900 °С (табл. 2). Четыре из шести определений (со значением: 800° (два), 840° и 900°С) на глубинах 80, 110 и 150 км совпадают с солидусом флюидного локального плавления мантийного железистого перидотита [2, 3], а два – с T° 700 и 750°С располагаются вне его пределов, по-видимому, на глубинах менее 80 км. Обращает внимание близкая сходимость полученных PT условий с условиями второго варианта по Ллойду и Томпсону: T°=690-870°С и P=23-30 кбар (глубина 75-100 км). Как отмечает А.А. Маракушев, наиболее оптимальными условиями флюидного плавления мантии при температуре 800-900°С являются глубины 80-110 км. При этом алмаз и его спутники (пиропы, хромиты и др.) наследуются флюидными магмами, которые дают начало вторичным алмазоносным породам – кимберлитам и лампроитам [2], в данном случае и ладогалитам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.

2. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988 а. 293 с.

3. Маракушев А.А. Петрология М.: Изд. МГУ, 1988 б 308 с.

4. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Диаграммы фазового соответствия и их приложение // Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. Ч. III. С. 146-183

5. Толмачева Е.В., Качалов М.В., Хазов Р.А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогитах и мегакристах клинопироксена // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: кар. НЦ РАН, 1997. С. 92-95

6. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2004. С. 55-74

7. Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D. Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift Volcanies Contrib // Miner. Petrol., 1985. V.91. №4. P. 321-329

8. Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes // Miner. Mag. 1974. V/ 39. №307. P. 768-787

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ, СЛАГАЮЩИХ В ЛАДОГАЛИТОВЫХ ДИАТРЕМАХ НОДУЛИ И МЕГАКРИСТЫ, А ТАКЖЕ ИХ НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Хазов Р.А., Кевлич В.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

С открытием в Приладожье магматического комплекса ладогалитов [3], их трубок взрыва и даек с нодулями и мегакристами глубинных пород [4, 5], проводилось изучение минеральных парагенезисов нодулей, их химического состава и структурно-текстурных особенностей, в том числе зональности, как основополагающего признака, позволяющего отличать мегакристы от фенокристаллов в составе ладогалитов, а также зональность, возникшую при изменении TP условий от более поздней – реакционно-магматического взаимодействия мегакристов и нодулей с ладогалитовым расплавом. Предпринимались также попытки моделирования флюидного щелочно-калиевого метасоматоза и реконструкции состава алмазоносных протопород, изучался генезис, реакционно-магматические и метасоматические процессы, сопровождающие становление щелочно-калиевого магматического комплекса ладогалитов [5].

В диатремах ладогалитов, наряду с ксенолитами известных в районе пород, установлены нодули, сложенные породами переменного флогопит (магнезиальный биотит)-клинопироксенового состава с апатитом, от мелко- до крупно-гигантозернистого сложения, а также их дезинтегранты в виде мегакристов клинопироксенов, магнезиального биотита и апатита. Наличие высоких содержаний несовместимых элементов и летучих компонентов в нодулях и цементирующих ладогитах, совместно с текстурно-структурными особенностями пород и данными изотопии (Sr, Pb), свидетельствует о локальном флюидном щелочно-калиевом метасоматозе пород верхней мантии и образовании, вследствие их частичного или полного плавления, ладогалитовой магмы [5]. В нодулях и мегакристах были выявлены реликты магматических минеральных фаз парагенезисов, предшествующих флюидному щелочно-калиевому метасоматозу. К ним, помимо широко распространенных высокоглиноземистых салитов и авгитов, относятся реже встречающиеся мегакристы и пироксены из нодулей

пироксенитов, имеющие хорошо выраженную реакционно-магматическую зональность. Оптико-петрографическая диагностика показала, что состав пироксенов в них варьирует от жадеитсодержащего клиноэнстатит-пижонита (ряд клиноэнстатит-диопсид) до жадеитсодержащего клиногиперстена и пироксенов ряда фассаит-омфацита, содержащими (в масс.%) Al_2O_3 до 9,34, K_2O до 0,71, Na_2O до 1,8, а также TiO_2 до 0,9; и SrO до 0,18. Однако, учитывая широкое развитие в них структур распада и образование апожадеитового альбита, что привело к потере Na, K и Si, протоклинопироксены рассматриваются как апоомфацитовые. При сходном химизме клинопироксены нодулей и мегакристов отличаются от клинопироксенов из цемента эксплозивной брекчии: повышенным содержанием глинозема, магния, титана, натрия и калия и пониженным – кальция и железа. Из микропримесей в них устанавливаются: Sr, Ba, Co, Ni, Cu, Zn, Cr, V, Li, Rb, Cs.

На контактах мегакристов и нодулей с вмещающими ладогитами наблюдаются реакционно-метасоматические каймы клинопироксенов поздней генерации переменного состава [6].

Одной из наиболее распространенных является группа слюдитовых нодулей, образовавшихся в результате флюидно-метасоматического замещения ортопироксенов, оливина и, возможно, пиропа. Нодули слюдитов, как правило, содержат четко выраженные псевдоморфозы магнезиального биотита по оливину и ортопироксену (из таких нодулей методом термохимического растворения были выделены алмазы: один класса -2 +1 и восемь зерен -0,5 +0,2 мм).

Магнезиальные биотиты, реже железистые флогопиты нодулей и мегакристов характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (до5%), BaO (до 3,76%), F (до 1,66%), а также примесями Mn, Sr, Co, Ni, Zn, Cu, V, Cr, Li.

Мегакристаллы апатита обычно имеют призматическую форму, светло-желтый цвет и не превышают 3-4 см в длину (в ед. случае – 7 см). Наряду с собственно мегакристами апатита и хадакристаллами в клинопироксенах и слюдах, в эксплозивной брекчии содержатся обломки катаклазированной (мелкозернистой) мономинеральной, или с примесью слюды, а иногда и клинопироксена, апатитовой породы (руды). Апатит по составу соответствует фторапатиту, содержащему (в масс. %): F – до 3,33; Sr – до 1,5; РЗЭ – 1,33.

Изученные апатиты резко обогащены РЗЭ (в особенности легкими), как по содержанию, так и в нормированной по хондриту форме, также по отношению La/Yb. Среди них присутствуют: 1. мегакристы из протомагматического парагенезиса (предположительно пегматоидного верлита), имеющие самые высокие содержания La, Ce, Nd, Gd, Yb, Y и La/Yb и соотношения $La_N>Ce_N>Nd_N$; 2. Хадакристаллы и агрегаты из апатито-слюдисто-клинопироксеновых нодулей (парагенезис флюидно-щелочнокалиевого метасоматоза), имеет средние значения содержаний РЗЭ и соотношение $La_N \gtrless Ce_N \gtrless Nd_N>Gd$; 3. Ксеногенный ладогалитовый апатит (в том числе из обломков зернистого агрегата руды), из интрузивных и диатремовых ладогалитов имеет наиболее низкие содержания РЗЭ и соотношение $La_N<Ce_N>Nd_N$.

При этом общий химизм рассматриваемых апатитов, особенно высокие содержания Sr, Ba, F, и тренды РЗЭ свидетельствуют об их близости и определенной генетической преемственности [5].

Из второстепенных, но важных, как типоморфные минералы, в нодулях отмечаются псевдоморфозы по гранату, очевидно, альмандин-пиропового ряда. Они бывают мономинеральными, сложенными магнезиальным биотитом. Значительно реже псевдоморфозы представлены тальком. Нередко имеют сложный состав, в которых краевая кайма сложена слюдоподобным агрегатом, а срединная часть – темным красно-бурым ортитом. Наблюдались также неполные псевдоморфозы по коричневато-бурому гранату с центрически-лучистой трещиноватостью, замещенному сфеном, с широкой внешней зоной обрастания ортитом, что позволяет предполагать существование высокотитанистой фазы пиропа.

Исследуемый комплекс диатремовых ладогалитов с нодулями и мегакристами богат акцессорными минералами, образующими две группы: обычные акцессории ладогалитов, содержание которых приближается к содержанию второстепенных породообразующих минералов – ортит, алланит, титанит, циркон, в меньших количествах – монацит, ксенотим и др., и высокобарические микрофазы интрателлурической кристаллизации, отражающие эволюцию мантийного минерального парагенезиса: алмаз, хромит, альмандин-пироповый гранат, шпинель, хромшпинелиды, ильменит, рутил, муассонит, коэсит, бадделеит, перовскит и др. [6].

В результате изучения нодулей и мегакристов, включая термобарогеохимическое [2], а также присутствующих в них высокобарических акцессориев и псевдоморфоз по гранатам, ортопироксенам, оливинам, титанклиногумитам определена полифациальная стадийность образования слагающих нодули минеральных парагенезисов. С учетом наличия в нодулях и вмещающих ладогалитах высоких и аномально высоких содержаний несовместимых и литофильных крупноионных элементов K, Ti, Pb, Sr, Ba, Zn, V, Nb, Ta, Th, U, легких РЗЭ, летучих (F, Cl, P_2O_5, H_2O, CO_2) и данных по изотопии стронция ($I^O_{Sr} = 0{,}7033 – 0{,}7049$) стадийность парагенезисов включает:

1. Протомагматический парагенезис первичных (реконструируемых) алмазсодержащих мантийных пород, представленных гранатовыми перидотитами, в том числе гигантозернистыми пегматоидными верлитами

и клинопироксенитами, а также вебстеритами и гранатовыми клинопироксенитами эклогитовой фации. Условия ТР кристаллизации алмазсодержащих протопород определяются областью кристаллизации алмазов, на схеме фаций метаморфизма верхней мантии [5], пятнадцатью фигуративными точками мегакристов клинопироксенов, имеющих температуру кристаллизации от 1250 до 1400°С и давление 51-60 кбар. По данным термобарометрических исследований в клинопироксенах сохранились признаки глубинной кристаллизации из силикатного расплава до отделения от него летучих компонентов при температуре гомогенизации расплавных, в том числе жидкоуглекислотных, включений в пределах 1340-1355±10°С.

2. Парагенезис клиноинстатит-бронзита, пижонита, клиногиперстена, диопсида, ферросалит-авгита, фассаита, апожадеитового альбита, обусловленный распадом твердых растворов протомагматических клинопироксенов и их альбитизацией в связи со снижением значений ТР.

3. Клинопироксен-апатит-слюдистый парагенезис, образованный в результате флюидного щелочно-калиевого метасоматоза (KREEP) мантийных магматических пород, локально или полностью слагающих выявленный в Приладожье астенолит (мантийный диапир), внедрившийся в верхнюю мантию и земную кору. Температурный минимум на фронте флюидного замещения по клинопироксен-биотитовому минералогическому термометру определен в 700-800°С при давлении 25-30 кбар (~80-120 км)

4. Резорбционно-метасоматический парагенезис, обусловленный взаимодействием нодулей (реститов) и ладогалитовой магмы, образованной (выплавленной) из метасоматизированных, в том числе алмазоносных пород астенолита, вследствие его подъема (аплифта) и продолжающемся флюидном воздействии.

Внедрение ладогалитовой магмы в верхние горизонты земной коры сопровождалось многократными эксплозиями. В результате были сформированы гипабиссальные (глубина 2-3 км) интрузивные ладогалит-тенсбергитовые массивы, а также диатремовые и дайковые тела. Температура начала кристаллизации клинопироксенов гипабиссальных ладогалитов, определенная методом гомогенизации, содержавшихся в них расплавных включений, варьирует от 1180 (меланоладогит) до 1100°С (лейколадогит), а для диатремовых 1250°С.

Кристаллизация ладогалитов, начавшаяся с клинопироксенов, осуществлялась из гетерогенной среды: из расплава и флюида, включающего, по-видимому, трансмагматическую и отделившиеся от расплава составляющие [2], резко обогащенные H_2O, P_2O_5, F, Cl и в меньшей степени CO_2 в количествах, препятствующих кристаллизации фельдшпатоидов, щелочных пироксенов, амфибола, оливина и мелилита. Видимо относительно высоким содержанием летучих, особенно фтора, и объясняются вычесленные по минералогическим термометрам сравнительно низкие температуры кристаллизации пород ладогалит-тенсбергитовой серии.

Удельный вес, магнитная восприимчивость и радиоактивность нодулей мегакристов и ладогалитов

№ пп	Образец №№	Мегакристалл, нодуль, ладогалит	Удельный вес, г/см^3	Магнитная восприимчивость $X\times10^{-3}$ СИ	γ (импульсов) фон 0,062
	1532-1п	Мегакрист клинопироксена (омфацит)	3,29*	0,03	0,068
	1533-1	—«—	3,12	0,11	0,067
	1473-5/2	—«—	3,2	0,03	0,069
	1473-5	—«—	3,09	0,17	0,065
	1473-14	—«—	3,13	0,09	0,065
	1473-7	—«—	3,1	0,15	0,067
	1433	—«—	3,47	–	–
	1433[а]	—«—	3,29	0,02	0,061
	1533-50	Мегакрист клинопироксена с апатитом	3,12	0,19	0,067
	1473-1	—«—	3,16	0,08	0,064
	1473-5/1	Мегакрист клинопироксена с прожилком калишпата	3,04	0,06	0,064
	1533-49	Мегакрист клинопироксена с биотитом	3,13	0,11	0,063
	1533	Мегакрист слюды (Mg биотит)	3,08	0,07	0,063
	К-13-110	Апатито-слюдистоклинопироксеновый нодуль с вкрапленностью пирротина	3,17	0,43	0,067
	1473-27/1	Апатито-слюдистый нодуль	3,14	–	0,065
	1533[а]	Клинопироксен-слюдисто-апатитовый нодуль	2,95	0,07	0,068
	1473-2/1	Слюдисто-клинопироксеновый нодуль	3,01	0,18	0,069
	1473-3	Слюдитовый нодуль	3,08	0,14	0,068
	1533[I]	Апатито-слюдистый нодуль	3,06	0,18	0,068
	1533[II]	Апатитовый нодуль Средняя плотность по 20 опр.	3,15 3,14	0,08	–
	1433[а]	Диатремовый мезоладогит	2,7	–	–
	1433[б]	Диатремовый мезоладогит	2,78	–	–
	1473	Меланоладогит	2,96	0,58	0,068

Примечание: * Удельные веса (по литературным источникам): омфацит: – 3,11-3,42; биотит – 3,02-3,12; флогопит – 2,7-2,85; апатит – 3,18-3,21.

Температурный интервал кристаллизации пород ладогалит-тенсбергитовой серии по пироксен-амфиболовому, пироксен-биотитовому, амфибол-биотитовому и двуполевошпатовому минералогическим термометрам [5] определяется в 950, 850-525°С. Давление, по-видимому, может оцениваться примерно в 10^8-10^9 Па, т.к. вычисленная при указанном давлении температура кристаллизации полевого шпата в 900°С и менее соответствует установленному при кристаллизации порядку выделения минеральных фаз по мере остывания магмы ладогалитов-тенсбергитов: клинопироксены (≥950, 850-620°С→амфиболы (950, 850-525°С)→полевой шпат (900, 800-750°С)→флогопит-магнезиальный биотит (770-525°С).

Учитывая важность в недалеком будущем геофизических исследований мантии и ее гетерогенного строения, в Лаборатории минералогии Института геологии Карельского НЦ РАН были проведены определения удельного веса, магнитной восприимчивости и радиоактивности образцов мегакристов, нодулей, диатремовых и интрузивных ладогалитов (табл.).

В связи с полученной средней плотностью по (20 определениям) равной 3,14 г/см^3 интересно отметить, что в районе грабена Осло на основе мощной положительной гравитационной аномалии на глубинах от 20 до 32 км под всей рифтовой зоной прогнозируется присутствие пород плотностью 3,12 г/см^3, слагающих интрузивное тело основных и ультраосновных пород с огромной массой – около $3{,}75\times10^{20}$ г [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Магматические горные породы. Т.3. М.: Наука, 1985. 488 с.

2. Толмачева Е.В., Качалов М.В., Хазов Р.А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогалитах и мегакристаллах клинопироксенов //Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. С. 92-95

3. Хазов Р.А. Ладогалиты – новые апатитоносные щелочные ультраосновные породы. ДАН СССР, т. 268, №5, 1983. С. 1199-1203

4. Хазов Р.А., Попов М. Г., Бискэ Н.С. Трубки взрыва в Карелии. Дан СССР, т. 285, №4, С. 975-977

5. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.-П.: Наука, 1993. 218 с.

6. Хазов Р.А., Попов М.Г., Павлов Г.М. Реликтовые минералы, псевдоморфозы, алмазы и их микроакцессорные спутники в нодулях и мегакристах диатремовых ладогалитов //Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. С. 87-92.

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Хаин В.Е., Филатова Н.И.

Геологический институт РАН, г. Москва, filatova@ilran.ru

Арктическая область Земли состоит из блоков докембрийской континентальной коры, спаянных поясами более молодой, позднепротерозойско-мезозойской коры и разделённых впадинами с новообразованной, позднеюрско-кайнозойской океанической корой. Периферическое положение занимают наиболее крупные докембрийские кратоны – Североамериканский с Гренландией (в ретроспективе это Лаврентия), Восточно-Европейский (Балтика) и Сибирский. В Арктике размещены фрагменты ещё одного континентального массива, выступающие в Шпицбергене (Свальбард), Земле Франц-Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, Новосибирском и Де Лонга архипелагах, Земле Пири в Канадском Арктическом архипелаге и в хребтах Ломоносова, Менделеева, Чукотском. Этот континент был назван Арктидой Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым [1], но ранее Н.С. Шатский назвал восточно-арктический фрагмент его Гиперборейской платформой. Возраст фундамента Гипербореи-Арктиды, судя по данным, полученным на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и о. Северном Новой Земли, и датировкам обломочных цирконов из более восточных районов, скорее всего, гренвильский, с возможным включением более древних элементов. Таким образом можно предполагать, что Гиперборея-Арктида вместе с Лаврентией, Балтикой и Сибирью к началу позднего протерозоя, т.е. 1.0 млрд. лет назад, входила в состав суперконтинента Родиния, а все эти кратоны представляют его обломки. Подчеркнем, что Родиния была сформирована и существовала вне современной Арктики, и это касается не только Родинии, но и более молодых байкальских и каледонских складчатых поясов. И только в самом конце палеозоя эта мозаика при северном дрейфе достигла арктических широт [1, 8], благодаря чему красноцветы, гипсы и эвапориты в их пределах сменились на сероцветные терригенные отложения.

Докембрийская кора в пределах Арктического сектора континентальной плиты включает структуры байкальской орогении. Последние, весьма плохо обнажённые, можно предполагать в пределах о. Врангеля, Чукотки, шельфа Чукотского моря южнее свода Барроу, а также хр. Брукс и п-ова Сьюард [2, 6-8]. В этой зо-

не вскрываются ортоамфиболиты (699 млн. лет), сланцы с возрастом 592, 564-547 млн. лет и ортогнейсы, протолиты которых датированы 750-627 (хр. Брукс и п-ов Сьюард), 677-609 млн. лет (о. Врангель) и 592-547 млн. лет (Чукотская зона). Структуры каледонской (скандской и элсмирской) консолидации развиты на о. Врангеля, где возраст деформаций составляет 450-420 млн. лет [7]. Возможно, аналогичный – ордовикско-силурийский – возраст имеют структуры о-вов Генриетты и Жаннетты [2]. Кроме того, структуры элсмирской орогении выделены на шельфе Чукотского моря южнее свода Барроу и в фундаменте бассейна Колвилл, откуда они протягиваются в Канадский Арктический архипелаг по восточному обрамлению Канадской котловины [6, 8]. Среднемеловая (позднекеммерийская) Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-покровная система протягивается вдоль северо-восточного фланга Южно-Анюйско-Кобукской сутуры и представляет дислоцированный в ходе юрско-среднемеловой орогении чехол южного (Чукотско-Аляскинского) края эпикаледонской плиты, превращённый в вергентные в северном направлении тектонические пластины и чешуйчато-надвиговые (в сочетании со складчатыми) структуры. Характерными элементами этой орогенной системы являются связанные с коллизией меловые гранито-гнейсовые купола, а также фрагменты аллохтонных пластин, сложенные офиолитовыми и островодужными комплексами и перемещённые на север в ходе коллизии при закрытии океана Южно-Анюйско-Ангаючам [5,2,8,9]. В пределах складчато-покровной системы выделяются внутренняя, глубоко эродированная Чукотская (продолжающаяся на п-ов Сьюард Аляски) зона и внешняя фронтальная надвиговая Новосибирско-Врангеля-Геральда-Лисберна-Бруксовская зона.

Синтез данных выявил четыре главные этапа тектогенеза, имевшие кардинальное значение для становления и преобразования континентальной коры в пределах Арктики: мезопротерозойский гренвильский, поздневендский-раннекембрийский байкальский, позднедевонский элсмирский и среднемеловой (позднекеммерийский или брукский). В мезопротерозое эта территория входила в состав суперконтинента Родиния [3,4 и др.]. Последний оформился в результате мезопротерозойского гренвильского орогенеза, спаявшего воедино фрагменты предшествовавшего ранне-среднепротерозойского суперконтинента Пангея II. Распад эпигренвильского суперконтинента Родиния, начавшийся в неопротерозое около 850-830 млн. лет назад [3,4 и др.], вызвал обособление континентов Лаврентия, Балтики, Сибири и Гиперборei, в пределах которых происходило шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление. О разделявших эти континенты океанических бассейнах свидетельствуют, в частности, орогенические пояса тиманид и их продолжение на Полярном Урале, Пай-Хое, Вайгаче и Южном острове Новой Земли, а также байкалид центрального Таймыра и Восточной Арктики. В конце неопротерозоя – начале кембрия (около 660-550 млн. лет назад) в результате нового орогенеза Гиперборея с протерозойско-гренвильским фундаментом нарастилась байкальским орогенным поясом. Весьма вероятно, что на этом этапе она воссоединилась с Сибирским континентом. В раннем палеозое на Гиперборейском кратоне продолжалось терригенно-карбонатное осадконакопление. Океанические пространства этого времени, судя по размещению глубоководных фаций, занимали запад Канадского Арктического архипелага (включая о. Элсмир с аллохтоном ордовикских офиолитов Пирия [6, 8]), а также Западную Аляску и современное южное обрамление котловин Канадской и Подводников (включая о-ва Генриетты и Жаннетты) и соединялись, по-видимому, с океаном Япетус, раскрытие которого произошло около 570-530 млн. лет назад [1, 3]. На Аляске и в Восточной Арктике океанические, окраинноморские и островодужные породы нижнего палеозоя выделяются обычно в франклинский комплекс [6, 8]. К нему относятся вскрытые скважинами южнее свода Барроу ордовикские и силурийские турбидиты, гемипелагические глинистые сланцы, яшмы, кремни и вулканогенные породы [6, 8]. Реконструкция позиции раннепалеозойского океана в Восточной Арктике затруднена в связи с тем, что соответствующие ему образования испытали в дальнейшем тектоническую фрагментацию и перемещение. В течение силура-девона происходило поэтапное закрытие океана Япетус с его Иннуитским (Канада, Аляска, Чукотка) продолжением на запад. Каждый этап каледонской коллизии – предсреднедевонский (скандский) и позднедевонский (элсмирский) сопровождался дислокациями, метаморфизмом, оформлением поверхности структурного несогласия и завершался накоплением субконтинентальных грубообломочных фаций нередко в ассоциации с бимодальным вулканизмом. В скандскую фазу оформилась Иннуитская покровно-складчатая система Северо-Канадского региона [6]. Однако в Восточной Арктике решающим был позднедевонский элсмирский орогенез, завершивший с определённым запаздыванием каледонский этап. В ходе его океанические и островодужные образования франклинского комплекса претерпели интенсивные деформации. Синколлизионные позднедевонские гранитоиды (превращённые затем в ортогнейсы) известны на восточной Чукотке в Кооленьском куполе, где возраст протолитов составляет 374,8 и 369,6 млн. лет, а также в хр. Брукс (датировки 395-375 млн. лет). В итоге на рубеже девона-карбона оформилась эпикаледонская континентальная плита Еврамерика (Лавруссия) [4, 8]. В конце девона и начале карбона в Арктике (включая современные шельфы морей) и Сибири широко проявился континентальный рифтогенез. Этому этапу отвечает раскрытие океанических бассейнов Оймяконский и Южно-Анюйский-Ангаючам; последний с юга окаймляет пассивную окраину Гиперборei. С конца карбона началось сближение кратонов, постепенное закрытие Уральского океана и образование Пангеи, куда вошла и мозаика структур будущей Арктики. В Арк-

тическом секторе эпикаледонской плиты с позднего карбона по средний триас происходило шельфовое осадконакопление. Начиная с позднего триаса здесь появились признаки растяжения и деструкции континентальной коры, что явилось предвестником образования Амеразийского океанического бассейна (в составе котловин Канадской и Макарова-Подводников), который возник как бы «навстречу» будущей Северной Атлантике. Режим растяжения и деструкции континентальной коры завершился в среднем мелу (конце неокома-раннем альбе) спредингом в Канадском бассейне, обособившим от эпикаледонской плиты Чукотско-Аляскинскую микроплиту [1, 8]. Основанная на анализе размещения и возраста линейных магнитных аномалий ротационная модель раскрытия Канадского бассейна [1, 5] предполагает вращение Чукотско-Аляскинской микроплиты против часовой стрелки (с полюсом в устье р. Маккензи). В результате произошло столкновение пассивного края этой микроплиты с Сибирским континентом (и с обрамляющими его структурами) и закрытие Южно-Анюйско-Ангаючам океана с оформлением коллизионной сутуры [1, 9 и др.]. Это обусловило синхронное развитие в пределах Чукотско-Аляскинской микроплиты структур режимов растяжения и сжатия: первые из них (ограниченные листрическими сбросами грабены) тяготеют к обрамлению Амеразийского бассейна, тогда как оформившаяся в условиях компрессии Новосибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система возникла на южной окраине микроплиты вдоль коллизионной сутуры. Первые импульсы коллизии датируются поздней юрой, но главный этап становления среднемеловой орогенной системы приходится на поздний готерив-ранний альб (132-115 млн. лет), когда произошла деформация примыкавшего к коллизионной сутуре края континентальной микроплиты с оформлением в его чехле вергентных в северном направлении складчато-покровных структур, на которые из закрывавшегося океана были шарьированы пластины офиолитовых и островодужных пород [1, 2, 9]. Среднемеловой орогенез характеризовался интенсивным сжатием и утолщением (до 46-50 км) коры, что сопровождалось формированием пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма и гранито-гнейсовым купольным тектогенезом, составивших специфику внутренней Чукотской зоны орогена. Пик высокобарического (6-8 кбар) метаморфизма (индикатор наивысшей компрессии) в интервале 125-115 млн. лет был синхронен этапу максимальной деформации пород и наибольших амплитуд обдукции аллохтонов из закрывавшегося океана. Полоса скопления гранито-гнейсовых куполов, протягивающаяся по Чукотско-Аляскинской континентальной окраине в непосредственной близости от коллизионной сутуры, была эксгумирована в ходе последующего позднемелового подъёма орогена и его тектонической релаксации. Перед фронтом среднемелового орогена, начиная с апта, формировалась цепочка синнадвиговых бассейнов, которые по мере пропагации на север фронтальных надвигов орогена, продвигались в этом же направлении, «накатываясь» на образования эпикаледонской плиты.

Позднемезозойский Амеразийской и кайнозойский Евразийский океанические бассейны Арктики, составляющие единую океаническую систему с Атлантикой, возникли как результат дальнейшего распада суперконтинента Пангея.

ВЫВОДЫ

В пределах Арктического региона выявлены фрагменты разновозрастных орогенических поясов (возникших при замыкании соответствующих океанов): мезопротерозойского, неопротерозойского, раннесреднепалеозойского, среднепалеозойско-среднеюрского, позднеюрского-среднемелового. От этапа к этапу менялась позиция и конфигурация объединявшихся кратонов, фрагменты которых ныне обнаруживаются в Арктике. Примечательно, что только Амеразийский и Евразийский бассейны Северного Ледовитого океана возникли в арктических широтах. Более ранние – докембрийские и палеозойские океаны, формировались в южных и приэкваториальных широтах Земли. И лишь в ходе последующих плейт-тектонических перемещений фрагменты этих структур были трансформированы в полярные широты, войдя в состав суперконтинента Пангея.

Работа поддержана Программой ОНЗ РАН №14, РФФИ (грант 08-05-00748), НШ-641.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики / Актуальные проблемы геотектоники М.:Наука, 1987. С.31-57.

2. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Арктики // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

3. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3-21.

4. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики // Докл. РАН. 2007. Т. 415. С. 518-523.

5. Grantz A., Eittreim S., Whitney O.T. Geology and phisiography of the continental margin north of Alaska and implications for the Canada Belt / The ocean basin and margins. Nairn A.E.M. et al. eds. New York: Plenum Publishing Corporation, 1981. P.439-492.

6. Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W. Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 1-24.

7. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, northeastern Russia // Geol. Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101p.

8. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333-358.

9. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al. South Anjui suture, northeast Arctic Russia / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 209-223.

ГЕНЕЗИС ГИДРОУГЛЕКИСЛЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В СВЕТЕ КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

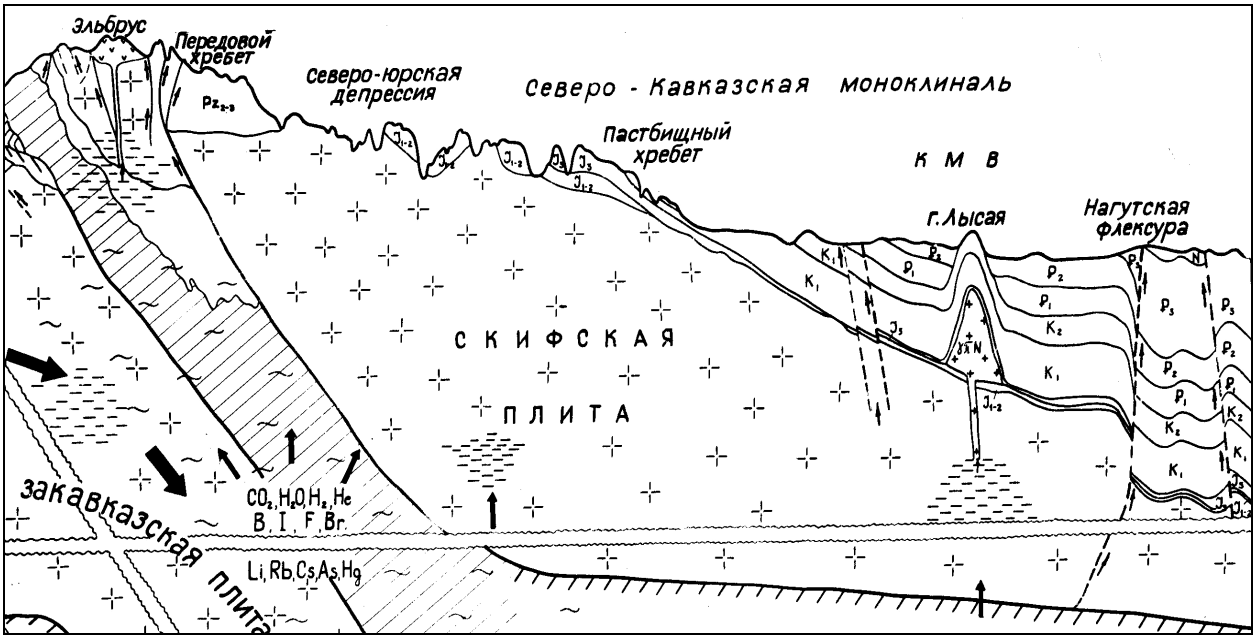
Хаустов В.В.

Курский государственный технический университет, г. Курск, okech@mail.ru

Подземные воды, распространенные в пределах Центрального ядра Большого Кавказа, относятся преимущественно к трещинному или трещинно-жильному типам. Они представляют единую водоносную систему, в пределах которой по условиям питания, характеру циркуляции и химическому составу четко выделяются две зоны. К верхней зоне относятся воды инфильтрационного генезиса, режим которых тесно связан с поверхностными процессами (ходом атмосферных осадков, температурой и пр.), они характеризуются низкой минерализацией (до 0,4 г/л) и преимущественно гидрокарбонатно-кальциевым составом. Нижнюю зону образуют напорные углекислые воды с повышенной минерализацией. Воды нижней гидрогеохимической зоны характеризуются высокой газонасыщенностью (как правило, выше 500 мл/л) и углекислым или углекисло-азотным составом газа (соотношение растворенных газов составляет (в об. %): CO_2 – 55÷90; N_2 – 1÷39; H_2 – 13÷43; CH_4 – 0.1÷1.2), гидрокарбонатно-хлоридным, реже хлоридно-гидрокарбонатным анионным составом, среди катионов доминирует натрий. Минерализация их варьирует в интервале 2÷12 г/л. Общей отличительной особенностью большинства гидроуглекислых проявлений Центрального Кавказа является повышенное относительное и абсолютное содержание хлор-иона, несмотря на их приуроченность к различным структурно-формационным зонам – Главному, Передовому или Скалистому хребту. Даже в случае низкой минерализации воды (1–2 г/л) концентрация хлора в них составляет 300–800 мг/л. Традиционно считается, что в основе формирования углекислых минеральных вод лежит процесс смешения инфильтрационных и седиментационных вод, т. е. их химический состав является отражением палеогидрогеологических условий Центрального Кавказа и литологии водовмещающих пород. При этом состав интрузий, к которым главным образом приурочены непосредственные выходы рассматриваемых вод практически не учитывается. По нашему мнению, такой подход в приложении к углекислым водам Центрального Кавказа вряд ли приемлем, поскольку в районе чрезвычайно слабо развиты, а на большей части территории вообще отсутствуют дочетвертичные осадочные образования и воды седиментационного генезиса не могут играть сколь-нибудь заметной роли в рассматриваемом процессе. В чем же тогда причина высокой хлоридности гидроуглекислых проявлений Центрального Кавказа? Попытаемся ответить на вопрос, обратившись к глубинной геодинамике исследуемого района.

В настоящее время предпочтителен мобилистский подход при трактовке геодинамики Кавказа, так как ряд основных черт его тектоники необъясним без допущения значительных горизонтальных перемещений крупных литосферных блоков, скучивания корового материала в зонах смятия и поглощения его в зонах субдукции и др. Главнейшие особенности геологии Кавказа наиболее хорошо согласуются с геодинамической моделью, по которой этот регион рассматривается как океанический Тетис и его континентальное обрамление. Формирование геосинклинальных прогибов, их отмирание, складчатость, надвигообразование, магматизм и прочее – следствие взаимодействия разновозрастных литосферных плит, реликты которых установлены в структуре Кавказа практически для всех этапов его развития. Последовательность всех геологических событий, приведших к развитию современной структуры Большого Кавказа, в глобальном масштабе связана с закрытием океана Тетис и коллизией Аравийской и Евразиатской плит (см. рисунок).

Между ними оказались зажаты Анатолийская, Черноморская, Южно-Каспийская микроплиты, Закавказский срединный массив, которые в полной мере испытали сжатие, раздробление и выжимание к западу и востоку от Аравийского «клина». Таким образом, рассматриваемый сегмент подвижного Средиземноморского пояса представляет собой своеобразную «брекчию», обусловившую блоковое строение всего Кавказского региона.



Коллизионная структура Большого Кавказа

В результате коллизии и последующего пододвигания Закавказского массива под Скифскую плиту в покровной структуре Большого Кавказа, оказались совмещены различные формационные комплексы горных пород, произошедших из разных палеотектонических зон: островная дуга, океанический бассейн, континентальный склон и др. Амплитуда субмеридионального сокращения центрального сегмента Большого Кавказа может достигать 200±50 км. Зона субдукции в позднеальпийское время располагалась южнее Передового хребта. Позднеальпийская коллизия привела к горообразованию и активизации магматической и гидротермальной деятельности, при этом произошло формирование глубоких магматических очагов, которые не контролируются расположением современных тектонических зон. Неоген-четвертичный вулканизм и магматизм Большого Кавказа связаны с системой глубинных продольных и поперечных разломов. Узлы их пересечения являются участками наибольшего структурного раскрытия и максимальной тектоно-магматической и гидротермальной активности. Интенсивное горизонтальное тангенциальное сжатие, вызванное продвижением к северу Закавказского массива и пододвиганием его под Скифскую плиту, повлекло образование продольных и поперечных расколов. Субширотные зоны деформаций сжатия представляют собой в геохимическом отношении зоны сплющивания (содвига). Для них характерен определенный тип состава и интенсивности газопроявлений, отличающий их от крупных дизъюнктивен субмеридиональной ориентировки. Свободные газопроявления представлены CO_2 (до 83%), H_2 (до 4- 10%), CH_4, (до 10%) и He (до 0,2%). Крупные же разрывные нарушения антикавказского направления в большинстве своем являются раздвиговыми структурами. Горизонтальное тангенциальное тектоническое сжатие приводит к образованию поперечных трещин отрыва, совпадающих по направлению с осью максимального сжатия. На Большом Кавказе наиболее значительные субмеридиональные разломы связаны с Транскавказским поперечным поднятием, выделенным по аэрофотокосмическим снимкам, а также геофизическими и гидрогеохимическими исследованиями. С ним ассоциируются разуплотнение вещества верхней мантии, большая мощность земной коры, приподнятое положение кристаллического фундамента, повышенный тепловой, поток, современная вулканическая (вулкан Эльбрус) и гидротермальная деятельность, относительно высокая сейсмоактивность. Приведенные данные свидетельствуют в пользу того, что Транскавказскому поперечному поднятию соответствует полоса разогретой (возможно, частично расплавленной) верхней мантии. Для субмеридиональных разломов глубокого заложения типичны следующие газопроявления (в %) CO_2 – 50,5; CH_4 -42,9; H_2 -0,8. Эманации мантийного гелия и изотопный состав углерода метана указывают на разгрузку в пределах структур поперечных разломов флюидов мантийного генезиса. Как известно, в зонах Заварицкого – Беньофа процессы генерации магм протекают на фоне поступающего в мантию огромного количества материала литосферного происхождения. На Кавказе субдукцируемый Закавказский срединный массив содержит значительные объемы как древних седиментационных, так и современных инфильтрационных вод, пропитывающих кристаллические породы фундамента и отложения сланцевой формации осадочного чехла. На значительных глубинах зарождаются «спилитовые» магмы, а также высокоглиноземистые андезитовые расплавы, которые определяют резкую натриевую специализацию восходящих флюидов, определяющих в коровых горизонтах магматизм натриевой специализации и связанной с ним гидротермальной деятельности. При достаточно

высоком (15–10 км) уровне проникновения флюидов и (или) внедрения глубинного материала и длительном их воздействии на коровый разрез Скифской плиты происходят выделение тепла, генерация воды, CO_2 и др., что, в свою очередь, создает необходимый геотермический и геохимический фон для возбуждения процессов регионального метаморфизма (до ультраметаморфизма), гидротермальной деятельности. Вышеприведенное свидетельствует о формировании в пределах Центрального Кавказа гидротермального режима, контролируемого глубокими, а также промежуточными внутрикоровыми магматическими очагами на фоне субдукции. О дегазации глубокого очага свидетельствует изотопный состав углерода углекислого газа минеральных вод: для всех участков района КМВ, различающихся по тектоническому строению и геолого-геохимическим особенностям (Нагутское, Ессентуки, Пятигорск, месторождения Передового хребта), характерно единообразие генезиса диоксида углерода. Таким образом, современные гидроуглекислые проявления в пределах Эльбрусского вулканического района представляют собой разубоженные («отработанные») и сильно разбавленные инфильтрационными водами современные гидротермы. В формировании химического состава их «глубинной» составляющей участвуют, вероятно, флюиды различного генезиса: мантийногенные; возрожденные (отделившиеся в результате термических преобразований погружающихся блоков коры); магматогенные (образованные в результате дегазации коровых магматических очагов); конденсационные (конденсаты газовых струй). Возрожденные воды и являются основным источником хлора в углекислых минеральных водах Центрального Кавказа. Настоящая модель происхождения углекислых минеральных вод открывает перспективы для их поисков в пределах восточного и западного секторов Большого Кавказа.

Провинция углекислых минеральных вод Большого Кавказа пространственно совмещена главным образом с его кристаллическим ядром, находящимся в состоянии наибольшего структурного раскрытия. Из 878 известных углекислых источников на долю вулканических областей приходится 627 (Эльбрусская – 427, Казбекская – 193), т. е. 71%. В пределах зоны субдукции в западном и восточном секторах Большого Кавказа вполне реальна локализация месторождений углекислых минеральных вод. Осадочный комплекс, мощность которого значительно увеличивается на «плечах» мегаантиклинория Большого Кавказа, благодаря своим экранирующим свойствам способствует рассеянию глубинных флюидов и их рассредоточению. Кроме этого, карбонатные породы осадочного чехла способствуют реакционному удалению из флюидов углекислого газа. Однако, активная гидротермальная деятельность характерна и для восточного, и западного секторов Большого Кавказа, частным проявлением которой является широкое распространение там грязевого вулканизма. Наиболее перспективными разведочными площадями, безусловно, являются зоны пересечения разнонаправленных и разновозрастных разломов глубокого заложения (как узлы максимальной тектоно-магматической и гидротермальной активности), а также разломы предпочтительно раздвигового характера деформаций и особенно их концевые участки, характеризующиеся обилием оперяющих трещин.

МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ (TI, FE, V) – КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙ- ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ СТРУКТУР УРАЛА, СТЕПЕНИ ДЕПЛЕТИРОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ВЛИЯНИЯ ПЛЮМОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Холоднов В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru

Уральский подвижный пояс, включая и примыкающие к нему районы Восточно-Европейской платформы (ВЕП), характеризуется разновременным и различающимся по геодинамическим обстановкам проявлением рифтогенеза. В зависимости от геотектонических условий, участия различных мантийных источников, интенсивности и завершенности рифтогенных событий, наблюдаются существенные различия в интрузивном рифтогенном магматизме и сопровождающем его эндогенном оруденении. Эти особенности рассмотрены на примере рифтогенных процессов, развитых в докембрийской (рифей-венд-ранний палеозой) предыстории Урала и в процессе формирования самого Уральского эпиокеанического орогена – от времени заложения уральского палеоокеана и до его закрытия в раннем карбоне-перми.

В рифей-ранневендское время рифтогенная предыстория Урала представляла собой этапы деструкции ВЕП, в примыкающих к Уралу ее районах. На западном склоне Южного, Среднего и Северного Урала рифтогенные процессы в докембрийское время проявлялись неоднократно, сначала в нижне- и среднерифейское время, а затем и в позднерифейско-ранневендское время. С этими этапами рифтогенеза на Урале связано формирование высокотитанистых титаномагнетитовых и магнетит-ильменитовых месторождений (Кусинско-Копанская группа и Юбрышкинское месторождение). Наиболее ранний нижнерифейский этап континентального рифтогенеза зафиксирован в составе грубообломочных терригенных отложений и в субщелочном магматизме айской свиты раннего рифея. Начало среднего рифея – следующая более активная фаза континентального рифтогенеза. В этот период образована Кувашско-Машакская рифтовая система, состоящая из серии кулисообразно сопряженных грабенов. На-

ряду с продуктами контрастного базальт-риолитового вулканизма машакской, кувашской и других свит и образованием многочисленных дайковых роев габбро-диабазов и пикритов на плечах рифта, в этот период в самом северном кувашском грабене формируются комагматичные ранним вулканитам интрузии габброидов и гранитоидов. Формирование этих интрузий приурочено к ряду разломов, к наиболее крупному из которых (Зюраткульскому), в виде длинной (около 70 км) субмеридиональной цепочки, приурочены интрузии рудоносных габброидов (Маткальский, Копанский, Медведевский и Кусинский массивы) и перекрывающие их с востока массивы гранитоидов (Рябиновский и Губенский массивы), составляющих среднерифейский расслоенный кусинско-копанской габбро-гранитный комплекс. Зюраткульский разлом, по-видимому, представляет собой древнюю мобильную структуру, которая разделяла гетерогенные блоки ВЕП. Это подтверждается наличием в северной части этого разлома архейского гранулит-мигматит-гнейсового тараташского блока и тесно примыкающего к нему с востока раннепротерозойского гнейсово-амфиболит-мигматитового александро-ахтенского блока. Наличие такой древней шовной структуры во многом объясняет особенности процессов осадконакопления и магматизма в западной и восточной частях этой структуры. Эта мобильная структура, по-видимому, определяла и унаследованность этапов рифтогенеза в нижне- и среднерифейское время, а также контролировала процессы тектоно-магматической активизации, гидротермальной деятельности, метаморфизма и деформаций пород в позднем рифее и венде (660-560 млн.лет) и в позднем палеозое (280 млн лет).

Время внедрения рудоносных интрузий расслоенного кусинско-копанского комплекса различными изотопными методами (Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr) датируется сходящимися значениями возраста 1385-1400 млн лет. Все габброиды кусинско-копанского комплекса обогащены Ti , а также Fe, V и другими элементами группы железа. Они, как и их гранитоидные дифференциаты, представленные Рябиновским и Губенским массивами, выделяются высокими концентрациями высокозарядных редких элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb и др.) индикаторных для внутриплитного магматизма. Отрицательные значения εNd для габбро-норитов (-2,4) и массивных магнетит-ильменитовых руд (-1,1) Кусинского месторождения и первичное отношение изотопов Sr для габбро-норитов и гранитов Рябиновского и Губенского массивов (0,7052) свидетельствуют, что литосферная мантия в начале среднего рифея, в период формирования высокотитанистых интрузий кусинско-копанского комплекса была еще недеплетирована.

