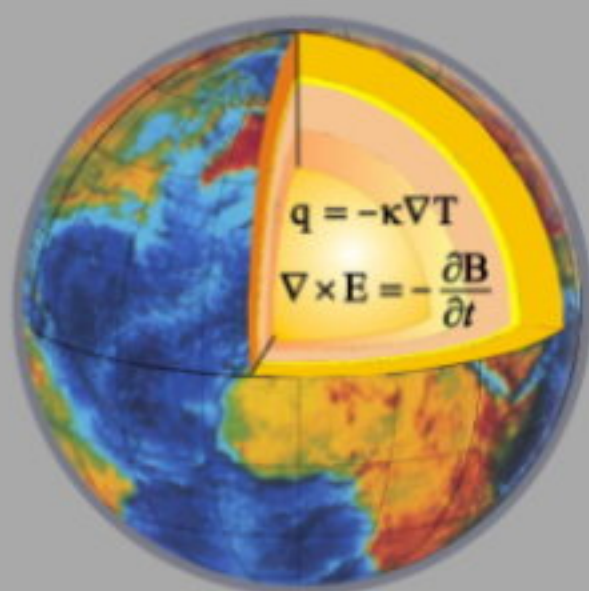




КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Труды Всероссийской (с международным участием)
научной конференции



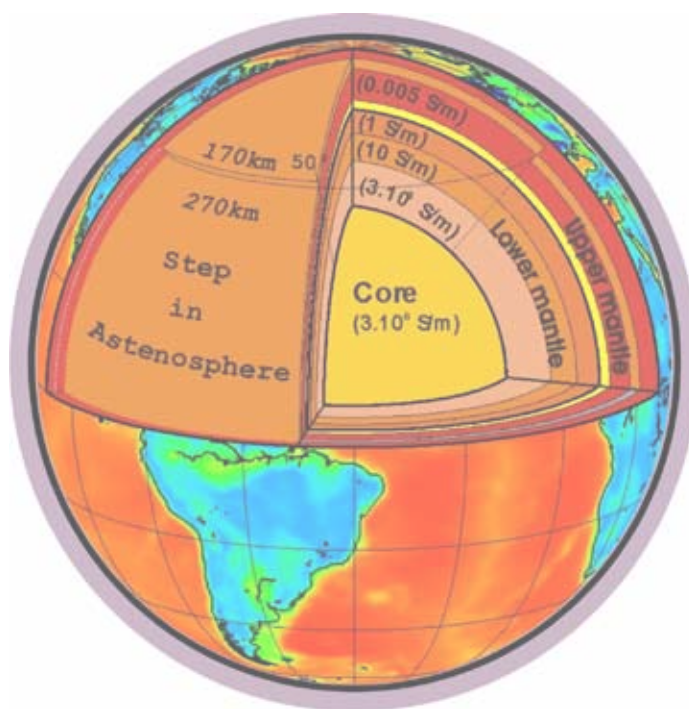
50-летию Лаборатории региональной геофизики
Геологического института ИГиГ РАН

Апатиты 2009



КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Труды Всероссийской (с международным участием)
научной конференции



*Посвящается 50-летию
лаборатории региональной геофизики*

Апатиты 2009

УДК 550.31

Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов

Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции.

г. Апатиты, 28–30 сентября 2009 г.

– Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН. 2009. – 284 с.

В сборнике приведены результаты изучения глубинного строения и геодинамики литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) и других щитов геолого-геофизическими методами. Рассмотрены актуальные проблемы интерпретации потенциальных методов геофизики, сейсморазведки и геоэлектрики в комплексе с геологией и сверхглубоким бурением при моделировании строения литосферы и при ведении горных работ.

Главный редактор – **Ю.Л. Войтеховский**

Редакционная коллегия: **А.А. Жамалетдинов, А.Б. Раевский, В.В. Балаганский, А.Н. Шевцов, Ф.Ф. Горбацевич, Т.Г. Короткова** – секретарь

Подготовка материалов и макетирование: **Т.А. Багринцева, Н.А. Мансурова, А.А. Тележкин, Л.Д. Чистякова**

Фоторепортаж: **А.Д. Токарев, А.Н. Шевцов**

От главного редактора

Глубокоуважаемые коллеги, в предлагаемый вашему вниманию сборник статей вошли доклады Всероссийской (с международным участием) конференции «Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов», посвященной 50-летию лаборатории региональной геофизики Геологического института КНЦ РАН. Конференция проходила 28-30 сентября 2009 г. при участии большого числа геологов и геофизиков, в разное время работавших на Кольском полуострове.