Характерной особенностью как габбровых, так и гранитоидных массивов кусинско-копанской группы интрузий и месторождений является формирование их в условиях меняющихся с юга на север (в современных координатах), т.е. вдоль простирания рифтовой структуры, фациях глубинности и режиме флюидов: от малоглубинных фтороносных на юге (Копанский и Маткальский габбровые массивы, Рябиновский гранитный массив) до глубинных абиссальных хлороносных на севере (Кусинское месторождение), с глубиной погружения кристаллического фундамента на севере кувашского грабена до 20 км. Это находит отражение в особенностях минерального состава и условиях формирования интрузивных пород (габброидов и гранитоидов) и Fe-Ti оруденения [4,5,7].

На примере более глубокого Кувашского грабена, где растягивающие усилия и хрупкие тектонические деформации с образованием проницаемых зон в древней коре были проявлены в максимальной степени, а магматизм характеризовался разнообразием и был наиболее интенсивным, установлено направленное во времени и по латерали (с запада на восток) изменение химизма вулканитов кувашской свиты и выделенных возрастных групп диабазовых даек: от ранних более щелочных их разностей до поздних деплетированных толеитовых базальтов. К последним относятся и амфиболиты восточной назямской толщи, характеризующиеся крайне низкими содержаниями калия и литофильных редких элементов. По составу назямские амфиболиты (метабазальты) близки субокеаническим толеитам. Это отражает историю рифтогенеза и свидетельствует, что раскрытие Кувашско-Машакского рифта происходило не только в субмеридиональном направлении, но и с запада на восток, повторяя все последовательные этапы деструкции континентальной коры, характерные для современных рифтовых систем. Восточная граница развития назямских амфиболитов не установлена, так как они перекрыты на востоке по тектоническому надвигу кварцитами таганайской свиты.

В целом, нижний – средний рифей **(**1615-1350 млн лет) – это время многоэтапного пульсационного функционирования крупного рифейского плюма (или суперплюма), взаимодействующего с обогащенной (ранний рифей) и недеплетированной (начало среднего рифея), а затем и существенно деплетированной (назямский уровень) литосферной мантией. На завершающем этапе (назямский уровень), если и был полный разрыв континентальной коры в этой части ВЕП, то он сопровождался лишь малоамплитудным перемещением плит по типу Красного моря.

В позднем рифее-раннем венде восточная часть ВЕП на Южном и Среднем Урале испытала новый этап рифтогенеза с формированием грабенов, также выполненных грубообломочным материалом, в ассоциации со щелочными высокотитанистыми вулканитами и интрузивными породами (габброидами и гранитоидами), датированными возрастом 730-560 млн лет. Рифтогенный магматизм этого этапа на Ю.Урале охватывает большую территорию, но проявляется неравномерно и рассредоточено, отражая принадлежность к рифтогенезу рассеянного типа. Он унаследованно проявляется и в зонах нижне- среднерифейского рифтогенеза, но для него более характерен сдвиг в восточные районы ВЕП. Щелочной уклон магматизма свидетельствует о низких степенях плавления слабоистощенного мантийного субстрата.

На западном склоне Северного Урала в этот период формируется Юбрышкинское высокотитанистое титаномагнетитовое месторождение. Рудные тела этого относительно небольшого по запасам месторождения представлены зонами вкрапленных руд в мелкозернистых меланократовых рудных амфиболитах и горнблендитах. Эти рудные тела характеризуются минимальными для Урала содержаниями MgO (4-5%) даже в сравнении с малоглубинными (5-6%) месторождениями кусинско-копанской группы. Титаномагнетиты Юбрышкинского месторождения по соотношению TiO_2 и V_2O_5 в целом отличаются от титаномагнетитов кусинско-копанской группы месторождений. Они хорошо сопоставляются с рудными титаномагнетитами расслоенной интрузии Скергаард. Низкая хлороносность Юбрышкинского месторождения, максимально высокие для титаномагнетитовых месторождений Урала концентрации титана в кумулятивном рудном титаномагнетите, при крайне низкой степени окисления железа, указывают на то, что данное месторождение формировалось при высоких температурах и в обстановке низкого общего и флюидного давления (малоглубинный тип).

Поздний венд – ранний палеозой. Отличительной особенностью месторождений (качканарско-первоуральский тип) этого этапа дооофиолитового рифтогенеза является их принадлежность к малотитанистому типу. В этом типе месторождений, в отличие от предыдущих, формирование рудоносных пород происходит на более раннем этапе эволюции рудно-магматических систем и на значительной большей глубине, при высоком литостатическом давлении. Соответственно руды здесь имеют высокие концентрации MgO, но бедны титаном. Этот тип месторождений образуется в составе зональных дунит-пироксенит-габбровых массивов платиноносного пояса Урала (ППУ), где он представлен в основном вкрапленным оруденением в пироксенитах, оливинитах и горнблендитах. Эти месторождения бедны по содержанию Fe в рудах, но уникальны по запасам (многие миллиарды тонн).

Массивы ППУ образуют гигантский линейный пояс длиной около 1000 км, где сложены ассоциацией гипербазитов (дунитов, пироксенитов), габбро и гранитоидов. На Среднем и Северном Урале рудоносные массивы ППУ (Качканарский, Кытлымский, Тагило-Баранчинский и др.) расположены в западной части Тагильской островодужной мегазоны, непосредственно восточнее зоны ГУРа и офиолитового пояса. Современные данные по петрологии, геохимии, изотопии показывают, что формирование комплексов ППУ имеет длительную и сложную историю, что и отражают различные представления об его геотектонической позиции, составе и условиях формирования. Последние изотопные датировки Sm-Nd методом с венд-кембрийскими (до 560 млн лет) возрастными значениями для дунитов, верлитов, магнетитовых клинопироксенитов Кытлымского массива [2], для оливин-анортитовых габбро Кумбинского массива [1], как и данные по U-Pb датированию изолированных зерен циркона в габброидах 460-450 млн лет [6], с наличием реликтовых цирконов с возрастами от 1000-2000 и до 650- 560 млн лет, ближе соответствуют представлениям о субплатформенной рифтогенной природе ППУ, по крайнем мере на этапе формирования ранней рудоносной верлит-пироксенитовой серии пород этого пояса. Возможно, что рифей-вендские изотопные значения указывают на унаследованный характер рифтогенеза, который происходил в пределах длительно мобильной окраинно-рифтовой зоне ГУР,а. Изотопия Nd в породах ППУ указывает на значительную степень деплетирования исходного мантийного источника. Значение εNd рассчитанное нами по данным [1,2] составляет для дунитов, верлитов, пироксенитов и оливин-анортитового габбро ППУ (+5,9…+7,1). Вместе с тем, степень деплетирования мантии при образовании массивов ППУ была существенно меньшей, чем при формировании офиолитов. Применительно к титаномагнетитовому оруденению в пироксенитах, оливинитах и горнблендитах такая относительно умеренная степень деплетирования мантии – одна из основных причин формирования железооруденения в комплексах ППУ. В предельно деплетированных офиолитах титаномагнетитовое оруденение как известно не образуется. Петрохимические особенности пород ППУ также указывают на их принадлежность к субконтинентальным образованиям (данные А.А.Ефимова, Е.В.Пушкарева, А.И.Русина и др.), на наличие в породах плюмовой компоненты. Последующая эволюция базитового магматизма ППУ датируется различными изотопными методами возрастным интервалом 450-420 млн. лет, с максимумом около 440-430 млн лет. Она происходила синхронно с формированием позднеордовикско-силурийской островной дуги, т.е. комплексы ППУ на этом этапе могли пройти эволюцию и в надсубдукционных условиях.

В отличие от насыщенных титаном рудно-магматических систем в рифее и раннем венде, где распределение титана и ванадия в титаномагнетитах определяется температурой и фугитивностью кислорода (обратнопропорциональный тренд), распределение этих элементов в титаномагнетитах ППУ повторяет эволюцию в составе пород, с ростом содержаний Ti и V от дунитов и верлитов к рудным пироксенитам (прямопропорциональный тренд). На завершающем этапе формирования месторождений ППУ наряду с кумуляцией магнетита важным рудогенетическим процессом является и сегрегация рудного вещества флюидом. В месторождениях качканарской группы с деятельностью постмагматических флюидов связано образование богатых шлирово-полосчатых и прожилковидных руд. Особенно интенсивно такие процессы происходят в контактовых зонах рудных пироксенитов с более поздними интрузиями габброидов. Изучение состава апатита в существенно амфиболизированных рудных пироксенитах качканарского типа и в габброидах свидетельствует, что все эти постмагматические преобразования происходили при наличии в составе флюида высоких содержаний хлора, источником которого служили поздние габбровые интрузии (Волковский массив и др), имеющие вероятно надсубдукционную природу.

Ранний карбон. Магнитогорская рифтовая зона была сформирована на палеозойском островодужном основании в процессе закрытия океанической структуры на Южном Урале. Она расположена в восточной части Магнитогорского мегасинклинория, где врезана в средне-верхнедевонские островодужные толщи и выполнена раннекаменноугольными базальт-риолитовыми вулканитами и комагматичными габбро-гранитными интрузивами магнитогорского комплекса, датированных возрастом 340-337 млн лет. Магматические титаномагнетитовые и метасоматические скарново-магнетитовые месторождения связаны с разными членами габбро-гранитного комплекса. Первые приурочены к низам, представленным габбро, а вторые – к верхним гранитоидным частям магматической колонны. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ для габброидов указывают на мантийный источник, имеющий минимальное содержание сиалического материала [3]. В породах габбрового состава главным рудным минералом является высокотитанистый магнетит, близкий по составу к тому, что характерен для габброидов кусинско-копанского комплекса. В породах гранитоидного состава большая часть магнетита представлена малотитанистой разностью. Ассоциированные с габбро-гранитоидным комплексом скарново-магетитовые залежи также сложены практически беститановым магнетитом.

На примере Магнитогорской группы месторождений разработана модель процессов магмо- и рудообразования в надсубдукционных рифтовых системах, характеризующихся наличием крупного гидротермально-метасоматического магнетитового оруденения [8]. Основными источниками воды и высоких концентраций хлора в составе флюидов надсубдукционной зоны служили процессы дегидратации в субдуцируемом слэбе и гидратированный мантийный клин. Эти летучие взаимодействовали с подсубдукционными базитовыми мантийно-плюмовыми магмами, обогащенными рудными металлами (Fe, Ti), галогенами, высокозарядными элементами (Nb, Zr и др.). Надсубдукционная позиция Магнитогорского рифта оказывала дополнительное существенное влияние на геохимическую специализацию магматических серий. В связи с этим в габброидах и гранитоидах магнитогорского комплекса повышается доля субдукционной компоненты, что отражается в росте содержаний Na, Al, Rb, Sr ,V на фоне снижения в сравнении с аналогичными породами континентальных рифтов (Кувашско-Машакский рифт) содержаний Fe и высокозарядных элементов Nb,Ta, Zr, Ti, P.

В связи с предложенной моделью смешения различных по источникам расплавов и флюидов в надсубдукционных рифтовых системах, становятся более понятными противоречия в трактовке природы магматических серий Урала, сопровождаемых крупным скарново-магнетитовым оруденением. В одних более проницаемых структурах будут доминировать рифтогенно- плюмовые петро-геохимические характеристики магматических пород, а в других менее проницаемых – надсубдукционные (островодужные или окраинно- континентальные). К первым более проницаемым и тесно связанных с подсубдукционными мантийно-плюмовыми магмами нами отнесена магнитогорская группа массивов и месторождений, а ко вторым менее проницаемым структурам – тагильские и тургайские габбро-гранитоидные массивы и скарново-магнетитовые месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант 07-05-96006-р-Урал-а, Президентской программы поддержки научных школ НШ-4210.2006.5, а также программ Президиума РАН и Отделения наук о Земле РАН (проекты 6, 7 и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро платиноносного пояса Урала. // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А.Н.Заварицкого) Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2006.С.110-113.

2. Попов В.С. Геологические обстановки формирования дунит-верлит-клинопироксенитовых ассоциаций: общие и специфические черты. // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А.Н.Заварицкого) Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С.44-48.

3. Ронкин Ю.Л., Семенов И.В., Лепихина О.П.,Попова О.Ю. Интрузивы Магнитогорской раннекаменноугольной рифтогенной структуры: Sr-Nd изотопные ограничения // Ежегодник-2005/ ИГГ УрО РАН. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург.2006. С.314-318.

4. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В Бородина Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала //Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. N 2. С.112-128.

5. Ферштатер Г. Б., Холоднов В.В. Прибавкин С.В, Бородина Н. С., Бочарникова Т.Д. Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала.// Геология рудных месторождений. Т.47. №5, 2005. С.421-443

6. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С., Холоднов В.В., Зинькова Е.А., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация. // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. редакторы Н.П.Юшкин, В.Н.Сазонов: Сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. 949с.

7. Холоднов В. В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.,Шардакова Г.Ю, Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3-27.

8. Холоднов В.В. Крупные титаномагнетитовые, ильменитовые и скарново-магнетитовые месторождения в рифтовых структурах Южного Урала: факторы, определяющие их минеральный состав, масштабы и условия формирования // Ежегодник-2005 / Институт геологии и геохимии им. акад.А.Н.Заварицкого Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С.404- 408.

АНОМАЛЬНЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ПРИРОДА ТРОГОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СВАЛЬБАРДСКОЙ ПЛИТЫ

Хуторской М.Д.[1], Леонов Ю.Г.[1], Ермаков А.В.[1], Ахмедзянов В.Р.[2]

[1] Геологический институт РАН, г. Москва;
[2] Российский университет дружбы народов, г. Москва

В сентябре 2007 года при финансовой поддержке Норвежского нефтяного директората, Президиума РАН, Отделения наук о Земле РАН и РФФИ была проведена экспедиция на НИС «Академик Николай Страхов» в северную часть Баренцева моря с целью изучения современных геодинамических процессов на окраине шельфа и на континентальном склоне. В программе этой экспедиции были запланированы геотермические исследования с помощью новой модификации геотермического зонда «ГЕОС-М».

В задачи работ входило измерение теплового потока в неизученных ранее районах вблизи архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген и измерение температуры водной толщи.

На полигоне ЗФИ было выполнено семь измерений теплового потока (табл.1) и температуры в толще воды. В результате измерений температуры водной толщи был обнаружен слой отрицательных температур в интервале глубин 30-80 м и изотермическая зона при глубинах более 370-380 м (рис.1). В связи с этим, мы планировали расположение станций там, где глубина моря была не менее 400 м. При меньших глубинах сказывалась «неизотермичность» водной толщи, что обусловливало нелинейность термограммы в донных осадках и, соответственно, увеличение погрешности при оценке теплового потока.

Таблица 1

Результаты измерений теплового потока на полигоне ЗФИ

№№ станций	Дата измерения	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП (мВт/м^2)
2501	03.09.2007	79.3463	38.1587	314	88
2502	04.09.2007	80.0112	48.3466	375	42
2503	04.09.2007	80.0083	46.581	402	52
2505	04.09.2007	80.2472	43.0693	400	97
2506	04.09.2007	80.5039	43.3696	530	30
2507	05.09.2007	80.2472	43.0693	550	34
2509	07.09.2007	80.067	43.1672	390	35

На 3D-блок-диаграмме распределения температур в водной толще полигона (см. рис.2) видно, что толщина слоя отрицательных значений убывает с севера на юг и с запада на восток полигона. Более того, в юго-восточной части полигона (ст.2501, 2505, 2506) проявляется линза относительно повышенных температур воды (до 1,9ºС). Причиной такого температурного режима водной толщи несомненно является привнос более теплой и плотной воды из Атлантики, которая четко стратифицируется с холодной и более легкой арктической водой.

Полигон ЗФИ располагался на шельфе вокруг одноименного архипелага. Поэтому для измерения теплового потока при глубинах 370 и более метров имелось ограниченное количество точек. Тем не менее, удалось получить семь кондиционных измерений теплового потока (рис.2). Однако, на большинстве станций его можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда.

В целом, на полигоне отмечаются фоновые значения теплового потока. Однако мы наблюдаем два высоких значения (88 и 97 мВт/м^2) по линии северо-восточного простирания, параллельной проливу Франц-Виктории, а также пониженные значения теплового потока (30-35 мВт/м^2) севернее и южнее этой предполагаемой линии.

Подобные вариации теплового потока, где на небольшом пространстве значения изменяются в два раза, характерны для районов развития эвапоритовых бассейнов в условиях деструкции коры. На западе ЗФИ, а именно в Александровском поднятии вулканиты с абсолютным возрастом 116±5 млн. лет четко оконтуриваются магнитной аномалией до 600 нТ [1]. Это позволило предложить модель деструкции континентальной коры (break-up) именно в этой части архипелага [2, 3]. С этапом break-up связан процесс образования соленосных толщ [4, 5]. Эвапориты повсеместно встречаются в разрезах океанического чехла окраинных периокеанических бассейнов Атлантики [6].

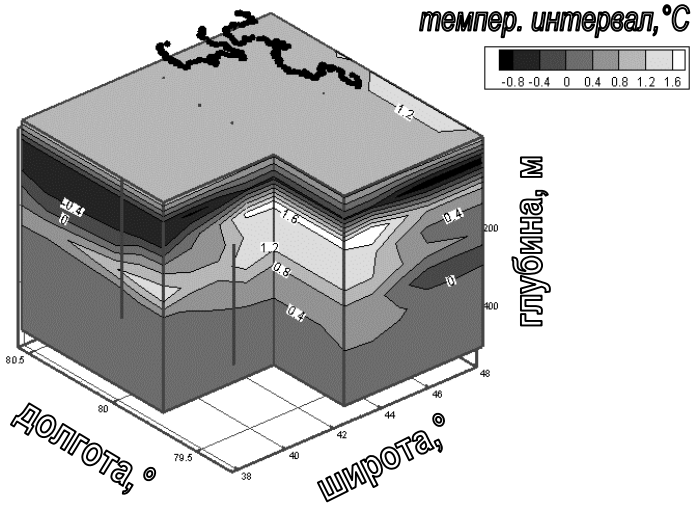


Рис.1. **3D-блок-диаграмма распределения температуры воды на полигоне «ЗФИ»**

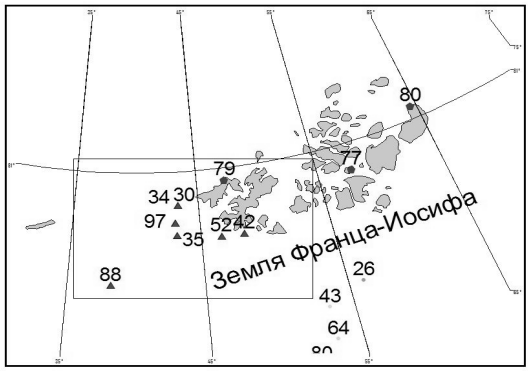


Рис.2. **Измерения теплового потока на полигоне ЗФИ** ***(****показаны треугольниками).*

Точками показаны три значения теплового потока, полученные при термическом каротаже в скважинах (с запада на восток): «Нагурская» (о.Земля Александры), «Хейса»(о. Хейса) и «Северная»(о. Грэм-Бэлл). *Значения теплового потока в мВт/м*^{2}

На континентальном склоне ЗФИ в районе депрессий Пролива Британского канала и Кембридж выявлены локальные минимумы гравитационного поля в редукции Фая, которые В.В.Верба [7] ассоциировала с соляными диапирами. Позже это предположение подтвердилось результатами плотностного моделирования [1].

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она составляет 5,0-5,5 Вт/(м·К), что в 3-4 раза превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая составляет 1,6-2,0 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред обусловливают перераспределение глубинного теплового потока [8].

Эффект перераспределения глубинного потока энергии в условиях структурно-теплофизических неоднородностей может проявляться и на полигоне ЗФИ. Станции теплового потока, в которых получены значения 88 и 97 мВт/м^2, могли быть измерены над апикальной частью куполов, а станции, где значения составляют 30, 34 и 35 мВт/м^2, – над межкупольными зонами.

Эта одна из возможных моделей, объясняющая вариации теплового потока, но для ее подтверждения требуется иметь результаты сейсмического профилирования методами МОВ-ОГТ или ГСП.

Объектом изучения геотермического поля на полигоне «Шпицберген» был трог Орла, простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере. Трог представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания.

Распределение температуры в водной толще полностью аналогично тому, которое описано для полигона «ЗФИ».

Тектоническая природа этой структуры была совершенно не ясна, и в литературе о ней имеются весьма отрывочные данные. Измерения теплового потока планировалось провести с целью выяснения признаков современной тектонической активности.

В троге и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 20 измерений (табл.2), в результате которых были получены «сенсационные» результаты измерений теплового потока. Он составлял от 300 до 520 мВт/м^2, т.е. почти в 10 раз превысил уровень фонового теплового потока для Баренцева моря. Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте не оставляла сомнений в достоверности полученных результатов.

На всех «аномальных» станциях термограммы имели линейную или близкую к линейной форму. Это свидетельствовало о том, что измеренный тепловой поток является чисто кондуктивным.

Аномально высокий тепловой поток характерен для всего трога Орла и для его продолжения в пределах континентального склона вплоть до изобаты 1200 м (рис.3). Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 м до 1870 м мы измерили повышенные значения теплового потока 89 и 90 мВт/м^2.

Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные позволяют говорить о рифтовой природе трога Орла. Этот рифт образовался в результате деструкции края континентальной Свальбардской плиты (см. тот же вывод для параллельного трога Франц-Виктория), которая, по-видимому, активно продолжается в настоящее время. Большая скорость накопления терригенных и моренных отложений обусловливают экранирование зон разгрузки глубинного флюида на морское дно[1].

[1] Хотя при детальных придонных гидрохимических исследованиях не исключено нахождение очагов гидротермальной разгрузки.

Таблица 2

Результаты измерений теплового потока на полигоне «Шпицберген»

№№ станций	Дата измерения	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП, (мВт/м^2)
2523	14.09.2007	80.0604	29.3266	330	340
2525	14.09.2007	80.0642	29.337	330	338
2526	14.09.2007	80.3177	29.4437	440	299
2527	15.09.2007	80.409	29.309	430	484
2529	15.09.2007	80.4194	29.0828	530	462
2530	15.09.2007	80.4456	29.2863	485	438
2531	15.09.2007	80.4657	29.2331	465	407
2535	16.09.2007	80.2788	29.2516	410	327
2537	18.09.2007	81.3974	27.5607	2330	54
2539	18.09.2007	81.1018	29.0919	340	474
2541	18.09.2007	81.0538	29.3096	310	519
2543	19.09.2007	81.325	29.395	1185	118
2544	19.09.2007	81.319	29.21	1010	122
2545	19.09.2007	81.3221	29.0358	1010	107
2547	19.09.2007	81.4142	28.5693	2530	53
2548	19.09.2007	81.3908	28.1994	2250	77
2549	19.09.2007	81.3944	27.455	2280	69
2550	19.09.2007	81.3501	27.4793	1870	89
2551	19.09.2007	81.314	27.4789	1400	90
2552	20.09.2007	81.2616	27.4984	770	326

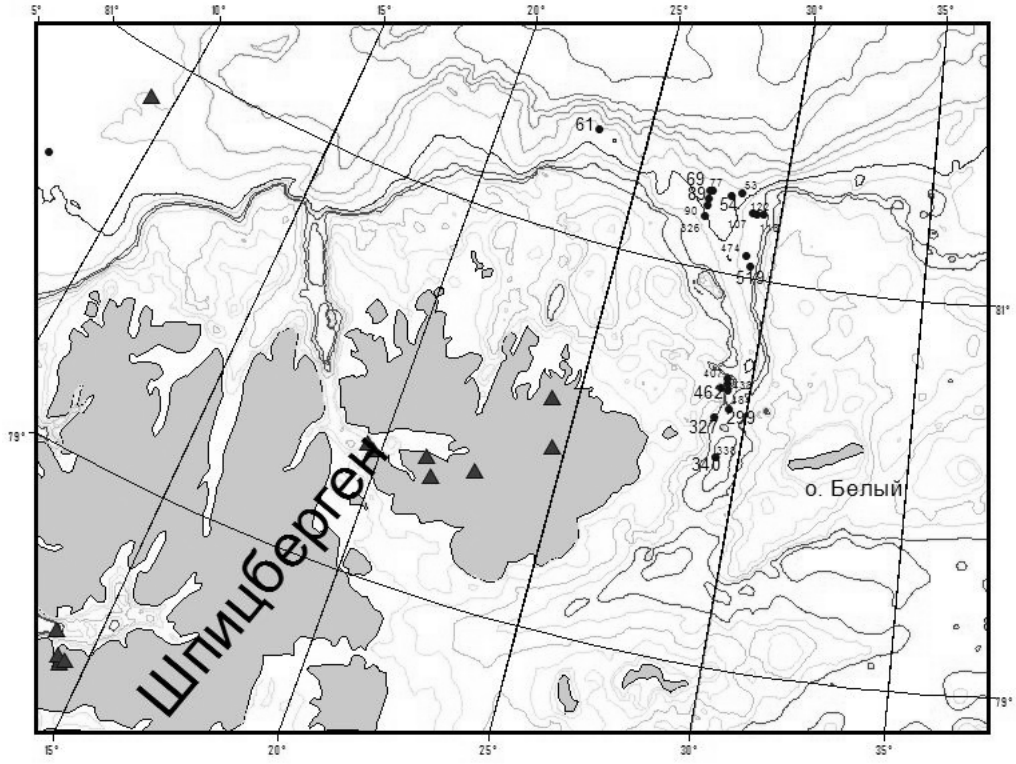


Рис.3. **Расположение станций измерений теплового потока на полигоне «Шпицберген»**

Существование рифтовых структур, ортогональных простиранию континентального склона на краю Свальбардской плиты, указывалось и ранее [9]. Однако обнаруженный нами активный рифт – трог Орла – выделяется впервые.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 4,0-4,5 км под трогом Орла могут быть встречены солидусные температуры. Это говорит о том, что деструкция континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное вещество уже внедрилось в фундамент, а возможно проникло в нижние слои осадочного чехла.

Обнаруженная нами активная тектоническая структура требует дальнейшего изучения. В частности, желательно было бы провести гидрохимическое опробование придонных слоев с целью анализа индикаторов мантийного тепломассопотока, таких как отношение ^{3}He/^{4}He.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (грант №08-05-00012), а также программ Президиума РАН П-16 и Отделения наук о Земле РАН (ОНЗ-14).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И.* Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, т.203, СПб., 2004. С.169-175.
2. *Грачев А.Ф.* Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа //Физика Земли, 2001. №9. С.49-61.
3. *Rowley D.B., Lottes A.L.* Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: late Jurassic to present //Tectonophysics. 1988. 155. P.73-120.
4. *Шеридан Р.* Атлантическая континентальная окраина Северной Америки //Геология континентальных окраин. Т.2. М.: Мир, 1978. С.82-101.
5. *Забанбарк А.* Пассивные континентальные окраины Западной Африки и особенности нефтегазоносности их глубоководных частей //Океанология. 2000. Т.42, №2. С.308-314.
6. *Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Новые данные о соленосных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии //Докл. АН СССР. 1991. Т.317, №4. С.718-722.
7. *Верба В.В.* Сравнительная геолого-геофизическая характеристика Североморского и Баренцевоморского осадочных соленосных бассейнов //Нефтегазоносность Мирового океана. Л. ПГО «Севморгеология», 1984. С.34-39.
8. *Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г.* Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины //Геотектоника, №1, 2004. С.63-73.
9. *Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана //Геотектоника. 2004. №3. С. 13-30.

ПОГРАНИЧНАЯ ОБЛАСТЬ МЕЖДУ ЮЖНО-КИТАЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНОЙ И ФИЛИППИНСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТОЙ (трехмерная *P*-скоростная модель)

Цветкова Т.[1], Бугаенко И.[1], Подгорный В.[2], Гильманова Г.[3]

[1]Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г. Киев, Украина
[2]Институт тектоники и геофизики им. Ю.Ф. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск
[3]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Методом Тейлорового приближения решения задачи сейсмической томографии времен прихода, предложенного В.С.Гейко [1], построена 3-d *P*-скоростная модель мантии под Евразией. Использованный метод имеет ряд преимуществ перед методом классической линеаризации решения аналогичных задач, одним из которых является независимость от выбора 1-d референтной модели. Решение представимо как в сферической, так и в декартовой системах координат. Для удобства интерпретации использована декартова система координат. Решение всей задачи получено на равномерной сетке 0,5°×0,5°×25 км. Для рассматриваемой области оно представлено горизонтальными сечениями через 25 км на глубинах50-2500 км и вертикальными сечениями (долготными и широтными) через 1° на этих же глубинах. Горизонтальные сечения представлены истинными скоростями с разделением на высокие и низкие, относительно полученной для всей мантии Евразии обобщенной средней скорости (референтная модель), вертикальные сечения – в невязках относительно этой же референтной модели.

В целом мантия под Притайваньским регионом характеризуется низкоскоростной верхней мантией (глубины 50–400 км), высокоскоростной переходной зоной верхней мантии (400 – 600-650 км), низкоскоростной средней мантией (600–1700 км), высокоскоростной зоной раздела-II (1700-2200км) и низкоскоростной нижней мантией, Трехмерная *P*-скоростная модель мантии под Притайваньским регионом соответствует зоне конвергенции континентальной и океанической плит. В результате геодинамического взаимодействия плит, на их границе сформировалась островодужная система Лусон-Тайвань-Рюкю-Окинава. В задуговом пространстве северного окончания дуги Лусон находится глубоководная котловина Южно-Китайского моря. Дуга Лусон и западное окончание дуги Рюкю характеризуются наличием современного вулканизма. Главной особенностью этого региона является Тайваньская коллизия, вызванная косым нажимом острого угла океанической плиты на континентальную, способствовавшая возникновению острова, и двойная субдукция: Филиппинской плиты под континент вдоль желоба Рюкю и коры Южно-Китайского моря под Филиппинскую плиту вдоль Манильского желоба [2]. Гравитационное моделирование литосферы района Тайваньской коллизии [3] показало плотностную индивидуальность основных тектонических элементов, в том числе плотностную обособленность островных дуг.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СЕЧЕНИЯ

Граничное положение системы островных дуг фиксируется морфологическими особенностями кровли низкоскоростного слоя верхней мантии на глубине 50 км цепочкой аномалий пониженных *P*-скоростей, объединяемых изолинией 7,9 км/с (рис.1).

Эти особенности позволяют оценить морфологию и глубину сейсмической подошвы литосферы. Она опускается до70-80 км под океанической и континентальной областями и поднимается выше 50 км под системой островных

дуг. Конформный изгиб имеет и подошва подстилающего низкоскоростного слоя мощностью около 200 км. В средней части этого слоя аномальная область приобретает меридиональное направление как продолжение Лусон-Тайваньского участка границы и сливается с низкоскоростным слоем мантии под Восточно-Китайским морем, в то время как на участке дуги Рюкю обнаруживается инверсия скорости (горизонтальные сечения 100-150 км (рис.1)).

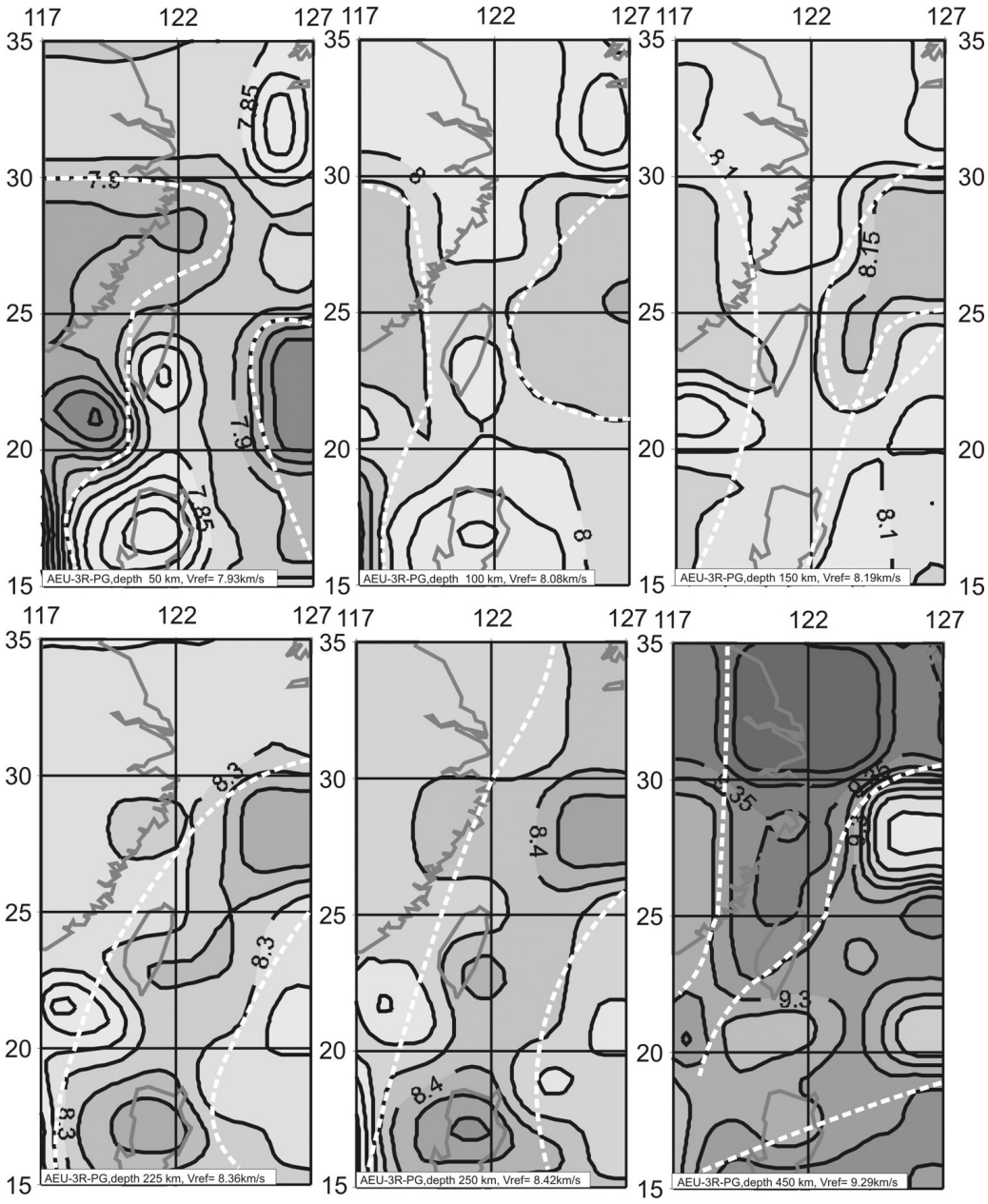


Рис.1. **Горизонтальные сечения 3-d P-скоростной модели исследуемого региона (50, 100, 150, 225, 250 и 450 км)**

К глубинам 175-225 км (рис.1) восстанавливаются границы полосы скоростных аномалий, вмещающей систему островных дуг, одновременно с инверсией скорости на относительно повышенную.

Ниже происходит быстрое разрастание по площади высокоскоростной области под Восточно-Китайским морем и о. Лусон практически разрывается слой низких скоростей и формируется контрастно выраженную границу между океанической областью и континентальной. Одновременно она смещается к северо-западу под шельф юго-восточной окраины Китая. Северо-восточное ее направление на юге сменяется на меридиональное (горизонтальные сечения 250-450 км (рис.1)).

Переходная зона верхней мантии характеризуется высокими скоростями и наблюдается на глубинах 400-750 км.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ СЕЧЕНИЯ

На вертикальных сечениях особенности островодужной системы, как граничной, проявляются в мантии для отдельных ее звеньев по разному. Так, в верхней ее оболочке для Лусон-Тайваньского звена характерно сокращение мощности литосферы (менее 50 км) и подъем подошвы подстилающего ее низкоскоростного слоя верхней мантии до 200 км. Подъем компенсируется разрастанием в переходной зоне повышенных значений невязок, который «опирается» на высокоскоростную линзу в переходной зоне верхней мантии (невязки – 0,1 км/сек.) высокоскоростного вещества в кровле средней мантии. Характерной особенностью рассматриваемого региона является наклонный высокоскоростной слой в переходной зоне верхней мантии, со стороны мантии под Юго-Восточным Китаем до мантии под Лусон-Тайваньским звеном.

Широтные сечения 22° – 24° показывают существование специфической вертикальной скоростной области в средней и нижней мантии, соответствующей выше упомянутой линзе переходной зоны. Отмечается приуроченность к этой зоне землетрясений Указанная особенность согласована с долготными сечениями**.** Отсюда выделяется структура раздела между континентальной и океаническими плитами.

В мантии под островной дугой Рюкю и трогом Окинава отмечается наклонный высокоскоростной слой, распространяющийся со стороны Филиппинской плиты в сторону континентальной плиты, проходящий до переходной зоны. (Меридиональные сечения 26.5°-27°).

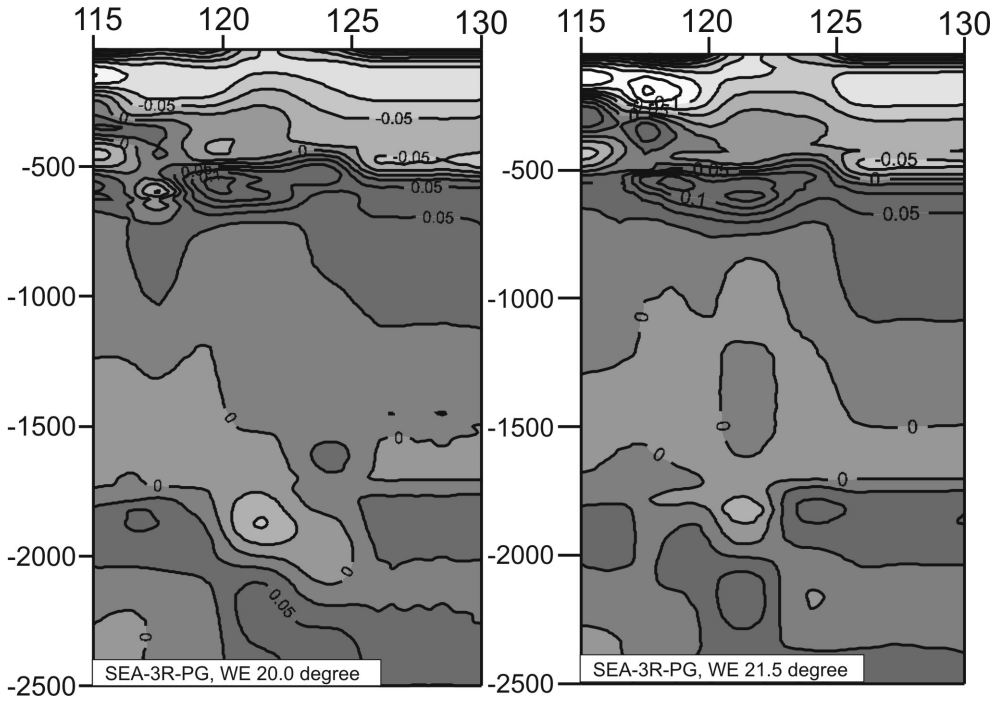


Рис.2. **Широтные сечения 3-d P-скоростной модели исследуемого региона (20°с.ш. и 21.5°с.ш.)**

Таким образом, островодужная тектоническая структура Лусон-Тайвань-Рюкю-Окинава, сформировавшаяся на конвергентной границе Азиатского континента и Филиппинской океанической плиты в районе Южно-Китайской континентальной окраины, находит свое отражение в сейсмических скоростных характеристиках мантии как граничная зона между континентальным и океаническим расположением ее. На участке Лусон-Тайвань она проявляется по всей глубине мантии (рис.2), а на участке Рюкю-Окинава только в верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Geomorphic constraints on the active tectonics of southern Taiwan. Geophysical Journal International. 2007. V.170, №3, P.1357-1372.

3. Гильманова Г.З., Кулинич Р.Г., Подгорный В.Я. Плотностные модели литосферы в зоне сочленения плиты Филиппинского моря с Азиатским континентом в районе острова Тайвань // Дальневосточные моря России: в 4 кн. – Кн. 3: Геологические и геофизические исследования / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. 2007. С.358-372.

ТРЕХМЕРНАЯ Р-СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ МАНТИИ ПОД ФЕННОСКАНДИЕЙ

Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н.

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, tsvet@igph.kiev.ua

Трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией рассматривается в контексте трехмерной Р-скоростной модели мантии под Евразией. Модель получена методом Тейлорового приближения, разработанным В.С.Гейко [1]. Метод обладает рядом преимуществ, одним из которых является независимость от начального приближения (одномерной референтной модели).

В качестве исходных использовались данные о временах приходов первых вступлений Р-волн на станции, представленные в бюллетенях ISC, начиная с1964 года по 2006 годы. Использование таких данных обусловлено наибольшей устойчивостью времен первых вступлений Р-волн как функционалов эйконала и подтверждено работами по изучению используемых в бюллетенях ISC типов волн. На рис.1 и 2 представлены карты использованных очагов землетрясений и станций. При построении исходной базы данных были использованы события, для которых: 1) количество станций, зарегистрировавших событие ≥ 300; 2) глубина гипоцентра ≤ 50 км; 3) магнитуда события M ≥ 4,0; 4) в информации о событии нет сообщений «poor detection». Общее число станций использованных в работе превышает 2000. Мантия освещается в диапазоне эпицентральных расстояний 0-104°. Изучаемая область мантии сканировалась» 300000 сейсмическими трассами (лучами).

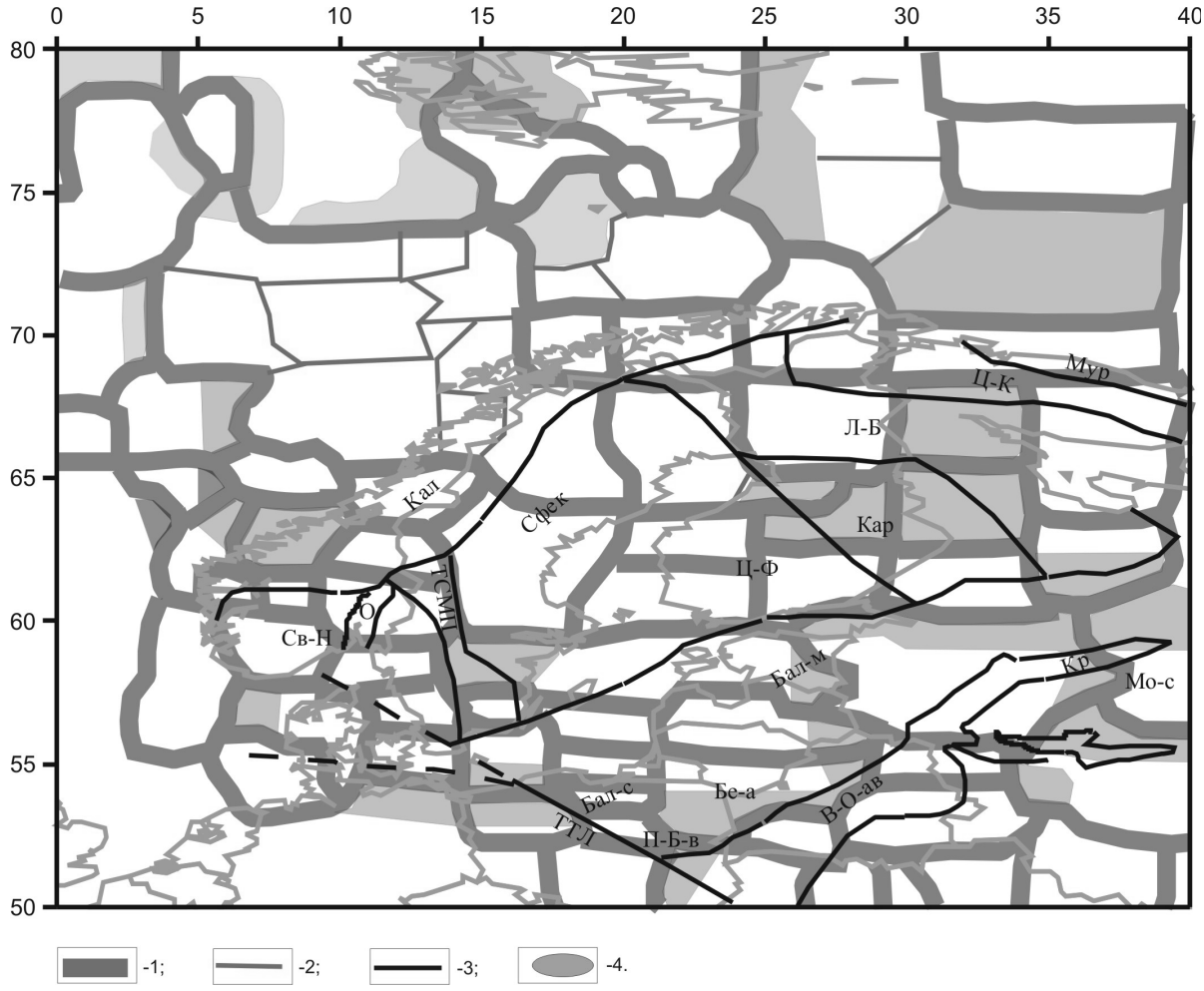


Схема глубинных разломов, зон фанерозойской активизации с площадями развития габбродолеритовых массив нижнего карелия и базальтов верхнедевонского возраста на юго-востоке Воронежской антеклизы.

Условные обозначения: 1 – граница Воронежской области; 2 – ареал распространения интрузивных образований новогольского комплекса карельского возраста;3 – площади распространения базальтов (D_3pt); 4 – зоны фанерозойской активизации: 1 – Гомельско-Саратовская, 2 – Суджанско-Новохоперская, 3 – Прохоровско-Богучарская, 4 – Вешинско-Серафимовская, 5 – Лосевско-Мамонская зона глубинного разлома (активизированный фрагмент – Павловско-Богучарская), 6 – Мигулинско-Новохоперская, 7 – Борисоглебско-Хоперская

При решении задачи учитывались следующие ограничения:

1) скорость – непрерывная функция пространственных координат;

2) функция v (r)/r где r – радиус в сферической системе координат r,φ,λ, не убывает с глубиной.

Первое ограничение является вынужденным, поскольку по времени первых вступлений невозможно устойчиво восстановить скачки скорости, второе вытекает из характера наблюденных данных.

Полученная трехмерная Р-скоростная модель мантии под Восточно-Европейской платформой представляется в виде горизонтальных сечений в истинных скоростях с шагом 25 км по глубине, долготных и широтных сечений с шагом через 1° .Вертикальные сечения представлены в невязках скорости относительно полученной для мантии под территорией Евразии обобщенной модели скорость – глубина {Vmin(z), Vmax(z), Vaver(z)}. Относительно этой же обобщенной модели скорости в горизонтальных сечениях проведено выделение повышенных и пониженных скоростей. Обобщенная модель скорость – глубина получена для трехмерной скоростной модели согласно следующим формулам [1]:

$$V_{max} = \sup_{\phi,\lambda \in S} V(\phi,\lambda,z), \tag{4}$$

$$V_{min} = \inf_{\phi,\lambda \in S} V(\phi,\lambda,z), \tag{5}$$

$$V_{aver}(z) = z\left(\int_0^z \frac{d\zeta}{\sum(\zeta)} \iint_{s(\zeta)} \frac{d\phi d\lambda}{V(\phi,\lambda,\zeta)}\right)^{-1}, \tag{6}$$

где $S(\zeta)$ – сечение области обобщения на глубине ζ, а $\sum(\zeta)$ – его площадь в координатах ϕ,λ.

Невязки истинных скоростей относительно указанной выше обобщенной средней скорости представляются в виде:

$$\delta = V_{ист} - V_{aver}$$

Понятно, что области, характеризующиеся значениями $\delta>0$, определяются как высокоскоростные, области, характеризующиеся значениями $\delta<0$, как низкоскоростные относительно Vaver. Изолиния $\delta=0$ выполняет функцию раздела между областями, характеризующимися повышенными и пониженными скоростями. Обобщенная, средняя скорость Vaver при данных графических представлениях выполняет функцию одномерной референтной скорости, принятой при представлениях результатов сейсмической томографии. Следует отметить, что в нашем случае невязки не носят характер поправки к заданной референтной модели. Численная реализация метода Тейлорового приближения предполагает следующие основные этапы [2,8,15,16]:

1) создание базы данных времен прихода первых вступлений Р-волн на станции;

2) построение обобщенного поля времен в формате средней точки;

3) построение годографов – сечений обобщенного поля времен (годографы преломленной волны);

4) численное обращение годографов-сечений.

На рис.3 показано соотношение экспериментальных и теоретических годографов – сечений. Согласно проведенному тестированию, точность обращения годографов составляет 0,015 км/сек. Трехмерная Р-скоростная модель представляется матрицей с шагом 0,5°×0,5°×25 км.

Горизонтальные сечения полученной трехмерной модели позволяют сделать следующие выводы:

I) По скоростным характеристикам мантийной скоростной области под Фенноскадией в интервале глубин 50-325 км могут быть выделены следующие основные мантийные скоростные части в соответствии с принятой тектонической схемой:

1) Мантийная область FScHW, соответствующая мантии под западом Лапландско-Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, западной частью Свекофенским мегаблоком, включающая геосинклинальную область Центрального Норланда, южную часть района Норрботен, область свекофенид Свеаленда, исключая район гранитов Смоланда

2) Мантийная область FScL, соответствующая мантии под Гранулитовым массивом и северо-западом Центрально-Кольского блока, основной части Лапландского массива Лапландско – Беломорского пояса Кольско-Карельского мегаблока, восточной частью Свекофенского мегаблока (Центральный Финляндский массив и его окружение), северная часть Балтийской синеклизы, включая массив Курземе;

3) Мантийная область FScHE, объединяющая мантию под Мурманским блоком, Центрально-Кольским блоком (исключая Кейвский блок), восточной частью Лапландско-Беломорского пояса, Карельским блоком, с продолжением на запад полосы, проходящей в мантии под Мазуро-Белорусской антеклизой, Мазовецкой впадиной, выходящей под Щецинской впадиной и далее под Центральный Польский вал, поднятие Рингкюбинг-Фюн и Норвежско-Датскую впадину;

4) Мантийная область FScL3, соответствующая мантии под Свеконорвежским мегаблоком с выходом на Северную Атлантику.

II).Границей в мантии под Фенноскандией и остальными скоростными мантийными структурами ВЕП является полоса раздела ВЕП, выделяющаяся на глубинах 50-125 км.

III).В интервале глубин 50-250 км мантия под Фенноскандией характеризуется высокими, относительно принятой референтной модели, скоростями. После 200 км начинается распад, сформировавшихся в пределах этих глубин, скоростных структур, характеризующихся условно более низкими и более высокими скоростями. На глубинах 100-200 км при сохранении общей высокоскоростной характеристики рассматриваемой области происходит условная инверсия скоростей: более высокоскоростные области становятся менее высокоскоростными на общем фоне и наоборот. Можно ожидать, что это явление связывается с проявлением подошвы литосферы. В интервале 200-325 км происходит следующая перестройка плана, в результате чего отмечается возврат к субмеридиональному простиранию скоростных структур. С глубины 250 км начинает формироваться полная инверсия скоростей. На фоновых скоростях ярким пятном выделяется низкоскоростная мантийная область под Лапландским массивом Лапландско-Беломорского пояса и Гранулитовым массивом Центрально-Кольского блока Кольско-Карельского мегаблока.

На всех сечениях в пограничной по отношению к зоне Тейсейра-Торнквиста (юго-западная граница ВЕП) отмечается распространение мантийных скоростных структур Карпато-Балканского региона и Средне-европейской платформы в мантийные структуры под Фенноскандией и распространение мантийных скоростных структур под Фенноскандией (ВЕП) в мантию под Средне-Европейской платформой. Отмечается связь мантийных структур под западной частью Свеконорвежского мегаблока с мантийными структурами под Атлантикой. То есть взаимосвязь мантийных скоростных структур под пограничными районами юга и запада Фенноскандии и окружающими ее структурами.

Рассмотрение вертикальных сечений позволяет более детально проанализировать полученную скоростную картину. Рассмотрение рельефа границ, соответствующих глубине залегания подошвы слоя Голицына-Гейко, подошвы слоя сейсмичекой литосферы, мощностей слоя сейсмической литосферы, слоя Голицына-Гейко, скоростных характеристик этих слоев позволило получить мантийную делимость указанных слоев. Как следствие этого, были выделены мантийные скоростные «блоки», определяемые взаимосвязями скорость-глубина. Выделенные блоки дифференцировали полученные по горизонтальным сечениям основные сегменты. Следует отметить, что глубины максимального залегания границы М коры Фенноскандии соответствуют границам выделенных мантийных скоростных «блоков».

Анализ вертикальных сечений по скоростным характеристикам позволил выделить в мантии под Фенноскандией области, связанные с высокоскоростными наклонными слоями, тем самым определить область распространения влияния скоростных характеристик северной Атлантики, палеозойской Европы, Карпато-Балканского региона, соотношения с основными скоростными структурами Восточно-Европейской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Geyko V.S.2004 A general theory of the seismic travel-time tomography. Геофиз.ж.,26, №2, 3-32.

СВЯЗЬ РАЗНОВРЕМЕННЫХ АРЕАЛОВ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА С ДОЛГОЩИВУЩИМИ ЗОНАМИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (на примере Воронежского региона)

Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, alb@min.vsu.ru

Геодинамические аспекты траппового магматизма определяются, прежде всего, его внутриплитовым характером. Трапповый магматизм в отличие от магматизма горячих точек океанов проявляется практически одновременно на огромных территориях, где литосфера является утолщенной, а кора наиболее консолидированной [2], его активизация отмечаются на платформах неоднократно, и каждый импульс протекает в геологически короткое время. Вероятней всего, данный процесс отражает коллизионные события на границах литосферных плит, в состав которых входят древние платформы, что приводит к растрескиванию хрупкой коры платформ (отраженная активизация). Начало магматической активности определяется заложением рассеянных рифтогенных структур и формированием пассивных мантийных диапиров определяющих базальтовые выплавки, отмирающие с исчезновением растягивающих напряжений [2]. Одну из важнейших ролей в пространственно распределении ареалов траппового магматизма играют зоны развития долгоживущих региональных разломов.

В настоящее время в восточной части территории Воронежской антеклизы выделяется два разновозрастных проявления траппового магматизма – раннекарельского возраста в докембрийском фундаменте и девонского в осадочном чехле. Оба типа располагаются в пределах одной структуры и размещение их контролируются едиными длительно функционирующими тектоническими структурами.

Образования докембрийского (1805±14 млн. лет [6]) траппового магматизма отнесены к новогольскому комплексу, где заверены бурением два крупных кольцевых лополитоподобных массива – Новогольский (191 км^2) и Козловско-Жердевский (около 405 км^2). Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (более 805 км^2) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации. Массивы, предположительно, имеет углы падения от сравнительно пологих (15-30^o) на бортах, до более крутых (60^o) ближе к центральной части. Слагающий их сингенетический ряд пород достаточно типичен для дифференцированных интрузивных тел трапповой формации – от оливиновых габбродолеритов и габбродолерит-троктолитов до долерит-пегматитов, через оливинсодержащие и безоливиновые разности [1]. Размещение сохранившихся до наших дней массивов контролируется зоной пересечения Новохоперско-Шумилинской (субмеридианальной), Воронежско-Курской (субпараллельной) и Мичуринско-Поворинской (северо-западного заложения) региональных зон разломов [1]. Наличие эффузивного вулканизма комагматичного новогольскому комплексу допускается, однако в настоящее время эти образования не выявлены. Возможно, они были денудированы в постпротерозойское время.

Базальты трапповой формации девонского возраста (от верхнефранкского до верхнефаменского времени; [3]) образуют меридианальный ареал, вытянутый вдоль контролирующего Новохоперско-Шумилинского разлома в юго-западной и центральной частях Хоперского мегаблока (рис). Залегают они на сложной размытой поверхности горизонтов верхнего и среднего девона и породах кристаллического фундамента. Базальты повсеместно перекрыты пестроцветной пачкой песчано-каолиновой толщи. В основании базальтов отмечается на локальных площадях туфы и туфобрекчии основного состава мощностью от 1-3 до 7-8 метров. Жерловая фация представлена долеритами, порфировыми и гломеропорфировыми базальтами. Основной объем стратифицированных покровов сложен базальтами, в истории формирования которых на основании сопоставления литологических колонок, результатов палинологических определений возраста подстилающих и перекрывающих базальты пород, установлены 2 фазы излияния: 1 – петинская, 2 – евлановско-ливенская [3]. Проявления петинской фазы развиты повсеместно на территории ареала распространения, а евлано-ливенской – локально.

В петинское время (D_3pt) происходит излияние толеитовых базальтов, реликты которых выделяются в настоящее время на пяти площадях: Мамоновской, Калачеевской, Казанской, Мигулинской и Советской [3]. Три последние тяготеют к единому линейному полю развития толеитовых базальтов с каналами трещинно-лавового и эксплозивно-трубчатого типа, контролируемого Мигулинско-Новохоперской (Шумилинско-Новохоперской в рамках кристаллического фундамента) зоной глубинного разлома субмеридионального простирания (рис.). В пределах более изученной мамонской площади выделяются [3] до 4 потоков толеитовых базальтов, почти не различающихся по химическому составу. Близость химического состава базальтов отмечена и на различных площадях их развития.

Среди базальтов выделяются порфировые, гломеропорфировые и миндалекаменные разности. Порфировые вкрапленники и гломеропорфировые обособления представлены плагиоклазом, пироксеном и вторичными минералами по пироксену. Миндалекаменные образования выполнены палагонитом, реже карбонатами, цеолитами и халцедоном. Основная масса пород сложена микролитами плагиоклаза (андезин-лабрадор), пироксенами (авгит и субкальциевый авгит), палагонитом и рудными – титаномагнетитом и ильменитом. Условия становления базальтовых покровов проявляются в многообразии микроструктур основной массы, главными из которых являются микродолеритовая, интерсертальная, толеитовая.

Общими петрохимическими признаками карельских габбродолеритов и базальтов девонского возраста по сравнению с континентальными платобазальтами других трапповых провинций, являются повышенные магнезиальность и титанистость, что, вероятно, является петрохимической спецификой региона.

Спецификой структурной позиции для рассматриваемой области развития трапповых толеитовых базальтов верхнего девона (D_3pt) в восточном борту Павловского выступа докембрийских образований (с абсолютными отметками поверхности от 0 до +50 м), а также в зоне Новохоперско-Мигулинского субмеридианального разлома (рис.), является закономерная пространственная приуроченность верхнедевонских вулканитов к узлам пересечения глубинных (фрагментарно активизированных) разломов и структурных «плечевых» зон фанерозойской активизации в северном борту Днепрово-Донецкого авлакогена и западного обрамления Прикаспийской впадины (рис.). Часть зон активизации носит отчетливый характер наиболее молодых неотектонических структур: Павловско-Богучарский сегмент Лосевско-Мамоновского глубинного разлома, Вешенско-Серафимовический прогиб, Усть-Бузулукское поднятие, Хоперско-Борисоглебская структурная зона западной границы Окско-Донской впадины [4].

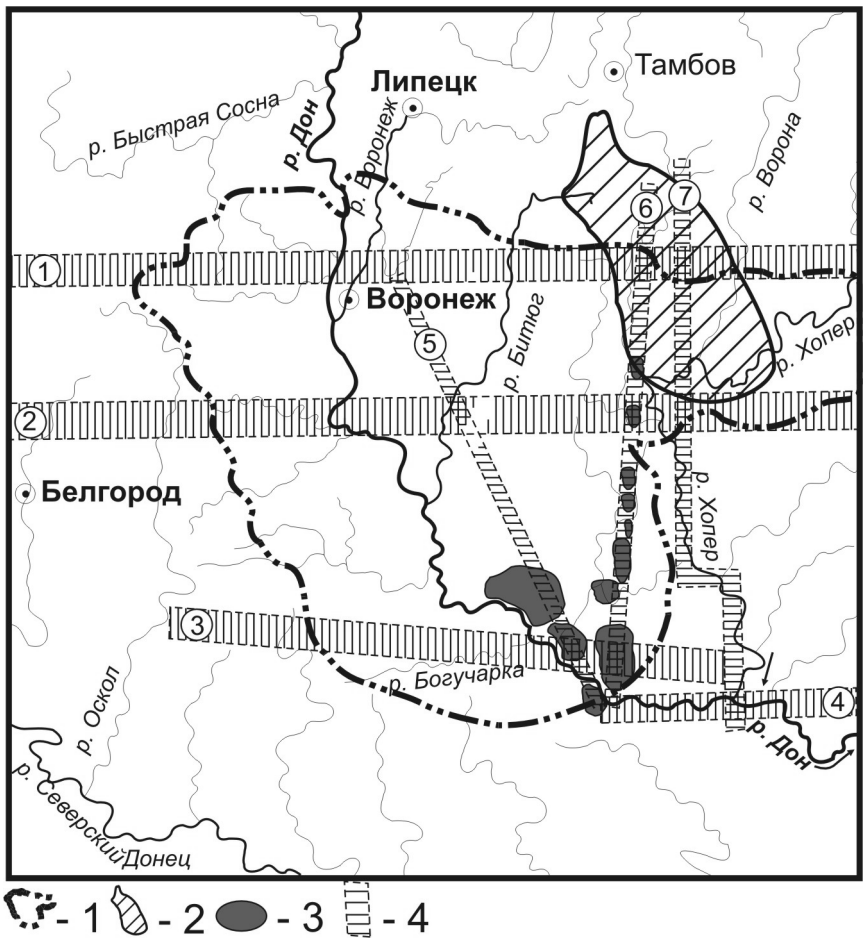


Схема глубинных разломов, зон фанерозойской активизации с площадями развития габбродолеритовых массив нижнего карелия и базальтов верхнедевонского возраста на юго-востоке Воронежской антеклизы.

Условные обозначения: 1 – граница Воронежской области; 2 – ареал распространения интрузивных образований новогольского комплекса карельского возраста; 3 – площади распространения базальтов (D_3pt); 4 – зоны фанерозойской активизации: 1 – Гомельско-Саратовская, 2 – Суджанско-Новохоперская, 3 – Прохоровско-Богучарская, 4 – Вешинско-Серафимовская, 5 – Лосевско-Мамонская зона глубинного разлома (активизированный фрагмент – Павловско-Богучарская), 6 – Мигулинско-Новохоперская, 7 – Борисоглебско-Хоперская

Тектоническая активизация разнонаправленных блоковых движений бортов Воронежской антеклизы на различных возрастных уровнях геодинамической эволюции этой части Восточно-Европейской платформы от докембрийских этапов (нижний карелий) до неотектонических, отмечена рядом работ исследователей геологии и минерагении региона [4,5]. При этом важно отметить, что скорость восходящих фаз ускорения движений отдельных блоков в девоне данной части Русской платформы оценивается до 12 см/год [4].

Таким образом, все разновозрастные образования приурочены к глубинным долгоживущим тектонически активным зонам, прослеживающимся на всем протяжении платформенного этапа развития Воронежского региона, как в докембрийское время, так и в фанерозое. Породные мафитовые ассоциации выделенных эпох обладают сходными петрохимическими параметрами, отличающими их от траппов как молодых, так и древних платформ других регионов. Повышенная магнезиальность траппов региона определяет их платиноидно-медно-никелевую и малосульфидную платинометалльную специализацию [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбеков А.Ю. Геология, петрология и минерагеническая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива. Автореф. дисс. на соиск. степ. к.г.-м.н., Воронеж: ВорГУ, 2002. 24 с.

2. Альмухамедов А.И., Золотухин В.В. Основные проблемы траппового магматизма на примере Сибири и Декана. // Сб. трудов «Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия». Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1991. С. 196-212.

3. Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: изд-во Воронежского ун-та, 1975. 134 с.

4. Трегуб А.И., Ненахов В.М., Сиротин В.И. Модель геодинамического развития русской платформы в палеозое // Вестник Воронежского госуниверситета. Сер. Геологическая. 1998. №5. С. 19-25.

5. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П., Кривцов И.И., Костюков В.И., Вассерман И.С. Структурно-тектоническое районирование Воронежского кристаллического массива (по геологическим и геофизическим данным).//Материалы юбилейной научной сессии геологического факультета ВГУ. Воронеж: ВорГУ, 1998. С. 5-7.

6. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ (Центральная Россия) // Доклады РАН, 2001. Т.380. №5. С. 661-663.

7. Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю. Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Сборник научных трудов «Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов». Москва: ООО «Геоинформмарк», 2004. Т.5. С. 267-293.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТО-ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КУРСКО-ВОРОНЕЖСКОГО РЕГИОНА

Чернышов Н.М., Надежка Л.И.

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) представляет собой погребенный выступ пород архейского и протерозойского возраста, образующих кристаллический фундамент одноименной антеклизы. Его территория достаточно хорошо изучена геологическими и геофизическими методами. Имеющиеся данные однозначно свидетельствуют, что литосфера ВКМ латерально неоднородна и вертикально расслоена. Самыми крупными структурами литосферы ВКМ являются геоблоки. В соответствии с уровнем регионального гравитационного поля они названы: условно «легкими» – Могилевский и Курский и условно «тяжелыми» – Брянский и Воронежский. Геоблоки имеют структурно-вещественные различия на всех уровнях консолидированной коры, а также верхов мантии [1].

По соотношению мощностей основных слоев кристаллическая кора Курского геоблока, в основном, может быть отнесена к гранитоидному типу, хотя и средняя скорость продольных волн, и средняя плотность здесь выше, чем в Воронежском. Кристаллическая кора Восточного геоблока неоднородна: от гранитоидного типа (Лосевская шовная зона) до метабазитового. Однако большая часть (Калач-Эртильский мегаблок) характеризуется диоритовым типом кристаллической коры [2].

Значительные различия отмечаются и на уровне кровли мантии. Здесь в пределах Курского геоблока выделяется область дефицита масс, которая связывается нами с процессами вертикальной дифференциации вещества в процессе эволюции докембрийской коры (Надежка Л.И., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. и др. – в настоящем сборнике). Специфичность развития отдельных сегментов ВКМ в дорифейское время привели к формированию крупных геоблоков, различающихся не только по строению кристаллической коры и верхов мантии, но и металлогенической специализации.

В Центральной России в пределах Воронежского кристаллического массива, золото-платиновометальное оруднение в стратифицированных углеродистых образованиях выявлено в составе всех структурно-вещественных комплексов раннего докембрия, сформировавшихся в условиях: а) раннеархейской нуклеокрамонизации (обоянский тип); б) познеархейского рифтогенеза и коллизии (авильский тип); в) раннепротерозойского рифтогенеза, спрединга, субдукции и коллизии (старооскольский, тимской, кшенский, воронцовский, троицкий типы); г) тафрогенеза (воронежский тип).

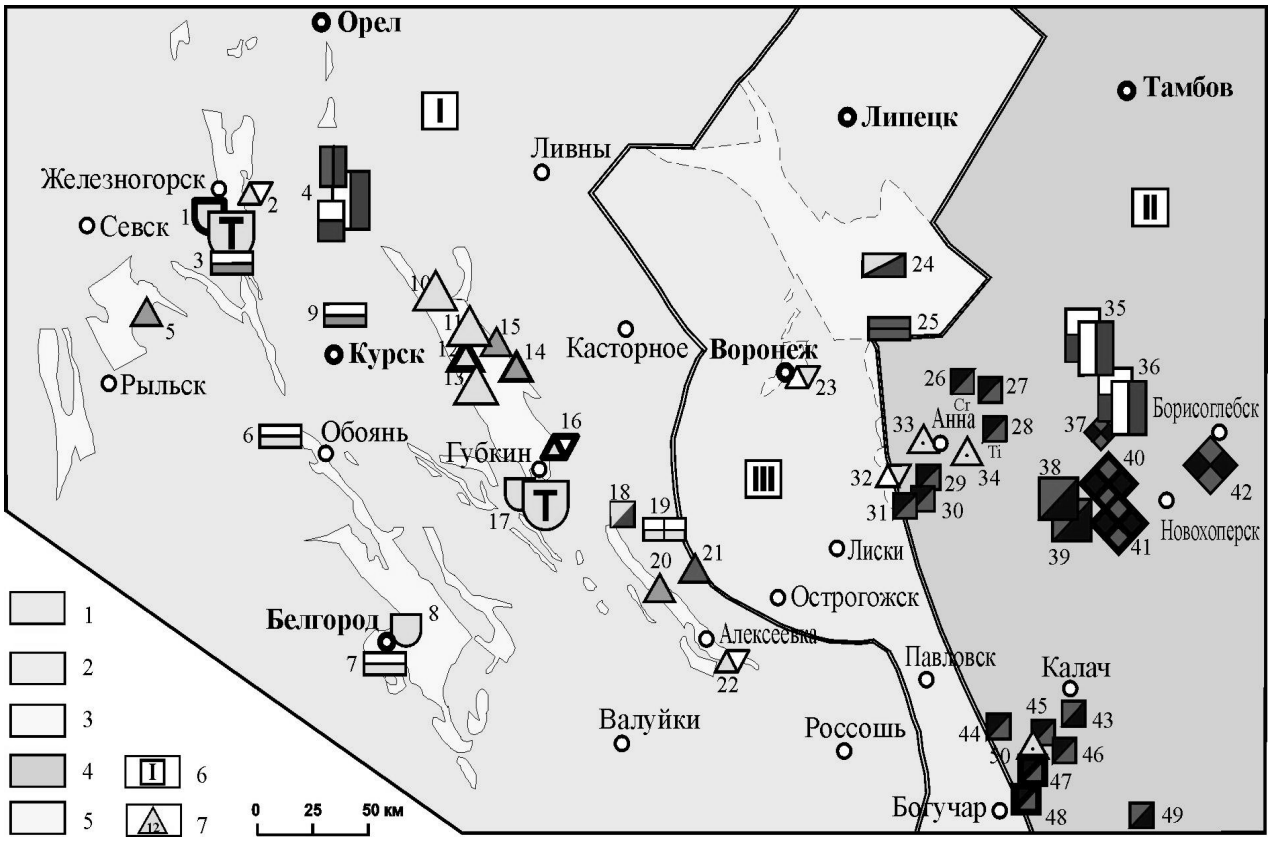
Важно особо подчеркнуть пространственное совмещение разновозрастных и разноформационных платинометалльных и золото-платинометалльных рудномагматических и рудообразующих систем и многоярусный характер размещения разнотипных месторождений, проявлений и потенциально рудоносных комплексов, определяющих в совокупности их полиэлементный состав и высокий металлогенический потенциал отдельных рудных районов Центральной России.

Широкий спектр рудных формаций и степень их продуктивности отражены на впервые составленной прогнозно-минерагенической карте благороднометалльного оруденения ВКМ (рис.).

Позднеархейский рифтогенез и последующая консолидация ознаменовались формированием двух типов рудных объектов – авильского и олимпийского. Первый тип локализуется в графитизированных песчаниково-ортосланцевых горизонтах александровской свиты михайловской серии и отнесен к колчеданному золото-палладийсодержащему типу [3,4]. Олимпийский тип ассоциирует с проявлениями вулкано-интрузивной коматиит-базальтовой формации в составе михайловской серии и субвулканических тел сергиевского комплекса [3,4].

Этап раннепротерозойского рифтогенеза и коллизии является наиболее продуктивным. С ним связаны многочисленные разноформационые и разновозрастные рудные объекты. К их числу прежде всего относятся месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с мафит-ультрамафитами различных комплексов. Выделены следующие типы: мамонский, садовский, моховской, елань-вязовский среди интрузий мамонского комплекса. Собственно мамонский тип представлен сульфидным медно-никелевым пла-

тиносодержащим оруденением (Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное месторождения и многочисленные рудопроявления) в высоко- и умеренномагнезиальных ультрамафитах дифференцированных интрузий [5,6,7,8]. К горизонтам гарцбургитов и ортопироксенитов дифференцированных интрузий того же комплекса приурочены платиносодержащие хромитовые руды (садовский тип; [4,7]), а к рогово-обманковым габброидам, завершающим становление мамонского комплекса, платиносодержащее титаномагнетитовое оруденение (моховской тип; [7]). Малосульфидная платинометалльная минерализация локализуется в горизонтах тонкоритмичного переслаивания пород зон переходов нижней ультрамафитовой и верхней габбронорит-габбровой серий дифференцированных интрузий (елань-вязовский тип; [4,7]). Наиболее высокие концентрации МПГ и Au характерны для Еланского и Елкинского месторождений (еланский тип; [3,4,7,9,10])



Прогнозно-минерагеническая карта платинометального и золото-платинометального оруденения докембрия Воронежского кристаллического массива:

1 – СВК архейского основания; 2 – СВК Лосевской шовной зоны; 3-5 – Раннекарельские вулканогенно-терригенные комплексы этапа рифтогенеза (3); этапа эпикратонного прогибания пассивной континентальной окраины (4); вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы раннеплатформенного, тафрогенного этапа (5); 6 – мегаблоки ВКМ: I – КМА, II – Хоперский, III – Лосевская шовная зона; 7 – Месторождения, рудопроявления и потенциально рудоносные участки (1 – Железногорский рудный узел; 2 – Гремячинский; 3 – Жидеевский; 4 – Смородинский; 5 – Студеновский; 6 – Косиновский; 7 – Олимпийский; 8 – Сев. Висловский; 9 – Курско-Бесединский; 10 – Сергиевский; 11 – Луневский; 12 – Тимской; 13 – Погоженский; 14 – Кшенский; 15 – Луговской; 16 – Коробковский; 17 – Лебединско-Стойленский; 18 – Дубравинский; 19 – Авильский; 20 – Волотовский; 21 – Вост. Волотовский; 22 – Алексеевский; 23 – Воронежский; 24 – Ольховский; 25 – Шукавский; 26 – Садовский; 27 – Вост. Садовский; 28 – Моховской; 29 – Шишковский; 30 – Астаховский; 31 – Песковатский; 32 – Икорецкий; 33 – Рябиновско- Большемартыновский; 34 – Анненский; 35 – Новогольский; 36 – Жердевский; 37 – Троицкий; 38 – Елань-Коленовский; 39 – Центральный; 40 – Еланский; 41 – Елкинский; 42 – Уваровский; 43 – Ширяевский; 44 – Нижнемамонский; 45 – Артюховский; 46 – Бычковский; 47 – Юбилейный; 48 – Подколодновский; 49 – Пионерский (Липов Куст); 50 – Сухой Яр.); условные знаки см. табл.2.2.

В оценке общего потенциала благородных металлов особое значение приобретают разномасштабные рудоносные объекты, ассоциирующие с конгломератами (стойленский тип), железистыми кварцитами (курский тип), черносланцевыми толщами и метасоматитами (тимской и кшенский типы) КМА. Стойленский тип представлен металлоносными конгломератами в основании курской серии (стойленская свита). Оруденение комплексное золото-уран-платиноносное [3,7]. Тимской золото-платиноидный тип связан с обогащенными углеродом и сульфидами горизонтами сланцев тимской свиты оскольской серии. Кшенский тип представлен

средне-низкотемпературными углеродистыми метасоматитами по вулканитам и сланцам тимской свиты той же серии [3,4,7,11] железистыми кварцитами и межрудными углеродистыми сульфидизированными сланцами курской серии ассоциирует син- и эпигенетическая и гипергенная благороднометалльная минерализация (курский и старооскольский типы; [3,12]). С данным типом связаны техногенные рудные объекты, расположенные в пределах действующих ГОКов (курско-белгородский тип), которые в совокупности с железными рудами определяют новый, высокопродуктивный источник МПГ и Au [3,12]. В Хоперском мегаблоке золото-платиносодержащее оруденение, ассоциированное с высокоуглеродистыми образованиями, выделено в самостоятельный воронцовский тип углеродистых сульфидизированных сланцев и гнейсов воронцовской серии в зонах воздействия на них ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского комплекса.

Тафрогенный и раннеплатформенный этапы развития ВКМ ознаменовались формированием различных по генетической принадлежности рудных объектов: воронежского типа среди полимиктовых конгломератов зон несогласия [3]; шукавского в сульфидосодержащих ультрамафитовых горизонтах габбро-верлитовых интрузий одноименного комплекса [8]; ольховского в зонах автометасоматической гидротермальной проработки дифференцированных габбронорит-кварцмонцонитовых (монцодиоритовых) интрузий. В пределах мегаблока КМА происходило внедрение трапповых интрузий смородинского комплекса, с которыми предположительно связано оруденение трех типов: сульфидное платиносодержащее в нижних сульфидоносных горизонтах высокомагнезиальных пикрит-троктолит-габбродолеритовых интрузий, малосульфидное платинометальное в такситовых габбродолеритах и обогащенных титаномагнетитом долерит-пегматитах [8]. С внедрением на платформенном этапе трапповых интрузий (новогольский комплекс) в Хоперском мегаблоке связано оруденение, генетически аналогичное смородинскому комплексу КМА [3].

Таким образом, установлен многоэтапный (полихронный) и полигенный по своей природе характер платино- и золото-платиноносных рудных формаций в докембрийском фундаменте Курско-Воронежского региона. Унаследованность развития структур в последовательном ряду сменяющихся геодинамических режимов определяет многоуровневое размещение благороднометального оруденения и, как следствие, появление крупных и уникальных золото-платиносодержащих рудоносных объектов.

При значительном многообразии формационно-генетических типов благороднометаллльного оруденения, широко развитого в докембрийском фундаменте региона, с разной степенью разведаны и изучены по-существу лишь полигенные комплексные золото-платинометаллльные в черносланцевых толщах и их метасоматитах [9,10,11], которые являлись главным объектом исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Литосфера Центральной и Восточной Европы, Восточно-Европейская платформа Киев. Наук. Думка. 1989. С. 121-135.

2. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Кашубин С.Н. и др. Основные типы земной коры Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей / труды междун. конф. Воронеж 1998. С. 300-3007.

3. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.

4. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России / М.: ОАО «Геоинформмарк», 2001.-302 с.

5. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА.-Воронеж: Изд-во Воронеж.ун-та, 1981.-252с.

6. Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века / М: ЗАО «Геоинформмарк», 1998.-121 с.

7. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России / С.Пб.: Наука, 2000.-755 с.

8. Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинометалльных проявлений Воронежского кристаллического массива // Платина России. Пробл. развития МСБ платиновых металлов. -М., 1994. -С.85-103.

9. Чернышов Н.М., Додин Д.А. Формационно-генетическая типизация месторождений металлов платиновой группы для целей прогноза и металлогенического анализа // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, №1. – С. 65-70.

10. Чернышов Н.М. Формационно-генетическая типизация платинометалльного оруденения и перспективы наращивания минерально-сырьевого потенциала платиновых металлов России // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1996. – Вып. 2. – С. 75-85.

11. Чернышов Н.М., Коробкина Т.П. Новый тип платинометалльного оруденения Воронежской провинции: платиноносные высокоуглеродистые стратифицированные комплексы // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: АОЗТ «Геоинформмарк».- 1995. – Т. 2, кн. 2. – С. 55-83.

12. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Структура, эволюция геодинамических режимов и минерагения ВКМ. // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV тектон. совещ.-М.: ГЕОС, 2002.-Т.2.-С.301-305.

ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СТРУКТУРЕ БАРИЧЕСКОГО ПОЛЯ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Чистова З.Б., Кутинов Ю.Г.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, dgsdl@yandex.ru

Ранее нами были установлены участки «дефицита» атмосферного давления над тектоническими узлами [5], которые получили рабочее название «статичных атмосферных минимумов». Характеристики минимумов, методика их выделения, отражение в геолого-геофизических материалах рассмотрены ранее [1, 4, 6-8]. Был сделан вывод, что одной из основных причин наличия минимумов атмосферного давления являются особенности строения земной коры региона, в первую очередь дизъюнктивные структуры. Если узлы теоретически должны были фиксироваться в структуре барического поля, и задача их выделения носила, скорее, методический характер, то с линейными тектоническими нарушениями такой ясности не было, хотя предпосылки наличия их влияния на атмосферное давление и атмосферного давления на напряженно-деформированное состояние земной коры были [4-8].

В 2002-2007 гг. проведены исследования флуктуаций атмосферного давления по региональным профилям: Архангельск – Москва – Архангельск (ж.д. Архангельск-Москва); Архангельск-Череповец-Рыбинск-Москва-Рыбинск-Череповец-Архангельск и Архангельск – Москва – Архангельск (автомобильная трассы М8); Архангельск – Красноборск; Архангельск – Котлас – Сыктывкар (ж.д. Архангельск – Котлас и Санкт-Петербург – Воркута); Архангельск – с. Климовское – Архангельск, Архангельск – Оленегорск. Масштаб исследований – 1:200000 с детализацией в районах тектонических узлов в масштабах 1:100000-1:50000. Замеры проводились в автомобильном и железнодорожном вариантах. Для измерения атмосферного давления использовалась метеостанция WRM 918H (HUGER GmbH, Germany). Для уменьшения интервала замеров атмосферного давления применялся модернизированный авторами баротермогигрометр (model No BTHR918N из комплекта метеостанции). На отдельных маршрутах использовалась станция Digital Remote Pro Weatherstation (ART 02935, Termometerbriken Viking AB, Sweden) с меньшим шагом дискретности замеров (10 сек.) и проведено сопоставление работы этих двух станций. Результаты показали, что расхождения в пределах аппаратурной погрешности, а измерения с шагом 500 м и менее позволяют выделять тонкую структуру барического поля. Привязка точек измерений осуществлялась спутниковым навигатором GPS Garmin Ш Plus (Garmin Corporation Ltd, USA), снабженным универсальной автомобильной антенной PHOENIX (model No. DIA-1575). Замеры производились в режиме 3D в системе координат WGS 84 (World Geodetic System, 1984).

В результате исследований по региональным профилям была выделена отчетливая граница в строении графиков атмосферного давления по профилю Архангельск – Оленегорск (рис. 1), совпадающая с границей активного на современном этапе Кандалакшского грабена [2] в районе Кандалакшско-Двинской депрессии на западе и Архангельской отрицательной морфоструктуры на востоке. Она выделяется большей изрезанностью графиков. Измерения атмосферного давления проводились в режиме движения железнодорожного транспорта, по маршруту длиной 1014 п .км., интервал замеров 3 п. км., станцией Digital Remote Pro Weatherstation Арт.02935 в автоматическом режиме регистрации (датчик 1, рис. 1) и баротермогигрометром из комплекта метеостанции WMR 918 H в ручном режиме регистрации замера (датчик 2, рис. 1) по прямому и обратному ходу. Высотные отметки и координатная привязка точек наблюдения выполнялись GPS GARMIN III Plus в режиме 3D Navigation. Была выполнена линейная фильтрация ряда наблюденных измерений трех линейным фильтром; графики построены в масштабе: по горизонтальной оси деление = 50 п. км., по вертикальной оси 1 деление = 5 мбар., нулевой уровень = 1000 мбар. Таким образом, можно говорить о наличии современной активной геодинамической границы, отражающейся не только в геолого-геофизических материалах, но и в структуре атмосферного давления. Активность этой структуры на современном этапе подтверждается также и анализом пространственного распределения очагов землетрясений (зона миграции).

Следует отметить, что на графике находит свое отражение и рифейский Кандалакшский грабен (его северо-восточный борт), правда, выраженный менее отчетливо, что, вероятно, отражает его более древний возраст. Сходные результаты были получены и на северной границе современной структуры Кандалакшского грабена по профилю г. Архангельск – п. Светлый. Граница атмосферного минимума на профиле Архангельск – пос. Светлый совпадает с межблоковой границей простирающаяся до поверхности Мохо [8] (рис. 2).

Ранее нами было зафиксировано пространственное совпадение пояса пониженного давления с южной геодинамической границей Арктической окраинно-континентальной зоны, т.е. со сменой напряженно-деформированного состояния земной коры [3] и границей между Московской и Мезенской синеклизами, проходящей по Сухонской седловине, что говорит о тектоническом характере этой границы (рис. 3).

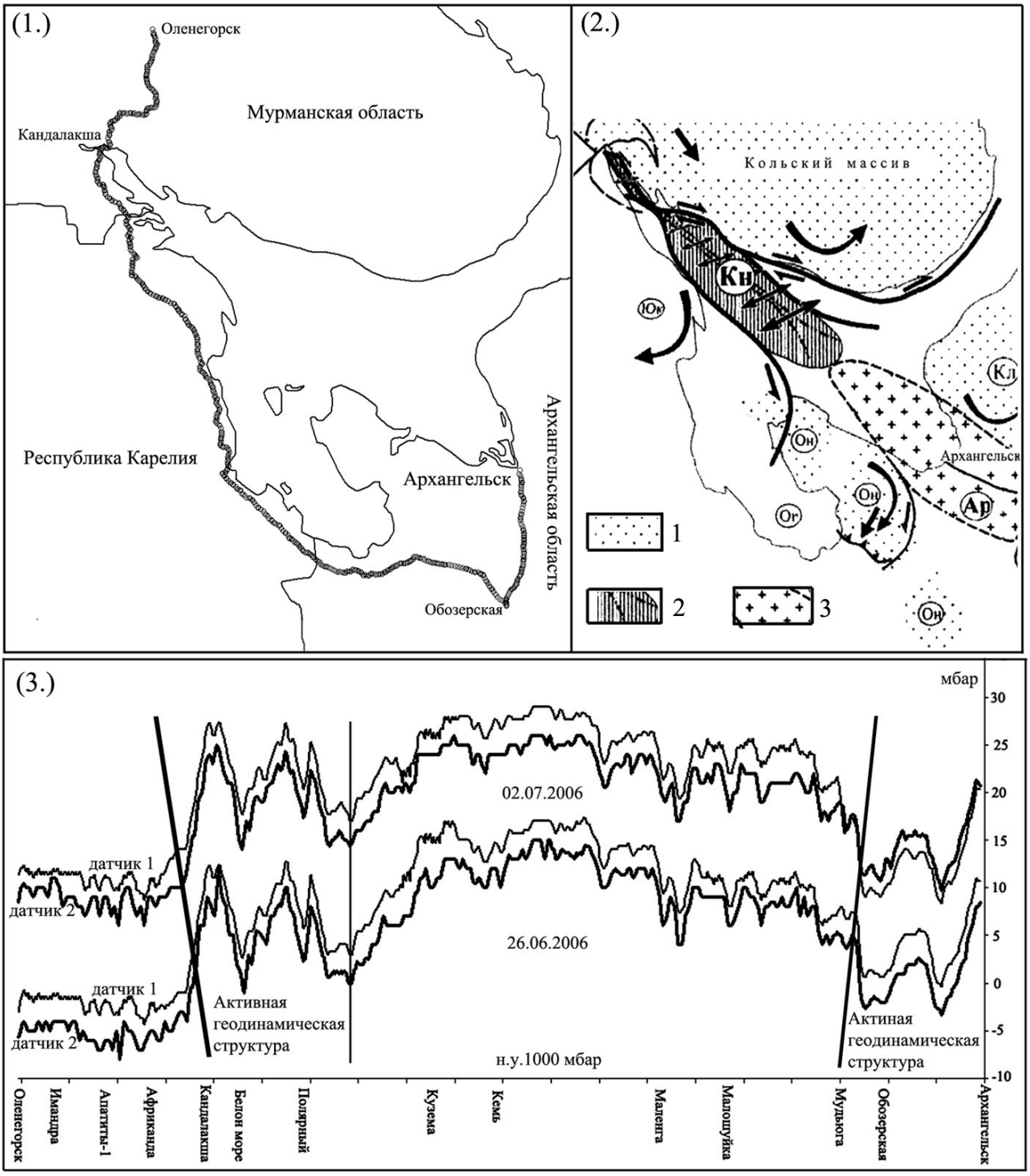


Рис. 1. **Результаты исследований по профилю Архангельск – Оленегорск – Положение профиля наблюдений** (жирная линия)**.**

Положение современной активной структуры Кандалакшского грабена с элементами геодинамической интерпретации [2]: 1 – области современных поднятий; 2 – области современных прогибов; 3- Архангельский выступ фундамента (Ар). Буквенные обозначения на схеме: положительные морфоструктуры: Кл – Кулойская; Он – Онежская; отрицательные морфоструктуры: Кн – Кандалакшская; Ог – Онежской губы; трансформные зоны: Юк – Южно-Кандалакшский опущенный блок. Стрелками показаны предполагаемые направления перемещения блоков – Графики измерения атмосферного давления по маршруту Архангельск – Оленегорск

Замеры атмосферного давления проводились по профилю Москва – Архангельск по прямому и обратному ходу в автомобильном режиме, баротермогигрометром с определением высотных отметок и ко-

ординатной привязки каждой точки (по 227 точек в каждом направлении через 5 км). Средняя маршрутная скорость движения составила 80 км/час. Разброс взаимной привязки точек друг от друга составил 300 м. Полученные результаты позволили выделить данную границу по характеру изрезанности и уровню значений атмосферного давления. Учитывая, что в районе Вельск-Сокол было зафиксировано землетрясение – можно говорить о современной активности структуры. Визуальное сопоставление характера графиков этих двух границ позволяет говорить и об их различии, что вероятно обусловлено разной тектонической активностью фиксируемых структур. Сходные результаты были получены и на северной границе современной структуры Кандалакшского грабена.

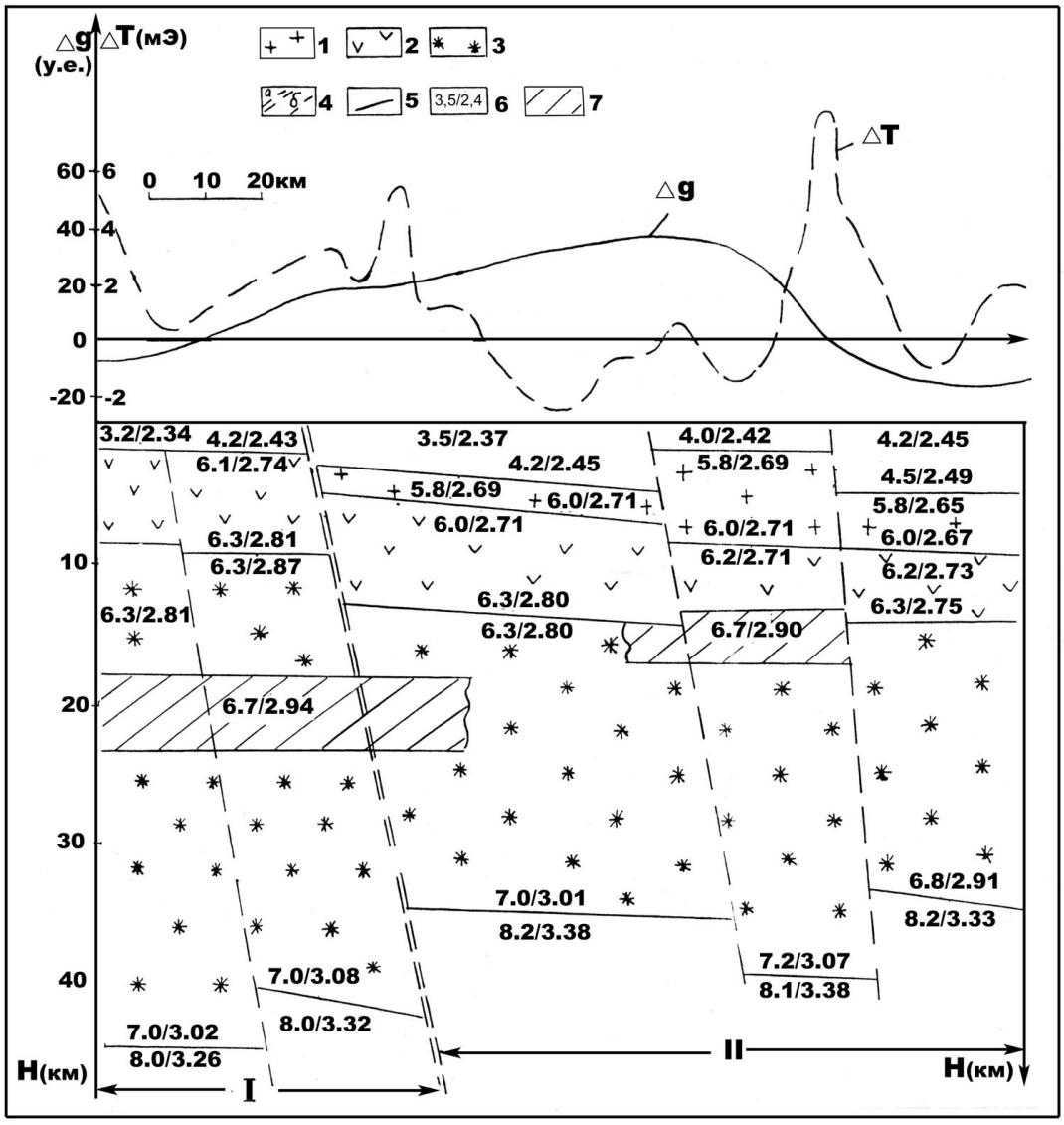


Рис. 2. **Фрагмент разреза по профилю ГСЗ № 3**

1 – гранито-гнейсовый слой с пониженными значениями Vp; 2 – гранито-гнейсовый слой с повышенными значениями Vp; 3 – базальтовый слой; 4 – тектонические нарушения: а) первого порядка; б) второго порядка; 5 – сейсмические границы; 6 – физические параметры (Vp, км/с; б, г/см^3); 7 – промежуточный очаг

Пространственно граница между Московской и Мезенской синеклизой совпадает с южной границей пояса низкого давления, расположенного на границе полярной циркуляции атмосферного воздуха и камеры Феррела. В то же время, по данным метеоисследований в Северном полушарии, где значительные по территории участки суши поглощают массу солнечного тепла, этот пояс теряется, и на смену ему приходят мигрирующие области высокого и низкого давления. Неоднократные измерения, проведенные авторами, показали, что выделенные границы барического поля являются статичными и не претерпевают сезонных изменений.