Если учесть, что активное геологическое изучение Кольского полуострова – сначала Хибин, потом Прихлебный, затем дальше и дальше во все пределы – насчитывает около 80 лет, то 50 из них – это немало. Свидетельством тому служат научные статьи сотрудников лаборатории региональной геофизики, охватывающие широкий круг научных проблем. В работах неизменно прослеживаются логические связи различных разделов геофизики и геологии.

Комплексирование геофизических полей при изучении земной коры и верхней мантии, а также при расшифровке структур рудных полей и месторождений всегда было сильной стороной лаборатории региональной геофизики. В нынешней неблагоприятной экономической ситуации важно сохранить и упрочить эту традицию. В последние годы усилилось сотрудничество с геологами, примером чего служат геолого-геофизические модели Хибин, Ловозера и структуры Кейв.

Лаборатория региональной геофизики всегда была одной из ведущих в Геологическом институте КНЦ РАН. Не случайно она стала источником новых лабораторий и групп геофизического профиля. Лишь затянувшаяся перестройка государства виновна в том, что они не сохранились в структуре Института. Но может быть, в этом залог сохранения потенциала и будущего развития?

У лаборатории региональной геофизики, как и у других, сегодня немало проблем. Одна из важнейших – кадровая. Неясно, как наращивать научный потенциал на фоне сокращения ставок и финансирования академической науки. Ясно одно: готовить научную смену в вузах, аспирантуре и докторантуре нужно, иначе – коллапс российской науки. Поздравляя сотрудников лаборатории региональной геофизики с юбилеем, благодарю их за оптимизм и веру в будущее.

Конференция «Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов» проходила при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 09-05-06084-г) и Департамента экономического развития Мурманской области. От имени сотрудников Геологического института КНЦ РАН и всех участников конференции выражаю этим организациям благодарность.

Директор Геологического института КНЦ РАН
проф., д.г.-м.н.

Ю.Л. Войтеховский

Пятидесятилетний опыт геофизических исследований в Геологическом институте КНЦ РАН: от частных разрезов рудных полей к комплексной модели глубинного строения литосферы северо-западной части Евразийской плиты

А.Н. Виноградов

Пятидесятилетний юбилей лаборатории региональной геофизики Геологического института Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ) – это замечательный повод окинуть взором пройденный путь и попытаться выявить главные тенденции развития, перспективные для дальнейшего культивирования и поддержки. Очевидно, что при таком обзоре нельзя ограничиваться только теми научными результатами, что получены «штатными» сотрудниками лаборатории, потому что она всегда действовала в тесном контакте с другими подразделениями института и КНЦ РАН. В этом взаимодействии органично проявлялась важнейшая черта Кольской научной школы – комплексный междисциплинарный подход к изучению природной среды с целью познания не только «сиюминутной» статической картины «устройства мира», но и динамики его непрерывного изменения во времени и пространстве. Лаборатория региональной геофизики ГИ КНЦ всегда находилась в фокусе крупных межинститутских и межведомственных программ, нацеленных как на расширение металлогенического потенциала региона, так и на выяснение закономерностей взаимодействия литосферы с физическими полями Аврорального пояса Земли, где в максимальной степени проявляются эффекты воздействия космических факторов на внешние геосферы. Обширность «объектного поля» заставляла геофизиков ГИ КНЦ постоянно кооперироваться с «родственными» специалистами по физике ионосферы и геомеханике, сейсмологии и геотермике, петрологии и рудогенезу. Условия для такой кооперации были оптимальными, потому что помимо ГИ межгеосферное взаимодействие в КНЦ РАН исследовали со своих позиций Полярный геофизический институт, Горный институт, Мурманский морской биологический институт, Институт проблем промышленной экологии Севера, Центр физико-технических проблем энергетики Севера, а также Кольский региональный сейсмологический центр Геофизической службы РАН.

На первой стадии развития геофизики в ГИ КНЦ во главу угла ставились локальные задачи прикладной направленности: прослеживание на глубину рудных залежей и рудоносных интрузивов, выявление поисковых признаков «слепых», не выходящих на поверхность рудных зон. Эти работы способствовали укреплению рудной базы черной и цветной металлургии, высветили «узкие места» в методологии региональных геофизических исследований, что дало толчок развитию петрофизики кристаллического фундамента, математическому моделированию потенциальных полей в увязке с тектоникой, совершенствованию методов глубинного зондирования на больших базах с применением мощных и сверхмощных источников возбуждения зондирующих энергетических импульсов. По всем названным направлениям геофизики ГИ КНЦ в течение многих лет занимали лидирующие позиции в советской геологии и в 70–80-е гг. в статусе равных партнеров или головных исполнителей участвовали совместно с ведущими институтами АН СССР и специализированными геофизическими организациями Мингео СССР в крупнейших в мировой геофизике XX в. экспериментах. В качестве наиболее ярких примеров достаточно назвать три из них: составление сейсмогеологического профиля литосферы от Кольской сверхглубокой скважины до Кузбасса при помощи промышленных ядерных взрывов; электророзондирование земной коры в области перехода «суша-море» и под главными рудными районами Кольского полуострова с применением сверхмощного магнито-гидродинамического генератора «Хибины» и уникального «рамочного» морского контура вокруг Рыбачьего полуострова; составление трехмерной модели электропроводимости земной коры южной половины Восточно-Европейской платформы с использованием в качестве зондирующего диполя ЛЭП Волгоград-Донбасс длиной 470 км.

Участие в «проектах века» предшествовала огромная кропотливая работа по составлению совместно со ВСЕГЕИ первых региональных петрофизических карт, сопровождавшаяся экспериментальным изучением влияния на магнитные и электрические свойства горных пород высоких температур и давления, флюидонасыщенности, высокочастотных волновых полей, тектонического стресса. Развитие технологий интерпретации и математического моделирования сейсмических сигналов с применением ЭВМ дало возможность успешно ввести в практику разветвленные площадные сети сейсмомониторинга промышленных взрывов для целей реконструкции глубинного строения рудных районов и региона в целом. Переход от профильных сейсмологических и электромагнитных зондирований земной коры к площадным наблюдениям предоставил возможность в конце 80-х гг. заняться составлением трехмерных моделей тектонических структур кристаллического фундамента. Принципиально важным результатом этой стадии стало доказательство «независимости» структурных планов нижних этажей коры и ее приповерхностного «рудоносного» горизонта, а также экспериментальное подтверждение фрактальности геофизической среды и доменной структуры кристаллического фундамента Балтийского щита с определением размерных параметров типовых «конструкционных» элементов. Впервые высказанные в трудах ГИ КНЦ, эти идеи были поначалу встречены «в штыхы» сторонниками традиционных для того времени представлений о слоистом строении литосферы и «закономерной» взаимозависимости между глубинным

строением регионов и рудопродуктивностью их верхнего слоя, но за последние 20 лет правомерность и эффективность доменно-фрактальных моделей литосферы была подтверждена практически для всех докембрийских щитов Земли. В 90-е гг. эта концепция служила базой для интернациональных геофизических проектов, проводившихся на территории Фенноскандии и Русской платформы в рамках программы «Европроба» и ряда проектов ЮНЕСКО и МПГК.

В период смены структурных парадигм трудами ГИ КНЦ были внесены существенные изменения и в представления о природе электропроводности литосферы. На начальном этапе, когда экспериментальные наблюдения осуществлялись на малых базах и с маломощными источниками тока, детальной реконструкции поддавались лишь электронно-проводящие горизонты коры, насыщенные дисперсным углеродистым веществом или сульфидами (так называемый слой «SC»). Эксперименты с МГД-генератором и промышленными ЛЭП, в которых импульсная закачка тока в земную кору превышала 20000 ампер, а прием сигналов осуществлялся на расстояниях в тысячи километров от источника, позволили не только надежно проследить электроструктуру литосферы до глубин 40–60 км, но и выявили важную роль флюидного механизма электропроводности. На статичную картину «консервативных» проводников SC-типа наложилась «динамичная» сеть ионных проводников, легко возникающих и столь же быстро исчезающих в зонах дилатансии при насыщении их минерализованными флюидами. Образно говоря, благодаря новым физическим моделям, сформировавшимся на стыке сейсмометрии и геоэлектрики, геологи и геофизики научились слышать и регистрировать современное «дыхание» фрактально-доменной подложки стратисферы.

С этой новой базой знаний мы вошли в XXI в., когда в перечень актуальных практических задач было поставлено освоение нефтегазовых ресурсов Арктического шельфа, о строении фундамента которого имеются пока только самые общие представления. В первую очередь ощущается недостаток знаний о природе сверхглубоких осадочных бассейнов типа Восточно-Баренцевоморской впадины. Мощность осадочного чехла в ней, по разным оценкам, достигает, 22–26 км. Аналогичен ли кристаллический фундамент шельфа наблюдаемому на Кольском полуострове срезу гранито-гнейсового этажа коры или в основании шельфовых рифтов лежит погребенная «океаническая» кора? Газовые залежи генерируются в осадочном чехле или он служит лишь структурной ловушкой для флюидных потоков, восходящих вдоль дилатантных зон из кристаллической подложки нефтегазовых «бассейнов»? Ясных ответов на эти вопросы пока нет, и геофизики КНЦ РАН продолжают свой творческий поиск, пытаясь реконструировать глубинное строение Западной Арктики на основе анализа потенциальных полей или путем экспериментов по синхронному электромагнитному зондированию волноводов в литосфере и ионосфере с применением нового поколения импульсных генераторов тока. Активно формируются региональные сети комплексного геофизического мониторинга Западной Арктики, с помощью которой можно будет не только своевременно выявлять аномальные отклонения от «нормального» геодинамического режима, но и отслеживать влияние на «дыхание стратисферы» энергетических возмущений в ионосфере, атмосфере, гидросфере.