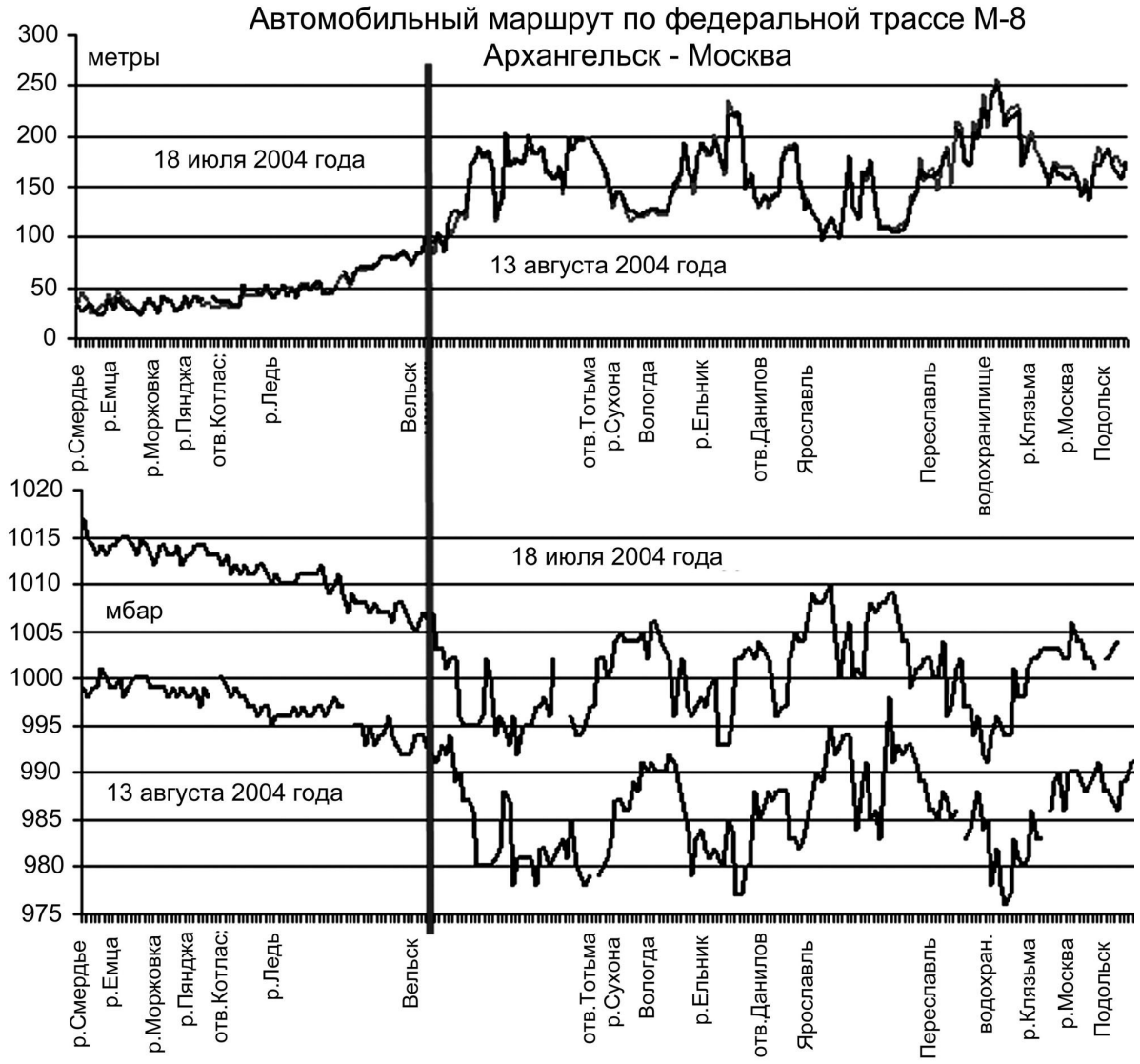


Рис. 3. **Графики атмосферного давления и высотных отметок вдоль федеральной дороги М8 Архангельск – Москва**

Природа изменения барического поля над тектоническими нарушениями нуждается в дальнейшем исследовании, так же как и роль каждого из факторов, сопровождающих это природное явление. Это воздействие обусловлено целым набором далеко не равновесных факторов, проявленных с разной интенсивностью в зависимости от конкретных геологических условий, и изменяющихся во времени и пространстве. В первом приближении – это глубинная дегазация по разломам в земной коре и возникновение наведенных теллурических токов. Учитывая выявленные различия в структуре барического поля над современными геодинамически активными и более древними тектоническими структурами, можно предположить, что в случае с более древними тектоническими структурами, возможно, доминирует глубинная дегазация, а с современными – добавляется и воздействие теллурических токов, связанных с подвижками вдоль разломов и миграцией очагов землетрясений, т.е. постоянной сменой напряженно-деформируемого состояния. Так в результате многолетнего изучения зон глубинных разломов установлено, что некоторые из них являются генераторами потоков ионизированных частиц и низкочастотного электромагнитного излучения. Все такие разломы разделяются на пассивные, активные и структуры периодического действия. Над разломами фиксируются проникающие высоко в атмосферу потоки ионизированных частиц, электромагнитные низкочастотные излучения, газовые эманации и инфраволны [9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 08-05-99816_р_север_а и Социально-экономической программы Архангельской области «Развитие науки, высшего и среднего профессионального образования в Архангельской области на 2006-2008 гг.», проект № 1-6.

ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гофаров М. Ю., Болотов И. Н., Кутинов Ю. Г. Ландшафты Беломорско-Кулойского плато: тектоника, подстилающие породы, рельеф и растительный покров. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 167 с.

2. Зыков Д. С., Колодяжный С. Ю., Балуев А.С. Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Матер. XLI Тектон. совещ., Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 340-344.

3. Кутинов Ю.Г., Чистова З. Б. Разломно-блоковая тектоника и ее роль в эволюции литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. – Под ред. Ф.Н. Юдахина. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 68-113.

4. Кутинов Ю.Г., Чистова З. Б. Геоэкологические аспекты изучения платформенных тектонических структур // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2002. С. 543-547**.**

5. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

6. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Особенности структуры барического поля в узлах тектонических нарушений // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007 С. 125-132.

7. Чистова З. Б. Выявление геофизических признаков рудного поля, куста и трубки взрыва с целью совершенствования методики поисков коренных источников алмазов на Европейском Севере // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. Архангельск, 1991. С. 161-171.

8. Чистова З.Б., Кутинов Ю. Г. Использование метеопараметров для изучения тектонических узлов // Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. М.: Научный мир, 2006 С. 430-435.

9. Экология человека в изменяющемся мире // Колл. Авторов. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 570 с.

НОВЕЙШАЯ РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА

Чувардинский В.Г.

Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, г. Апатиты, costina@arcticsu.ru

Озерная впадина крупнейшего в Европе Ладожского озера (его площадь 18 тыс. км^2) расположена в зоне контакта южного склона Балтийского щита и Русской плиты. Северное Приладожье и северная часть озерной впадины сложены метаморфическими и интрузивными породами архея и протерозоя, а центральная и южная являются областью развития осадочно-вулканогенных среднепротерозойских и рифейских осадочных образований.

На происхождение озерной впадины, а ее глубина в северной части Ладоги достигает 236 м, существует несколько точек зрения. Сторонники первой наиболее известной концепции считают, что впадину Ладоги выпахал ледник. По другой точке зрения эта впадина является возрожденным грабеном и имеет неотектоническое происхождение [1,2,3]. Но при этом не отрицается ледниковое воздействие на коренные породы, которое выразилось в формировании шхерно-фиордового побережья озера, рельефа бараньих лбов, штриховки и полировки кристаллических пород. Концепция ледникового выпахивания котловины Ладоги, других многочисленных озерных котловин в кристаллических породах Балтийского и Канадского щитов получила широкое распространение. Ее активно поддерживают сторонники ледникового учения – географы, палеогеографы, озероведы, многие геологи, популяризаторы науки.

С другой стороны, изучение физики и динамики современных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии (аналогов гипотетических четвертичных ледников), разбуривание этих мощнейших ледниковых покровов до коренного основания дало новые ценнейшие материалы. Оказалось, что нижние, базальные слои покровных ледников неподвижны и не участвуют в общем движении ледниковых масс. Тем самым они не только не выпахивают ложе, но и консервируют рельеф. Тщательное изучение ледяного керка скважин, насквозь пробуривших ледниковые покровы, показало отсутствие в них моренных включений, если за них не считать тонких прослоев льда, содержащих вулканический пепел и частицы космической пыли [4,5]. Имеются и другие поразительные факты. Под мощными толщами льда в Антарктиде и Гренландии обнаружены древнейшие доледниковые озера [4,5,6]. Наиболее известно из них озеро Восток в районе Полюса недоступности. Озеро выполняет крупный грабен и по площади превышает Онежское озеро, а его глубина по геофизическим данным достигает 700 м [4], а в отдельных точках максимальная зарегистрированная толщина водного озерного слоя даже достигает 1200 м [6], что всего на 400 м уступает Байкалу. Как видим, материковые льды не только не не выпахивают горные породы, но и не могут выпахать или выдавить даже водные массы.

Что касается точки зрения о тектоническом происхождении впадины Ладожского озера, то ее можно принять, но с существенной оговоркой: все типы «экзарационного» рельефа имеют разломно-тектонический генезис

[7,8] Наиболее информативной и доступной для полевого изучения является северо-западная часть грабена – зона сосредоточения тектонического шхерного и фиордового рельефа. Эта часть грабена характеризуется высокой, местами сплошной, обнаженностью коренных пород как на побережье, так и на многочисленных островах в акватории озера.

Осевыми структурами, формирующими северо-западную часть Ладожского грабена, являются сдвиги близмеридионального и северо-западного простирания и многочисленные субпоперечные надвиги и сбросы. Разрывные нарушения формируют типичный блоково-тектонический рельеф, известный как шхерно-фиордовый. Это крутопадающие разломы, они разрывают архейские, протерозойские и четвертичные образования и выражены в рельефе суши и озерного дна как линейно-ориентированные депрессии – ущелья, фиорды, узкие подводные жолоба. Сместители сдвигов достаточно хорошо документируются в крутостенных бортах фиордов и фиордообразных проливов. Как правило, на их близвертикальной или наклонной скальной поверхности развиты зеркала скольжения и система параллельных борозд и штрихов, ориентированных вдоль сместителей. Для сместителей сдвигов характерны поперечные ступени скола и дугообразные выемки, на поверхности зеркал скольжения наблюдаются примазки тектонита.

Не менее широко развиты надвиги. Повсеместно документируются лежачее крыло этих приповерхностных структур скалывания. Сместители надвигов обычно пологие – до 20-25°, но их лобовые части имеют крутизну до 60-70°, т.е. по существу, являются взбросами. На поверхности сместителей развиты зеркала скольжения с весьма выразительными параллельными и субпараллельными бороздами и штрихами, объединяемые в систему борозд и штрихов. Нередко наблюдаются примазки милонита, а поверхность зеркал скольжения, развитых на сланцах ладожской серии, иногда покрыта почти сплошной пленкой милонитизированных пород. Надвиговые структуры Ладожского грабена сопряжены с региональными сдвигами, однако, их главной особенностью является однонаправленное смещение дисплоцированных элементов (крыльев, блоков) надвигов с общим сдвиговым смещением. (В отличие от геодинамики ладожского типа в Кандалакшском грабене надвиговые структуры обычно ориентированы под углами 30-45º по отношению к осевым сдвигам [7]).

Для структурной геологии и решения ряда важных проблем палеогеографии является вопрос о происхождении и механизме формирования экзарационного рельефа, широко развитого в северо-западной части Ладожского грабена. Исследования автора показали, что неотектонические разломы и «экзарационный» рельеф образует единые парагенезисы и этот рельеф на самом деле имеет не ледниковое, а разломно-тектоническое происхождение [7,8]. Имеются следующие доказательства этому. В крупных обнажениях, представляющих собой группы бараньих лбов, устанавливается непосредственное продолжение полированных, штрихованных скальных поверхностей под блоки коренных пород. Это наблюдается в бортах фиордов и, особенно, в полосе развития шхерного рельефа – везде, где имеются крупные уступообразные площадные обнажения кристаллических пород. Подобное структурное залегание отполированных и штрихованных скальных поверхностей показывает, что мы имеем дело с тектоническими зеркалами скольжения. Механизм их образования известен давно и заключается в следующем: при скольжении блоков вдоль линии разрыва плоскости сместителей притираются, полируются, на породах образуются штрихи, борозды, ориентированные по направлению смещения блоков. Происходящие при этом приразломные срывы пород дают материал для брекчии трения, глыбы и валуны в которой полируются, штрихуются и нередко приобретают уплощенную и утюгообразную форму.

Имеется еще один важный признак тектонического формирования поверхности бараньих лбов и курчавых скал: независимо от состава пород, слагающих «лбы» , все породообразующие минералы,линзовидные и и жильные включения(в том числе жилы мономинерального кварца), срезаны под один уровень. Ни один экзогенный природный процесс, кроме тектонического срезания – скалывания, не может формировать такие поверхности. Сместители разных типов разрывных дислокаций различаются по морфологии и другим признакам. Наиболее выразительный, эталонный рельеф бараньих лбов и курчавых скал формируется в результате взбросо-надвиговых смещений. Сместители взбросов и надвигов, обычно имеют выпуклую форму, хорошо отполированы и почти всегда покрыты системой параллельных или близпараллельных штрихов и борозд. На их поверхности нередко развиты другие тектоглифы – ступени скола, дугообразные и подковообразные выемки, а также шевроны. В качестве учебного неотектонического полигона в этом плане можно рекомендовать о. Путсаари. Характерной чертой многих надвигов являются структурные волны, которые моделируют поверхность сместителей автохтонного крыла пологих надвигов.

Полировка коренных пород, штрихи и борозды на них присущи также сместителям сдвигов. В сдвиговых структурах малых порядков тектонический генезис полировки, штрихов, борозд, шрамов, шевронов более очевиден, так как эти тектоглифы гораздо чаще, чем в надвигах, прослеживаются вглубь тектонического шва шириной иногда 0,5 м и развиты на обоих бортах сместителей. Ледниковый язык, каким бы он не был узким и длинным, не состоянии проникнуть вглубь такого тектонического шва и нанести стенки разлома борозды и штрихи.

В интрузивных и глубоко метаморфизованных породах морфология и сам способ формирования бараньих лбов и курчавых скал обусловлены блочностью пород. Система трещин-отдельностей образует в таких породах

матрацевидные, пластовые, утюгообразные (клиновидные), яйцеобразные и чушковидные отдельности. Нередко пласты и отдельности имеют чешуйчатое (или черепитчатое) залегание и частично перекрывают друг друга. Обнажаясь от перекрывающих или смежных блоков, породы предстают в облике типичных, бараньих лбов, с отполированной поверхностью. На Ладожском озере крупные бараньи лбы гравитационного происхождения развиты на гранитных куполах островов Хонкосало, Путсаари, на гранодиоритовом массиве мыса Импипиями и прилежащих шхерах. Сползание блоков пород с поверхности интрузивных массивов видимо связано с их «ростом».

Парагенетическая сопряженность «экзарционного» рельефа с разрывными дислокациями, особенно ярко прявляется в крупных разломных зонах, характеризующихся развитием систем кулисообразных сдвигов – глубинных и региональных (северо-западная часть Ладожского грабена). В таких структурах в зонах динамического влияния сдвигов формируются многочисленные взбросы, надвиги, сколы, а также сбросы, срывы, вторичные сдвиги. Они-то, в первую очередь надвиги и взбросы, формируют наиболее типичный рельеф бараньих лбов и курчавых скал. Отполированные и изборожденные уплощенные скальные поверхности это ни что иное, как тектонические сместители и зеркала скольжения лежачих блоков разрывных структур, верхний надвинутый фрагмент которых разрушился на глыбовый материал.

Результаты дешифрирования аэрофото- и космофотоматериалов района Северного Приладожья в совокупности с наземными исследованиями определенно доказывают, что и более крупные «экзарационные» типы рельефа имеют разломно-тектоническое происхождение. Фиорды, шхерный рельеф, озерные котловины в коренных породах заложены по системе глубинных и региональных неотектонических разломов – сдвигов, раздвигов, сбросов и надвигов. Что касается якобы ледниковой обработки разломов– наличия в их контуре систем борозд и штрихов, полировки скальных пород, то это индикаторы тектонических дислокаций по разломам, тектонические зеркала скольжения. Все типы экзарционного рельефа – от бараньих лбов и озерных котловин до шхерного рельефа и фиордов образуют единые ансамбли парагенетических структур, которые порождены самим процессом разломообразования. Неучет этих обстоятельств ведет к тупиковым ситуациям в геодинамике и даже к «утере» разломов по простиранию: вместо продолжения ущелевидных разломов взору вдруг предстают уплощенные бараньи лбы и курчавые скалы – «явная работа ледника, срезавшего разлом» – так это трактуется в ряде недавних публикаций. Но достаточно перевести эти «следы ледника» в разряд надвиговых структур, которые в своей массе формируются на окончаниях сдвигов, как геодинамический тупик исчезнет.

Станет понятным и скопление здесь массы глыбового материала за счет распада надвинутых крыльев.

В широкой геолого-географической литературе постулируется, что пологие, отполированные склоны бараньих лбов и курчавых скал обращены в сторону движения ледника и это является важным подтверждением правильности ледниковой теории. Имеются ли закономерности в ориентировки «лбов»? Имеются, но они связаны с механизмом образования структур скалывания в зонах динамического влияния региональных сдвигов. Это сопряженная система, в ней развиты как «лбы», ориентированные согласно с осевыми сдвигами – а в Северном Приладожье – это сдвиги северо-западного простирания, так и «лбы» субсогласные по отношению к ним. И в том и в другом случае пологие, отполированные склоны указывают на вектор тектонического скалывания и смещения блоков пород. При этом в других системах разломов сдвигового типа – северо-восточного и широтного простирания, своя ориентировка «лбов» – соответственно северо-восточная и широтная. Кстати отметим, что в устоявшихся терминах «бараньи лбы» и «курчавые скалы» изначально заложена несуразица. Это абсолютно лысые скалы, в них нет никакой бараньей кудрявости и курчавости (кто видел лысых баранов?). К тому же их «лысенкование» и скальпирование произвел не ледник, а тектонические процессы скалывания и дислоцирования. Коль скоро утверждается, что ориентировка «лбов» важное доказательство их ледниковой природы, отметим, что в Северном Приладожье довольно широко развиты бараньи лбы и курчавые скалы, отполированные склоны которых обращены на юг и юго-восток, словно ледник двигался из Новгородской и Вологодской областей. Такие «лбы», например, развиты на южных берегах островов Хонкосало, Путсаари, Маркатсимансаари, Руотсинсари, на мысе Импиниеми,. Подобные парадоксы наблюдались Г.С. Бискэ [9] на о. Валаам, на юго-восточных берегах которого бараньи лбы своим пологим, отполированным склоном обращены на юго-восток, а северные и северо-западные берега острова наоборот, представляют собой вертикальные тектонические уступы.

Подводя итог рассмотрению азрывных структур, можно подчеркнуть, что неотектоническая активизация Ладожского грабена выразились в морфоструктурном оформлении котловины озера, в активизации движений по глубинным разломам, ориентированным вдоль простирания котловины – с северо-запада на юго-восток. Произошло также возрождение поперечных разломов, выраженных в рельефе в виде сбросовых уступов. В позднем кайнозое и, особенно, в четвертичном периоде, имела место фаза наиболее интенсивного разломообразования, которая продолжается и ныне, о чем свидетельствуют маломагнитудные землетрясения в северной части грабена. Развитие Ладожского грабена, во всяком случае его северной половины, на неотектоническом этапе происходило в режиме горизонтального тектонического сжатия. На это прежде всего указывает доминирующее развитие сдвигов (и подчиненных им оперяющих надвигов). Новейшие смещения по сдвигам и надвигам привели к образованию тектонических желобов в северной части Ладожского озера. Поперечные тектонические уступы, разделяющие котловину

озера на несколько частей [2], следует относить к разломам сбросового типа. Что касается южной половины Ладожского грабена, то она, скорее всего, являлась областью разгрузки и скучивания тектонически смещенных – из северной половины грабена, обломочных масс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника, 1991,№1, С. 3-20.
2. Лукашов А.Д. Морфоструктура Северного Приладожья // Геоморфология и геология четвертичного периода североевропейской части СССР. Петрозаводск: изд-во Карелия, 1974. С. 50-59.
3. Ладожское озеро (ред Г.С. Бискэ); Петрозаводск: Изд-во Карелия, 1978, 203 с.
4. Зотиков Н.А. Даксбери Н.С. О генезисе озера Восток // Доклады Академии наук 2000, т. 374, № 6. С. 824-826.
5. Талалай П.Г. Первые итоги бурения самой глубокой скважины во льдах Гренландии // Природа, 2005,№ 11, С. 32-39.
6. Масолов В.Н., Лукин В.В., Шереметьев А.Н., Попов С.В. Геофизические исследования подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // Доклады Академии наук. 2001, т. 379, № 5, С. 680-685.
7. Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 287 с.
8. Чувардинский В.Г. Букварь неотектоники. Новый взгляд на ледниковый период. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. 85с. (2-е издание – 2008).
9. Бискэ Г.С. Четвертичная геология и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельской АССР, 1959, 307 с.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДИКИ НИЗКОЧАСТОТНОГО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА (на примере Архангельской области)

Шахова Е.В.[1], Капустян Н.К.[2]

ИЭПС УрО РАН, г. Архангельск, shahovaev@yandex.ru
ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, nkapustian@gmail.com

Сотрудниками Института экологических проблем Севера УрО РАН совместно с учеными Института физики Земли РАН в последние годы разрабатывается экспресс-методика для определения сейсмической активности платформенных территорий, основанная на статистическом анализе эндогенного микросейсмического волнового поля [4, 5]. Как известно, сопоставление результатов, полученных с применением существенно различных методик, увеличивает надежность интерпретации. Именно поэтому для полученных ранее карт (рис. 1) было применено низкочастотное микросейсмическое зондирование – методика выделения неоднородностей в верхней части земной коры, успешно применяемая А.В. Горбатиковым [1]. Эта методика, в отличие от разрабатываемой нами, базируется просвечивании с использованием поверхностных волн. При обработке анализируется пространственное распределение амплитуд вертикальной компоненты микросейсмического поля в допущении, что амплитуды для частот 0,02-1,0 Гц в основном определяются вкладом фундаментальной моды поверхностных волн Рэлеевского типа. Если в месте исследований вертикальная компонента будет содержать большой процент объемных волн, то последние будут представлять собой помеху. Высшие моды, как и объемные волны, также будут являться помехами в данной методике, т.е. для комплексной интерпретации мы извлекаем из поля микросейсм еще один тип независимой информации. Поверхностные волны Лява для анализа не используются и автоматически отфильтровываются при измерениях ввиду их субповерхностной поляризации. Допущение относительно преобладания в вертикальной компоненте микросейсмического поля волн Рэлеевского типа основывается на большом количестве экспериментальных исследований, выполняемых в мире, и в настоящее время может считаться обоснованным и хорошо известным [1, 6]. Некоторые исследователи выявляют в низкочастотном микросейсмическом поле присутствие высших Рэлеевских гармоник, хотя анализ опубликованных случаев показывает, что первая гармоника выявляется в очень редких случаях даже для сравнительно высоких частот сигналов, а вторая и выше – практически никогда.

В районе нашего исследования (Приморский р-н Архангельской области) многие пункты наблюдений находятся в местах относительной близости от береговой линии, т.е. подвержены морскому приливу. Это обуславливает для микросейсм сравнительно низких частот $f<0,2$-$0,3$ Гц следующие известные механизмы генерации – воздействие прибоя, а также передача вариаций давления через водную толщу на дно с последующим распространением на сушу. Кроме того, существенным является передача вариаций атмосферного давления непосредственно в земную кору. Такие микросейсмы могут распространяться от источников в виде поверхностных волн на расстоянии в сотни и тысячи километров. Существенно, что нами измерения проводились примерно при одинаковых метеоусловиях.

Ниже приведен пример применения метода низкочастотного микросейсмического зондирования на исследуемой нами территории. По методике А.В. Горбатикова рекомендуется вести обработку для значений

частот около 0,2 Гц. Для наших измерений эта частота находится на склоне амплитудно-частотной характеристики сейсмометра СМ-3, но, учитывая применение калиброванных на виброплатформе сейсмометров, для качественной оценки это допустимо. На спектрах мощности исследовалась частотная полоса в диапазоне от 0,175 до 0,225 Гц. Рассчитывалась скорость поверхностных волн Рэлеевского типа: $V_R=V_0(1-\xi)$, где $\xi=\sqrt{\frac{A_{max}-\frac{A_1+A_2}{2}}{\frac{A_1+A_2}{2}}}$, $A_{макс}$ – значение скорости смещения на спектральной частоте 0,2 Гц, A_1 и A_2 – значения скорости смещения в крайних точках выбранного частотного диапазона. Среднее значение скорости фундаментальной моды Рэлеевской волны V_0 была выбрана 0,5 км/с с учетом того, что для данного региона характерны водонасыщенные грунты, для которых значение скорости поперечных волн меньше среднего, т.е. будет также понижена скорость Рэлеевских волн учитывая соотношение $V_R=0,9V_s$. Как было показано в [1], глубину расположения неоднородности h можно оценить соотношением:

$$h=\lambda/2,$$

где $\lambda=V_R/f$, f – частота, для которой определяется значение $A_{макс}$.

Были построены карты скорости V_R (рис. 2) и глубины h (рис. 3).

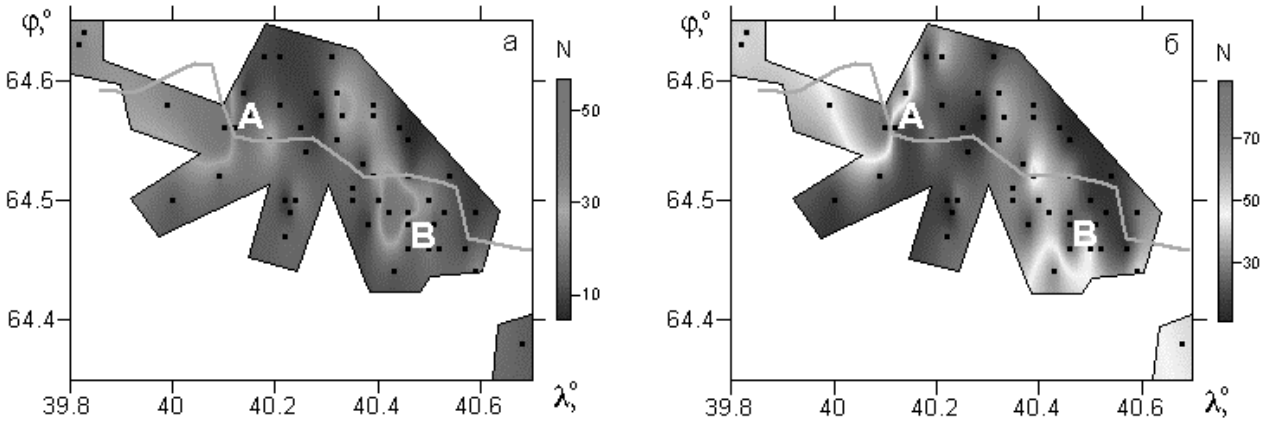


Рис. 1. **Карты интенсивности эндогенного сейсмического излучения:**

а – для частоты 2,2 Гц, б – для частоты 17,4 Гц (линия – левый берег р. Сев. Двина) [5]

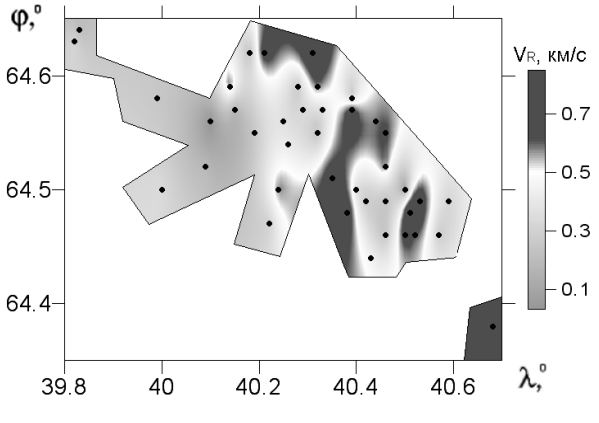


Рис. 2. **Карта скорости V_R, построенная путем интерпретации вертикальной компоненты поверхностной волны Рэлея по методике низкочастотного микросейсмического зондирования**

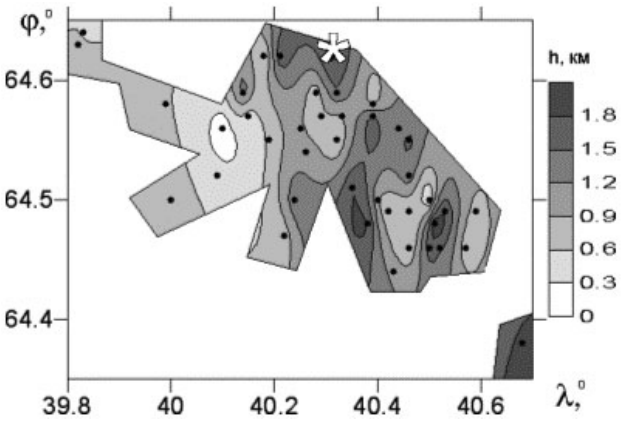


Рис. 3. **Карта глубины h залегания неоднородности, построенная путем интерпретации вертикальной компоненты поверхностной волны Рэлея по методике низкочастотного микросейсмического зондирования**

Видно, что для областей с наиболее интенсивным излучением (участки А и В на рис. 1) характерны скорости порядка или меньше чем V_0 (серые участки на рис. 2). На данных участках неоднородность практически выхо-

дит на поверхность (h~100-300 м) (рис. 3). Сильное превышение скорости V_R над V_0 (темные участки на рис. 2) характерно для участков с глубоким залеганием неоднородности (h~2 км). На данных рисунках также четко видно направление северо-западного простирания, для которого характерно пониженное значение скорости V_R.

Применяя метод низкочастотного микросейсмического зондирования, в области эпицентра макроземлетрясения 22 октября 2005 г. (φ=64,63^0±0,05^0, λ=40,32^0±0,05^0) (на рис. 3 отмечен белой звездочкой), мы получили значение глубины залегания неоднородности ~ 1,5-2 км (рис. 3), которая по данным имеющихся скважин может быть отождествлена с фундаментом [2]. Следует отметить, что гипоцентр этого землетрясения согласно [3] располагается на глубине 2 км. Характерно, что на рис. 3 четко прорисовываются поперечные структуры фундамента Русской плиты, в частности, наличие резкой ступени со смещением блоков фундамента с амплитудой примерно 900 м. Подобное смещение могло произойти только в результате подвижки по разлому поперечного направления. По-видимому, именно к этому разлому и приурочен очаг макроземлетрясения 22 октября 2005 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Новый подход к исследованию геологической среды на основе использования фонового микросейсмического поля в диапазоне низких частот // Изменяющаяся геологическа среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Матер. междунар. конфер. Том 2. Казань: Казанск. гос. ун-т, 2007. С. 19-23.

2. Губайдуллин М.Г. Геоэкологические условия освоения минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России. Архангельск: ПГУ им. М.В. Ломоносова, 2002. С. 11-22.

3. Землетрясения России в 2005 г. Обнинск: ГС РАН, 2007. 180 с.

4. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Шахова Е.В. Применение сейсмических нанотехнологий при изучении активных разломов на платформенных областях // Строение, геодинамика и минерагенетические процессы в литосфере: матер. XI междунар. науч. конфер. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 412-414.

5. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Шахова Е.В. Выявление слабоактивных разломов платформ с использованием наносейсмической технологии // ДАН, Т. 405. № 4. 2005. С. 1-6.

6. Zaslavsky Y., Shapira A. Observation of topographis site effects in Israel // The Geophysical Institute of Israel / Isr. J. Earth Sci.; 49. P. 111-125.

ЛИНЕАМЕНТНОЕ ПОЛЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ СТРУКТУРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Шварев С.В., Никонов А.А.

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

Северное Приладожье – район исключительно благоприятный, даже в пределах Фенноскандинавского щита, для геоморфологических исследований в отношении выявления связи рельефа со структурой пород фундамента, выяснения морфометрических характеристик рельефа, в первую очередь, линеаментного характера и неотектонической обусловленности. Это определяется хорошей обнаженностью и изученностью пород фундамента, исключительной выразительностью линейных форм различных ориентировок. Несмотря на наличие нескольких публикаций по морфоструктуре Карелии в целом и ее южной части в частности [1-10], специальный площадной анализ линеаментной сети и ее возможной структурной обусловленности ранее не проводился.

Этапы работы по анализу линеаментного поля включили: 1) визуальное выделение участков (субрайонов) с разной преобладающей ориентировкой морфолинеаментов; 2) выделение и картирование линеаментов путем дешифрирования космических снимков и составление роз-диаграмм для предварительно (на 1 этапе) выделенных субрайонов; 3) корректировка границ выделенных ранее субрайонов с учетом результатов дешифрирования и корректировка роз-диаграмм в рамках уточненных границ; 4) составление роз-диаграмм морфолинеаментов внутри границ геологических подразделений (комплексов); 5) анализ соотношений, выявление совпадений и различий путем сравнения роз-диаграмм морфолинеаментов и тектонических разломов в пределах субрайонов; 6) сопоставление границ субрайонов (с уточненными границами) с распространением основных комплексов докембрийских пород и сетью документированных древних разломов (путем наложения карт линеаментов и геологической).

Большинство исследователей Южной Карелии признают депрессию Ладожского озера грабеновой структурой средне- верхнепротерозойского возраста с обновлением в неотектоническую эпоху [7; 9]. Однако конкретные геологические данные по разрывной тектонике новейшего времени удается получить редко, в значительной мере из-за закрытости территории и огромным акваториальным пространствам. Применительно к новейшему этапу они единичны и относятся к небольшим по протяженности участкам.

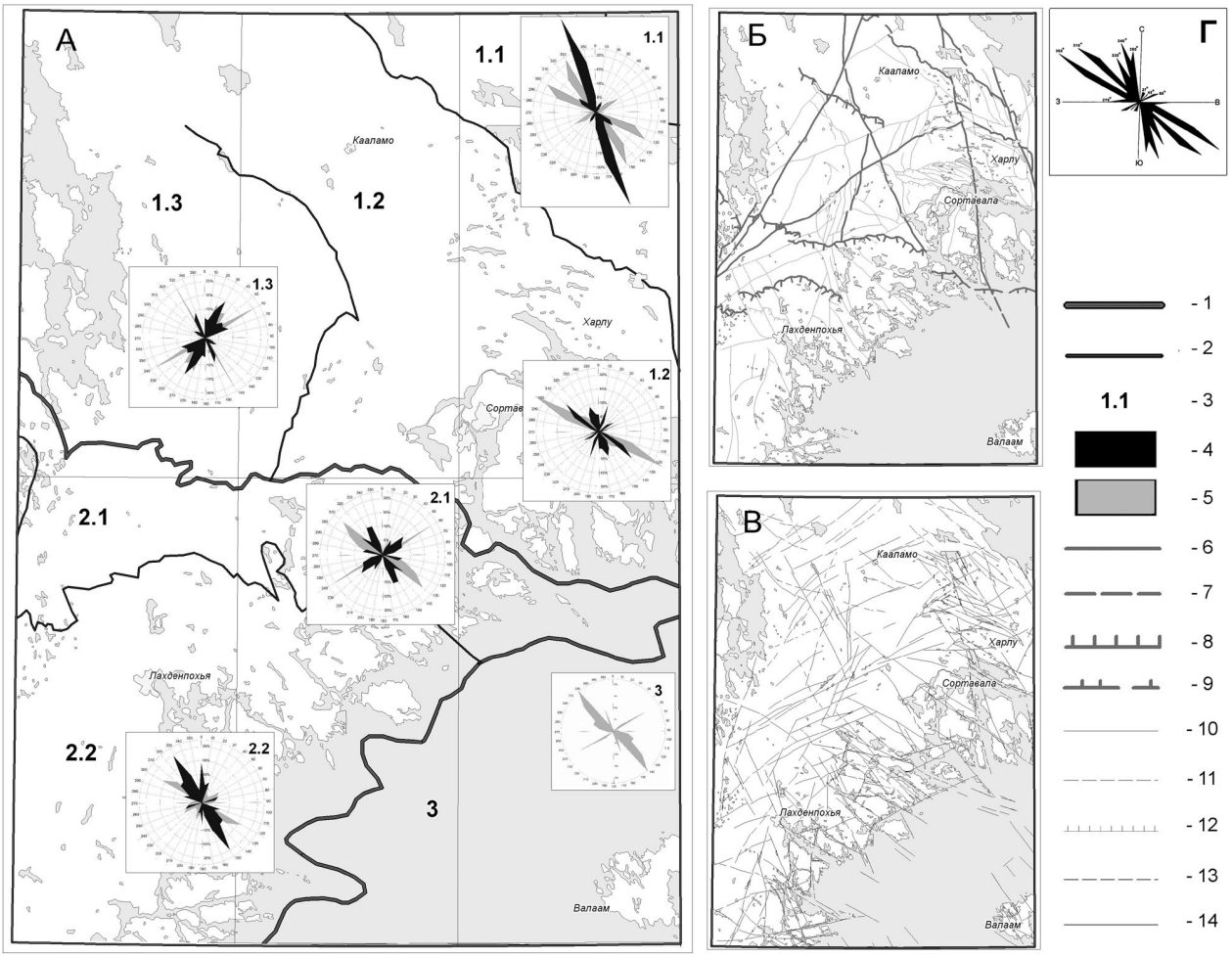


Рис.1. **Линеаментное поле Северо-западного Приладожья**

Часть А. Соотношение линеаментов и разломов по направлениям в пределах структурно-формационных подразделений территории.
Тектоническое районирование: 1 – границы структурно-формационных зон (1 – Северо-ладожская перикратонная зона; 2 – Лахденпохско-Выборгская зона; 3 – Ладожский прогиб раннерифейского заложения); 2 – границы структурно-формационных подзон (1.1 – Янисъярвинская; 1.2 – Сортавальская; 1.3 – Латвасюрская; 2.1 – Мейерско-Исоярвинская; 2.2 – Лахденпохская); 3 – номера структурно-формационных подразделений
Обозначения на диаграммах: 4 – разломы; 5 – линеаменты;
Часть Б. Разрывные нарушения. Основные разломы (структурные швы) сложной кинематики, взбросы: 6 – установленные; 7 – предполагаемые (под водой); надвиги: 8 – установленные; 9 – предполагаемые (под водой). Второстепенные разломы сложной кинематики, взбросы: 10 – установленные; 11 – предполагаемые (под водой); надвиги: 12 – установленные.
Часть В. Линеаментное поле. Линеаменты: 13 – выделенные по батиметрическим данным; 14 – выделенные по космическим снимкам
Часть Г. Роза-диаграмма современных тектонических напряжений Фенноскандии [10]

Что касается морфоструктуры, лучше всего выявляемой в обнаженной и с расчлененным рельефом северной части депрессии и в прилежащем Северном Приладожье, то наиболее внимательно она была рассмотрена А.Д. Лукашовым [7]. Авторы предприняли попытку проанализировать морфоструктуру этой части депрессии более детально на основе материалов космических съёмок, изучения детальных карт рельефа, а также собственных геолого-геоморфологических исследований в течение нескольких полевых сезонов. В докладе рассматривается северо-западная часть Приладожья с прилежащей акваторией и в основном в отношении линеаментной сети в связи с морфоструктурами, а также с геологическим строением. Основные задачи состояли в следующем: а) выявить распределение господствующих направлений линеаментов по субрегионам; б) проследить изменения господствующих направлений от одного субрегиона к другому в общем с С на Ю; в) соотнести выделяемые по рельефу линеаменты с закартированными зонами древних разломов в отношении их положения, простирания и распределения по субрегионам; г) попытаться выяснить степень несоответствия морфологически выраженных линеаментов по отношению к документированным древним разломам и вычленить линеаменты, возникшие и активизированные на неотектоническом этапе раздельно по субрегионам и в регионе в целом.

Анализ линеаментного поля территории базировался на использовании космических снимков Landsat с разрешением 15-30 м, а также топографических и батиметрических материалов.

Морфологические проявления линеаментов в районе можно свести к нескольким типам: 1) ориентировка длинных осей отдельных озерных котловин; 2) ориентировка цепочек озер; 3) ориентировка береговых линий озер; 4) узловые сопряжения береговых линий (заливов) в пределах отдельных озер; 5) ориентировка долин рек; 6) ориентировка осей или бортов шхер Ладожского озера, проливов и береговых линий полуостровов и островов; 7) ограничения групп островов; 8) ориентированные крутые уступы с обвально-осыпным развитием; 9) пороги и шиверы на реках в местах пересечения долин с линеаментами; 10) ориентировка длинных осей подводных ложбин и валов в пределах акватории Ладожского озера. Выраженность в рельефе морфолинеаментов колеблется от ступеней высотой в первые метры до уступов высотой до 100 м, локализованных в узких зонах шириной 70-90 м.

В большинстве случаев протяженные линеаменты суммарно выражены разными сопряженными элементами рельефа, что ясно подчеркивает их неслучайный и новообразованный характер. В общем виде их можно подразделить на ориентированные гряды, ложбины и седловины, определяющие частные проявления, перечисленные выше.

Особый интерес в рамках поставленных задач представляет выделение активных элементов линеаментного поля. Для этого, с одной стороны, необходимо оценить роль поздне- послеледникового экзогенного рельефообразования в проявлении линеаментов , а с другой – соответствие или несоответствие линеаментов древней тектонической структуре.

Сопоставление морфолинеаментов (рис.1, В) и установленных элементов разрывной тектоники (рис.1, Б) [11] выявило как сходство, так и различия рисунков тектонической раздробленности и линеаментного поля. Статистический сопоставительный анализ проведен в границах структурно-формационных подразделений территории (рис.1, А). Для каждой из пяти подзон, принадлежащий трем структурно-формационным зонам (Северо-Ладожской перикратонной зоны (1); Лахденпохско-Выборгской зоны Свекофенского складчатого пояса (2) и Ладожского прогиба раннерифейского заложения (3)) разломы и линеаменты дифференцированы по направлениям с шагом 10^0. При этом проведена сегментация единых разломов и линеаментов на участки с разными направлениями.

При сопоставлении морфолинеаментов и геологической структуры выделено 6 типов соотношений, входящих в 2 группы: 1) группа А – линеаменты, не отраженные в геологической структуре (тип I); 2) группа Б – линеаменты в той или иной мере связанные с геологической структурой (тип II – соответствующие разломам (совпадающие с разломами); III – соответствующие зонам разломов (субпараллельные разломам); IV – оперяющие разломы; V – соответствующие осям складок, элементам напластования и др.; VI – соответствующие геологическим границам. Для территории в целом соотношение линеаментов групп А и Б практически равное (51% к 49% соответственно) (рис. 2). По структурно-формационным подразделениям эти отношения колеблются от 72% к 28% (2.2), 59% к 41% (1.1) до 42% к 58%, 39% к 61% и 26% к 74%, показывая, таким образом, разную степень унаследованности и новообразования.

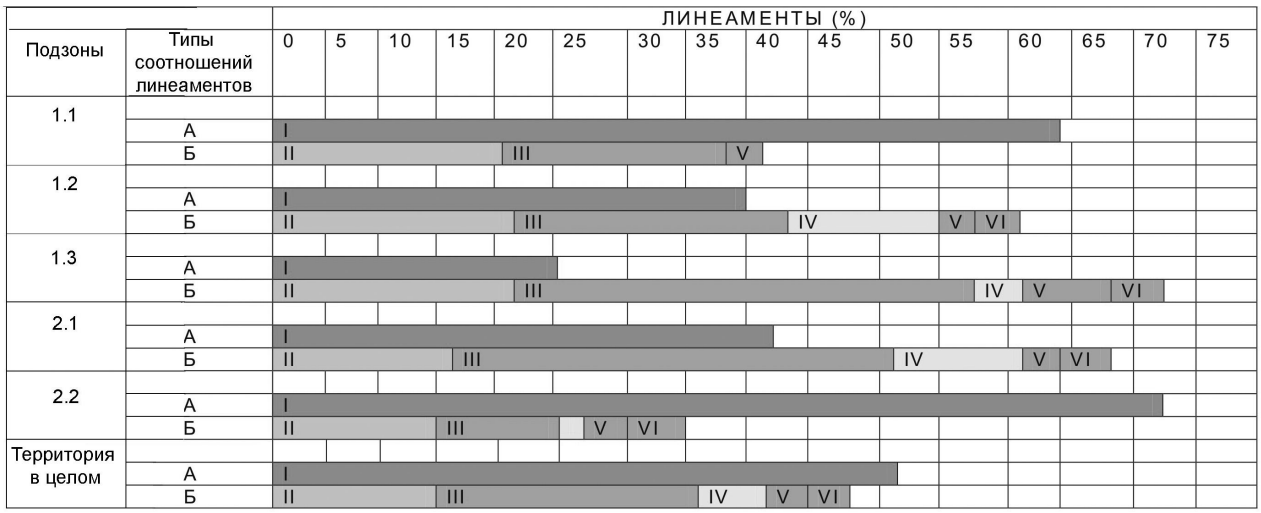


Рис.2. **Соотношения морфолинеаментов и геологической структуры**

Пространственный рисунок линеаментов и разломов изучаемой территории в целом сходен (рис.1, Б, В). Заметно как сходное распределение линейных структур с преобладанием северо-западных разностей, так и совпадение отдельных структур. Однако, в распределении тех и других структур по отдельным тектониче-

ским зонам выявляются существенные различия. Если для разломов в целом северо-западной ориентировки преобладающими являются румбы 340-350^0 (подзоны 1.1; 1.2), 330-340^0 (2.1; 2.2), то в линеаментном поле локализуется направление 290-300^0 (1.1; 1.2), 300-310^0 (2.1; 2.2), т.е. налицо широтный «подворот» основного направления. В то же время, распределение линеаментов и разломов в подзоне 1.3. демонстрирует практически полное совпадение, а в подзоне 1.1 северо-западные линеаменты распадаются по направлениям на два равнозначных румба – 300-310^0 (близкое к преобладающему направлению разломов) и 290-300^0.

Учитывая интенсивную раздробленность территории, её хорошую экспонированность, высокую степень соответствия ландшафтных особенностей линеаментного поля элементам геологической структуры, можно предположить, что описанное замещение близмеридиональных направлений разломов на близширотные направления линеаментов отражает долговременные изменения поля, свидетельствуя о преобладании субширотного вектора напряжений при новейшей активизации. Такая ситуация присуща северо-западному обрамлению Ладожской котловины. При удалении на северо-запад и север от Ладожского озера такое расхождение направлений разломов и линеаментов или исчезает или становится не столь однозначным.

При сравнении с розой-диаграммой направлений главных осей сжатия для всей Фенноскандии [12], нельзя не обратить внимание на точные совпадения преобладающих румбов 300-310^0 с главными направлениями линеаментного поля. Естественным представляется интепретировать это как отражение в линеаментной сети именно новейшего и современного поля тектонических напряжений.

Работа в очерченном направлении продолжается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск. 1959. 307 с.

2. Бискэ Г.С., Ильин В.А., Лукашов А.Д. Влияние тектонических факторов на формирование водно-ледниковых комплексов (на примере Карелии) // Природа и хозяйство Севера. Мурманск. 1976. Вып. 4. С. 15-18.

3. Вигдорчик М.Е. и др. О роли тектоники в формировании котловин великих озер северо-запада Русской равнины // Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР, 27-28 мая 1967 г., Минск, 1967. С.26-28

4. Доливо-Добровольский А.В. Балтийский щит // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. С. 173-179.

5. Ладожское озеро. Ред. Г.С. Бискэ. Петрозаводск. 1978. 203 с.

6. Лукашов А.Д. Морфоструктура Северного Приладожья // Геоморфология и геология четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск. 1976. С. 50-59.

7. Лукашов А.Д. Неотектоника Карелии. Ленинград, 1976, 108 с.

8. Лукашов А.Д., Ильин В.А. Озы и тектонические нарушения // Новейшие и современные движения земной коры в восточной части Балтийского щита. Петрозаводск. 1974. С. 43-46.

9. Никонов А.А. К неотектонике Ладожской депрессии // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 80-83.

10. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 357 с.

11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000, лист P-35-XXIV, P-36-XIX (Сортавала). Второе издание. / Авт. Степанов К.И. и др. Гл.ред. Богданов Ю.Б. СПб, ВСЕГЕИ, 2005.

12. Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3-23.

НОВЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА УНИКАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТАХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА

Шварцман Ю.Г.

Поморский государственный университет, Институт экологических проблем Севера УрО РАН,
г. Архангельск, Shvartsman2007@yandex.ru

На территории Архангельской области расположен ряд уникальных объектов природного наследия. Прежде всего, это Соловецкие острова, Кенозерье и Беломорско-Кулойское плато. Всех их объединяет то, что они лежат на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, где активные геологические процессы идут с древнейших времен, измеряемых миллиардами лет, до настоящего времени. Здесь расположены Соловецкий историко-архитектурный и природный музей-заповедник, Кенозерский национальный парк (КНП), Пинежский заповедник, Приморский и Соянский заказники.

Соловецкий архипелаг находится в пределах Кандалакшской рифтовой зоны Кольско-Беломорской рифтогенной области распространения карелид Балтийского щита на северо-восточной границе его с Мезенской синеклизой [1]. Он расположен в узле пересечения Приморско-Стрельнинского разлома Балтийско-Мезенской зоны глу-

бинных разломов северо-восточного простирания и разлома северо-западного простирания, выделяемых по геологическим и геофизическим, в частности, магнитометрическим данным. Кристаллический фундамент островов архейско-нижнепротерозойский. По наземным магнитометрическим данным его верхняя часть сложена гранитогнейсами, амфиболитами и брекчиями. В западной части архипелага фундамент перекрыт только кайнозойскими моренными отложениями. В восточной части островов (Анзерский, Большая и Малая Муксалмы) он перекрыт платформенным чехлом, мощность которого достоверно неизвестна. По геофизическим данным она быстро возрастает с запада на восток от первых десятков и сотен метров до 2,5-3,0 км в Кандалакшском грабене. По имеющимся оценкам и данным вертикальных электрических зондирований ВЭЗ мощность ледниковых моренных отложений варьирует в пределах 10-100 м.

По всем имеющимся геофизическим данным в районе Соловецких островов существует поднятие подошвы земной коры и выступ мантии. С одной точки зрения [1], это мантийный диапир, а с другой [2] – это поднятие блока коры по глубинному разлому в зоне сочленения Балтийского щита и Мезенской синеклизы. Скорее всего, здесь имеется и то, и другое: мантийный диапир, поднятие которого сопровождается разломами земной коры. Мощность земной коры под архипелагом оценивается от 30 до 40 км, а литосферы в 110-120 км [1, 3].

Современные активные тектонические процессы идут не только в глубинных частях земной коры и литосферы Беломорья в целом, но и прявляются в новейших поднятиях земной поверхности и современной сейсмичности. На большинстве наблюдательных пунктов по побережью и островам Белого моря за период с 1921 по 1980 гг. определены скорости поднятий в результате вертикальных движений от 0,40 до 5,0 мм/год [4].

На Соловках в период 1924-1980 годов эта скорость в среднем составила 1, 05 мм/ год. Наибольшие скорости поднятий 3,14-5,05 мм/год зафиксированы западнее и северо- западнее Соловков по берегам Кандалакшского залива. Наименьшие, вплоть до опусканий, установлены восточнее на Зимнем берегу уже в пределах Мезенской синеклизы.

Современная сейсмичность довольно активно проявляется по побережью и в акватории Белого моря. По имеющимся данным за 1467-1995 годы [5] зарегистрировано значительное количество ощущавшихся сильных землетрясений. Однако район Соловецких островов и окружающей его акватории свободен от эпицентров землетрясений. Практически все землетрясения с магнитудой 4,5-5,0 отмечены западнее и северо-западнее архипелага в Кандалакшском заливе. Здесь произошли все события с глубиной очагов 16-20 и более км. Восточнее островов в Двинской губе на прилегающей суше зарегистрированы, в основном, землетрясения с магнитудой менее 4,5 при глубинах очагов до 15 км. Очевидно, что архипелаг находится в зоне, разделяющей структуры с разными характеристиками сейсмичности. Возможно, что это связано с развитием мантийного диапира под архипелагом. Обычно в таких ситуациях сейсмичность приурочена к периферии мантийных и внутрикоровых крупных образований.

Оценка плотности глубинного теплового потока, выполненная исходя из имеющихся данных о мощности земной коры и литосферы, тепловых свойств горных пород региона, показывает, что ее значения должны быть в диапазоне 50-55 мВт/м^2, что существенно больше, чем на прилегающих территориях. Глубинное тепло верхней мантии доходит здесь до дневной поверхности и фиксируется тепловыми съемками из космоса в виде интенсивной температурной аномалии и, по данным В.И. Горного, аномалии повышенного конвективного теплового потока по разломам в земной коре. Расчетные температуры поверхности Мохоровичича получены примерно в 450-510^0 С при мощности земной коры 30 км и 600-680^0 С при мощности в 40 км.

Приведенные данные показывают, что для территории Соловецких островов характерны уменьшение мощности литосферы и земной коры, развитие мантийного диапира и относительно повышенные значения глубинного теплового потока. Архипелаг находится в узле пересечения глубинных разломов на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, разделяющей территории с разной скоростью современных движений земной поверхности и характеристиками сейсмичности. Это определяет высокую геодинамическую активность литосферы в новейшее время.

Геодинамические особенности литосферы архипелага проявляются в развитии экстразональных биоценозов на Большом Соловецком острове, более южных, чем это следует из его широтного положения [6]. Повышенный тепломассопоток из недр обеспечивает здесь существование ареалов среднетаежной растительности на фоне типичной северной тайги.

Зимнебережный алмазоносный район расположен в западной части Беломорско-Кулойского плато, представляющего собой неотектонический свод с высотами рельефа до 217 м. По данным фото и спектрозональных съемок из космоса свод выделяется как кольцевая структура диаметром до 150 км, в которую вложены малые кольцевые структуры и которая разбита глубинными разломами разного простирания. По данным В.Н. Широбокова [7]кольцевая структура свода имеет плутоногенное происхождение. При этом в западной ее части преобладают вулкано-тектонические образования с алмазоносными диатремами (трубками взрыва), а в восточной – магматогенные эффузивные породы верхнедевонско-среднекарбонового возраста.

Мощность земной коры здесь близка к 40 км [8], т.е. достаточно велика для платформенных территорий. Глубины до поверхности фундамента на его выступах, к которым приурочены трубки взрыва, в пределах 0,5-1,2 км. Соответственно мощность консолидированной коры около 39 км. Скорость продольных волн в верхней мантии по данным [8] составляет 7,8-8,0 км/с, что свидетельствует о наличии выступа астеносферы под Зимнебереж-

ным районом и возможном частичном плавлении пород ниже поверхности Мохоровичича. Результаты магнитотеллурических зондирований МТЗ показывают [7], что под выступами фундамента в верхней мантии и даже в нижних горизонтах земной коры имеются блоки пород с низкими значениями кажущегося сопротивления около 100 Ом.м. Причем эти блоки прослеживаются до глубин 300 км. В соседних с выступами грабенах кажущееся сопротивление пород еще ниже, до 10 Ом.м.

По данным [9] электрические сопротивления мантийных ультраосновных пород в диапазоне 100-200 Ом.м свидетельствуют о приближении состояния этих пород к солидусу, а значения 10 Ом.м – соответствуют их частичному плавлению с долей расплава до 15%. Этому состоянию отвечает аномалия скоростей в мантии 0,40-0,45 км/с. Близкие к этим значения и определены для Зимнебережного района на фоне нормальных для верхней мантии 8,1-8,3 км/с и более высоких до 8,4 км/с в восточной части плато. Малой степени плавления пород мантии соответствует по [10] и небольшая высота неотектонического поднятия плато чуть более 200 м, обусловленного разуплотнением мантии. Для земной коры мощностью 40 км и аномальной мантии с температурой солидуса 1000-1200^0 С в первые несколько миллионов лет изменения (рост) температуры происходят, главным образом, в нижней части коры, а в верхней она остается практически прежней. По [10] только примерно через 15 млн. лет после подхода аномальной мантии к коре в ней достигается режим, близкий к стационарному.

Судя по всему, приведенные данные свидетельствуют о возобновлении рифтового процесса в зоне Кандалакшско-Двинского (Кандалакшско-Архангельского) рифта в новейшее время. Кроме вышеуказанных геофизических данных по глубинному строению это показывает и структура современного рельефа Беломорско-Кулойского плато. В средней своей части оно разделено долиной рек Мегры и Котуги, в плане соответствующей более древней палеодолине, по которой проходит Мегра-Кепинская зона глубинных разломов субмеридионального простирания. Эта долина представляет собой значительное понижение рельефа с отметками 50-110 м на фоне 130-210 м , характерных для повышенных частей плато [11]. Ширина долины составляет до 50 км на севере плато и 30-40 км на юге. В средней части долина сужена до 15 км. Мощность четвертичных отложений в долине превышает 100 м, хотя на прилегающей территории она не более 20-40 м. Именно к этой зоне приурочено сокращение мощности земной коры от 40 км на западе до 32-36 км на востоке и здесь отмечена наименьшая скорость продольных волн в верхней мантии 7,8-8,0 км/с [8].

Таким образом, можно считать, что на неотектоническом своде Беломорско-Кулойского плато в настоящее время уже развивается рифтовая долина и процесс активизации литосферы и распада свода продолжается. Казалось бы этим данным противоречат низкие значения теплового потока, определенные в западной части свода на месторождениях алмазов. Однако по данным [12] на «плечах» современных континентальных рифтов, как правило, отмечаются значения ТП, не превышающие 40 мВт/м^2. Высокая плотность ТП характерна для рифтовых долин и впадин, зон глубинных разломов. К сожалению, в предполагаемой рифтовой долине Беломорско-Кулойского плато измерения ТП пока не выполнялись. Следовательно, необходимо продолжение исследований для подтверждения высказанной гипотезы.

На территории КНП, по данным бурения скважин, архейский кристаллический фундамент щита погружается к востоку, и на нем несогласно залегают осадочные породы протерозоя, венда, девона и карбона. Явно выраженных разрывных нарушений бурением не установлено, хотя рельеф местности и дна Кенозера свидетельствуют об активной современной тектонической деятельности. Породы щита и фундамента Мезенской синеклизы представлены гнейсами, гранито – гнейсами, сланцами, интрузиями габбро и перидотитов. Породы осадочного слоя – это известняки, доломиты, глины, мергели, алевролиты. Геологической съемкой установлены древние разрывные нарушения, существенно осложняющие строение района. В основном, они архейского и протерозойского возрастов. Наиболее древние из них имеют северо-западное простирание. Затем по возрасту идут разломы северо-восточного простирания, а самые молодые – субмеридиональные, сформированные в конце верхнего протерозоя. Судя по конфигурации рукавов Кенозера, озер Свиного и Долгого, разломы северо-восточного и субмеридионального простираний омоложены в новейшее время, и по ним отмечаются значительные смещения рельефа местности и дна водоемов.

Мощность земной коры района КНП около 40 км. Скорости продольных волн в верхней мантии на щите 8,1-8,2 км/с, а в прилегающей к нему части синеклизы пониженные до 7,8-8,0 км/с [8]. Последнее свидетельствует об активизации геодинамических процессов в литосфере на границе щита и платформы.

Достоверные данные о тепловом состоянии литосферы территории КНП в настоящее время отсутствуют. На прилегающих площадях значения кондуктивного теплового потока низкие до 20-30 мВт/м^2. В то же время по данным интепретации тепловых космических съемок, любезно предоставленных В.И. Горным (Санкт-Петебургский центр экологической безопасности РАН), выделены линейные зоны повышенного конвективного теплового потока, продолжающиеся к северо-востоку от Андомской возвышенности с южного побережья Онежского озера. Судя по всему, это свидетельствует об активном выносе тепла из недр по зонам омоложенных глубинных разломов и обеспечивает повышенную теплообеспеченность ландшафтов КНП.

Кенозеро располагается в водосборном бассейне реки Кена, левого притока реки Онеги в среднем ее течении. Площадь зеркала озера 68,6 км^2. Высота уровня уреза над уровнем моря 85,7 м. Рельеф водосборного бассейна ледниковый, аккумулятивный, представленный камами и моренными холмами. Коренные породы – известняки, доломиты, мергели карбонового возраста. Они перекрыты толщей четвертичных ледниковых и озерно-ледниковых отложений. Геологическими исследованиями установлено тектоническое происхождение котловины озера в дочетвертичный период. Ледниковые отложения, оставшиеся здесь после четвертичного оледенения, видоизменили конфигурацию и рельеф озерной котловины. Таким образом, генетический тип котловины Кенозера можно назвать ледниково-тектоническим. Форма котловины имеет сложную многолопастную форму.

За время проведения гидрологических работ на Кенозере в период с 2005-2006 гг. отмечены глубины, превышающие 120 м. Наиболее глубоководные районы расположены в восточной и южной частях центрального бассейна озера с преобладающими глубинами 60-90 м, а в некоторых местах более 120 м. Проведенные промерные работы на Кенозере и полученные ряды значений глубин свидетельствуют о сложности и большой расчлененности рельефа дна, представляющего собой чередующиеся каньонообразные углубления с перепадами высот, считая поверхность островов, более 120 м.

Таким образом приведенные данные свидетельствуют об активности новейших геологических и геофизических процессов на границе Балтийского щита и Мезенской синеклизы, обусловленных глубинными источниками энергии в недрах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А.,Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра, 1994. 244 с.
2. Шаров В.Н., Шарова В.П. Результаты глубинных сейсмических исследований Северной Карелии // Геофизический журнал, 1997. Т. 19.№ 1. С. 82-87.
3. Гришин А.С. Комплексная количественная модель земной коры юго-восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Из-во КНЦ РАН, 1992. С.116-126.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Ред. Б.Х. Глуховской. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
5. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Сейсмичность Севера европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2000. С. 276-277.
6. Шварцман Ю.Г., Болотов И.Н. Механизмы формирования экстразональных биоценозов на Соловецких островах // Экология, 2005. № 5. С. 1-9.
7. Широбоков В.Н. Некоторые особенности глубинного строения Зимнебережного алмазоносного района // Разведка и охрана недр. 1997. №5. С.21-25.
8. Костюченко С.Л. Глубинные модели севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Ред. Н.В. Шаров и др. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. С. 80-96.
9. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Шуман В.Н. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1987. 184 с.
10. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
11. Малов А.И. Экологические функции подземных вод. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 166 с.
12. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 200 с.

О ПРИРОДЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ЛИТОСФЕРЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Шевцов А.Н.[1], Жамалетдинов А.А.[2], Глазнев В.Н.[3]

[1]Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, abd.zham@mail.ru
[2]ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург, abd.zham@mail.ru
[3]ВГУ, г. Воронеж, abd.zham@mail.ru

На территории восточной части Балтийского щита впервые в практике глубинных геоэлектрических исследований выполнена серия сверхглубинных тензорных частотных зондирований с применением двух взаимно-ортогональных промышленных линий электропередач (ЛЭП) на удалениях до 700 км от источника. Результаты исследований позволили построить одномерную модель глубинного распределения электропроводности на северо-востоке Балтийского щита. В осредненном виде модель разреза по результатам решения обратной задачи приведена на рис. 1 [1]. Данная модель количественно характеризует электрические параметры литосферы в области средней коры и в зоне перехода от коры к мантии, что позволяет сделать предварительный вывод о различиях в механизмах электропроводности на этих глубинах. В средней коре на глубинах 3-10 км в условиях Балтийского щита находится область повышенной проводимости (проводящий слой) с относи-

тельно повышенным содержанием метеорных вод, вероятно, проникающих на глубину вдоль разломов и зон трещиноватости. На самом глубоком уровне электрических зондирований (свыше 40-50 км) отмечается граница, связываемая с областью перехода вещества литосферы к истинно пластичному состоянию в условиях повышенных температур.

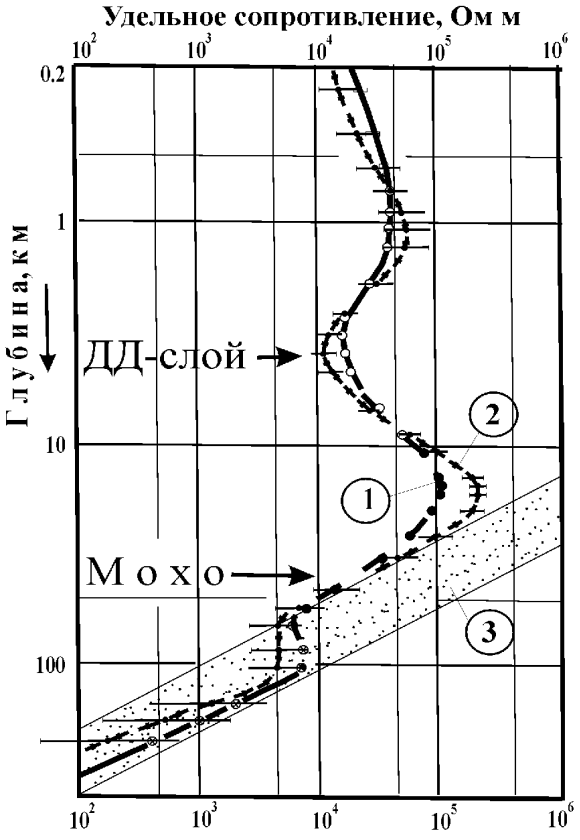


Рис. 1. **Одномерный геоэлектрический разрез литосферы северо-востока Балтийского щита по результатам сверхглубинного зондирования с промышленной ЛЭП (в комплексе с данными ВЭЗ, ЧЭЗ и МТЗ).**

Условные обозначения: 1 – решение обратной задачи методом дифференциальной трансформации, 2 – то же методом эффективной линеаризации по Пороховой-Харламову; 3 – сопротивление литосферы по результатам изучения электропроводности воздушно-сухих образцов при высоких термодинамических параметрах

В настоящем докладе основное внимание уделено верхнему слою предположительно дилатантно-диффузионной природы проводимости. Впервые он был методом частотного зондирования с автомобильным генератором в Ковдорско-Енском сегменте Беломорского блока [3], затем в Центральной Финляндии [2] и в Центрально-Кольском блоке [4].

Согласно результатам интерпретации результатов частотных зондирований в диапазоне глубин от 1-3 до 7-8 км обнаруживается неоднородная по электрическим свойствам проводящая область, формально определяемая в качестве промежуточного проводящего слоя (рис. 1).

Природу выявленного слоя было предложено объяснять существованием на глубине субгоризонтальных трещин, заполненных флюидами. Было предположено также, что флюиды (атмосферные воды) проникают на глубину с дневной поверхности вдоль субвертикальных разломов, выполаживающихся на глубине. Существование нового слоя было теоретически обосновано в рамках дилатантно-диффузионной модели В.Н. Николаевского [5] и поэтому он получил обозначение «слой ДД» [1]. Следует отметить, что глубина данной зоны совпадает с некоторыми оценками глубины перехода brittle-ductile между хрупким и пластичным поведением гранитов. На этой глубине – около 3.2 км (для гранитов содержащих 71% полевого шпата, 24.5% кварца, слюды 4 % и хлорита 0.5 %, с плотностью 2.65 г/см^3, модуль Юнга – 65 ГПа, коэффициент Пуассона 0.24) по данным экспериментальных исследований на образцах происходит закрытие трещин под действием литостатического давления [9] .

С другой стороны имеются модели проникновения метеорных вод по системе трещин под действием капиллярных эффектов на глубину с поверхности – анализ показывает, что в таких моделях возникает накопление флюидов в слое мощностью порядка 1 км, на глубинах лежащих на 2-4 км ниже зоны перехода brittle-ductile между хрупким и пластичным поведением пород. [10].

Таким образом, на глубинах порядка 1-10 км в гранитных массивах возникают области, обогащенные хорошо проводящим флюидом, которые, возможно, и проявляются на результатах электромагнитных исследований как промежуточный проводящий слой.

Дополнительным подтверждением такой трактовки результатов частотного зондирования являются расчеты удельной электропроводности, выполненные по данным измерений проницаемости для образцов полученных при бурении Кольской сверхглубокой скважины [3]. Результаты представлены на рис. 2 в виде вертикального разреза удельного электрического сопротивления в зависимости от глубины.

Трещиноватые горные массивы могут считаться обычными пористыми средами, но с высоким уровнем анизотропии системы трещин, создаваемой за счет эффекта дилатансии под действием сдвиговых напряжений на этапах тектонической активности [5]. Если трещиноватость возникает в первоначально пористом пласте, среда приобретает как бы двойную пористость: причем первая соответствует тектоническим трещинам, а вторая – начальным порам.

Математическое моделирование таких сред основано на идее взаимопроникающих пористых континуумов [5, 7, 8].

Рост проницаемости приводит к увеличению эффективной электропроводности. Удельная электропроводность в неупорядоченном твердом теле пропорциональна подвижности носителей заряда и, следовательно, коэффициенту самодиффузии. Наиболее простой способ изучения свойств диффузии в неупорядоченных структурах – исследование свойств перколяционных кластеров. Для этих целей разработан ряд программ, позволяющих численно моделировать случайные проводящие системы.

Для пористой среды насыщенной проводящим флюидом, скорость фильтрации которого пренебрежимо мала, эффективная удельная электропроводность σ_{ef} определяется удельной электропроводностью флюида – σ, пористостью породы – m, и некоторой функцией c(k) проницаемости k, $\sigma_{ef} = c(k)m\sigma$ [6]. Как следствие экспериментально установленного закона Арчи $\sigma_{ef} = \sigma m^n$ имеем условия связи для пористости, проницаемости и проводимости $c(k) = m(k)^{n-1}$. С другой стороны, полагая согласно эмпирическим данным [5] $k/k_0 = (m/m_0)^n$, находим $c(k) = m_0^{n-1}(k/k_0)^{1-1/n}$.

Характер этой зависимости определяется геометрией порового пространства, которая определяется вероятностью образования соединяющего кластера (порогом перколяции) p_c. В критической области ($p = p_c$) вероятность того, что данная пора принадлежит соединяющему кластеру, связана с линейными размерами системы L степенным законом: $P_\infty \sim L^{-\nu/\beta}$ ($L \to \infty$). Здесь ν и β – критические показатели параметра порядка и длины корреляции (средней длины связности) перколяционного кластера. Доля ячеек в соединяющем кластере определяется его фрактальной размерностью $d_f = d - \nu/\beta$, где d – размерность модели. Для проницаемости имеем $k \sim P_\infty L^d \sim L^d_f$. Следовательно, в критической области, имеем оценку эффективной проводимости $\sigma_{ef} = \sigma m_0^n L^{d_f}/k_0$.

Для двумерной среды имеем β = 5/36, ν = 4/3, d = 2, поэтому $d_f = 2 - 5/48 = 91/48 \approx 1.9$. Пример расчета фрактальной модели трещиноватой среды приведен на рис. 3. Для расчетов данной модели был составлен алгоритм вычисления эффективной электропроводности двухфазных сред, основанный на подходе де Жена. Результаты численных экспериментов согласуются с теоретическими оценками.

На основе решения прямой задачи геотермии, геодинамики и критериев реологической прочности геоматериалов дана стохастическая оценка одномерного реологического профиля литосферы северо-востока Балтийского щита. Распределения всех параметров и констант в вычислительных задачах бралось как равномерное, нормальное или логистическое, с соответствующими нашему региону типичными значениями средних величин и их диапазонами значений. Для принятой системы констант и параметров среды вычислялись реологические профили, которые в дальнейшем усреднялись по всей реализации множественных переменных. Основным результатом моделирования является установление слабо выраженного минимума в интервале нижней коры, который соответствует области «хрупкого окна» в коре региона (рис. 4). Получен-

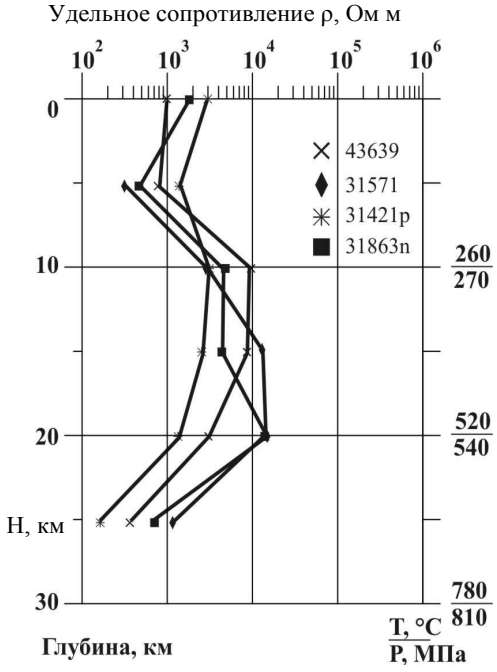


Рис.2. **Зависимость удельного опротивления от глубины рассчитанная по роницаемости.** [Шмонов, Витовтова, Жариков, 2002]



Рис. 3. **Фрактальная модель трещиноватой среды**

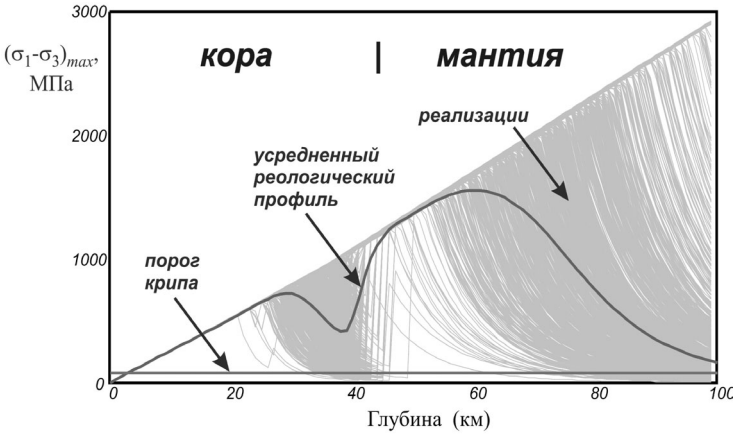


Рис. 4. **Стохастическая оценка реологического профиля литосферы (количество реализаций N=5000)**

ные оценки позволяют подойти к детальному описанию пост гляциальных движений щита, а также обратиться к построению содержательных микросейсмических моделей литосферы северо-востока Балтийского щита в комплексе с данными глубинной геоэлектрики (рис. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г., Токарев А.Д., Шевцов А.Н., , Невретдинов Ю.М., Зархи И.М., Копытенко Ю.А., Копытенко Е.А., Гохберг М.Б., Песин Л.Б., Шершнев Ю.А.. Сверхглубинное зондирование литосферы Балтийского щита с применением промышленных ЛЭП. // ДАН, том 405, № 5, 2005 С. 666-669
2. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Токарев А.Д., Корья Т. Частотное электромагнитное зондирование земной коры на территории Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса. // Известия РАН. Физика Земли № 11. 2002г. С. 54-68.
3. Шевцов А.Н.. Метод частотного зондирования при изучении электропроводности верхней части земной коры Балтийского щита. // Автореферат диссертации. Санкт Петербург. Изд. СПбГУ, 2001, 21 с.
4. Шевцов Жамалетдинов 2008
5. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. // Известия РАН. Физика Земли, № 4, 1996. С. 41-50
6. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. //М. Научный мир, 1997. 218 с.
7. Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В.. Флюидная проницаемость пород земной коры. // М., Научный мир, 2002, С. 185.
8. Продайвода Г.Т., Рева Н.В., Продайвода Т.Г.. Эффективная электропроводность блоковой структуры литосферы. // Геофизический журнал, №4, Т. 29, 2007. С. 147-154.
9. D. Amitrano. Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the b value //J. of Geoph. Res., vol. 108, NO. B1, 2044, 2003,doi:10.1029/2001JB000680.
10. J. A. D. Connolly, Y. Y. Podladchikov. Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration // J. of Geoph. Res., vol. 109, B0420, 2004, doi:10.1029/2003JB002822.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛИЦОВОЧНОГО (БЛОЧНОГО) КАМНЯ

Шеков В.А., Иванов А.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, shekov@krc.karelia.ru; ivanov@krc.karelia.ru

Как известно, в земной коре существует несколько различных деформационных режимов, обеспечивающих напряженное состояние участков недр. Впервые это было опубликовано в работе Е.М.Андерсона [4]. Он выделил три варианта ориентации главных осей нормальных напряжений и, соответственно, три группы разрывов: надвиги, сдвиги и сбросы [1].

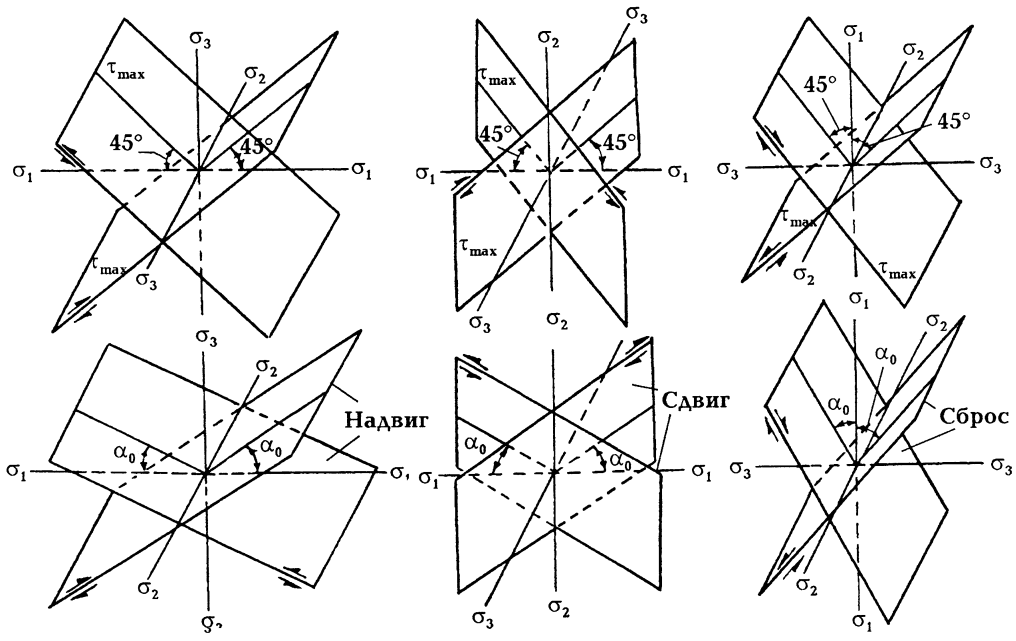


Рис.1. **Три типа разрывов по Андерсону Е.М.**

Несмотря на упрощенность и существование других классификаций деформационных режимов такой подход позволяет с достаточной точностью описать основные понятия в этой области. При классификации технологических объектов, к которым относятся месторождения блочного камня, следует учитывать не только их природные характеристики, но и технологические приемы, используемые при извлечении полезного ископаемого. Следует отметить, что данная классификация не рассматривает случая, связанного с отколом в направлении перпендикулярном горизонтальной поверхности. Поэтому мы ввели еще один тип, характерный для месторождений блочного камня, который показан на рисунке 2. Это уточненная классификация разрывов, учитывающая и случай плоского отрыва в поверхностных (до нескольких десятков метров) слоях массивов.

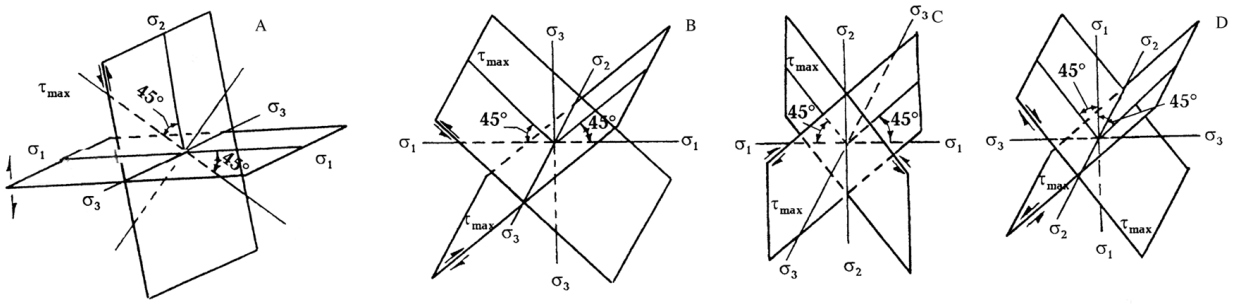


Рис. 2. **Уточненная классификация типов разрывов.**

A – откол при горизонтальном сжатии; B – надвиг; C – сдвиг; D – сброс

Принимая во внимания эти представления, на основании наблюдений за распределением трещиноватости на действующих месторождениях блочного камня сегодня можно выделить несколько типов трещиноватости, обусловленных тектонической историей и тектонофизическими условиями, сформировавшими современную систему трещин в массивах.

Типизация месторождений и их трещиноватости выполнена на основе требований к форме и размеру блоков действующих на крупных российских и зарубежных карьерах, а также технологии его извлечения в карьере.

На основании предложенной классификации возможна следующая типизация месторождений блочного камня.

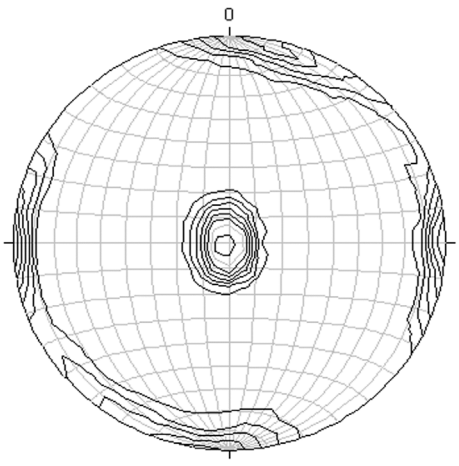
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ПОЛОГИМ ТРЕЩИНАМ. Тип А.

Месторождения такого типа приурочены к массивам, расположенным в условиях близких к литостатическому режиму, когда главными сжимающими напряжениями являются горизонтальные.

В качестве примера в Республике Карелия можно привести месторождение гранитов Кашина Гора, габбродолеритов Авнепорог, Восход.



а)



б)

Рис. 3. **Основные системы трещин на месторождении гранит мигматитов Кашина Гора (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 682, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)**



Рис. 4. **Основные системы трещин на месторождениях габбродолеритов Восход слева, и Авнепорог справа**

Несмотря на различный минеральный состав, преобладающими трещинами на месторождениях такого типа являются пологие, пересекаемые вертикальными трещинами иногда через все «слои», иногда разбивая лишь один слой. Для таких месторождений наибольшую сложность представляет оценка и выделение систем трещин с поверхности, поскольку наиболее важными здесь являются трещины горизонтальные.

Такой тип месторождений является предпочтительным с точки зрения его отработки, поскольку его отработку можно развивать с учетом пологих трещин, которые снижают расходы на раскрой месторождения и разделку больших блоков на товарные блоки, а с другой стороны снижают потери при пассировке.

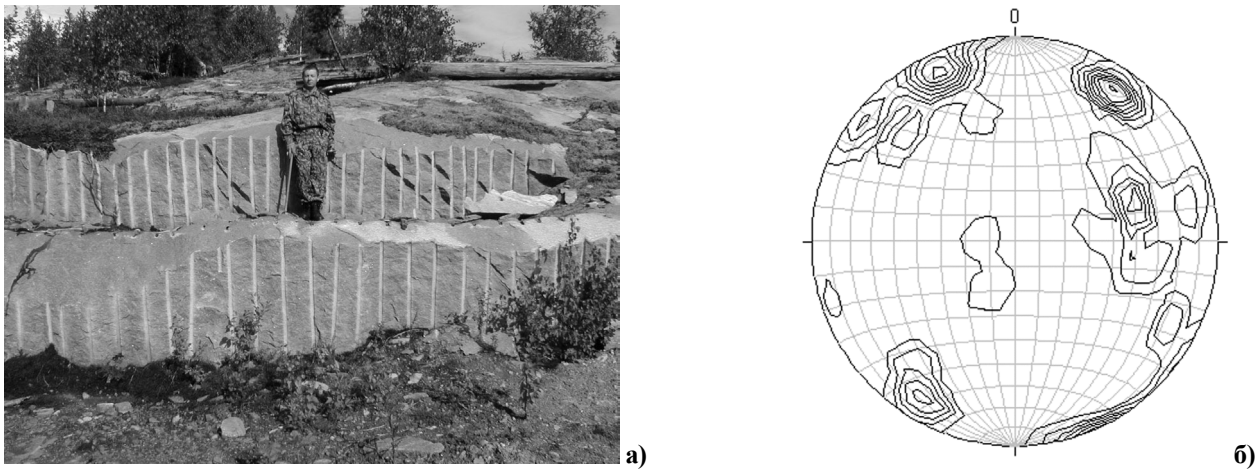
Надо отметить, что месторождения такого типа сегодня наиболее распространены, поскольку с технологической точки зрения их отработка может быть организована оптимально, что позволяет получить большие экономические преимущества.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К СУБВЕРТИКАЛЬНЫМ И НАКЛОННЫМ ТРЕЩИНАМ. Тип B, C, D.

Месторождения такого типа относятся к сдвиговым или сбросовым.

Такой тип месторождений характерен для районов, где происходили значительные сдвиговые или сбросовые деформации, определившие системы трещин, характеризующиеся достаточно большим разбросом в падении, от наклонных до субвертикальных.

Для Республики Карелия примерами могут быть месторождения гранитов Степанова Гора и Сиговое, расположенные в Лоухском районе, и месторождение габброноритов Северный Кейносет, расположенное в южной части Республики.

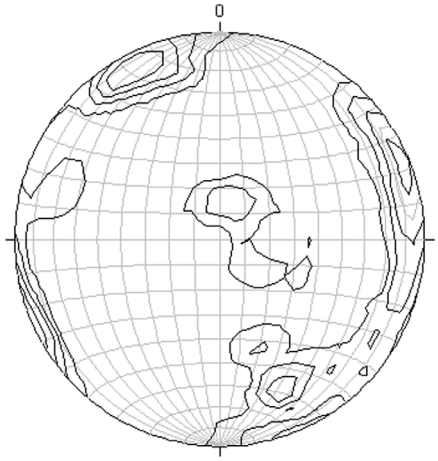


а) **б)**

Рис. 5. **Основные системы трещин на месторождении гранитов Сиговое (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 190, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)**



а)



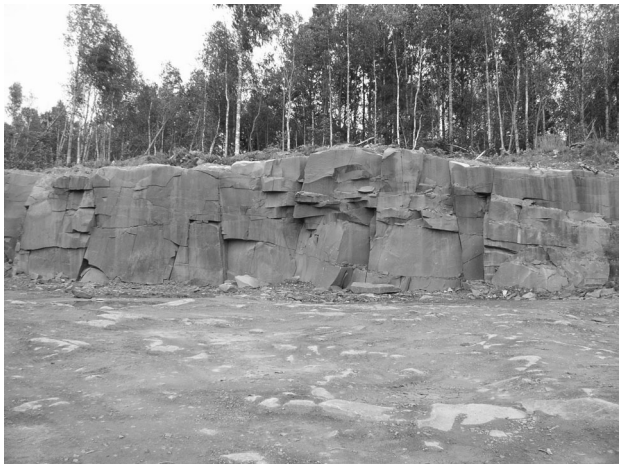
б)

Рис. 6. **Основные системы трещин на месторождении габброноритов Северный Кейносет (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 211, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)**

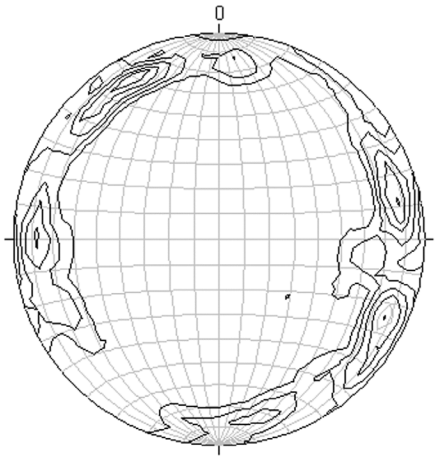
МЕСТОРОЖДЕНИЯ СМЕШАННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Месторождения такого типа представляют собой сложное взаимодействие всех четырех типов. Такие объекты заведомо непригодны для разработки их и получения крупных блоков, хотя в иных случаях, для примера можно привести месторождение габбродолеритов Другая Река-3, где есть участки, которые в подобных условиях позволяют получать достаточно большие массивные куски, пригодные в качестве блочного камня. Но общее правило остается – сложное взаимодействие различных систем трещин значительно снижает выход блоков.

В случаях, когда объединяются не более двух групп разрывов, возможна добыча блоков, зависящая от интенсивности тектонических.



а)



б)

Рис. 7. **Основные системы трещин на месторождении габбродолеритов Другая Река 3 (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 211, равноплощадная проекция, верхняя полусфера)**

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Принимая во внимание классификацию групп разрывов с учетом уточнений, приведенных выше, можно предложить следующую геометризованную классификацию месторождений блочного камня, основанную на учете четырех вариантов ориентации главных осей нормальных напряжений.