Поздравляя коллектив геофизиков Геологического института КНЦ РАН от имени Геофизической службы Российской академии наук с 50-летием, хочу пожелать ему новых успехов в развитии комплексных динамических моделей арктического сегмента литосферы, своего рода «единой теории» тектоно-физических и геохимических полей.

Справка об авторе:

Виноградов Анатолий Николаевич, к.г.-м.н., академик РАЕН, заместитель директора Геофизической службы РАН / директор Кольского регионального сейсмологического центра ГС РАН, главный ученый секретарь Кольского научного центра РАН, член Президиума Мурманского регионального отделения РАЕН.

Пятьдесят лет геофизических исследований в Геологическом институте КНЦ РАН

А.А. Жамалетдинов^{1,4}, В.А. Тюремнов¹, Н.В. Шаров², В.Н. Глазнев³, А.Д. Токарев⁵

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; ² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск;

³ Воронежский государственный университет, Воронеж; ⁴ Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, Санкт-Петербург; ⁵ Президиум КНЦ РАН, Апатиты

Пятьдесят лет – много это или мало? Никто не даст ответа. Все относительно. С позиции геологического времени 50 лет – даже не мгновение, а много меньше. Но мы – не камни, и время меряем длиной человеческой жизни, сменой поколений. Оглядываясь назад, мы видим, как много прошло человеческих судеб, в той или иной мере связанных с деятельностью лаборатории геофизики Геологического института. Становится ясно: 50 лет – это очень много, много не только с точки зрения прожитых судеб, но и с позиции научных исследований и технических средств, составлявших основу деятельности лаборатории на разных этапах ее становления. Шутка ли: за 50 лет мы прошли путь от стрелочного прибора, карандаша и логарифмической линейки до программируемых цифровых измерительных станций, спутниковой навигации и мощных систем хранения и обработки данных на основе компьютера и Интернета. Но вернемся к юбилею и вкратце расскажем о своих предшественниках, на которых равнялись, и своих коллегах, с которыми делили радости и невзгоды трудового пути.



Первый руководитель геофизической группы, сейсмолог Г.Д. Панасенко.

Итак, уже на третий год после создания Геологического института КФАН СССР в 1953 г., в его недрах, по инициативе директора акад. Александра Васильевича Сидоренко была создана геофизическая ячейка из двух научных сотрудников: Георгия Даниловича Панасенко и Анатолия Ефимовича Шарикова. Г.Д. Панасенко приехал из Средней Азии вслед за А.В. Сидоренко. В 1954 г. он организовал сейсмологические наблюдения на опытном участке Ботанического сада, а позднее – и на территории строящегося Академгородка.

А.Е. Шариков был приглашен для организации разведочного направления в ГИ КФАН. Его многолетние геофизические исследования в рудных районах Кольского полуострова были широко известны еще в довоенные годы. Он имел большой опыт проведения геофизических работ при



А.Е. Шариков

поисках и разведке медно-никелевых руд. Работы А.Е. Шарикова до сих пор востребованы в научных и производственных фондах.

В 1955 г. в Институт приняты выпускники ЛГУ Юрий Гюнтерович Бломберг и Владимир Иванович Лемец, которые в том же году провели первые магнитометрические исследования в прихлебинской части структурной зоны Имандра-Варзуга с целью поисков залежей полезных ископаемых и решения вопросов геологического картирования. В 1956 г. эти работы продолжались в западной части зоны Имандра-Варзуга, но уже в комплексе с электроразведкой. Применялись симметричное профилирование, вертикальное электрическое зондирование и комбинированное профилирование. В том же году в Институт были приняты молодые специалисты: Вадим Алексеевич Тюремнов (выпускник Московского нефтяного института) и выпускники МГУ Лев Петрович Вержбицкий и Л.И. Озерова. С 1 февраля 1956 г. начала работать сейсмостанция «Апатиты» под руководством Г.Д. Панасенко. Спроектированное с его участием здание сейсмостанции стало первым строением на территории будущего города Апатиты и Академгородка, основанного акад. А.В. Сидоренко. Сейсмологические исследования были начаты по программе Международного геофизического года в 1957 г.



Так начинались Апатиты. Строящееся здание сейсмостанции.

Фактически до 1958 г. геофизическая группа обслуживала сейсмологические исследования, а в летний период проводила полевые геофизические работы. Сейсмостанция «Апатиты», действовавшая при Президиуме КФАН СССР, в 1960 г. перешла в ведение только что созданного Полярного геофизического института (первый директор ПГИ Сергей Иванович Исаев и его зам. по науке проф. Борис Евгеньевич Брюнелли). В декабре 1974 г. сейсмостанция «Апатиты» снова вошла в состав Геологического института КФАН СССР.

В 1958 г. состав геофизической группы пополнился выпускниками МГУ Юрием Дмитриевичем Зыковым (ныне



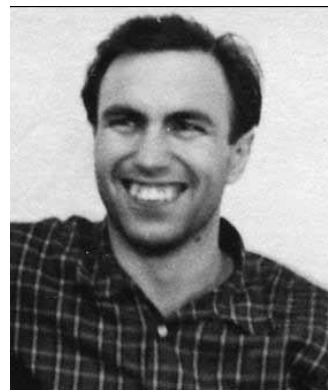
В.И. Лемец



Ю.Г. Бломберг



Л.П. Вержбицкий



В.А. Тюрменов



Ю.Д. Зыков

д.г.-м. н., МГУ), И.И. Зыковой, Ю.П. Райнот (МГУ), а также опытными геофизиками А.Н. Балакаем и С.М. Папондопуло. Перед этим коллективом была поставлена задача изучить строение перспективно никеленосных массивов горных пород. На первом этапе был намечен Мончегорский район, в частности, массивы Ниттис, Кумужье, Травяная (НКТ) и Сопча. Геофизические работы были обеспечены новейшей по тем временам аппаратурой. На экспедиционные работы привлекались студенты ЛГУ, ЛГИ, Петрозаводского университета и школьники старших классов. Выполнены комплексные геофизические работы: гравиметрия, магниторазведка, различные модификации электроразведки. Проведены опытные работы по применению высокочастотной сейсморазведки по методике И.С. Берзон. Детализированы известные аномалии и выявлены новые, которые были рекомендованы для проверки бурением Мончегорской геологоразведочной партии, где главным геофизиком был в то время Федор Иванович Свияженинов.

А.Е. Шариков в 1958 г. уехал в Ленинград, где под руководством проф. А.Г. Тархова успешно защитил кандидатскую диссертацию. 8 июня 1959 г. руководителем геофизических работ был назначен Анатолий Николаевич Балакай – первый зав. лабораторией геофизики в Геологическом институте КФАН СССР. Его официальное назначение было закреплено приказом по Институту от 1 мая 1960 г. Под руководством А.Н. Балакая были развернуты научно-практические и исследовательские работы по изучению глубинного строения территории центральной части Кольского полуострова (зона Имандра-Варзуга, Федорово-Панские тундры, Приимандровский район). Комплекс геофизических методов включал гравиразведку, магниторазведку, электроразведку.

Основными задачами геофизических работ при поисках медно-никелевых руд на Кольском полуострове на том этапе были оконтуривание и выявление массивов основных и ультраосновных пород, поиск зон сульфидного оруденения, трассирование разрывных тектонических нарушений, выявление взаимоотношений основных комплексов пород и общей структуры изучаемого района. Успешное проведение работ в Мончегорском районе позволило провести тот же комплекс исследований в 1959–62 гг. в районе Панских тундр и прилегающей зоне Имандра-Варзуга. Работы проводились в содружестве с Мурманской геологоразведочной экспедицией (МГРЭ).

В этот же период начаты сейсмические работы для расчленения интрузивных массивов и изучения их внутреннего строения (массив Сопча, Панские тундры и некоторые другие). Геофизика играла большую роль в оценке перспектив Приимандровского района на поиски железорудного сырья на глубоких горизонтах.

В 1964 г. заведующим лабораторией геофизики стал Вадим Алексеевич Тюрменов. Изменился профиль исследований в связи с новой задачей, поставленной акад. А.В. Сидоренко: поиск и прослеживание погребенных долин, перспективных на поиски россыпных месторождений полезных ископаемых. Поэтому помимо магниторазведки развитие получили методы электроразведки и малоглубинной сейсморазведки.