Важной особенностью такого подхода является понимание того, что параметры трещин, наблюдаемые с поверхности, во многих случаях не позволяют относить месторождения к тому или иному типу. Это можно наблюдать на рисунке 8 – основную фактуру месторождения определяют параметры трещины в слое, а не их пересечение с поверхностью. Этот факт свидетельствует еще и о том, что поверхностное изучение элементов залегания трещин не всегда отражает реальную картину трещиноватости массива, особенно при отсутствии вертикального уступа, позволяющего оценить пологие трещины.

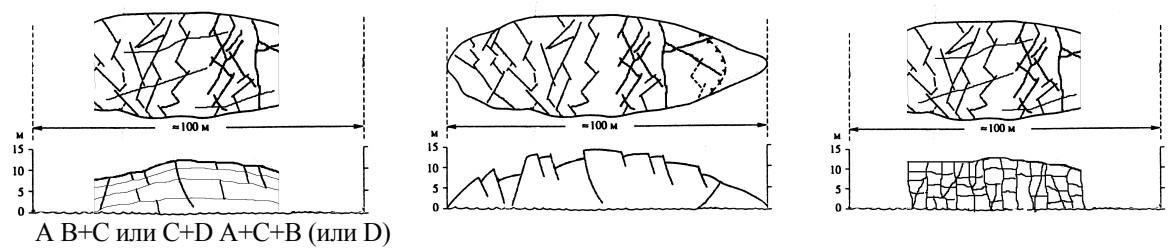


Рис. 8. **Классификация месторождений блочного камня с учетом тектонофизических факторов**

Предложенный подход позволяет приурочить месторождение блочного камня к той или иной специфической провинции, где в процессе эволюции земной коры наведенные поля напряжений обусловили развитие трещинной тектоники определенного типа. Исходя из этого, можно предложить поисковый признак, позволяющий путем реконструкции палеонапряжений на выбранной территории прогнозировать наличие того или иного типа месторождений блочного камня.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ) И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Шипилов Э.В.[1], Шкарубо С.И.[2], Журавлев В.А.[2]

[1] Мурманский морской биологический институт Кольского НЦ РАН. г. Мурманск
[2]ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», г. Мурманск

В современном тектоническом плане рассматриваемый регион представляет собой сочленение Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы, «разобщенных» системой складчато-надвиговых дислокаций Канино-Тиманского пояса и его северо-западного продолжения (рис.). Тектоническая обособленность рассматриваемых платформ связана с заложением этих элементов на разновозрастном фундаменте, а также с характером преобладающих геодинамических режимов на определяющих этапах протерозойско-фанерозойской истории развития региона.

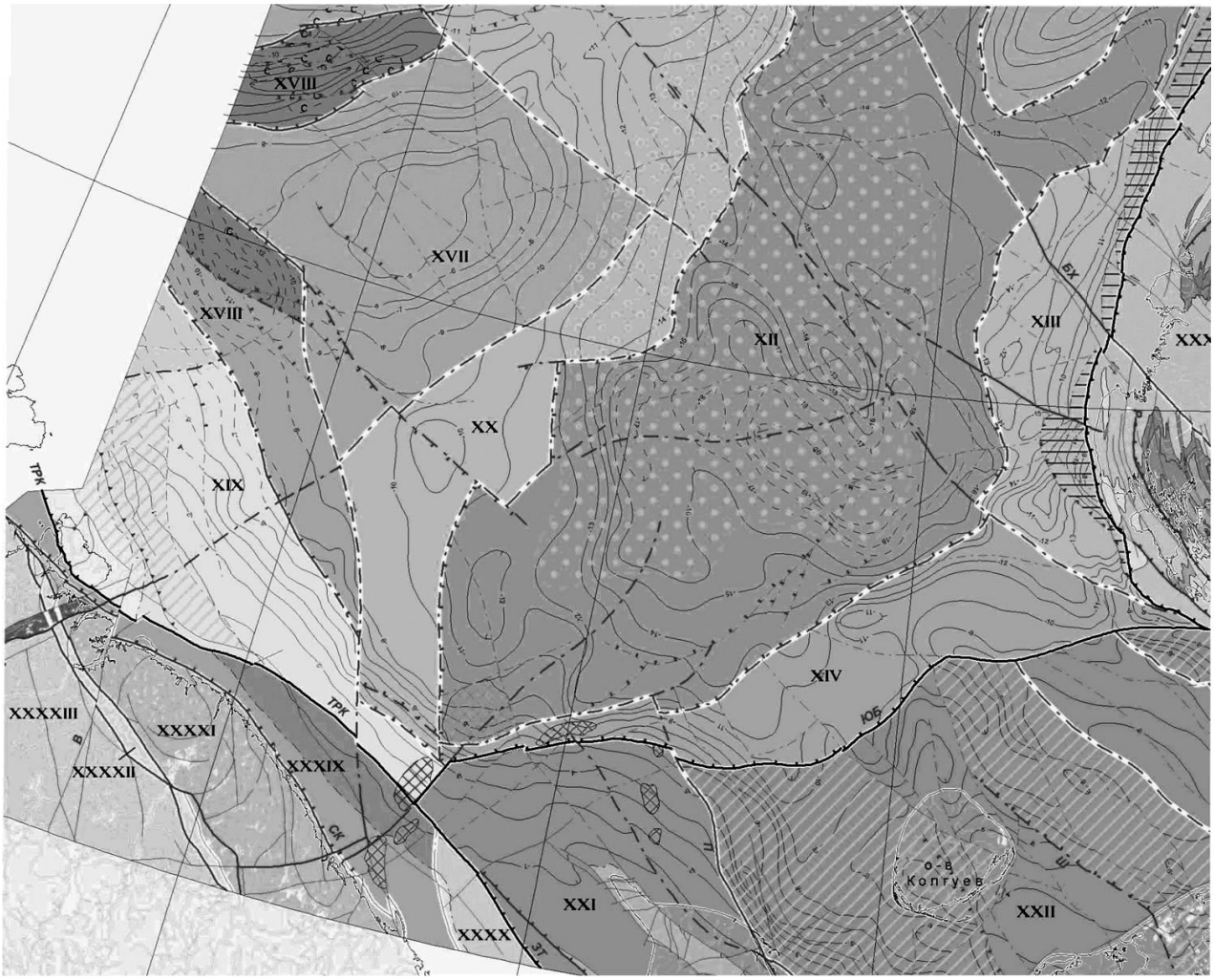
Восточно-Европейский кратон представлен своей крайней северо-восточной частью, в которую входят Балтийский щит и Северо-Кольская перикратонная область, на востоке граничащая с Мезенской синеклизой. Первый из них составлен Центрально-Кольским и Мурманским мегаблоками. Они разделяются Титовско-Поросозерской шовной зоной.

В структуре северной части Балтийского щита выделяются два главных блоковых элемента, имеющих СЗ-ЮВ простирание и продолжающихся с этим простиранием к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы. Это блоки (террейны) – Мурманский и Центрально-Кольский. Они образованы позднеархейскими комплексами пород с возрастом не более 2,700-2,930±52 млн. лет (Mitrofanov et al., 1995), в той или иной степени подвергшимися переработке в раннем протерозое. Титовско-Поросозерская шовная межблоковая зона, разделяющая эти элементы, представляет собой архейский зеленокаменный пояс. Возраст главного метаморфизма и гранитизации, за которым последовало внедрение основных интрузий, составляет около 2,55-2,45 млрд. лет.

Перикратонная область ограничена с юга сбросом разлома (линии) Карпинского. Ее северо-восточное ограничение, представляющее собой трансрегиональную границу платформ, выражено взбросо-сдвиговой зоной Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин (больше известной в литературе как разлом Тролльфьорд-Комагельв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. Мезенская синеклиза представлена клинообразным блоком – Понойским грабен-прогибом, лежащим в ее основании.

Западно-Арктическая платформа состоит из плит: Баренцевской (Свальбардской) и Тимано-Печорской. Тимано-Печорская плита, с верхнепротерозойским (байкальским) складчатым фундаментом, вы-

ступающим на поверхность в Канинском горсте, расположена в юго-восточном углу карты. Примыкающая к ней с севера Баренцевская (Свальбардская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, не исключено, байкальского (в пределах узкой полосы пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса). В центральной части Южно-Баренцевской впадины фундамент глубоко переработан и, возможно, замещен корой переходного типа.



Блоки земной коры

XII – Южно-Баренцевский
XIII – Гусиноземельский
XIV – Мурманско-Куренцовский
XVII – Федынского
XVIII – Нордкапско-Варангерский
XIX – Кольско-Финмаркенский
XX – Надеждинско-Туломский
XXI – Канино-Северотиманский
XXII – Печоро-Колвинский
XXX – Новоземельский
XXXIX – Кильдинско-Святоносский
XXXX – Мезенский
XXXXI – Мурманский
XXXXII – Титовско-Поросозерская межблоковая зона
XXXXIII – Центрально-Кольский
ТРК-ЗТ – линеамент Троллфиорд –Западно-Тиманский

Разломы

В – Волшепахский сдвиг
СК – сброс Карпинского
БХ – Байдарацко-Хинлопенский
ЮБ – Южно-Баренцевский
П – Припечорский

Комплексы глубокометаморфизованных пород Мурманского блока в северном направлении погружаются под рифейский чехол, развитый на юге п-овов Варангер, Средний, Рыбачий и на о. Кильдин, образуя фундамент Северо-Кольской области перикратонного погружения. Мощность рифейских образований может достигать в пределах перикратонных ступеней (полуграбенов?) 2-5 км.

На севере Кольского п-ова граница между Балтийским щитом и перикратонной областью Восточно-Европейской платформы четко выражена тектонической ступенью и проводится по системе сбросов (разлому Карпинского). В этой зоне поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских (верхнерифейских и вендских (?) осадочных образований), аналогичных комплексам Мезенской синеклизы и относимых к осадочному чехлу платформы.

Границей Восточно-Европейской платформы и Западно-Арктической платформы (Баренцевской плиты) служит зона линеамента Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин, которая проявлена взбросом на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Продолжение зоны глубинного разлома – границы Тиманского кряжа и Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы – в акваторию Баренцева моря до Мурманского побережья Кольского п-ова прослеживается между п-овами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер.

Таким образом, относительно узкая полоса развития рифейско-вендских (?) перикратонных комплексов чехла Восточно-Европейской платформы, обнажающихся на о. Кильдин, п-ове Средний и частично Рыбачий, ограниченная указанными системами разломов, в рамках карты получила название Кильдинско-Святоносская ступень. Западнее границ листа архейский кристаллический фундамент прослежен по материалам ГСЗ на глубине 1-5 км как кровля «гранитно-метаморфического» слоя с граничными скоростями 6,1-6,2 км/с.

Мезенская синеклиза (фрагмент Русской плиты) на «Тектонической схеме» представлена Поной-ским грабенообразным прогибом. Мезенский бассейн занимает позицию на севере Русской плиты между Балтийским щитом и Канино-Тиманской грядой и в структурном плане осадочного чехла ему отвечает одноименная синеклиза, в основании которой развита рифтовая система. Восточную границу Мезенского бассейна большинство исследователей проводит вдоль Западно-Тиманской зоны разломов, ограничивающей, в свою очередь, с запада Канино-Тиманскую гряду.

Мезенский бассейн сформировался на пассивной окраине эпикарельского Восточно-Европейского кратона, что определило в целом его достаточно пассивный тектонический режим развития. По геотектонической принадлежности и формационному составу осадочного выполнения его относят к окраинно-плитному или перикратонному типу бассейнов. Основной объем его осадочного выполнения образован в рифейское время.

Тимано-Печорская плита возникла на месте обширной области байкальской складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке.

На западе (юго-западе) граница Тимано-Печорской плиты проводится по глубинному Западно-Тиманскому шву, по которому байкальские комплексы ее основания надвинуты на карельский фундамент Восточно-Европейской платформы.

Что касается северного ограничения плиты, то им служит Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская) флексурно-сбросовая зона. Единая в своей западной части, где ее суммарная амплитуда составляет 4-6 км, к востоку она разделяется на две расходящиеся ветви. Северная ветвь, с вертикальной составляющей 3-5 км, уходит на северо-восток. Южная ветвь (Южно-Баренцевская зона разломов), с вертикальной амплитудой 1,5-2,0 км, которая содержит и сдвиговую составляющую, простирается в направлении южной оконечности Новой Земли, где она частично маскируется надвиговыми структурами.

Тимано-Печорская плита в рамках изученного региона представлена, главным образом, ее подводным продолжением с соответствующими крупными структурами, ограниченными глубинными разломами.

На юге исследуемой площади Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифеид) предполагается полоса байкальского фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. На северо-востоке расположен массив гренвильского фундамента – Центрально-Баренцевский мегаблок, включающий блоки дорифейской консолидации. В пределах Варяжского мегаблока, который сопрягается с Южно-Баренцевским, фундамент частично переработан.

Фундамент во впадине погружен до 18-20 км и местами мощность консолидированной коры не превышает 10 км. Скорей всего Южно-Баренцевская впадина образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпибайкальской и Баренцевской (Свальбардской) плиты с гренвильским фундаментом. В этой зоне Свальбардская плита по глубоко залегающему сбросо-сдвигу юго-западного простирания приходит в соприкосновение с рифейско-вендскими комплексами байкалид Тимано-Печорской плиты. На древнюю структуру Свальбардской плиты накладываются более поздние тектонические процессы, связанные с развитием, в частности, Восточно-Баренцевского трога и блоково-надвиговой киммерийской орогенической системы Пайхойско-Новоземельского пояса.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗЕМЛИ-СЕЙСМИЧНОСТЬ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Шляховский В.А., Секачев Л.Н.

Научно-производственная фирма «ЛАНЕФ», г. Казань, lanef@rambler.ru

Энергетические зоны Земли – это зоны, по которым происходит переток различных видов энергии, порождаемых в недрах Земли.

Изначально нами были изучены области глубокофокусных землетрясений как наиболее видное и яркое энергетическое проявление. При изучении сейсмофокальной области Вранча (Румыния) было установлено, что эта область сформирована в результате резкого изменения глубины залегания астеносферного слоя от 200 км до 80км. Это привело к образованию субвертикальной зоны глубиной от 20км до 180км, шириной до 20км, в пределах которой наблюдается нелинейное изменение плотности по глубине. Там, где плотность имеет отрицательные избыточные значения, землетрясения не наблюдаются; там, где плотность положительна – и в земной коре, и в верхней мантии регистрируются землетрясения [1].

Аналогичные результаты получены при изучении сейсмофокальной области района Марианской впадины. Только эта область сформирована за счет изменения глубины залегания низкоскоростного слоя в средней мантии [2].

При составлении геолого-геофизических моделей вдоль геотраверсов Центральной и Восточной Европы показано, что на территории Украинского кристаллического щита существуют аналогичные по геометрическим параметрам зоны, но плотность в их пределах имеет только положительные значения (древние сейсмофокальные области)[3].

На этом основании был сделан вывод о том, что наличие (в пределах выделяемых зон) областей пониженных значений плотности свидетельствует о существовании области генерации (аккумуляции) энергии, которая передается в окружающую среду.

Накопление напряжений в плотных породах приводит со временем к их разрядке в виде землетрясений, следовательно, для прогноза землетрясений регистрирующие сейсмические станции следует располагать в вышеуказанных асейсмичных областях, а не в зонах разрядки напряжений.

Наличие низкой плотности по всей глубине развития источника свидетельствует о его начальной энергетической деятельности, там, где плотность везде положительна, источник прекратил свое энергетическое существование. Отметим, что в данном случае на термин «вещество» следует распространять не только его литологические характеристики, но и геодинамическое состояние.

Плотностная модель территории Центральной и Восточной Европы еще раз (теперь и в плане) позволила показать, что очаги эпицентров землетрясений концентрируются там, где выделяются неоднородности с положительной избыточной плотностью [4,5]. Однако обнаружились и исключения. Так в районе Коростенского плутона, нами была получена в результате расчетов, плотностная неоднородность с низкой плотностью (фиксируется и пониженные скорости), но при отсутствии повышенных значений теплового потока. Анализ геолого-геофизических данных привел нас к выводу о том, что такая неоднородность указывает на источник кимберлитового вулканизма [6].

При изучении нефтегазоносных территорий нами было обращено внимание на то, что каждому месторождению соответствует энергетическая зона. Глубина и размеры энергетической зоны не всегда прямопропорциональны размерам месторождения. Влияние оказывает скорость происходящих геодинамических процессов.

Гравитационный эффект от энергетических зон компенсируется не только сокращением мощности земной коры (возможно и наоборот), но и за счет неоднородностей в пределах земной коры. Так Елабужско-Менделеевская (Татарстан) энергетическая зона характеризуется тем, что в пределах зоны имеются внедрения основных пород мощностью не менее 2км (гравитационный эффект от таких внедрений может достигать несколько десятков миллигал), а в наблюденном гравитационном поле фиксируется понижение всего до $2*10^{-5}$м\с^2.

Геофизический мониторинг энергетических зон показал, что изменения параметров физических полей, наблюдаемых на поверхности Земли в их пределах, максимальны. Так изменения радиоактивности (по радону) доходит до 20% в час. Электропроводность в пределах зоны иногда меняется от повышенной до пониженной. Аналогично энергетические зоны реагируют и на внешние воздействия.

Полагаем, что кроме субвертикального, существуют и горизонтальный переток энергии в среде. Так, в пределах Елабужско-Менделевской энергетической зоны нами был выделен, по данным точечного электромагнитного зондирования, на глубине 2км непроводящий слой мощностью около 40м. Керн из скважины 279, вскрывшей слой в пределах упомянутой дайки диабазов, представляет собой тектонически переработанную основную породу с плотностью 2.6г\см^3 – против 3.0 г\см^3 у неизмененной. Причем этот слой четко по горизонтали рассекает и дайку, и вмещающие гранито-гнейсы[7].

Главным итогом, при изучении энергетических зон, явилось понимание того, что энергетические изменения не всегда сопровождаются последующими литологическими изменениями и ограничиваются изменениями только физических полей.

Мы наблюдали ряд изменений электромагнитного поля, которые при стационарных условиях в среде, (например, для залежей углеводородов) имеют характерные аномалии повышенной проводимости на глубине их расположения (использовался метод точечного электромагнитного зондирования [8]). При геофизическом мониторинге вдоль профиля одного из месторождений Северо-Татарского свода было обнаружено исчезновение такой аномалии и ее перемещение на 50м глубже до ПК 5000м, а далее произошло замещение проводящих характеристик на непроводящие.

Оказалось, что при разработке месторождения прекратили его заводнение, при этом резко упала нефтедобыча. При возобновлении закачки воды аномалия вернулась на прежнюю глубину, восстановилась и добыча нефти.

Все вышесказанное позволяет по новому формировать методику поиска месторождений полезных ископаемых через выявление энергетических зон на изучаемой территории.

Технология определения зон запатентована в РФ [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимошенко В.И., Шляховский В.А., Сагалова Е.А., Сологуб Н.В. Исследование геофизических полей области Вранча // Докл.АН УССР.Сер.Б.-1984.-№7.23-25.

2. Шляховский В.А. Гравитационная модель сейсмофокальных областей. Георесурсы. № 4(21). 2007. 28-30.

3. Шляховский В.А., Тимошенко В.И. Гравитационная модель Голованевского максимума // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IV,VI,VIII /Отв.ред.В.Б.Соллогуб.-Киев, Наук.думка, 1988.

4. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Молодые платформы и альпийский складчатый пояс /Отв.ред.А.В.Чекунов.-Киев, Наук.думка, 1994.

5. Шляховский В.А., Тимошенко В.И. О связи гравитационных аномалий с сейсмичностью по данным гравитационного моделирования литосферы юга Украины. Геодинамика и сейсмопрогностические исследования на Украине. Киев. 1992.170-176.

6. Омельченко В.Д., Тимошенко В.И., Шляховский В.А. и др. Использование геофизических данных при прогнозировании источников кимберлитового магматизма на территории УССР. ДАН УССР. №8. 1991.118-121.

7. Шляховский В.А., Финчук В.В., Секачев Л.Н. Энергетические зоны Земли. //Изменяющаяся геологическая среда,т.2.-Казань, Изд-во КГУ, 2007.

8. Финчук В.В., Скопиченко И.М., Новиков А.В. Метод точечного электромагнитного зондирования. Теория и способы обработки. В сб. «Екологія і природокористування». Вип. 6, 2003 р., Дніпропетровськ. С. 173-178.

9. Шляховский В.А., Финчук В.В., Забулонов Ю.Л.,Секачев Л.Н. «Способ определения вертикальных зон напряженного деформированного состояния среды», патент РФ, №2313112.

3-D P-СКОРОСТНОЕ МОДЕЛЬ МАНТИИ УКРАИНЫ

Шумлянская Л.А.

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

На основе нового метода сейсмической томографии, разработанного В.С. Гейко [1], была построена трехмерная Р-скоростная модель мантии Украины на глубинах 50-850 км.

Скоростное строение верхней мантии Украины представлено на горизонтальных сечениях в истинных скоростях и на вертикальных сечениях – в невязках относительно одномерной референтной модели, полученной путем решения задачи сейсмической томографии для Евразии. Горизонтальные сечения построены через 25 км, вертикальные долготные и широтные – через 1° [2,3].

В скоростном строении мантии Украины выделяются субгоризонтальные высоко- и низкоскоростные слои, различной протяженности и мощности, особенности скоростного строения которых соотносится с тектоническими структурами земной коры (рис.1,2,3).

Под Ингульским и Среднеприднепровским мегаблоками Украинского щита до 300 км распространяется высокоскоростной слой сейсмической литосферы. На глубине 300-700 км под этими мегаблоками находится в целом низкоскоростной слой, характеризующий переходную зону верхней мантии. Особенностью этого слоя под данными мегаблоками является наличие внутри него на глубине 500-550 км высокоскоростного «внедрения» со стороны мантийной области под Черным морем и Скифско-Туранской плиты, которое распространяется до мантийной области под Днепрово-Донецким авлакогеном. Под Воронежским массивом переходной слой верхней мантии низкоскоростной. Взаимодействие высокоскоростного внедрения и низкоскоростного слоя переходной зоны под Воронежским массивом выражается линзой относительно пониженных

скоростей под Днепрово-Донецким авлакогеном на глубине от 50 до 225 км в мантии напротив Ингульского мегаблока. В нижней части слоя переходной зоны верхней мантии максимальные значения невязок -0,15 км/сек, в верхней части слоя -0,075 км/сек. Нижняя часть слоя распространяется на юг и доходит до северной границы Восточно- и Западно-Черноморских впадин, в то время как распространение верхней части ограничивается мантией под северной границей Скифской плиты. Ниже 700 км под мегаблоками находится высокоскоростной слой с невязками около 0,00 км/сек, характеризующий зону раздела 1.

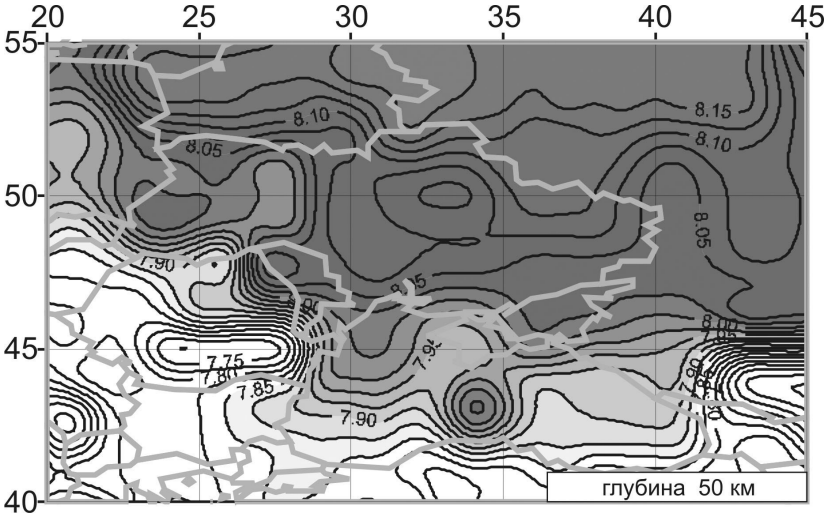


Рис.1. **Горизонтальное сечение 3-D Р-скоростной модели Украины на глубине 50 км**

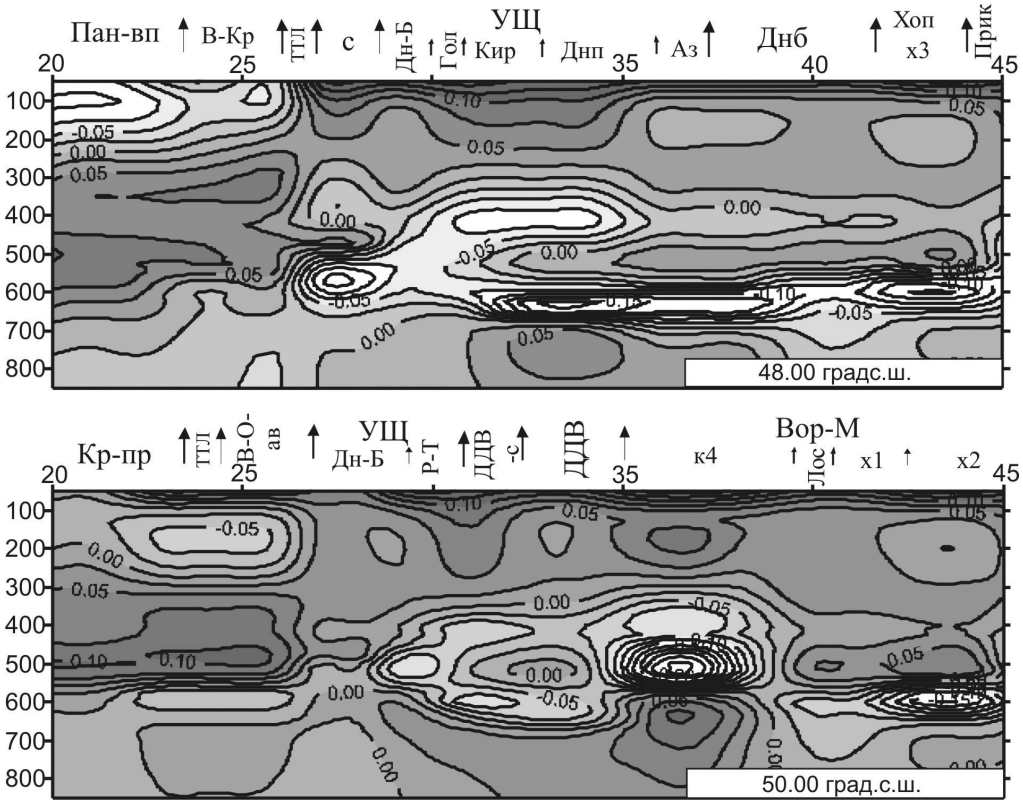


Рис.2. **Широтные сечения 3-D Р-скоростной модели Украины (48 и 50°в.д.)**

Под Приазовским мегаблоком высокоскоростной слой сейсмической литосферы распространяется до 350-400 км. На глубине 100-200 км под Приазовским блоком выделяется линза пониженных скоростей (с невязками 0,025 км/сек), которая соединена через низкоскоростную аномалию под центральной частью Скифской плиты с низкоскоростной аномалией под Индоло-Кубанским прогибом на юге, и со слоем пониженных скоростей под Дон-

бассом на севере. Западная граница низкоскоростной линзы Приазовского блока на поверхности соответствует Орехово-Павлоградской шовной зоне. Слой сейсмической литосферы под мегаблоком наклонен к югу. Строение переходной зоны верхней мантии под Приазовским мегаблоком подобно мантийной области под Ингульским и Среднеприднепровским мегаблоками.

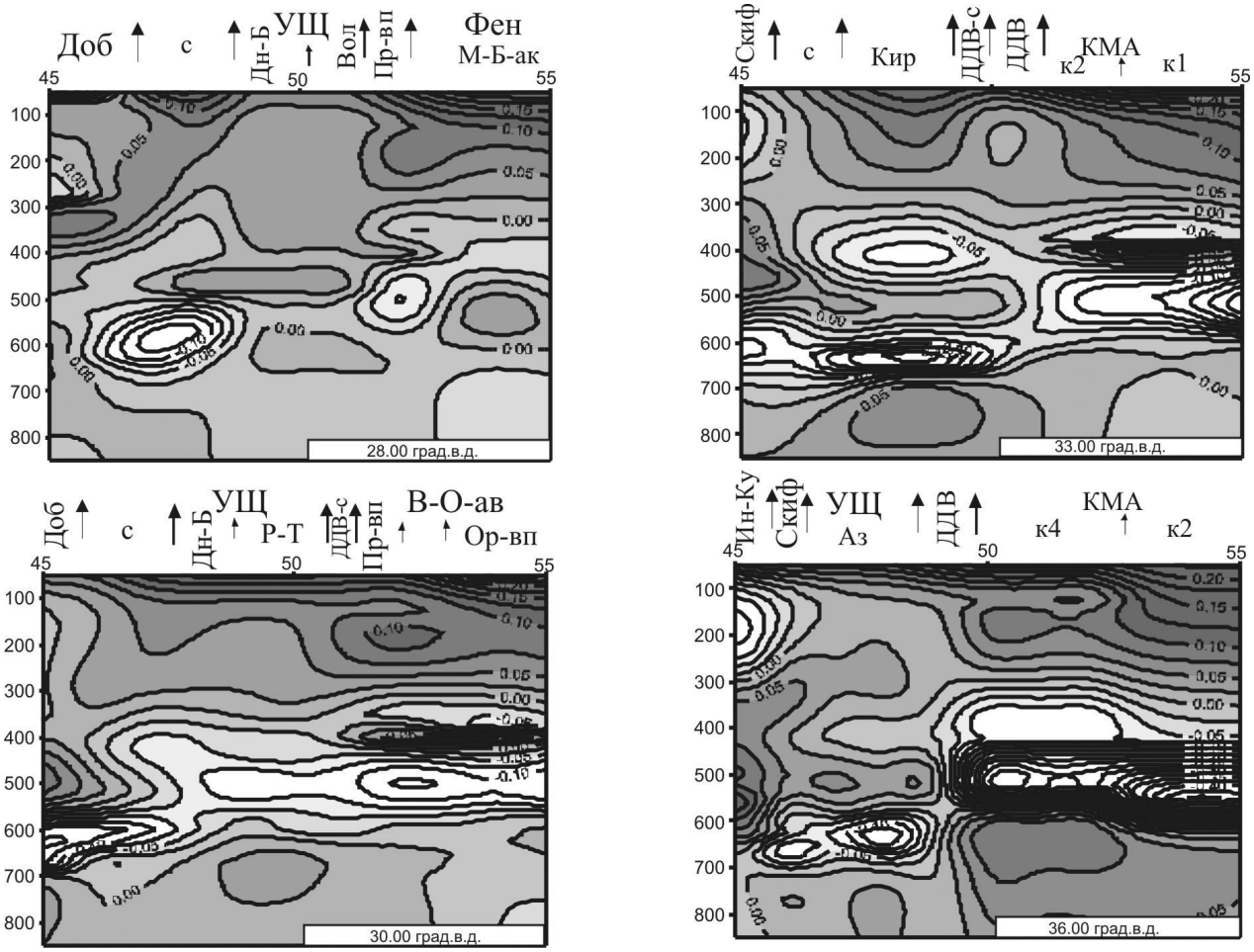


Рис.3. **Долготные сечения 3-D P-скоростной модели Украины (28, 30, 33 и 36°в.д.)**

Мантийная область под Росино-Бугским мегаблоком. На глубине 50-350 км находится высокоскоростной слой сейсмической литосферы. На глубине 350-600 км распространяется низкоскоростной слой переходной зоны верхней мантии (невязки -0,075 км/сек). Зону раздела 1 характеризует высокоскоростной слой.

Скоростное строение мантии под Волынским мегаблоком представлено высокоскоростным слоем сейсмической литосферы, мощность которого увеличивается от 350 км на северо-востоке до 500 км под западным краем мегаблока. Переходная зона верхней мантии Волынского мегаблока представлена низкоскоростным слоем, мощность которого уменьшается от 400-600 км под восточной до 500-580 км под западной окраинами. Зона раздела I на глубинах 580-680 км имеет значения невязок выше 0,00 км/с, ниже 680 км – меньше 0,00 км/с. Переход от Волынского мегаблока к Подольскому не находит отражения в скоростном строении мантийной области.

Высокоскоростной слой сейсмической литосферы под Волыно-Подольской плитой раздваивается на две части за счет низкоскоростной аномалии, находящейся на глубине 100-275 км минимальное значением невязки которой -0,05 км/сек. Глубина залегания подошвы верхней части слоя сейсмической литосферы составляет 100-125 км, под западной и юго-западной границей Волыно-Подольской плиты она уменьшается до 50 км. Нижняя часть слоя сейсмической литосферы погружается в западном и юго-западном направлениях до 275-550 км, и характеризует переходную зону верхней мантии фанерозойского окружения Восточно-Европейской платформы. Ниже на глубине 550-650 км находится низкоскоростной слой с минимальным значением -0,025 км/сек и высокоскоростной на 650-850 км. Эти два слоя распространяются только под Волыно-Подольской плитой.

Мантийная область под Предкарпатским прогибом и Украинскими Карпатами находится в зоне изменения скоростных характеристик, представляющих мантию под Волыно-Подольской плитой и Карпато-Балканской системой. Здесь наблюдается поднятие низкоскоростного слоя, находящегося под Волыно-Подольской плитой (100-275 км), до 50-250 км, увеличение мощности высокоскростного слоя, представляющего переходную зону верхней мантии под этими структурами на глубине 250-650 км. С 650 км до 850 км и ниже распространяется низкоскоростной слой.

Скоростное строение мантии под Скифской плитой проявляет себя как переходное от строения мантийной области под структурами Восточно-Европейской платформы к строению структур Черного моря, которые характеризуются низкоскоростным слоем верхней части верхней мантии и высокоскоростным слоем переходной зоны верхней мантии.

Днепрово-Донецкий авлакоген в скоростном строении верхней мантии проявляется в резкой смене характера поведения слоя переходной зоны верхней мантии. Под мегаблоками Украинского щита слой, характеризующий переходную зону верхней мантии, состоит из трех частей, с высокоскоростным «внедрением», а под Воронежским массивом переходная зона представлена интенсивным низкоскоростным слоем.

Определяющим фактором в скоростном строении данной мантийной области является ее положение – взаимодействия двух различных по скоростному строению мантийных областей (под древней Восточно-Европейской платформой и ее молодым окружением), что проявляется во взаимопроникновении скоростных слоев, соответствующих каждой из мантийной области. Под тектоническими структурами, находящимися на территории Украины и представляющими юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы, в мантийной области (до глубины 850 км) выделяется высокоскоростной слой сейсмической литосферы, преимущественно низкоскоростной слой, характеризующий переходную зону верхней мантии и на глубинах расположения зоны раздела 1 – как высоко- так и низкоскоростные слои, в зависимости от удаления от мантийной области под Восточно-Европейской платформой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Geyko V.S. A general theory of the seismic traveltime tomography. // Геофиз. журнал, 2004.-№2.-с.3-32.

2. 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. – №6. – с.927-939.

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

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Щипцов В.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, shchipts@krc.karelia.ru

Фенноскандинавский щит (ФЩ) представляет крупный выступ фундамента Восточно-Европейской платформы. Фундамент формировался в длительный геологический период. С этими страницами палеоистории связано на определенных стадиях образование значимых промышленных месторождений или крупных проявлений промышленных минералов (ПМ) и горных пород (ГП). Если говорить в целом о ФЩ, то мы имеем богатый ресурс полезных ископаемых, причисляемых в традиционном понимании к неметаллическим полезным ископаемым [1]. Значительную роль в становлении и формировании ПМ играли глубинные процессы, определившие специфику минерагении. Большая группа ПМ прямо связана своим генезисом с процессами метаморфизма при определенных термодинамических параметрах и флюидных режимах, при этом к концу палеопротерозоя был сформирован структурный облик в результате активной эндогенной деятельности. Неоднократная мобильная смена режимов геодинамических обстановок на территориях Норвегии, Финляндии, Швеции, Карело-Кольского региона, начиная с ранних стадий, под влиянием кинематических процессов транспрессии и транстензии, субдукции и обдукции, рифтогенеза, коллизий, платформенного осадконакопления и магматизма (с акцентом на щелочной магматизм) и других факторов стали решающими по влиянию на минералого-технологические свойства ПМ (индустриальных) Фенноскандии. Локализация этих месторождений определяется структурами – гранит-зеленокаменные пояса, рифтогенные зоны, области интенсивных коллизионных обстановок (подвижные пояса), отдельные массивы и другие структуры. На северо-западе они представлены аллохтонными покровно-складчатыми сооружениями норвежских каледонид, надвинутых на ФЩ.

Главная минеральная продукция – это апатит, нефелин, флогопит, вермикулит, бадделеит, карбонатные породы (известняк, мрамор, доломит), кварц, кварцит, анортозит. полевой шпат, оливин, пирит, тальк (апоультабазитовый и апокарбонатный типы), тальковый камень, графит, ильменит, магнетит, волластонит, шунгитоносные породы. В перспективе планируется начать освоение месторождений каолина, кианита, граната, чешуйчатого мусковита и др. Кроме того, природный камень для получения блоков из различных типов гранитов, габбро-диабазов и др., широко используется природный камень для получения щебня.

В данной работе рассматривается Карело-Кольская область (ККО) ФЩ [2, 3]. В этой области сформированы различные по типам и возрасту ПМ (табл.). Их множество и разнообразие объясняется гетерогенностью ККО, обусловленной историей ее становления и последующими преобразованиями. В этой области выделены такие структурные докембрийские провинции, как Кольская, Беломорская (или Беломорско-Лапландский пояс), Карельская (Карельский кратон) и Ладожский складчатый пояс (часть Свекофеннской области). Большая часть первичного вещества (протолитов) ассимилируется в тоналит-трондьемит-гранодиоритовом комплексе, многократно трансформированным плутоно-метаморфическими процессами. В последнее время в геологическом строении Карело-Кольского региона выявляются коллажи многочисленных террейнов различного вещественного состава, что говорит в пользу мобильной палеогеодинамики данной области в течение всей истории формирования геологического строения. Такие полицикличные процессы сильно затрудняют характеризовать и проводить корреляцию с полной достоверностью на отдельных площадях.

Схема геолого-возрастного положения промышленных минералов Карело-Кольского района

Эра	Интервал геологического времени, млрд. лет	Геодинамический элемент	Основные геологические комплексы	Промышленные минералы	
				Кольский полуостров	Республика Карелия
Кайнозой	< 0.065	Плейстоценовые и голоценовые тектонические процессы (неотектоника)	Морские, озерные и моренные отложения	Диатомит, глина. вермикулит	Диатомит, сапропель, глина
Мезозой	0.065-0.25	Экзогенез	Осадочные отложения	Каолиниты, сунгулиты, фосфаты	Кемиститы
Палеозой	0.25-0.55	Эндогенная активность (герцинский тектогенез, плюм-тектоника)	Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. Консолидированная кора (магматизм)	Апатит, нефелин, титанит, флогопит, бадделеит, лопарит, эвдиалит, эгирин, оливин, барит, ильменит	
Нео- и мезопротерозой	0.55-1.7	Пенепленизация	В режиме платформы – континентальные отложения и образования шельфа, магматизм		Графит, флюорит
Палеопротерозой	2.5-1.7	Коллизии палеорифры, (ятулийско-калевийский этап) авлакогены (сумийско-сариолийский этап)	Протоплатформа (формирование континентальных и морских отложений, осадочно-вулканогенные комплексы), магматизм, пегматиты	Мусковит, кварц, полевой шпат, кварциты, апатит, ильменит, циркон, бритолит, пирохлор.	Апатит, кальцит, магнетит, флогопит, ильменит, полевой шпат, мусковит, кварц, кианит, тальк, шунгит, хризотил-асбест, хромит, пирит, сподумен, пирохлор мрамор, доломит, кварцит.
Нео- и мезоархей (заключительный этап)	3.2-2.5	Денудация коллизиона	Метаморфизованные коры выветривания в верхних частях верхнеархейского разреза	Кианит, андалузит	Кианит
Нео- и мезоархей		Рассеянный рифтинг (тектоника малых и тонких плит)	Гранит-зеленокаменные области	Гранат, оливин, сподумен, поллуцит, лепидолит	Гранат, мусковит, ставролит, чешуйчатый, тальк, магнезит, тальковый камень, графит
Нео- и мезоархей (ранний этап)		Коровые астеносферные (мигматитовые) и нижнекоровые подастеносферные (гранулитовые)	Гнейсы комплекса основания		
Позднеархей	>3.2		Протокора – первично-коровый магматизм тоналит-трондьемит-гранодиоритовый		

О минерагенической специализации архейских комплексов можно говорить, рассматривая системы как гранит-зеленокаменные и гранулит-зеленокаменные области (пояса), представляющие собой верхние уровни позднеархейской протоконтинентальной коры. Не исключается, судя по данным ряда исследователей, что формирование этой коры произошло в условиях плейттектоники, но такой тип геодинамического режима многие специалисты не относят к тектонике плит, а называют его рассеянным рифтингом. В позднем архее обнаружены месторождения ПМ метаморфогенного и гидротермально-метасоматического генезиса – кианит и андалузит, пирит, кварц, гранат, графит, при этом Кейвская провинция высокоглиноземистых пород принадлежит к суперкрупному объекту.

В палеопротерозое произошло наращивание коры, в которой четко реконструируются терригенно-вулканогенные области и классическим примером являются ятулийские отложения в Карелии – это тальк (апокарбонатный тип), кварциты, карбонатные породы (мраморы и доломиты). Наличие шунгитоносных пород, бассейн развития которых в Заонежье не имеет мировых аналогов ни на одном из щитов мира, делает их уникальными по проявлению в природе новой формы углерода и огромным объемам высокоуглеродистых пород.

На минерагеническую специализацию ККО повлияли свекофеннские деструктивные процессы, в общем виде определяемые как свекофеннская активизация и ставшие причиной развития глубинной коллизионной структуры, в которой главенствовали палеопротерозойские циклы рифтинга и коллизии. Причиной и результатом подобных геодинамических обстановок, например, стало образование в зонах диафтореза в условиях фаций кианит-мусковитовых гнейсов высоких давлений и средних температур полей пегматитов, в которых формировались такие ПМ, как мусковит, полевой шпат, кварц (Карело-Кольская слюдоносная пегматитовая провинция). Помимо этого, отмечены также ПМ, как сподумен, поллуцит

Для мезо- и неопротерозоя характерны такие ПМ и ГМ, как карбонатные породы, кварциты, каолин, графит, флюорит и др.

Палеозой, мезозой – каолиниты в предгорьях Ловозерских тундр и в Прихибинье, сунгулитовые коры выветривания по элювию ультраосновных пород и гипергенные фосфаты, возможно, кемиститы Бураковского плутона, кайнозой – месторождения кор выветривания (вермикулит над Ковдорским ультраосновным щелочным массивом; озерные диатомиты и сапропели, озерные, морские и ледниковые глины).

Многоэтапность магматической деятельности естественным образом повлияла на появление в интрузивных образованиях ПМ (апатит, нефелин, титанит, оливин, магнетит, бадделеит, флогопит, ильменит, титаномагнетит, кальцит, барит, циркон, бритолит, пирохлор). Стали привлекать внимание в минерагеническом отношении палеопротерозойские массивы габбро-анортозитов. К этому примеру можно отнести Котозерский массив северной Карелии. Свое место определилось для щелочных массивов палеопротерозоя – мезопротерозоя (на Кольском – это Гремяха-Вырмес, Сахарйок и др., в Карелии в северной части – Тикшеозерский массив, на юге – Элисенваарская группа массивов).

Условия образования палеозойских интрузивных комплексов типа крупных одновозрастных интрузий щелочных сиенитов и карбонатитов Хибинского (Хибинский интрузив относится к массивам центрального типа и расположен на площади более чем 1300 кв. км) и Ловозерского плутонов, многофазные интрузии центрального типа щелочно-ультраосновных пород Ковдорского массива, а также массивы Себлъявр, Салланлатва, Африканда, Вуориярви и др. определили благоприятную обстановку для образования важнейших промышленных минералов – апатит, титанит, нефелин, флогопит, лопарит, эвдиалит, эгирин, оливин, барит, что может быть результирующим следствием палеозойской плюм-тектоники.

К специфике и уникальности многостадийной минерагении относятся крупнейшие в мире месторождения Карело-Кольского региона с промышленными запасами апатита, бадделеита вермикулита, флогопита, нефелина, кианита, андалузита, граната, мусковита, полевого шпата, шунгитоносных пород и др.

На мегауровне выделяются в качестве надрегиональных единиц первого порядка следующие минерагенические области: (1) структурно-формационные комплексы лопийских гранит-зеленокаменных областей, (2) области развития осадочно-вулканогенных и вулканических толщ палеопротерозоя, (3) структурно-формационные комплексы мезо- и неопротерозоя (4) дифференцированные интрузии от ультраосновного до кислощелочного и карбонатитового состава архейско-протерозойского периода (5) каледонско-герцинские щелочные плутоны, (6) часть ПМ формируется в мезозойско-кайнозойский период.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щипцов В.В. Индустриальные минералы Фенноскандии // Геолого-технологические исследования индустриальных минералов Фенноскандии. Петрозаводск: РИО КарНЦ РАН, 2003. С.7-29.

2. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.И., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 2002. с. 359.

3. Щипцов В.В. Обзор и оценка индустриальных минералов Республики Карелия // Геология рудных месторождений, т. 47, № 1, 2005. С.3-15.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОДКОРОВОЙ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Щукин Ю.К.

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, schuk@idg. chph.ras.ru

Завершена многолетняя работа по изучению глубинных скоростных неоднородностей Северной Евразии (б. СССР) для задач практической сейсмологии взрывов[1].