Широкий круг задач, который выдвигала наука и практика перед геофизиками Геологического института, определили необходимость привлекать молодых специалистов. В лаборатории появились Сергей Александрович Анкудинов (впоследствии крупный специалист по сейсмическим зондированиям в Карело-Кольском регионе), Г.А. Беленицкая (ныне д.г.-м.н., ВСЕГЕИ), Юрий Дмитриевич Ходотов (топограф), Ю.Е. Стаге, Готтфрид Сандович Стокманис, Н.С. Смирнов, А.Н. Теруков, Анатолий Степанович



А.Н. Балакай. Первый заведующий лабораторией геофизики Геологического института, с 1960 по 1964 гг.



К.т.н. В.А. Тюренов – заведующий лабораторией геофизики в 1964 – 1974 гг.

ного сырья и перспективы его эксплуатации не исследованы до конца. По предложению В.А. Тюренова было принято решение о широкомасштабных работах в Приимандровском районе с использованием всего комплекса геофизических методов разведки, в том числе сейсморазведки. В результате были переданы под бурение несколько новых железорудных массивов, выполнена ревизия ранее проведенных работ. Изменилось представление о запасах этого железорудного района, открылись новые перспективы этого уникального железорудного бассейна, наметился ряд интересных направлений в изучении магнитного строения железистых кварцитов.

С первых дней проведения геофизических работ в Геологическом институте КФАН СССР изучались физические свойства горных пород. Для этого были все основания, так как геофизические работы проводились, как правило, в комплексе с геологическими, минералого-петрографическими и геохимическими. Это позволило получить богатейшую информацию о закономерностях изменения физических свойств в пространстве и времени, а также в зависимости от высоких термодинамических параметров. Последние работы выполнялись, в основном, по методике, а иногда и на аппаратуре Института физики Земли АН СССР. Учитывая, довольно многие организации проводили на Кольском полуострове петрофизические работы, для их координации при ВСЕГЕИ был создан Научный совет по петрофизике восточной части Балтийского щита (председатель Н.Б. Дортман, зам. председателя – В.А. Тюренов). Первое совещание проведено в 1975 г. в Апатитах. Было решено считать наиболее актуальными работы по составлению петрофизических (петроплотностной и магнитной) карт нашего региона, а также проведение крупно- и среднемасштабных петрофизических исследований по отдельным рудным районам.



Н.Б. Дортман и В.А. Тюренов.

Два основателя петрофизики Балтийского щита.

Коломиец и другие специалисты. Лаборант Г.С. Стокманис заслуживает особого упоминания. Он работал в Риге учителем и был сослан на Кольский полуостров. Отсидев некоторое время в лагерях, поступил на работу в Геологический институт. Свыше четверти века был душой лаборатории геофизики, выполняя самые разнообразные работы в должности оператора на геофизических станциях. В эти годы испытывались новые модификации гравиметров и магнитометров Ленинградского завода «Геологоразведка», новые аппаратные разработки: полевой индикатор напряженности поля (ЦНИГРИ), эхо-локатор (ВИТР), проиономер (СГИ) и другие измерительные комплекты.

Осенью 1962 г. по просьбе Кольского РайГРУ, начальником которого в то время являлся Кирилл Давыдович Беляев, проведены опытно-методические работы в Приимандровском районе и на Оленегорском железорудном месторождении. Выяснилось, что геологические модели строения этих рудных тел не адекватны геофизическим, и, следовательно, запасы руд-



Г.С. Стокманис

Естественно, изучение магнитных характеристик не могло не вызвать интерес их использования для палеомагнитных реконструкций. С этой целью в 1967 г. был приглашен Петр Леонидович Кацеблин, сотрудник Института геологии Карельского филиала АН СССР. С его участием была создана «немагнитная комната», экранированная железом, для проведения тонких исследований магнитных свойств и остаточной намагниченности на образцах горных пород. В 1971 г. приглашена сотрудница Мурманской геологоразведочной экспедиции, выпускница ЛГИ Лариса Дмитриевна Галичанина. С ее участием и под руководством Н.Б. Дортмана разработаны и изданы во ВСЕГЕИ петроплотностная и петромагнитная карты Карело-Кольского региона м-ба 1:1000000, подготовлена к изданию петроплотностная карта для всей территории Балтийского щита м-ба 1:2500000. В эти годы успешно защитили диссертации по геофизике сотрудники лаборатории В.А. Тюренов, П.Л. Кацеблин, аспиранты-заочники Ф.И. Свияженинов и И.И. Берман.

Важную роль в развитии геофизических исследований в Геологическом институте сыграл. Визит комиссии ОГГГ АН



П.Л. Кацблин.