Получена новая версия распределения скорости Р волны на поверхности Мохоровичича на основе трехмерной модели среды для территории России и смежных с ней регионов. Для основной части Российского региона Северной Евразии эта модель является томографической усовершенствованной версией оригинальной скоростной модели ГСЗ, т.е. данные регистрации волны Р от мирных ядерных взрывов и некоторых землетрясений были использованы для того, чтобы Pn и верхнемантийные скорости согласовать и экстраполировать на межпрофильное ГСЗ пространство.

Файл этой модели покрывает регион в границах 35^0-80^0 N по широте и 30^0-180^0 E по долготе. Модельные исследования распределены по сетке 1^0x1^0. В модели в узлах пересечения градусной сетки обозначены глубина (в километрах) и скорость Pn (в км/с) на верхушке (**lid)** мантии.

Основной файл имеет объем 177 КБ и включает 6946 линий. На них проставлены следующие данные: широта **(N),** долгота **(E)**, глубина до поверхности Мохоровичича (**Нм**, в км), скорость **Pn** (в км/с).

Оставим пока в стороне прагматическую сторону выполненной работы, нацеленную на улучшение регистрации и локации сейсмических событий разной природы, в том числе и на телесейсмических расстояниях, и дадим краткое геолого-геофизическое толкование полученных ранее (Г.В. Краснопевцева, 1989; [2]) и сейчас результатов.

Из построений очевидно, что скорость сейсмических волн в слое ниже поверхности (границы) Мохоровичича, изменяется в широких пределах – от 7,7 км/с до 8,4-8,6 км/с с преобладанием значений 8,2-8,4 км/с Мощность указанного слоя также не остается постоянной и варьирует от 20-30 км до 60-70 и более км. Все это создает сложную гетерогенную картину изменения исследуемого параметра верхней мантии, свидетельствующую, вероятно, о разнообразии процессов, происходящих на контакте **«кора – мантия».**

В то же время в изолиниях равных значений пластовой скорости отчетливо проявляется блоковое строение верхнего уровня мантии, причем в поле изолиний можно проследить крупные тектонические структуры – Сибирскую, Западно-Сибирскую и Русскую платформы, горно-складчатые сооружения Средней Азии и др., можно установить и их более мелкие элементы, характеризующиеся различными значениями Pn. Иными словами, можно считать, что корни крупных тектонических неоднородностей распространяются на глубину, по крайней мере, первых сотен километров.

В целом, более высокоскоростным выражен слой **«lid»** (относительно нижележащего первого волновода в мантии) под древними платформами. Локальные высокоскоростные аномалии в их пределах расположены, как правило, в отрицательных структурах: в Прикаспийской, Московской синеклизах и др. В то же время платформенные щиты характеризуются умеренными (около 8,2 км/с) значениями скорости в слое **«lid»**; более высокие значения скорости отмечены под Украинском щитом.

Горно-складчатые сооружения также характеризуются низкоскостными (умеренными) параметрами обсуждаемого слоя подкоровой литосферы; наиболее высокоскоростной среди них – Урал. Отмечается также общее усложнение слоя в южном направлении: увеличивается раздробленность и количество слоев с пониженной скоростью. Это, по всей видимости, связано с активными глубинными процессами в южном альпийском поясе складчатых структур. Динамическое влияние последних на окраины прилежащих платформ оставило свои заметные следы в тектонической памяти литосферы.

Весьма сложным представляется строение литосферного слоя подкоровой литосферы в пределах Западно-Сибирской плиты – ансамбль высокоскоростных (8,4- 8,6 км/с) аномалий установлен в центральной ее части в пределах расположения основных отрицательных тектонических структур (впадин, рифтов).

Наиболее интересной особенностью строения подкоровой литосферы является выделение ряда протяженных вытянутых структур – «поясов». Часть их совпадает с такими же структурами, выделяемыми в земной коре. Это – пограничной зоне между Уралом и Западно-Сибирской плитой; на юге – зона между горными сооружениями Памиро – Тянь-Шаня и Туранской плитой; зона между Западно-Сибирской плитой и Тунгусской синеклизой Сибирской платформы; можно предполагать продолжение в мантии Байкальского корового рифтового пояса (Г.В. Краснопевцева, 1989**;** [2]).

Строение выделенных «поясов» на верхнем мантийном уровне сложно, большого распространения в его пределах получили высокоскоростные локальные аномалии. Кроме указанных выше, устанавливаются также «пояса» меньшей протяженности разделяющие Западно-Сибирскую плиту на северо-восточную, низкоскоростную

и юго-западную, более высокоскоростную, части; более высокоскоростной Западный Памир и сравнительно низкоскоростной Восточный Памир. В последнее время А.В.Егоркин (2000 г.) [3] наметил высокоскоростной «пояс» аномалий вдоль 42^0 в.д. в пределах Восточно-Европейской платформы.

Мощность подкорового слоя литосферы, как правило, увеличивается в сторону геологически более молодых регонов.

Таким образом, представленная информация о скорости (реже, о мощности) подкоровой литосферы, расположенной в переходной зоне между корой и «астеносферой», где, вероятно, преобразуется энергия глубинных процессов, видоизменяющая низы коры.

Выполненные построения в значительной мере «геологичны», что свидетельтвует, вероятно, о большом влиянии на формирование особенностей вещественного состава и структуры земной коры и тектонической ситуации глубинных процессов, происходящих в верхней мантии.

Вопросы геологической интерпретации данных и построений рельефа поверхности Мохоровичича возникли сразу же после массового определения глубин до М (Н.А. Беляевский [4]). Изучению сейсмических характеристик на поверхности Мохоровичича и в переходном слое "кора-мантия" посвящены известные работы Н.И. Давыдовой [5], Ю.В. Тулиной, Г.А. Ярошевской [6], Г.В. Краснопевцевой [7], Н.И. Павленковой [8, 9], И.С. Вольвовского [10], В.З. Рябого [11] , В.Б.Соллогуба (1986) [12], Н.Я. Кунина [13] и др. Десятки альтернативных построений и предположений об особенностях пространственного распределения граничной скорости на поверхности, идентифицированной в ряде случаев с Pn вблизи М на верхушке мантии («lid»), до сих пор дают обильную пищу для размышлений. Не остались в стороне и мы [14, 15, 2, 16, 17].

Интерес к переходной зоне «кора-мантия» возобновился, вероятно, в связи с огромным объемом работ МОВ-ОГТ, выполненным разными странами мира, в том числе и в России. Оказалось, что полученные в разных регионах границы глубинных отражений в земной коре трудно коррелируемы. Однако, самым тяжелым оказался вопрос: почему на многих региональных профилях МОГТ едва или вовсе не выражена граница Мохоровичича [9]. Вообще же заново встал вопрос о природе сейсмических границ в коре и верхней мантии.

Драматичными для геологов и геофизиков стали результаты глубокого и сверхглубокого бурения. Подтвердились представления о динамической природе сейсмических границ в земной коре, возникших в результате тектонического расслоения среды (коры и верхов мантии) в процессе прошлых и современных геодинамических преобразований среды. Эти данные во многом разрушили бытовавшие до сих представления о прямой связи глубинных и приповерхностных структур.

Размышления интерпретатора сейсмической информации о природе границы М, переходной зоны от коры к мантии, слоя **«lid»** (который можно считать результатом единых процессов), основаны на следующих предположениях. Переходная зона от М к верхам мантии – это результат: а) физико-химических превращений вещества коры и верхов мантии, б) термодинамических преобразований, в) напряженно-деформированного состояния среды.

Иначе говоря, границу Мохоровичича и переходную зону от земной коры к верхней мантии следует считать областью активных геологических процессов, в разное время затронувших все без исключения структуры Земли. Поэтому граница М – одна из немногих единых для твердой Земли планетарных границ, а зона перехода от коры к мантии – пространство, необходимое нашей Земле для развития указанных выше процессов. Возраст, тип проявления, физические свойства, характер прослеживаемости М, распределение скоростных аномалий под границей М, соотношение подкоровой литосферы с глубокими частями мантии и т.п. – все это признаки проявления палео – и современных геодинамических процессов.

Поэтому работа прагматического содержания [1] оказалась весьма информативной и для задач геолого-геофизического содержания.

Скоростные разрезы – образы среды подкоровой части литосферы – иллюстрируют не только ее гетерогенностью структуры и состава среды вдоль профиля наблюдений. Разнообразие ансамбля скоростных аномалий обусловлено также разным геологическим возрастом структур, режимом и длительностью тектонического развития [14]. Та же смысловая нагрузка содержится в картах распределения скоростных параметров на границе М и ниже, в слое «lid», отличающимся повышенными значениями продольных сейсмических волн.

Аномалии Pn [18, 19] указывают на важную роль вещественного фактора (алмазоносные кимберлитовые трубки) в формировании поля скоростей в пределах Восточной Сибири. В нашей работе [1] скорость Pn волн оказалась заниженной по сравнению со значениями, показанными на схеме в работе.

То же самое можно сказать и о Западной Сибири [20]. Повышенные значения скорости Pn еще требуют объяснения, хотя роль активных геодинамических процессов и рифтогенных структур глубинного заложения, к которым пространственно приурочены нефтегазовые месторождения-гиганты, нельзя исключать из объяснения причин аномального строения верхней мантии региона [21].

Таким образом, можно провозгласить ***два важных девиза***:

Первый из них можно был бы сформулирован так: **«старые данные для новых целей»** (к этому же призывает в своей работе К.Фукс [22].

Второй – **«геология для сейсмологии»**. Мы агитируем весь арсенал накопленных знаний о среде использовать для тех задач, в которых геологические понятия и размышления еще мало известны или мало понятны.

Осталось обсудить некоторые нерешенные вопросы. Сначала это сделаем с помощью Карла Фукса **[22]**, с которым автору пришлось работать в рамках научной программы проекта EUROPROBE и обсуждать некоторые изложенные вопросы.

ДИСКУССИЯ

Изменение масштаба гетерогенной тонкой структуры на уровне Мохо представляется охватывающим континент, возможно глобальным явлением. Тем не менее возникают вопросы: какие процессы ответственны за образование этой тонкой структуры и почему это сказывается в резком изменении в области Мохо. Возможно это химическая дифференциация в литосфере. Альтернативным или дополнительным механизмом является относительное движение между корой и мантией вдоль зоны срыва ***(detachment),*** особенно в самых низах коры и на границе «кора–мантия». Может ли такая дифференцированная деформация между корой и верхней мантией образовывать различия в масштабах гетерогенной литосферной тонкой структуры?

Открытие резкого изменения в пространственных параметрах литосферной структуры на границе Мохо ставит также вопросы для смежных дисциплин [22].

ПЕТРОЛОГИЯ/ГЕОХИМИЯ/ ВУЛКАНОЛОГИЯ

Характеристические (геометрические) отношения (длина к толщине) скоростных неоднородностей и плотности, их пространственных распределений могут быть прямо связаны с характеристиками магматических камер или зон самых верхов мантии, истощенных магматической дифференциацией. Какое распределение ожидается с композиционной точки зрения, например, в процессе истощения мантии? Какие оценки градиентов, связанных с охлаждением и удалением расплава, пригодны для магматических камер в нижней коре, на границе Мохо и для деплетированных (истощенных) пакетов в литосферной мантии? Что является возможными причинами низких V_p ~6.0 км\с вблизи Мохо? Частичное плавление или наличие флюидов при литосферном давлении? Как они могли создаваться? Могут ли они еще генерироваться в зоне Мохо на щитах или кратонах?

ТЕКТОНОФИЗИКА

Что касается связи (сцепления) или разъединения между хрупкой корой и подстилающим мантийным потоком, как это сказывается на распределении неоднородностей и их наблюдаемом изменении на границе кора-мантия? Может ли изменение структурных параметров на Мохо указывать зону приспосабливающих (компенсирующих) различий в дифференциации между корой и мантией? Как PmP-кода волн появляется в зонах известных сильных сцеплений или сильного разъединения? Какой может быть роль частичного плавления (карманы) или сверхсжатых флюидов которые могут уменьшить эффективную вязкость и облегчить срывы?

ГЕОДИНАМИКА

Возможно ли быстрые изменения динамических характеристик Pn в подкоровой литосфере и на Мохо. Если это так [5], тогда каким образом отслеживать такие изменения и как геологически объяснить следствия таких быстрых динамических (геодинамических) изменений. Не правильнее ли в таком случае считать границу Мохоровичича самой молодой и мобильной границей в земной коре? Четкость (резкость) проявления границы Мохоровичича [7, 17] или же «непрослеживаемость» Мохо на разрезах МОГТ – не является ли это проявлением пространственно-временного изменения структуры и свойств подкоровой литосферы и Мохо? Каковы практические следствия такого предположения в задачах прогноза мест очаговых зон землетрясений? Каков механизм таких изменений на Мохо и в подкоровой литосфере платформенных областей? Глубинные динамические системы взаимодействующих неоднородностей внутри и на границах орогенов и платформ – не подсказка ли к одному из вариантов такого объяснения?

НЕКОТОРЫЕ КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Lid – верхушка (крышка) подкоровой литосферы, между разделом Мохоровичича и первым мантийным сейсмическим волноводом.

Tectonic layering, flake tectonics, delamination of mantle lithosphere – тектоническая расслоенность.

Depleted mantle – деплетированная (истощенная) мантия.

Decollement – региональный срыв между «верхним структурным ярусом» и фундаментом.

Decoupling – нарушение структурных связей; разъединение, расщепление.

Detachment – срыв.

Underplating – магматическое подслаивание.

Mantle-crust mix – коро-мантийная смесь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Murphy Y.R., Rodi W.I., Johnson M. e.al. Seismic Calibration of Group 1 IMS Stations in Eastern Asia for Improved IDS Event Location // 23th Seismic Reseurch review: Wordwide Monitoring of Nuclear Explosion / October 2-5, 2001, p. 280-288.

2.Атлас карт глубинного строения земной коры и верхней мантии территории СССР (объяснительная записка). М., ВНИИГеофизика, 1989, 84 с.

3. Егоркин А.В. Геологическая информативность многоволнового ГСЗ на примере изучения Севера Европейской части России // Региональная геология и металлогения. № 10, 2000, С.-Пб., ВСЕГЕИ. С. 85-93.

4.Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974, 280 с.

5. Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М., Наука, 1977, 163 с.

6. Тулина Ю.В., Ярошевскаая Г.А. Внутренняя структура земной коры. Методика анализа и интерпретации сейсмических волновых полей. М., Наука, 1976, 134 с.

7. Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопевцева Г.В. Природа границы Мохоровичича. М., Наука, 1984, 219 с.

8. Павленкова Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы // Физика Земли, 1999, № 7-8. С. 3-29.

9.Павленкова Н.И. Основные результаты глубинных сейсмических зондирований за 50 лет исследований // Региональная геология и металлогения, 1999, № 10, С.-П., ВСЕГЕИ. С. 12-21.

10. Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., Недра, 1973. 208 с.

11. Рябой В.З. Аномалии времен пробега $P^{M}_{пр}$ (Pn) и скоростные неоднородности верхней части мантии территории СССР // ДАН СССР, 1973, т. 212, № 1. С. 88-91.

12. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев, Наукова Думка, 1986, 183 с.

13. Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Районирование верхней мантии Евразии по особенностям граничных скоростей продольных волн // Геофизический сборник, 1988, т. 10, № 1. С. 3-12.

14. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М., Наука, 1987, 238 с.

15. Проблемы глубинной геологии СССР. М., 1988, 206 с.

16. Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика, 1996, № 4, с. 19-24.

17. Краснопевцева Г.В., Ю.К.Щукин Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. № 10, 2000. С. 73-84.

18. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические зондирования в Якутской кимберлитовой провинции. Наука, Новосибирск, 1993, 136 с.

19. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутии // Физика Земли, 1999, № 7-8, с. 94-113.

20. Solodilov L.N. The GEON Centre: 25 Years of Implementation of PNE Studies of Earth's Deep Structure. Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology. Ed. K.Fuchs. 1997, p. 1-10.

21. Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991, 224 с.

22. Fuchs K., Wenzel F. Conservation of lithospheric DSS-Data – Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology. Ed. K.Fuchs. 1997, p. 11-31.

О СВЯЗИ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГЛУБИННЫХ НАПРАВЛЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Щукин Ю.К., Бабак В.И., Краснопевцева Г.В.

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, schuk@idg.ras.ru

Эту работу (которую мы посвящаем памяти Владимира Ивановича Бабака, который еще в 1994 г. предложил выполнить совместить свои геоморфологические и наши геофизические построения, видя в них похожесть), можно рассматривать как продолжение исследования вопросов сообщения современных вертикальных движений морфоструктурных особенностей земной коры и сейсмичности [1] (Ананьин, Лилиенберг, Щукин, 1973). Тогда нам удалось сделать ряд интересных и важных выводов. *Во-первых, мы предположили наличие динамической системы «морфоструктурные особенности – медленные современные движения – сейсмичность». Во-вторых, мы допускали, что пространственная дифференциация крупных морфоструктурных областей и глубинного строения земной коры Восточной Европы находит в целом прямое отражение в дифференциации медленных вертикальных движений. В-третьих, пространственная дифференциация быстрых (сейсмических) движений также обнаруживает тесную связь с характером проявления вертикальных движений и морфоструктурными особенностями платформы окружающих горно-складчатых областей.*

Таким образом, допускалось, что между морфоструктурами, глубинным строением земной коры и пространственной дифференциацией современных вертикальных движений Восточной Европы существует определенная взаимосвязь. Наличие такой взаимосвязи указывает на значительную динамичность земной коры. В связи с этим *был поставлен принципиальный вопрос о степени постоянства таких параметров, как, например, мощ-*

ность консолидированной части земной коры и глубина залегания поверхности Мохоровичича. Их изменчивость во времени, как мы полагали, вряд ли вызывает сомнение, но, *по-видимому, есть основания считать, что эти изменения могут происходить также и за весьма короткие промежутки времени.*

Сейчас мы предлагаем рассмотреть морфоструктурные направления новейшего возраста и структур глубинных сечений земной коры. Удивительное подобие этих структурных направлений также заставляет сделать ряд предположений.

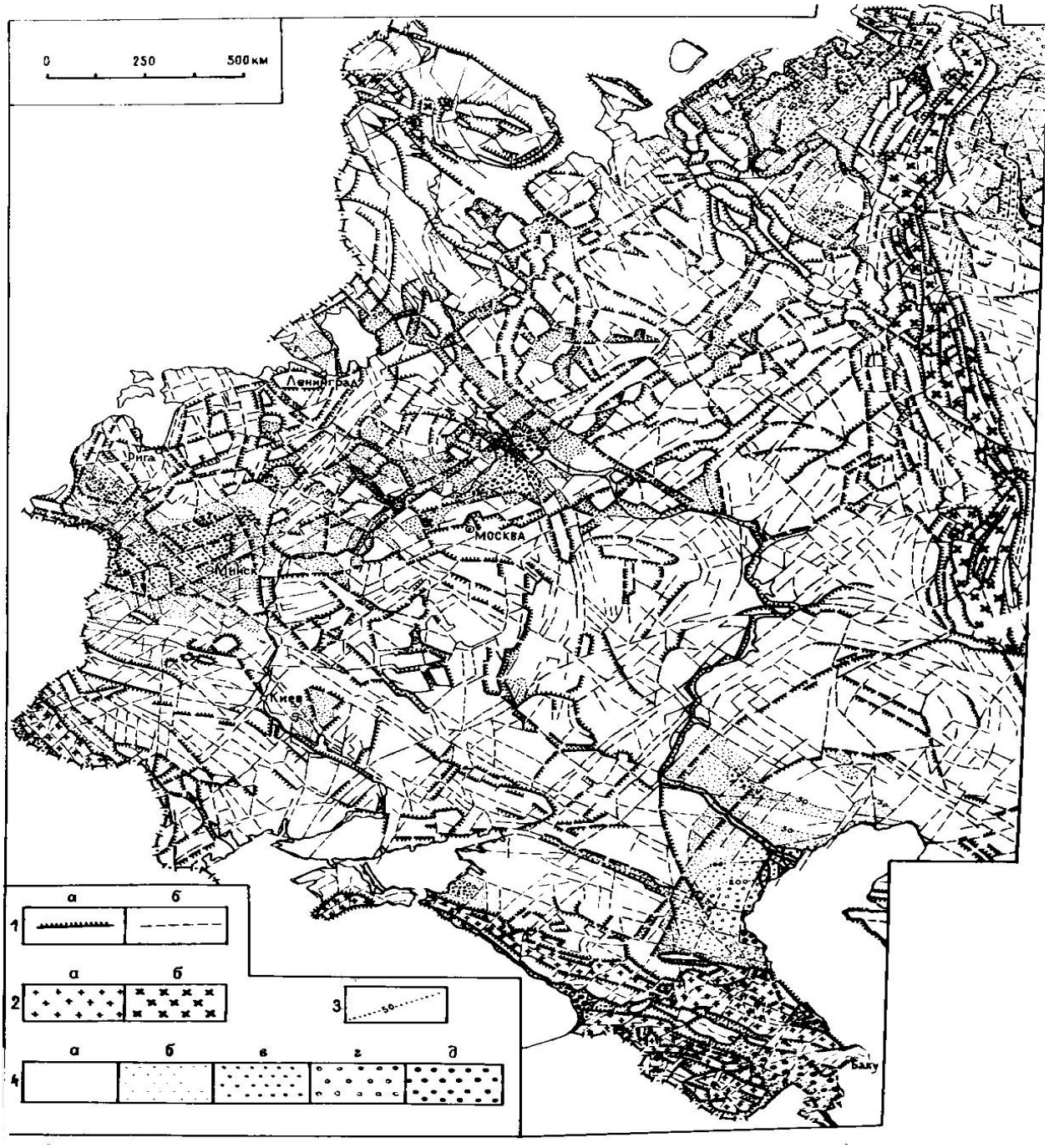


Рис. 1. **Морфоструктурная схема (В.И. Бабак)**

1 – линейные морфоструктуры. Линеаменты, подтвержденные геологическими данными – а – без заметных смещений в рельефе пограничных блоков; б- подчеркнутые четкими уступами и перепадами высот; Линеаменты, установленные по геоморфологическим данным: а – без выраженных в рельефе смещений; б – подчеркнутые уступами; 2-3 – площадные морфоструктуры (геоблоки разного ранга, отличающиеся по возрасту, знаку и амплитуде выраженных в рельефе деформаций земной поверхности). Средние высоты междуречий, в метрах

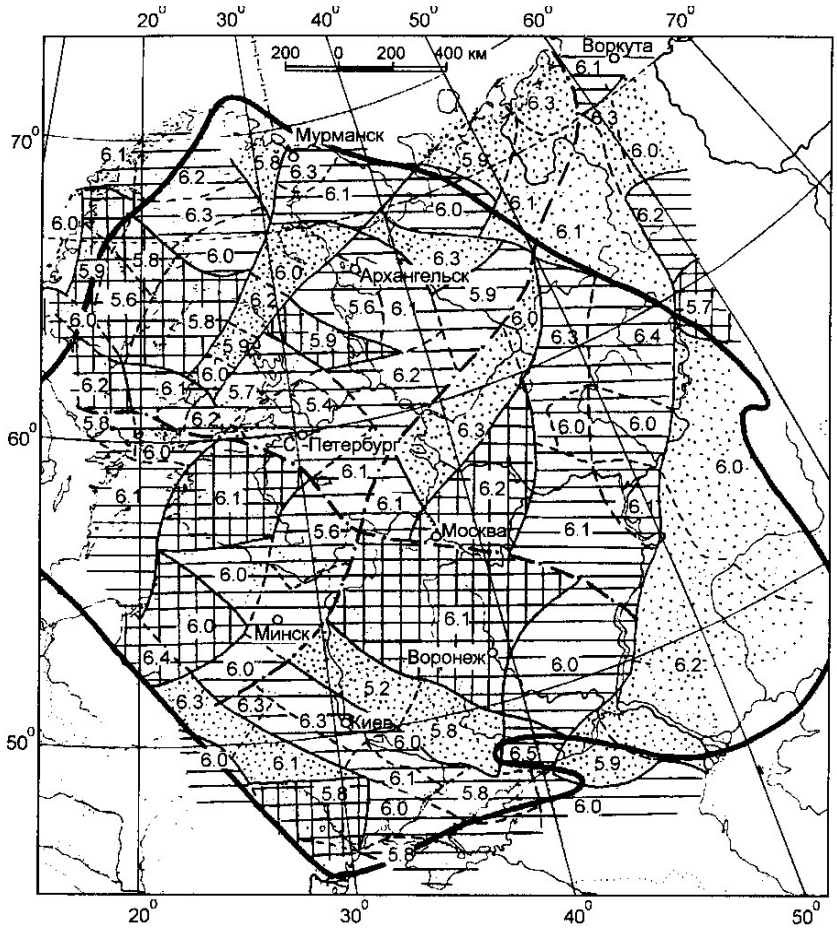


Рис. 2. **Делимость и упругие свойства верхнего слоя консолидированной части земной коры** (Г.В. Краснопевцева, Ю.К. Щукин, 1996, 2000)

Штриховкой показана величина мощности слоя, в км (5-10; 10-15; 15-30 км). Контакты скоростных неоднородностей 1-го и 2-го порядков (мелким пунктиром обозначены границы областей с аномально низкими значениями скорости продольных волн). Осредненные значения скорости сейсмических волн в слое, в км/с. Толстый черный контур – граница платформы

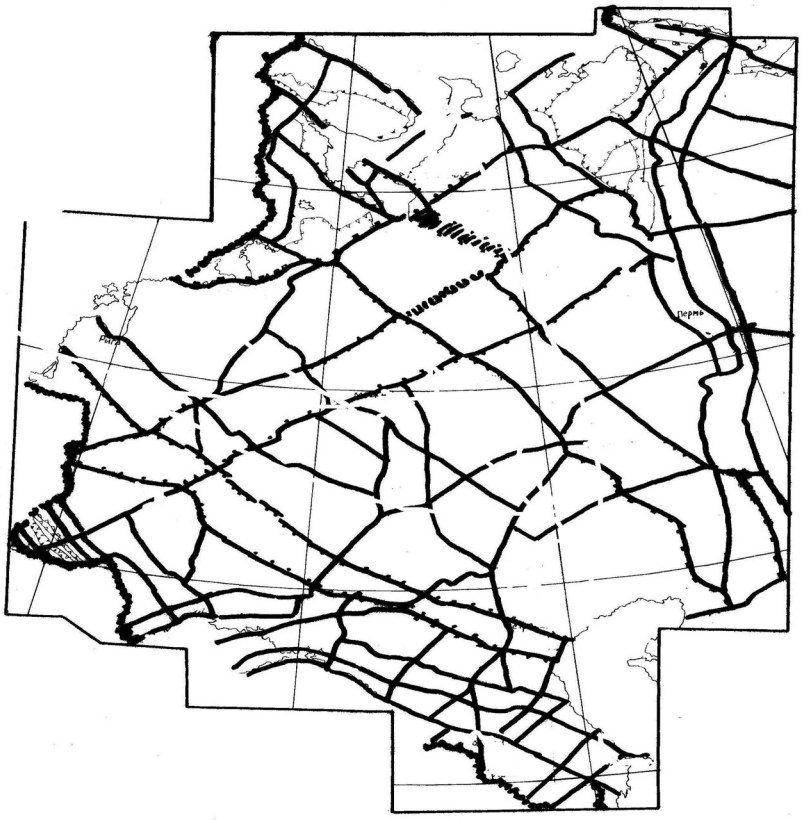


Рис. 3. **Генерализованные структурные неотектонические направления** (В.И. Бабак, 1988, ф)

Протяженными линиями разной толщины показаны: Глобальные структуры (надрегионы первого порядка) – крупнейшие формы планетарного рельефа (горные пояса, континентальные платформы и соответствующие им равнины); Субглобальные структуры (надрегионы второго порядка) – плиты (пластовые равнины), щиты (глыбовые своды) и др. Геоблоки (регионы первого порядка) – главные гипсометрические ступени фундамента и земной поверхности, соразмерные крупным антеклизам, синеклизам, их сочетаниям и др.

Геоморфолого-неотектоническое районирование [2] (В.И. Бабак, 1984, 1988ф.), представленное структурно-морфологическими картами рассматривается как основа типизации геологической среды. *Исходным здесь является тезис о том, что эндогенные, глубинные процессы новейшего этапа развития а также обусловленные ими тектонические движения и структурные новообразования, проявляющиеся в деформациях земной поверхности и в рельефе, представляют собой комплекс взаимообусловленных, постоянно меняющихся во времени и в пространстве факторов и соответствующую направленность развития природной обстановки.* В том числе, тенденцию природных изменений инженерно-геологических и гидрогеологических условий, которые необходимо учитывать при долгосрочном прогнозировании региональных и локальных изменений геологической среды.

Блоковый характер проявления неотектоники (рис. 1) заставляет особо пристальное внимание обратить на выявление инженерно-геологического, гидрогеологического, геохимического значения разрывных нарушений, достаточно активных на новейшем этапе развития даже в пределах платформенных территорий, традиционно считавшихся спокойными. Для зон сгущение (концентрация) разрывных нарушений характерны: повышенные газо- и водопроницаемость пород, активный подток к земной поверхности глубинного тепла, наличие глубинных источников минерализованных вод, нарушенное залегание горных пород, изменения заболоченности и других свойств грунтов, характера растительности, а также прочие аномалии геологического строения рельефа и ландшафта в целом, обусловленные периодической разрядкой тектонических напряжений в пределах выделяемых швов. Представляется, что именно эти зоны могут явиться наиболее активными очагами антропогенных изменений природных условий, возникающих под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Данные неотектоники уточняют и детализируют представления о делимости земной коры. Выделенные на карте (рис. 1) [1, 2] система «живых» разрывных нарушений – фактический материал для глубинного строения изучаемого региона. Геофизические построения, ранее описанные подробно (Краснопевцева, Щукин, 1996, 2000) [3,4], подтверждают в общем виде связь новейших структур с голубиными структурами земной коры. Розы-диаграммы преобладающих структурных направлений на глубину поверхности земной коры до ее низов (поверхность Мохоровичича) убедительно свидетельствует о том, что *земная кора Восточно-Европейской платформы в течение всего геологического времени эволюционно развивалась как единое организованное пространство.* При этом, на фоне общих закономерностей в то же время сохранялись региональные, индивидуальные свойства среды, обязанные в том числе взаимодействующим, окружающим Восточно-Европейскую платформу, орогенами.

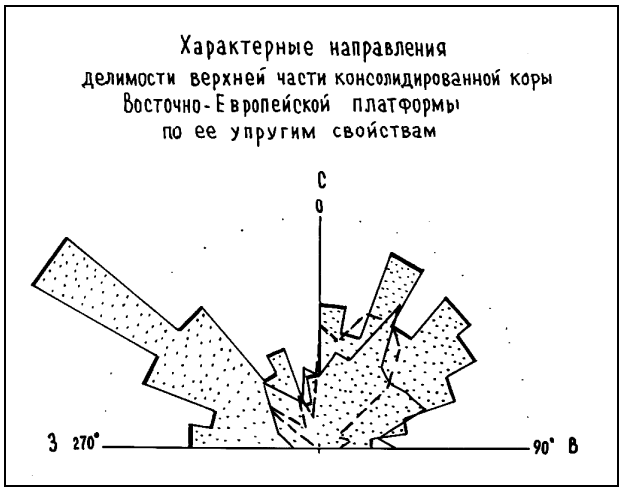


Рис. 4. **Черным цветом на большом контуре оказаны характерные направления аномалий современных движений земной коры (сплошные черные малые линии – характерные направления аномалий геодезические измерений; пунктир, то же – изосейст землетрясений на платформе, по И.В. Ананьину, 1968)**

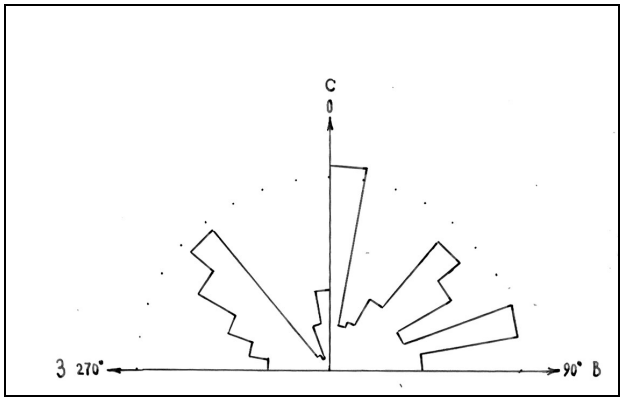


Рис. 5. **Характерные структурные направления в поле четвертичных геодинамических систем**
(построено по карте из работы В.И. Макарова) [5]

Приведенный материал, несмотря на неполноту и отрывочность сведений, тем не менее, позволяет сделать принципиальный *вывод о генетической самостоятельности крупных геоструктурных элементов. Восточно-Европейской платформы на новейшем этапе развития земной коры, обладающих индивидуальным по-*

лем тектонических напряжений и, следовательно, о связи поверхностных деформаций с глубинными процессами. Выявляется также локальная перестройка фонового поля внутри этих геоструктур и связанные с нею частные деформации.

Таким образом, новейшее тектоническое поле Восточно-Европейской платформы – многоранговое, однако уточнение иерархии полей тектонических напряжений, выявление регионального фона и его составляющих – дело будущего.

Для нас было важным показать сложную взаимосвязь приповерхностной и глубинной геодинамической обстановки на Восточно-Европейской платформе, которую надо учитывать при любых геологических реконструкциях, в том числе и обращенных к практическим задачам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьин И.В., Лилиенберг Д.А., Щукин Ю.К. «Вопросы соотношения вертикальных движений морфоструктурных особенностей земной коры и сейсмичности (на примере Восточно-Европейской платформы)». В сборнике «Современные движения земной коры» № 5, Тарту, АН ЭССР, 1973. С. 605-616.

2. Бабак В.И. (главный редактор) «Карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР», масштаб 1:1 500 000, 1980, М,: ГУГКСССР, 1984.

3. Краснопевцева Г.И., Щукин Ю.К. «Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы» , Геофизика, 1996, № 4. С. 19-24.

4. Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований. Региональная геология и металлогения. С.-П., 2000, 10. С. 73-83.

5. В.И. Макаров Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных областей в связи с оценкой их тектонической активности. «Недра Поволжья и Прикаспия». Спец выпуск № 13, 1996, с.49-60.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ И ЕСТЕСТВЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Юдахин Ф.Н.[1], Капустян Н.К.[2]

[1.] Архангельский научный центр УрО РАН, г. Архангельск, arhsc@mail.ru
[2] Институт физики Земли РАН, г. Москва, nkapustian@gmail.com

Одной из заветных целей геолого-геофизических исследований является возможность искусственного воздействия на природные геодинамические процессы, протекающие в земной коре. На это направлена значительная часть фундаментальных исследований как глубинного строения, так и тектоники. Ярким примером может служить тот факт, что создание метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и развертывание масштабных работ ГСЗ было спровоцировано разрушительным Ашхабадским землетрясением 1948 г. и поиском возможности прогнозирования сильных землетрясений.

Другой пример – детальные полигонные геолого-геофизические исследования высотных плотин ГЭС в сейсмоактивных районах также были вызваны катастрофами (плотины Койна, Кариба). По итогам работ был получен обширный и уникальный материал, причем, как правило, наиболее важные результаты сначала представлялись как «побочные». Наиболее важным для нас примером является вывод о связи сейсмического режима района водохранилища ГЭС с уровнем слабых механических вибраций, возникающих при сбросе воды [3]. Данный экспериментальный факт послужил основой для теоретических и модельных исследований свойств геологической среды, на основании которых была высказана идея о возможности «обмена» сильных землетрясений на рои более слабых путем искусственного воздействия на среду [4]. Одним из компонентов такого воздействия является создание повышенного уровня механических вибраций. Существенно, что воздействия – достаточно слабые, в пределах возможных вариаций уровня естественных микросейсм.

Ключевая роль слабых механических вибраций для процессов в земной коре отмечалась в ряде экспериментов, обобщение которых позволило нам составить сводку характерных величин деформаций и ускорений для процессов, влияющих на геодинамику (рис. 1), более полный обзор воздействий и их последствий приведен в монографии [1]. Анализ сводки показывает, что по величинам дополнительных деформаций, создаваемых в породах земной коры, искусственные техногенные и естественные воздействия сопоставимы, а по ускорениям – могут превосходить природные на 4 порядка. Существенно, что процессы, подобранные в сводке, являются экзогенными, но они провоцируют эндогенные изменения, что, в первую очередь, отражается в геодинамике.

В связи с этим, на практике возможна разработка определенных природоохранных мероприятий или превентивных мер для устранения опасных процессов. Для этого необходимо, прежде всего, установить соот-

ветствие между искусственным воздействием и наиболее вероятным откликом на него геологической среды. В подборке экспериментальных данных, приведенной в [1], эффект отклика среды на внешнее воздействие проявляется в основном на статистическом уровне, причем возможна комбинация ряда действующих факторов. Кроме того, для многих проявлений эффекта не ясны как механизмы, связывающие воздействие и отклик, так и энергетические соотношения (своеобразный коэффициент полезного действия – кпд воздействия). Для прояснения этих вопросов были предприняты специальные эксперименты на натурных моделях.

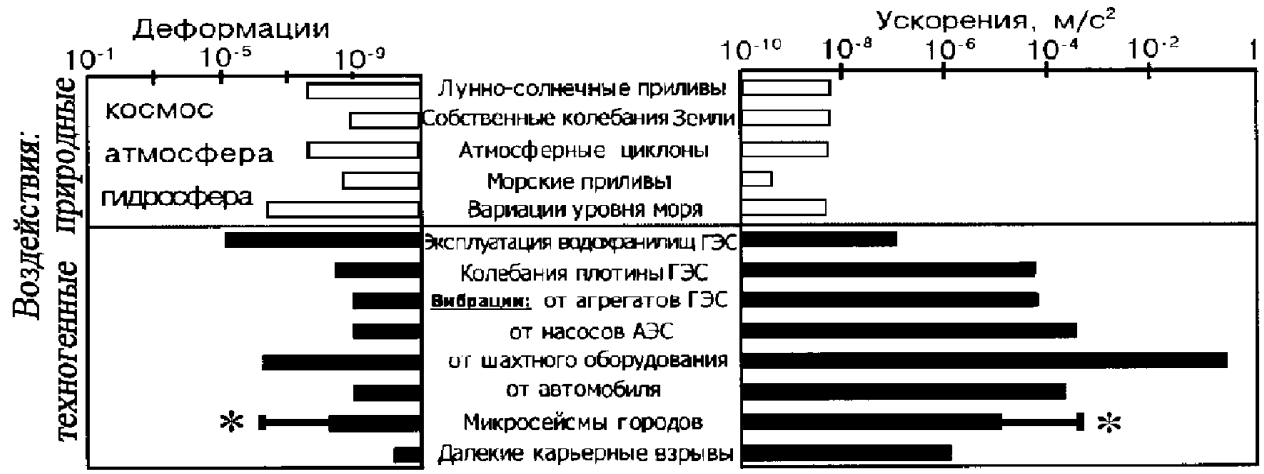


Рис. 1. **Сводка параметров внешних воздействий на земную кору,**
звездочкой отмечены данные по колебаниям высотных зданий

Реакция блоковой среды на постоянные медленно меняющиеся квазигармонические внешние воздействия. В качестве натурной модели сильно раздробленной блоковой геологической среды была выбрана морская дамба XIX в, соединяющая через пролив острова Б. Соловецкий и Б. Муксалму. Дамба представляет собой сооружение из крупных (1 м и более) валунов, соединенных песчано-глиняным наполнением. Длина дамбы – около 1 км, высота – 6-7 м, около 2 м находится под водой. Основным воздействием на коротких временных интервалах (в несколько часов) при штиле является действие морского прилива, оценка дает изменение боковой нагрузки на дамбу в 0,1 бар. Такой пригруз по величинам близок к воздействиям, способным вызывать изменения свойств среды и влиять на течение геодинамических процессов [1]. Немаловажно, что район дамбы практически необитаем, т.е. отсутствует техногенная компонента как в воздействии, так и в сейсмическом сигнале.

Сейсмометрические наблюдения (X, Y,Z) велись в центральной части дамбы в полосе частот до 70 Гц в течение 3 часов во время максимальной фазы прилива – подъема воды и начала ее спуска, т.е. моделировалось действие знакопеременной нагрузки. Существенно, что был практически полный штиль. При обработке анализировалась форма записи микросейсм, энергетические спектры и функции когерентности попарно для всех компонент, что позволяет выявлять события, скрытые фоном микросейсм [5]. Запись на X-компоненте (вкрест дамбы) существенно отличается от Y и Z, особенно по высокочастотной составляющей, представленной практически непрерывным потоком микроимпульсов с характерной частотой примерно 40 Гц. Следует отметить, что именно эта величина (40 Гц) приводится в работе [2] как собственная частота колебаний блоков с размером 1 м. Несколько более высокочастотное сейсмическое излучение (45-55 Гц) характерно только для X-компоненты, т.е. может быть обусловлено процессами, связанными с подъемом-спуском уровня воды, действующим именно в этом направлении. Были построены распределения значений когерентности (аналоги графика повторяемости) для интервалов подъема и спуска воды (рис. 2,б). Видно, что распределения различны, причем для сечения вкрест дамбы (Z-X), совпадающем с направлением воздействия, отличия большие, чем для пары Z-Y.

Проанализируем изменения во времени (временной ход) следующих величин: мощности микросейсм на X-компоненте, наиболее подверженной действию прилива, и функций когерентности для пар Z-X, Z-Y, т.е. для вертикальных сечений дамбы соответственно вкрест и вдоль нее (рис. 2,а). Оценки мощности и когерентности аналогичны величинам, применяемым для характеристик сейсмичности – выделившейся энергии и количества событий в единицу времени. Обращает внимание то, что кривые мощности и когерентности изменяются во времени как бы в «противофазе». Рассмотрим этот вопрос более детально. На участке I (соответствует наивысшей точке подъема прилива), интенсивность высокая при низкой когерентности, т.е. при малом со-

отношении сигнал-помеха для отдельных импульсов. Здесь высокая интенсивность достигается большим потоком относительно слабых импульсов. На участках II и IV (спуск воды) – ситуация обратная, тут отдельные импульсы относительно сильные, но их мало и они суммарно дают низкий уровень сейсмического излучения. На участке III наблюдается подъем интенсивности сопровождаемый спадом когерентности, т.е. увеличением числа слабых событий. По существу переход от участка II к III соответствует ситуации «обмена» более сильных сейсмических событий на серию слабых при изменении скорости нагружения.

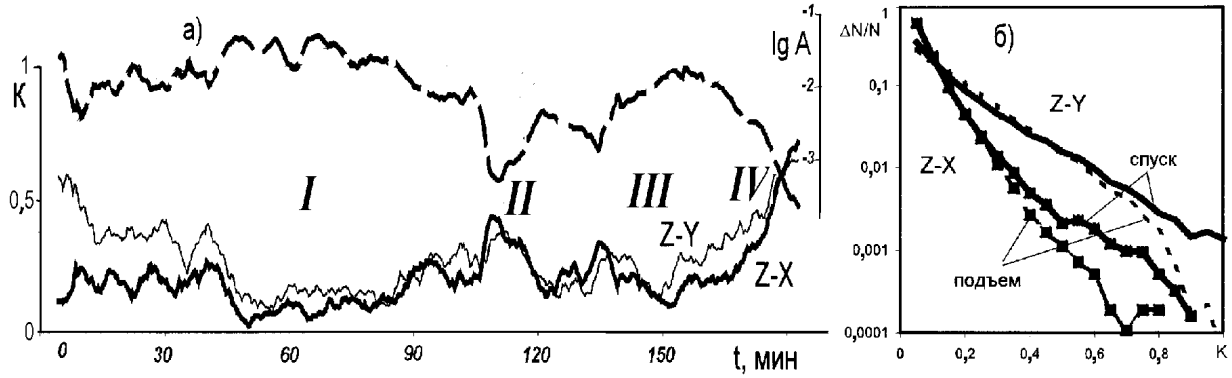


Рис. 2. **Воздействие прилива на морскую дамбу:**

а – временной ход мощности микросейсм lgA (пунктир) и когерентности K для сечений Z-X, Z-Y (сплошные линии), б – распределение значений когерентности K (аналог энергии) для микроимпульсов

Использование аппаратуры, калиброванной в абсолютных уровнях, позволяет оценить величину сбрасываемых напряжений ($\Delta\sigma$) при сейсмическом излучении. В соответствии с представлениями о процессах при стесненном повороте [2]: $\Delta\sigma = v_0 NG / L\pi f$. Подставляя экспериментальные значения: $v_0 \approx 100$ нм/с – максимальная амплитуда импульсов на частоте 40 Гц, $N = 5$ – число фаз записи, $G = 2*10^{10}$ Па (гранит), $L = 1$ м – характерный размер блока, $f = 40$ Гц, получаем $\Delta\sigma \approx 100$ Па $= 10^{-3}$ бар. Эта оценка хорошо согласуется с определениями сброса напряжений в ряде районов, в том числе южнее – для Ловозерского массива [2], что также указывает на достаточно хорошее подобие исследуемой натурной модели и истинной геодинамической ситуации. Кроме того, учитывая величину нагрузки (0,1 бар) можно оценить, что в высокочастотном сейсмическом излучении сбрасывается примерно 1% от действующей нагрузки, т.е., по существу, это оценка кпд преобразования внешнего воздействия в эндогенный отклик среды.

Реакция блоковой среды на ударные слабые внешние воздействия. Эксперимент проводился на озерной дамбе в центре Б.Соловецкого о-ва, также сложенной из местных валунов. С двух противоположных сторон дамба зажата берегами, т.е. она работает как своеобразная диафрагма. Длина дамбы составляет около 280 м, максимальная высота 3 м. Район этой дамбы также необитаем, т.е. техногенная компонента в сейсмическом сигнале отсутствует. Сейсмометрические наблюдения велись примерно 2 часа с помощью двух акселерометров CMG–5T, 3-компонентных, по горизонтали ориентированных вкрест и вдоль дамбы. Основным воздействием являлись удары кувалдой, одиночные и сериями, в связи с выполнением малоглубинной сейсморазведки вдоль дамбы.

Отмечено ряд закономерностей, которые можно проиллюстрировать временным ходом количественной характеристики – мощности потока импульсов (количества импульсов в единицу времени), построенных путем когерентно-временного анализа для сечений вкрест и вдоль дамбы (рис. 3) Мощность потока импульсов из среды меняется во времени и в разных направлениях. Сравнение уровней до воздействия и после окончания ударов показывает, что существует остаточный средний фон, причем в направлении вдоль дамбы превышает таковой в направлении вкрест нее. Вдоль дамбы сброс средой «запасенной» от ударов энергии в виде потока микроимпульсов происходит дольше. Наиболее вероятная причина состоит в том, что в поперечном направлении дамба не закреплена, в продольном – существует дополнительное поле внутренних напряжений из-за закрепления дамбы у берегов.

По сейсмическим записям можно грубо оценить кпд преобразования средой воздействий. После первой серии ударов (до отметки 1300 с от начала эксперимента) накопления энергии нет – вся закаченное воздействие проходит через среду без накопления. После последней серии – (после отметки 4300 с) присутствует остаточное повышенное излучение, его мощность примерно в 6 раз выше начального, а отношение остаточного эндогенного излучения и средней мощности удара (перешедшего в сейсмический сигнал) составляет 0.02-0.03 по разным направлениям, т.е. кпд – 2-3%.

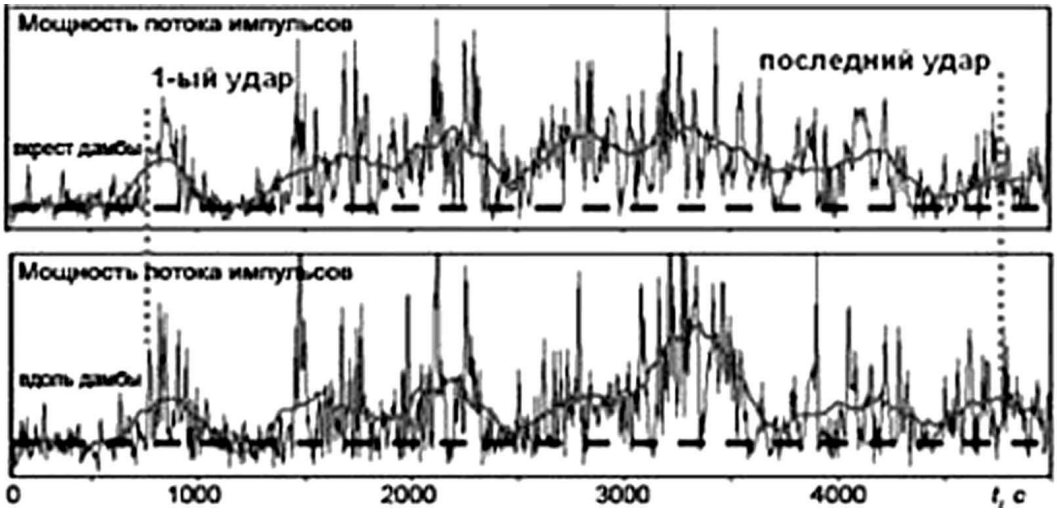


Рис. 3. **Временной ход мощности потока микроимпульсов вдоль и вкрест озерной дамбы, пунктир – уровень до начала ударных воздействий**

ВЫВОДЫ

Таким образом, на натурных моделях, свойства которых соответствуют природной блоковой среде, показано, что внешние, даже относительно слабые воздействия могут вызывать эндогенные процессы в среде, проявляющиеся в виде изменения параметров сейсмического излучения. Это, в свою очередь, является свидетельством активизации геодинамических процессов. Проведенные количественные оценки показывают необычайно высокое значение кпд преобразования внешних воздействий в эндогенные процессы, что является дополнительным свидетельством энергонасыщенности блоковой среды.

Представленные материалы позволяют подойти к количественным оценкам техногенного влияния внешних воздействий на геологическую среду. Применив масштабирование, можно попытаться оценить, какую опасность представляют зоны раздробленности и блокового строения для размещения производств с характерными вибрациями, передаваемыми в геологическую среду.

ЛИТЕРАТУРА

1. Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий // Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 416 с.

2. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород, под. ред. В.В.Адушкина, М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.

3. Мирзоев К.М., Виноградов С.Д., Рузибаев З. Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию // Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 12, 1991. С. 69-72.

4. Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Дастури Т.Ю. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нурекской ГЭС // Сб. «Сейсмические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана» Душанбе, «Дониш»,1987. С.101-119.

5. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Шахова Е.В. Выявление слабоактивных разломов платформ с использованием наносейсмической технологии // ДАН, т. 405, № 4, 2005. С. 533-538.

РАЗРАБОТКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

Юдин В.В.[1], Тимонин Н.И.[2]

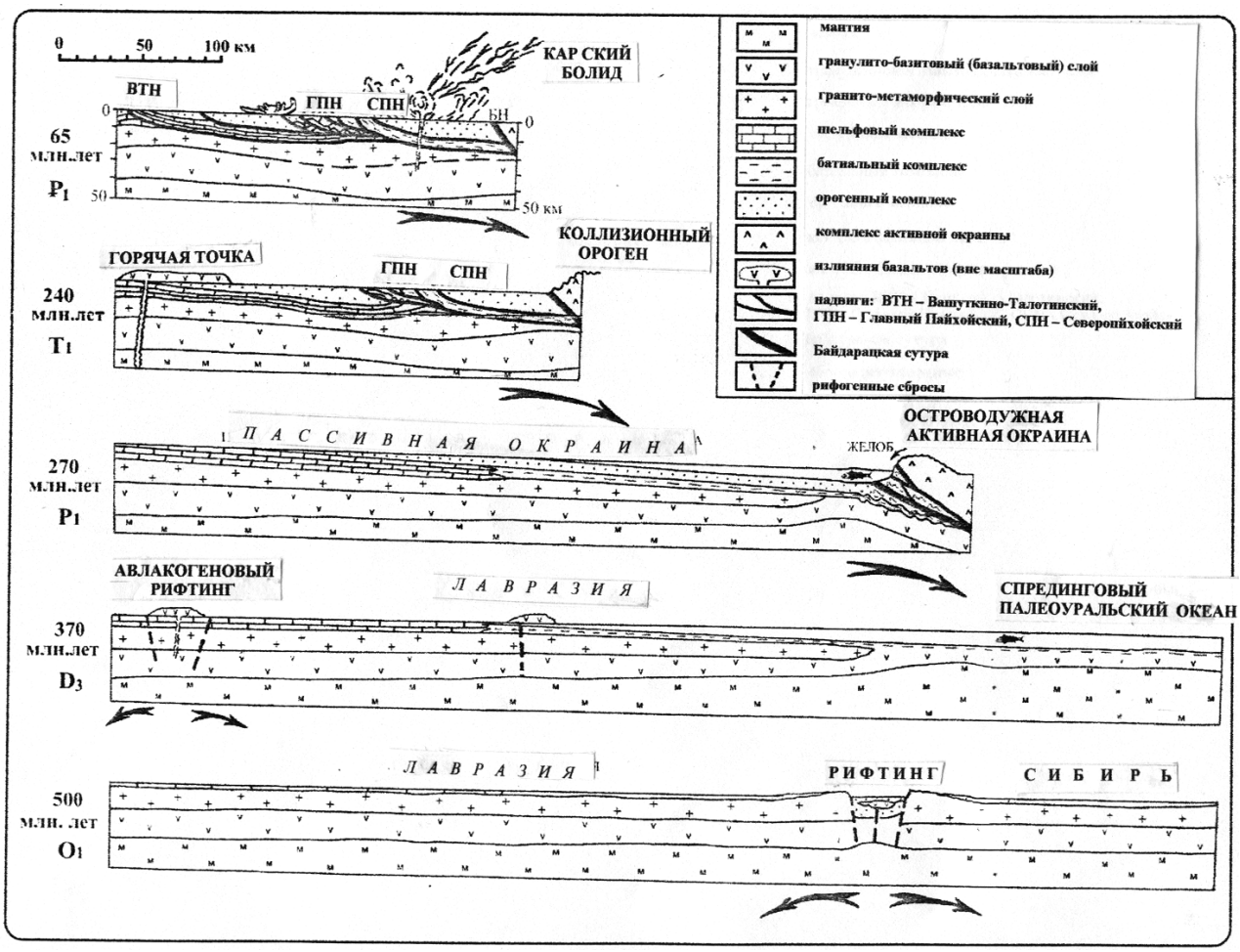
1 Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института, г. Симферополь; imr@utel.net.ua
2 Институт геологии Коми НЦ УО РАН, г. Сыктывкар; institute@geo.komisc.ru

Истории геологического развития Севера Урала и Пай-Хоя посвящено значительное число работ, но в основном до последнего времени они отражали различные представления научных коллективов и отдельных авторов, основанные на чисто блоковых и геосинклинальных представлениях о развитии земной коры. Вследствие этого, мнения об эволюции структур достаточно различаются и довольно противоречивы, В последние годы на осно-

ве новых данных по Южному и Среднему Уралу, с учетом новых представлений о строении океанов, были составлены иные негеосинклинальные актуалистические схемы строения и развития региона [3,4,5,11,12,15,17,19 и др.]. Несмотря на некоторые различия между собой, эти модели представляют новое и весьма перспективное направление в тектонике и позволяют существенно по-другому, более конкретно представить генезис и эволюцию складчато-надвигового пояса. Для северной половины Урала и прилегающего района Приуралья такая модель была впервые предложена В.В.Юдиным и В.А.Дедеевым в кратком препринте [18], а затем после дополнения и обсуждения на ряде совещаний и уточнения в ряде работ (В.Юдин, 1988-1990 гг.; Юдин, Беляев, 1988, 1990 гг.), были обнародованы в работах [14,17]. Отметим, что формационные комплексы севера Урала и Пай-Хоя представляли собой лишь западную часть Уральского палеоокеана. Формации другой, значительной его части перекрыты на востоке мезозойско-кайнозойскими отложениями и недоступны наблюдению. В хорошо обнаженных южных районах Урала можно составить более полную картину строения палеоокеана.

Геодинамическая интерпретация Североуральско-Пайхойского региона для скрытой под чехлом области менее определенная. Считается, что он является следствием коллизии Евроамериканского континента – на севере с Ямальской и Ангарской плитами [2], а южнее – с Мансийским и Березовким микроконтинентами [9], или соответственно с Карским и Ханты-Мансийским (или Уват-Хантымансийским, по Н.И.Тимонину [13]) микроконтинентами [3]. Размеры, конфигурация этих микроконтинентов (террейнов) пока неоднозначны [1] (рис.). Все эти фрагменты континентальной коры были объединены с Сибирским континентом в единый Лавразийский мегаконтинент.

Палеогеодинамическая реконструкция основывалась на палинспастических построениях (см. 14, гл. 6, рис. 6.2-А и Б). Учитывались также данные структурных, палеомагнитных и формационых исследований по более южным районам Урала [8 и др.]. При построениях принимались во внимание: строение современных конвергентных окраин [6 и др.]; известные скорости субдукции и коллизии [7]; размеры и расположение соременных структур земной коры (например, расстояние между желобом и вулканической и невулканической островными дугами, мощности слоев океанической коры, глубины уровня карбонатной компенсации и многое другое).



Геодинамическая модель эволюции Пай-Хоя (составил В.В.Юдин)

Главной проблемой при составлении геодинамической модели является правильное представление о *направлении падения древней зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа (ВЗБ).* В настоящее время на этот счет существуют три точки зрения. Согласно первой из них считается, что зона ВЗБ падала под Европейский континент – на запад (в современных географических координатах). Такое положение зоны субдукции относительно континентов широко распространено на периферии современного Тихого океана и поэтому считалось наиболее вероятным в древних складчатых поясах Урала и Пай-Хоя [2]; этой точки зрения раньше придерживались и некоторые авторы данного сообщения [18].

Согласно второй точки зрения, наклон палеозоны ВЗБ был к западу, но в визейское время произошло ее «перещелкивание», и направление падения сменилось на восточное – под Тагило-Магнитогорскую островную дугу [4].

Согласно третьей интерпретации, падение палеозоны субдукции было под островную дугу в течение всей ее эволюции [10,19].

Наличие таких разных точек зрения привело к разработке отличных друг от друга геодинамических моделей эволюции Урала.

Поскольку аргументированных доказательств определенного падения палеозоны ВЗБ не приводилось, рассмотрим этот вопрос с формационной, структурной, геоморфологической, аналоговой и других позиций на примере северной половины Урала и Пай-Хоя.

1. Местоположение современных зон субдукции на поверхности фиксируется глубоководными желобами и связанными с ними батиальными и абиссальными формациями. При этом падение зоны ВЗБ, как было отмечено выше, всегда направлено от желоба под вулканическую островную дугу. На севере Урала и Пай-Хоя в течение девонско-пермского времени глубоководные формации проявились к западу и северо-западу от сутуры в батиальном комплексе лемвинского и карского типов и флише орогенного комплекса. Восточнее в каждом одновозрастном срезе развиты более мелководные островодужные и молассовые формации. Следовательно, по формационному критерию падение палеозон субдукции в течение всего периода (средний девон – пермь) было на восток. Это подтверждается и пассивным, невулканическим характером комплексов пород, расположенных к западу от сутурных зон (Байдарацкого и Главного Уральского надвигов).

2. В соответствии с моделью образования аккреционной призмы Сили-Карига, возраст деформаций в ней последовательно омолаживается от вулканической дуги к пододвигающейся плите, что свидетельствует о наклоне ВЗБ в сторону островной дуги в течение всего этого периода.

3. В современных океанах глубоководные желоба закономерно расположены с выпуклой стороны островных дуг и зоны субдукции имеют здесь наклон под дугу. Уральская и Пайхойско-Новоземельская складчато-надвиговые области имеют четко выраженную дугообразную форму, наравленную выпуклой стороной к западу, что также свидетельствует о восточном падении палеозоны ВЗБ.

4. В современном структурном плане сутуры севера Урала, Пай-Хоя и связанные с ними приразломные дислокации, зоны меланжа и другие тектониты имеют в целом падение на восток

5. Сложно дислоцированные аккреционные призмы в современных (формирующихся) складчатых областях всегда расположены со стороны желобов и фиксируют падение зоны ВЗБ под вулканический пояс, островную дугу или край континента. На севере Урала и Пай-Хое наиболее дислоцированные комплексы пород, сопоставляемые с аккреционной призмой, расположены западнее сутурных зон и формаций островной дуги, что свидетельствует о падении палеозоны ВЗБ на восток в течение всего среднедевонско-пермского времени.

6. Положение задугового (рассеянного) спрединга в современных окраинных морях (Андаманском и Японском) является реультатом вторичного конвективного тока, под который погружается основная зона ВЗБ.

7. Наклон палеозон ВЗБ четко фиксируется вергентностью и асимметрией структур складчато-надвиговой области. На севере Урала и Пай-Хоя (за редким исключением ретронадвигов) осевые плоскости складок, а также сместители разнопорядковых надвигов и сбросов имеют падение к востоку.

Рассмотренные доказательства позволяют сделать определенный вывод: зона субукции на севере Урала и Пай-Хое в течение всего времени существования была наклонена от Евроамериканского континента под островную дугу [13,14,17].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аплонов С.В. Мезозойская палеогеодинамика севера Западно-Сибирской плиты // Актуальные проблемы геотектоники СССР. М.: 1988. С. 124-161

2. Гаврилов В.П. Геодинамчская модель Арктики на рубеже палеозоя-мезозоя // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр : Тез. докл. первой Всесоюз. конф. М. 1988. С. 262

3. Геологическая история территории СССР и тектоника плит / Л.П.Зоненшайн, Е.И.Приставкина, Р.Е.Айсберг и др. М.: Наука, 1989. 203 с.

4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1990. 326 с.

5. История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд-во Ин-та океанологии. 1984. 183 с.

6. Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир. 1987. Т. 1. 397 с.

7 Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 248 с.

8. Минибаев Р.А. Палеомагнеизм эвгеосинклинальной зоны Южного Урала. Уфа: Изд-во Башкирск. фил. АН СССР. 1986. 141 с.

9. Нечеухин В.М. Геодинамические режимы рудообразования в развитии Урало-Тяньшаньской складчатой системы // Тектоника, геодинамика и металлогения системы: Информ. мат-лы. Свердловск. 1989. С. 94-97.

10 Пучков В.Н. Коллизионная модель формирования эклогит-глаукосланцевого метаморфического пояса Урала // Новые данные по геологии Урала. Свердловк. 1987. С.154-162.

11.Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Изд-во «Даурия». 2000. 146 с.

12. Тектоническая история Полярного Урала / А.Н.Диденко, С.А.Куренков, С.В.Руженцев и др. М.: Наука. 2001.192 с. (Тр. ГИН РАН. Вып.531)

13. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 1998. 240 с

14. Тимонин Н.И., .Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 2004. 226 с.

15. Формирование земной коры Урала / С.Н.Иванов, В.Н.Пучков, К.С.Иванов и др. М.: Наука. 1986. 245 с.

16. Юдин В.В. Проблема наклона Магнитогорской зоны на Урале // Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых европейского севера СССР. Сыктывкар, 1989. С.47-53.

17. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург:УИФ «Наука». 1994, 286 с.

18. Юдин В.В., Дедеев В.А. Геодинамическая модель Печорской плиты. Сыктывкар. 1987. 12 с. (Серия «Научные доклады» / Коми фил. АН СССР; Вып. 171)

19. Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms // Geol. Soc. of Amer. Bull. 1970. Vol. 81. № 8. Pp. 2553-2576.

МАНТИЙНО-КОРОВАЯ СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ПОДЪЁМ ОФИОЛИТОВЫХ ДИАПИРОВ

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

Институт проблем нефти и газа РАН, г.Москва, Россия, bivrmyrzb@mtu-net.ru

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Изучены различные типы серпентинизации ультрабазитов: ранняя псевдоморфная и полистадийные гидротермально-метасоматические, наложенные. Прослежены стадии и условия серпентинизации и последующего гидротермально-метасоматического преобразования ультрабазитов в следующих структурно-тектонических позициях: 1) центральные части крупного (площадью 42 км^2) дунит-гарцбургитового массива офиолитов; 2) протрузии в вулканический комплекс офиолитовой ассоциации; 3) крупные блоки массивных ультрабазитов офиолитовых меланжей; 4) полосы ультрабазитов в полосчатом комплексе; 5) на контакте с родингитами; 6) блоки массивных серпентинитов офиолитового меланжа, локализованного в пределах вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса; 7) зоны рассланцевания серпентинитов, разграничивающих блоки офиолитов в массивах и меланжах.

Начальные генерации серпентинитов ранней безмагнетитовой серпентинизации представлены в апогарцбургитовых серпентинитах, характерных для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитового массива, которые рассматриваются как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов. Установлено, что в процессе ранней петельчатой серпентинизации за счет оливина образовались антигорит-серпентин с параметром элементарной ячейки a=35.5Å, природный сплав железо-никель состава тэнита в виде мельчайших (2-5 мкм) включений в антигорите и метан (30 ммоль/кг). Весьма тонкозернистое строение антигоритовой зоны и непосредственное замещение оливина антигоритом, антигорита в полости петли крупнопластинчатым лизардитом, а последнего, в свою очередь, продольно-пластинчатым лизардитом второй генерации свидетельствуют о раннем образовании антигорита непосредственно по оливину. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км. (до 100 км.) подтверждено экспериментальными, термодинамическими (T=450-600°C, P=13-16 кбар.) и балансовыми расчетами [7, 6, 12].

Парагенез раннего алюминий содержащего антигорита с природным сплавом железо-никель (тэнит), формирование которого возможно только в восстановительных условиях, а также высокое содержание восстановительных газов в структуре оливина и антигорита подтверждают участие восстановительных флюидов (CO, H_2) в процессах ранней (начальной) серпентинизации мантийных гарцбургитов. Эта минеральная ассо-

циация указывает на достаточно высокие температуры, при которых происходили процессы. Известно, что Ni является катализатором многих реакций, в том числе $CO+3H_2 \leftarrow^{Ni}\rightarrow CH_4+H_2O$, которая хорошо изучена как теоретически, так и экспериментально в связи с неорганическим синтезом нефти [9]. В этих условиях механизм начальной серпентинизации с образованием метана может быть представлен в следующем виде: $2Mg_2SiO_4+Mg_2Si_2O_6+4CO+12H_2 \rightarrow^{Ni} Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8+4CH_4$, что подтверждено расчетами баланса вещества с учётом изоморфных замещений с структуре минералов.

Данные по изотопии кислорода и водорода структурносвязанной серпентиновой воды подтверждают возможность глубинной серпентинизации при воздействии восстановительных флюидов. При этом ранние генерации серпентинов наследуют (2,7‰ $\delta^{18}O$, -161 ‰ δD) изотопный состав кислорода исходных оливина и ортопироксена и «заимствуют» изотопные характеристики молекулярного водорода и метана. Увеличение содержания изотопов $\delta^{18}O$ до 9,8‰ и δD до -116‰ в серпентинах поздних генераций, как и в продуктах изменения основных магматических пород, связано с переходом к гидротермальным растворам, как коровым источникам метаморфизующих флюидов. Изотопные характеристики водорода серпентинитов, образованных при воздействии океанической воды (т.н. океанические серпентиниты) существенно (содержание дейтерия возрастает в 3-4 раза) отличаются ох издтопии водорода ранних глубинных серпентинитинов [8]. Начало серпентинизации обусловлено нарушением установившегося в ультрабазитах флюидно-минерального равновесия в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества в связи со сменой ротационного режима Земли. А.Е.Рингвуд, обосновывает существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтверждённого, имеющего состав Mg7Si2Os(OH)6 и плотность 2,96 г/см [6]. Силикат устойчив в условиях от T=500°C и P=50 кбар до T=1300°C и P=130 кбар. В случае его расплавления может быть получена магма водного пироксенита. Этот расплав по мнению А.Е.Рингвуда, мигрирует в клин над сейсмофокальной зоной, порождая различные типы толеитовой, известково-щелочной, в том числе бонинитовой магмы. Генерацию магматических расплавов, включая ультраосновные лерцолитовые магмы, стимулируют высокотемпературные востановигельные флюиды.

Серпентинитовые слои литосферной мантий на глубинах 40-50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8-7,9 км/с вместо 8,1-8,2 км/с в выше и нижележащих слоях [2]. Подъём офиолитовых диапиров приурочен к зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [1]. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8,2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км. наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньофа, трассируемой очагами землетрясений [2]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной с формированием слоев глубинного (30 км) биметасоматоза подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [10, 11].

Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатый, габброидный, дайковый, спилит-кератофировый. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов: от высокотемпературных (T=900°C) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов (350-160°C) пограничных вулканогенно-осадочных серий [8]. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах высоких содержаний европия (0,226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0,70384), характерных для комплексов островных дуг. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой путь развития системы способствовал активному преобразованию углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление и сейсмичность обеспечили подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов: образование гомологов метана: этан, пропан, бутан, пентан, гексан и др. Эти углеводороды взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур (T>35O°C) формировали все группо-

вые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства абиогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2, CO, CO_2) при температурах 200-500°С и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах доказаны в работах И.И.Кулаковой, А.П.Руденко и К.Г.Ионе с соавторами [3, 4] .

Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Сахалин). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию. Нефтегазоносный бассейн приурочен к области с отрицательными магнитными аномалиями, которая примыкает к палеодиапиру. Формирование офиолитового диапира определило геодинамические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления для присдвигового бассейна Северного Сахалина [8]. Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа также, как и офиолитовые диапиры приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги (Северный Сахалин). Залежи нефти и газа сосредоточены, в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых-неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северо-восточного и северо-западного простирания.

Как показал структурно-формационный анализ наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате закрытия (замыкания) желоба. К этому времени (1-3 млн. лет) приурочено формирование месторождений нефти Северного Сахалина. Высокая сейсмичекая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев, подъему углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене). Судя по данным изучения флюидогеодинамики региона О.В.Равдоникас в рассматриваемой зоне и внастоящее время продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных интрателлурических флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершенном подъеме офиолитового диапира в Охотском море [5]. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200±10 млн. лет и находится в пределах продолжительности альпийского тектонического цикла, а также попадает в интервал учащения магнитных инверсий (второй геон). Время существования диапира совпадает с периодом (212-215 млн. лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги В кн.: Строение сейсмофокальных зон. М.:Наука, 1987. С.198-209.

2. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.

3. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Геокатализ как фактор влияния на интенсивность синтеза и превращения углеводородов в нефтяных и газовых скоплениях// Генезис нефти и газа: Тез.докл.М.: ГЕОС, 2003, с 128-129.

4. Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов. В кн.: Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 170-171.

5. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объясн. Записка к карте. Хабаровск. ДВО АН СССР. 1990. 38 с.

6. Рингвуд А.Е. Состав и строение Земли. М.:Наука, 1981. 113 с.

7. Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях по данным термографического анализа // Геохимия. 1984. №3. С. 314–322.

8. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира//Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.:ГЕОС, 2006. С. 56-67.

9. Cusumano J.A., Dalla Betta R.A., Levy Ricardo B. Catalysis in coal conversion. L.: Acad. Press, 1978. 193 p.

10. Maekawa H., Yamamoto K., TeruakiJ., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull/Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.

11. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed//The Island Arc. l997.V.6.P.9l-120.

12. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Hesblitt R.W. Transport of incompatible elements associated with the dehydration of serpentinite in a downward-going slab // Pragr.Exp. Petrol. VI Progr. Rep. Res., N.E.R.C., 1984. Cambridge S.a. P. 92–100.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ПОРОДНОЙ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Юрченко Ю.Ю., Ладыгина М.Ю., Беляев Г.М.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург,
yuri_yurchenko@vsegei.ru, georgy83@yandex.ru

Проблема миграции химических элементов в термобароградиентных полях, т.е. под влиянием вариаций таких интенсивных термодинамических факторов, как температура и давление, а следовательно, неоднородности состава горных, прежде всего эндогенных пород имеет многовековую историю, в которой наиболее яркими вехами являются споры плутонистов и нептунистов о геологической роли магматических процессов, адептов изо- и аллохимического метаморфизма, участников «гранитной дискуссии» – ортомагматистов и трансформистов.

К настоящему времени исследователями разных стран выполнен огромный объем работ по экспериментальному моделированию природных геологических процессов и теоретическому осмыслению полученных результатов. Эксперименты проведены в широком диапозоне температур и давлений, и с неоспоримостью показали зависимость состава горных пород от вариаций этих термодинамических параметров. Практическим результатом экспериментов явилась разработка разнообразных минеральных геотермометров и геобарометров, основанных на согласованном поведении петрогенных и малых элементов в процессах петро- и рудогенеза.

Эти петрогеохимические показатели имеют важное значение для оценки физических условий образования различных типов горных пород, в первую очередь магматического генезиса. Вместе с тем результаты экспериментального моделирования геологических процессов дают лишь мозаичную картину поведения петрогенных и малых элементов в термобароградиентных полях. Полученные таким способом оценки P-T условий привязаны к локальным, избранным точкам геологического пространства, охарактеризованным одним (реже несколькими) штуфами горной породы. Поэтому были предприняты попытки получить более широкое, объемно-плоскостное представление о распределении химических элементов в логически обоснованных или экспериментально смоделированных P-T полях.

В первом случае изучалось распределение элементов в вертикальных сечениях (разрезах) гранитных массивов, проявленных в горноскладчатых областях и вскрытых эрозией на большую глубину. Предполагалось, что для гипсометрически более низких горизонтов интрузивов характерны более высокие значения, по крайней мере, литостатического давления. Такого рода исследования были проведены на примере гранитных массивов Эльджуртинского на Северном Кавказе [9], Раумид, Гиссарского, Лянгарского и других на Памире [3, 10, 17], Жаман-Койтасского в Северном Казахстане [6] и др. Указанные исследователи не пришли к однозначному выводу. Однако, Ф.Г. Рейфом и др. [12], изучившими термометрически расплавные включения в кварце вкрапленников, было установлено, что температура кристаллизации эльджуртинского гранита понижается с уменьшением абсолютных высотных отметок от +2102 м до -1321 м в интервале 995-740^{0}C, чему отвечает возрастание содержаний ряда микроэлементов (Li, Rb, Cs и другие).

Примеры экспериментального изучения поведения элементов в термоградиентных полях немногочисленны. Так, например, А.Н. Дударевым с соавторами [5] был проведен эксперимент по нагреванию крупного блока (30x10x10 м) лессов до 700^{0}C при градиентах от 0,5 до 3^{0}C на 1 см. В результате, установлено, что в термоградиентных полях рудные и породообразующие элементы закономерно перераспределяются и образуют свои зоны обогащения – K и Fe тяготеют к источникам локального нагревания, а Si, Ca, Na отгоняются в более холодные части системы.

Широкие возможности получения информации о поведении химических элементов в объемном термобароградиентном пространстве открывают методы так называемой «породной геотермобарометрии». Основой методов являются теоретические представления японского петролога А. Миаширо, согласно которому химический состав пород определяется физическими условиями их образования [18]. Эти представления были разработаны на данных изучения метаморфических пород высоких ступеней. В принципе, А. Миаширо не сказал ничего нового, так как представления о зависимости химического состава метаморфических пород от физических условий их образования в разных формах категоричности отражены в трудах крупнейших петрологов разных стран – Дж. Седерхольма, У. Грубенмана, В.М. Гольдшмидта, Ц.Е. Тилли, П. Эскола, П. Ниггли, Д.С. Коржинского, Г. Рамберга, Н.Л. Боуэна, О.Ф. Таттла и многих других. В заслугу А. Миаширо можно поставить только четкость, лаконичность формулировки идеи, которая позднее под названием «принципа Миаширо» была распространена, помимо метаморфических пород, на ультраметаморфические и магматические образования [2].

Первый попытку реализации идеи о связи химического состава пород с физическими условиями их образования предпринял И.В. Давиденко [4], который статистически обработал данные О. Таттла и Н. Боуэна [21] по экспериментальному изучению гаплогранитной системы. В результате были рассчитаны уравнения множественной и

двумерной регрессии, поставившие химический состав гранитных выплавок в зависимость от общего давления (в барах) в системе, равного парциальному давлению воды. Эти уравнения имеют следующий вид:

$$P_{H2O}\ (кб) = 17077-399SiO_2+1076Al_2O_3+275Na_2O+399K_2O,\ мас.\% \quad (1)$$

$$P_{H2O}\ (кб) = 1654Na_2O-4732,\ мас.\% \quad (2)$$

Применение этих уравнений к природным объектам показало, что получаются два ряда несходящихся значений P_{H2O}. Эмпирически было установлено, что расчетные значения давления по уравнению (1) соответствуют общему, или литостатическому, давлению, а по уравнению (2) – собственно парциальному давлению воды [2].

Для оценки температуры образования гранитоидных пород были использованы экспериментальные данные Х. Штуля [19] по плавлению парагнейса в интервале температур 690-850^{0}С при $P_{общ}=P_{H2O}$=2 кб. Х. Штулем были определены химические составы шести выплавок, изменение состава которых (мас.%) в зависимости от температуры выражаются уравнением множественной регрессии следующего вида [2]:

$$T^oC=6798-59{,}37SiO_2-29{,}87Al_2O_3-108{,}08CaO-223{,}35Na_2O-29{,}27K_2O,\ мас.\% \quad (3)$$

Применение уравнений (1-3) к представительным выборкам химических анализов конкретных комплексов гранитоидов разных районов и генетических типов показало хорошее соответствие рассчитанных значений Р и Т с оценками этих параметров, полученных другими методами и другими исследователями. Существенные расхождения имели место только в оценке температуры образования гранитоидов, так как по уравнению (3) определяются условия зарождения (выплавления) гранитной магмы, а не ее кристаллизации. Рассчитанные значения Т^{0}С нередко превышали 1000-1100^{0}С, что противоречило многим экспериментальным данным. Однако опыты по изучению расплавных включений в породообразующих минералах гранитоидов подняли оценки температуры до 1200^{0}С и более и сняли указанное выше противоречие. Скорее всего, по мнению Д.И. Фрих-Хара с соавторами [16], в стеклах «заморожены» ассоциации химических элементов, возникшие на ранних стадиях эволюции магматических расплавов.

Показательно, что высокие (до 1100^{0}С) значения температуры образования гранитных магм дают и оценки по уравнению, рассчитанному Р. Томасом [20]:

$$T^0C=6{,}7(MgO+CaO)-5{,}0(SiO_2+Al_2O_3+Na_2O+K_2O)+1441,\ мас.\% \quad (4)$$

В развитие идеи о связи химического состава магматических пород с физическими условиями их образования авторами разработана система породных геотермобарометров применительно к породам основного-ультраосновного состава. На основе сводки Б.И. Малюка и Н.А. Арестовой [7] экспериментальных данных по расплавам базальтового состава (Малюк, Арестова, 1988) рассчитаны следующие уравнения множественной регрессии:

$$Рл\ (кб)=79-1{,}09SiO_2-0{,}48Al_2O_3-0{,}3FeO-0{,}16MgO-0{,}12Na_2O,\ мас.\% \quad (5)$$

$$Рл\ (кб)=116-1{,}48SiO_2+0{,}31MgO-3{,}04CaO-0{,}34Na_2O,\ мас.\% \quad (6)$$

$$T^oC=-678+20SiO_2+36FeO-163MnO+26MgO+29CaO+34\ Na_2O,\ мас.\% \quad (7)$$

$$T^oC=1647-9SiO_2-161MnO-21MgO-11CaO,\ мас.\% \quad (8)$$

С помощью уравнений (5)-(8) рассчитаны Р-Т условия формирования следующих геологических образований:

1) Базиты и ультрабазиты расслоенного Скергаардского интрузива (петрохимические данные Л.Уэйджера и Г.Брауна [15]).

Расчетные данные авторов: Р(5)=13,8-23,1 кб, Р(6)=10,8-21,0 кб, Т(7)=1156-1455^{o}С.

Другие оценки [11]: Т=1220-1420^{o}С (оптимум 1230-1260^{o}С).

2) Коматииты Балтийского щита (петрохимические данные Н.А. Арестовой [1]).

Расчетные данные авторов: Р(5)=16-19 кб, Р(6)=31-51 кб, Т(7)=1450-1600^{o}С, Т(8)=1660-1870^{o}С.

Другие оценки [13]: Т=1734±62^{o}С, Р=70-80 кб.

3) Кимберлиты Терского берега Кольского полуострова (петрохимические данные М.М. Калинкина [8]).

Расчетные данные авторов: Р(5)=32-41 кб, Р(6)=42-46 кб, Т(7)=890-980^{o}С, Т(8)=1700-1790^{o}С.

Другие оценки [14]: Т=740-800^{o}С, Р=30-35кб.

Сравнительный анализ приведенных данных показывает, что для оценки Р-Т параметров формирования базитов более пригодны уравнения (5) и (7), ультрабазитов – (6) и (8).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арестова Н.А. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита интервала 3,4-2,4 млрд. лет. Докторская диссертация. СПб, 2004.

2. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978.

3. Гаврилин Р.Д. и др. Первичное распределение редких элементов семейства железа в вертикальном разрезе верхней части гранитного интрузива // ДАН СССР, 1975, т.223, №3.

4. Давиденко И.В. Использование петрохимии для восстановления условий при магмообразовании. – В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.

5. Дударев А.Н. и др. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях // Тр. инст. геол. и геоф., 1976, вып. 291.

6. Елисеева О.П., Викторов В.В. Изменение состава гранитоидов Жаман-Койтасского массива в зависимости от глубины залегания подошвы массива // Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, №4.

7. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы. Л., Наука, 1988.

8. Калинкин М.М. и др. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология, 1993, т.1, №2.

9. Ляхович В.В. Распределение Li, Cs, Be и F в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива порфировидных гранитов (Северный Кавказ) // Геохимия, 1977, №3.

10. Могаровский В.В., Мельниченко А.К. Распределение петрогенных и редких элементов в вертикальном разрезе роговообманково-биотитовых гранитов Гиссарского плутона // ДАН ТаджССР, 1969, т.12, №8.

11. Никольский Н.С. Термодинамика минеральных равновесий базитов. М., Наука, 1978.

12. Рейф Ф.Г. и др. О механизме образования остаточных очагов высоководного гранитного расплава // ДАН СССР, 1990, т. 314, №5.

13. Смолькин В.Ф. и др. Фациальные особенности коматиитов Кольского региона, их метаморфизм и условия генерации первичных расплавов // Мат-лы конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999.

14. Ульянов А.Г. Тепловые режимы районов щелочно-ультраосновного магматизма Северо-Запада России: реконструкция на основе метода иономинеральной клинопироксеновой термобарометрии // Мат-лы конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999.

15. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970.

16. Фрих-Хар Д.И. и др. О неоднородности природных стекол // Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, №5.

17. Хасанов Р.Х., Козырев В.И. О вертикальной петрохимической зональности Джаманшурского интрузива гранодиоритов (Юго-Восточный Памир) // ДАН ТаджССР, 1975, т.18, №5.

18. Miyashro A. Chemical composition of rocks in relation to metamorphic facies // Japan. J. Geol. Geogr., 1967, Vol. 38, № 2-4.

19. Stheul H.H. Die experimentalle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitgneises aus dem SchwarzWald // Chem. Erde, 1962, Bd. 21, Hft. 3-4.

20. Thomas R. Abschatzung der Bildungstemperatur magmatischer Schmelzen // Z. Geol. Wiss., 1990, Bd. 18, Hft.1.

21. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O$ // Geol. Soc. Amer., Mem., 1958, Vol 74.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Альбеков А.Ю. 328
Антонов А.В. 29
Ахмедзянов В.Р. 320

Бабак В.И. 369
Балуев А.С. 124, 255
Баранов А.А. 263
Белашев Б.З. 173
Беляев Г.М. 382
Бобров А.А. 177
Богомолов Е.С. 75, 132
Бугаенко И.В. 323, 326
Бурахович Т.К. 226

Воронин Б.И 379
Вревский А.Б. 75
Вшивцев А.Н. 136

Габсатарова И.П. 44, 86
Геншафт Ю.С. 70
Гильманова Г.З. 323
Гинтов О.Б. 226
Глазнев В.Н. 272, 349
Глинская Н.В. 102, 127, 258
Годзиковская А.А. 44, 188
Гольцин Н.А. 29
Горбаренко С.А. 41
Горьковец В.Я. 116, 119
Гуринов М.Г. 23

Демина И.М. 107
Дрогицкая Г.М. 221

Евсеев А.А. 263
Елисеева С.В. 96
Ермаков А.В. 320

Жамалетдинов А.А. 349
Жданова Л.А. 129
Житникова И.А. 129
Журавлев В.А. 356

Забаринская Л.П. 188
Заец Л.Н. 326
Зайцев В.А. 104
Зеленецкий Д.С. 129
Злобин О.М. 74

Иванов А.А. 352
Ивашевская С.Н. 155
Инина И.С. 152
Ипполитов О.М. 70

Казанский В.И. 221
Капитонов И.Н. 27
Капустян Н.К. 341, 373
Кевлич В.И. 308
Кирьяков А.Ф. 74
Коболев В.П. 99
Ковалев А.П. 258
Кожевников Н.О. 177, 179
Козлова Н.Е. 262
Коновалов Ю.Ф. 121
Кораго Е.А. 233
Кочергин А.В. 174
Кравчик А.Е. 155
Краснопевцева Г.В. 369
Крымский Р.Ш. 75, 132
Кукушкина Ю.А. 155
Кулик С.Н. 226
Куликов В.С. 208
Куприенко П.Я. 218, 226
Куринин Р.Г. 61
Кутас Р.И. 226
Кутинов Ю.Г. 334

Ладыгина М.Ю. 382
Лайба А.А. 61
Легостаева О.В. 218
Леденцов В.Н. 12
Леонов М.Г. 14
Леонов Ю.Г. 320
Ломтев В.Л. 17, 21, 23
Лопатин О.Н. 84
Лохов К.И. 27, 29
Лубнина Н.В. 32
Лукьянова Л.И. 29
Лыскова Е.Л. 167
Любоженко Л.Н. 35

Макаренко И.Б. 218, 226
Макаров В.И. 37
Макарова Н.В. 37
Макарьев А.А. 39
Макивчук О.Ф. 221
Малахов М.И. 41
Малахова Г.Ю. 41
Маловичко А.А. 44
Маринин А.В. 139
Матюшкин А.В. 272
Маулини Р.Л. 197
Мельник Е.А. 237
Милановский С.Ю. 47
Минц М.В. 50
Митрофанов Ф.П. 53
Михайлова Р.С. 57
Михальский Е.В. 61
Мищенко О.Н. 64, 102, 127, 258
Морозов А.Н. 293
Мясникова О.В. 67

Надежка Л.И. 70, 331
Наркисова В.В. 74
Недядько В.В. 121
Нейман К.С. 136
Неронова И.В. 74
Нечаев Ю.В. 150
Никитина Л.П. 75

Николаев А.В. 293
Никонов А.А. 44, 76, 79, 343
Никулин В.Г. 81
Нуриева Е.М. 84

Овсюченко А.Н. 150
Огаджанов В.А. 86
Орленок В.В. 89, 93
Орлов В.В. 39
Орлюк М.И. 96, 226
Оровецкий Ю.П. 99
Осипенко Л.Г. 269, 272

Паламарчук В.К. 102, 127
Панина Л.В. 104
Панфилов А. В. 136
Пастарус Ю.-Р. 249
Пашкевич И.К. 96, 226
Первунина А.В. 289
Петрова А.А. 107
Пивоваров С.П. 70
Подгорный В.Я. 323
Подкасик М.О. 152
Полякова Е.В. 111
Полякова Е.И. 129
Пономарева Т.А. 113
Попов М.Г. 116, 119
Попов Н.И. 221
Попова О.Г. 121
Потапов И.Л. 136, 138
Прасолов Э.М. 27, 29
Пржиялговский Е.С. 124, 255
Прялухина Л.А. 102, 127
Путинцева Е.В. 129
Пушкарев Ю.Д. 75, 132
Пыстин А.М. 134, 136, 138
Пыстина Ю.И. 138

Раевская М.Б. 116, 119
Разяпова Д.Р. 84
Рапопорт А.Б. 194
Расцветаев Л.М. 139
Ребецкий Ю.Л. 143, 146
Рогожин Е.А. 150
Рожкова Н.Н. 152, 155
Ручьев А.М. 158, 161
Рябинкин С.В. 165
Рябинкина Н.Н. 166

Савченко А.С. 218
Салтыковский А.Я. 70
Санников К.Ю. 167
Сафронич И.Н. 70
Свириденко Л.П. 171, 173
Секачев Л.Н. 359
Семакин В.П. 174
Семенов А.Е. 70
Семинский К.Ж. 177, 179
Сеначин В.Н. 183, 186
Сергеев С.А. 27, 132
Сергеева Н.А. 188
Сибелев О.С. 201
Силакова Л.В. 289
Сим Л.А. 190, 194

Сироткин А.Н. 197
Скворцов Е.Г. 233
Слабунов А.И. 32, 201
Смирнова Н.Л. 204
Снегуров А.В. 208
Снегуров В.С. 208
Собисевич А.Л. 150
Собисевич Л.Е. 150
Соколов В.В. 155
Соколов С.Я. 208
Соловьев В.А. 212
Соловьева Л.П. 212
Спунгин В.Г. 215, 245
Старостенко В.И. 218, 221, 226
Стогний В.В. 229
Стогний Г.В. 229
Столбов Н.М. 233
Суворов В.Д. 237
Суханова Т.В. 240
Сыстра И.Ю. 249
Сыстра Ю.Й. 215, 242, 245, 249
Сычева Н.А. 146

Тарасенко Г.В. 252
Тарасов Н.Н. 221
Терехов Е.Н. 124, 255
Тимичева В.М. 102, 258
Тимонин Н.И. 260, 376
Травин В.В. 262
Трипольский А.А. 221
Трубицын А.П. 263
Трубицын В.П. 263
Туполев А.Г. 152, 155
Турченко С.И. 266
Тюремнов В.А. 269, 272

Устинов В.Н. 29
Уткин В.И. 276
Уфимцев Г.Ф. 279

Филатова В.Т. 280
Филатова Н.И. 284, 311
Филиппов М.М. 286, 289
Флейфель Л.Д. 79
Фоменко В.А. 121
Французова В. И. 293
Фурман В.В. 297

Хазов Р.А. 300, 303, 305, 308
Хаин В.Е. 311
Харада Н. 41
Хаустов В.В. 314
Холоднов В.В. 316
Хомяк Л.Н. 297
Хомяк Н.Н. 297
Хуторской М.Д. 320

Цветков Л.Д. 74
Цветкова Т.А. 221, 226, 323, 326

Чепкунас Л.С. 44, 86
Черемных А.В. 177
Чернышов Н.М. 328, 331
Чистова З.Б. 334
Чувардинский В.Г. 338

Шаров Н.В. 221
Шахова Е.В. 341
Шварев С.В. 343
Шварцман Ю.Г. 346
Шевцов А.Н. 349
Шеков В.А. 352
Шипилов Э.В. 356
Шкарубо С.И. 356
Шляховский В.А. 359
Шумлянская Л.А. 326, 360
Щипцов В.В. 363
Щукин Ю.К. 366, 369
Энман С.В. 79
Юдахин Ф.Н. 373
Юдин В.В. 376
Юрков А.К. 276
Юркова Р.М. 379
Юрченко Ю.Ю. 382

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 2

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. 45. Усл. печ. л. 45,2. Тираж 250 экз. Изд. № 109.
Заказ № 746

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50