СССР во главе с акад. Владимиром Ивановичем Смирновым в 1971 г. По рекомендации комиссии были развернуты глубинные сейсмические работы методом МОВ ОГТ. В работу активно включился молодой специалист Ленинградского университета Георгий Алексеевич Иванов.

В 1971 г. целевым назначением было открыто финансирование на приобретение передовых технических средств для сейсмических, электроразведочных и гравимагнитных исследований, выделены штатные единицы для приглашения специалистов высокой квалификации. После консультации с сотрудниками ВНИИ геофизики (с проф. М.Н. Бердическим и др.) для этой работы из Полярного геофизического института КФАН СССР был приглашен Абдулхай Азымович Жамалетдинов. В 1971 г. им начаты опытно-методические работы методами теллу-



Л.Д. Галичанина.

рических токов и МТЗ, продолжены начатые в ПГИ работы по исследованию строения электронно-проводящих структур в кристаллическом фундаменте и их влияния на результаты электромагнитных зондирований. В 1976 г. А.А. Жамалетдинов защитил кандидатскую диссертацию на эту тему.



Г.А. Иванов занят расшифровкой сейсмограмм.

Сейсмические работы по изучению строения земной коры с использованием обычных взрывов оказались высокочрезвычайными для Геологического института. Учитывая специфику работ горнорудных предприятий Кольского полуострова, было решено использовать промышленные взрывы, взяв за основу методику, разработанную на Урале Н.А. Халевиным. Эту идею поддержал акад. Михаил Александрович Садовский. Для выполнения исследований был приглашен Николай Владимирович Шаров из Института геофизики Уральского научного центра. Были получены сейсмические станции КМПВ-48 и СМП, интерпретационный комплекс. Для обеспечения работ в состав лаборатории приняты новые специалисты – Сергей Николаевич Дьяков, Герман Николаевич Колодин, Сергей Зубарев, Николай Александрович Суровцев, Александр Дмитриевич Токарев, Ольга

Григорьевна Столова, Валентина Павловна Шарова, Людмила Ивановна Федосеева, Михаил Семенович Морошкин. Отрабатывались опытно-методические приемы регистрации промышленных взрывов, в том числе в зимнее время с поверхности замерзших водоемов.

В 1974 г. по рекомендации чл.-корр. АН СССР В.В. Федынского лабораторию геофизики возглавил д.г.-м.н. В.И. Павловский, главный геофизик Воронежской геофизической экспедиции МИНГео СССР. Широко развернулись работы по совершенствованию методики геофизического изучения структуры земной коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита, направленные на составление опорных разрезов, структурных схем и карт глубинного строения. Основным направлением стало развитие теории комплексирования сейсмических, гравимагнитных, геотермических и электромагнитных полей с геологическими и геохимическими данными для построения моделей литосферы восточной части Балтийского щита. Задачей совершенствования методики наблюдений и интерпретации данных геофизики стало максимально полное использование всех полевых материалов для создания содержательных представлений о строении и вещественном составе земной коры Кольского полуострова, а также для оценки перспектив рудоносности его отдельных регионов.



Д.г.-м.н. В.И. Павловский, зав. лабораторией геофизики в 1974 – 1980 гг.



А.А. Жамалетдинов

По результатам интерпретации геофизических данных на международном геотраверсе EU-3 (Земля Франца-Иосифа – Кольский полуостров – Карелия – Финляндия – Прибалтика – Польша – Чехословакия – Альпы) составлен комплексный разрез земной коры (В.Н. Глазнев, А.А. Жамалетдинов, Г.Б. Скопенко, Н.В. Шаров). Длина геотраверса составляет более 4000 км, он пересекает круп-

нейшие тектонические структуры северо-восточной, центральной и юго-западной Европы. Установлено изменение толщины коры вдоль геотраверса от 30 до 60 км и распределение физических свойств пород в разрезе коры по результатам комплексной интерпретации совокупности всех данных геофизики.

Новые возможности для изучения глубинной электропроводности Балтийского щита открылись в процессе эксперимента «Хибины», основанного на использовании импульсного магнитогидродинамического (МГД) генератора мощностью 80 тысяч киловатт. Работа была организована по инициативе акад. Евгения Павловича Велихова и чл.-корр. Григория Ивановича Горбунова, председателя Президиума КФАН СССР. Чтобы выбрать место для раскладки питающего контура и размещения самого МГД-генератора, 5 декабря 1974 г. на полуостров Рыбачий отправился рекогносцировочный отряд в составе А.А. Жамалетдинова, А.Д. Токарева, С.К. Кириллова, Г.С. Стокманиса и водителя Г. М. Переломова. Место выбрали на перешейке между полуостровами Средний и Кольский. В 1975 г. здесь установлен 160-тонный алюминиевый кабель, соединяющий Мотовский залив с губой Малой Волоковой, сооружена спаренная МГД-установка – полуостровной излучатель с магнитным моментом до 10^{14} А·м². Результаты эксперимента оказались настолько впечатляющими, что в 1980 г. на базе Геологического института организовано Всесоюзное совещание по МГД-зондированиям в СССР.

В 1980 г. лабораторию геофизики возглавил Николай Владимирович Шаров. Его усилиями одним из важнейших направлений геофизического эксперимента стали глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) с использованием промышленных взрывов и участие в межведомственных и международных проектах, осуществляемых на длинных и сверхдлинных профилях: BALTIC, POLAR, Геотравес-1 (EU-3), Кварц и др. В это же время в лаборатории формируется коллектив квалифицированных молодых сотрудников, которые начали активную разработку методов анализа данных ГСЗ. Каждый из них выполнял исследования по развитию теории, созданию алгоритмов и программного обеспечения для решения отдельных задач сейсморазведки. Работы по совершенствованию методов решения прямой и обратной задачи для отраженных волн в лучевом приближении и по интерпретации практических данных с этой методикой возглавила к.ф.-м.н. И.Я. Азбель, яркий представитель Ленинградской школы математической теории интерпретации волновых полей (объединенная группа исследователей физфака ЛГУ и ЛОМИ АН СССР). Исследования по разработке теоретических методов анализа динамических характеристик упругих волн с целью оценки поглощающих и рассеивающих свойств земной коры проводил к.ф.-м.н.



Д.г.-м.н. Н.В. Шаров, заведующий Лабораторией геофизики с 1980 по 2000 гг.

Ю.П. Ампилов, выпускник аспирантуры МГУ, ученик проф. Т.И. Обложиной. Алгоритмы и программы для инверсии годографов рефрагированных волн и изучения детального физического механизма распространения поперечных волн разрабатывали к.ф.-м.н. А.Ф. Буянов и к.ф.-м.н. Ю.В. Рослов, ученики и аспиранты одного из классиков советской теоретической сейсмологии проф. физфака ЛГУ Т.Б. Яновской. Разрабатывались методические основы, обеспечивающие повышение эффективности и информативности сейсморазведки для изучения напряженно деформированного состояния крупных блоков пород в массиве (молодые специалисты ЛГИ С.И. Рубинраут и Б.И. Берман). Интенсивно изучается строение приповерхностной части земной коры сейсмическими методами (Г.А. Иванов). Только по этим направлениям работ сотрудниками лаборатории геофизики получено более 10 авторских свидетельств Госкомизобретений.

В период расцвета (1981–85 гг.) в лаборатории геофизики работало 46 сотрудников, инженеров и лаборантов, которые были объединены в творческие группы, возглавляемые руководителями, по основным направлениям деятельности лаборатории: петрофизика (к.т.н В.А. Тюремнов), рудной геофизики (к.г.-м.н. Ф.И. Свяженинов), сейсмические исследования свойств и состояния блоков земной коры (к.т.н. С.И. Рубинраут), глубинные сейсмозондирования (к.г.-м.н. Н.В. Шаров), обработка сейсмических данных (к.ф.-м.н. И.Я. Азбель), комплексная обработка геофизических данных (к.ф.-м.н.

В.Н. Глазнев), группа геоэлектрических исследований (к.г.-м.н. А.А. Жамалетдинов) и группа акустополярископии (к.т.н. Ф.Ф. Горбачевич), продолжавшая исследования, начатые в Горном институте КФАН СССР.

В эти годы сотрудники лаборатории геофизики проводят совместные полевые и лабораторные исследования со многими институтами Академии наук СССР, а также учеными Финляндии, Польши, Германии, Чехословакии.

В 1986 г. от лаборатории геофизики по Постановлению Президиума АН СССР отделилась лаборатория геоэлектрики под руководством Абдулхая Азымовича Жамалетдинова. Ее создание было вызвано необходимостью обеспечения исследований по глубинному электромагнитному зондированию литосферы с применением мощных контролируемых источников, прежде всего, с МГД-генератором «Хибины». Коллектив лаборатории организовал и провел целый ряд экспериментов: «Волга» с промышленной ЛЭП постоянного тока 800 кВ «Волгоград-Донбасс», эксперимент с СНЧ-источником «Зевс» мощностью свыше 2 МВт, эксперимент «FENICS» с промышленными ЛЭП системы «Колэнерго», эксперимент «BEAR», ряд других экспериментальных работ, в том числе рудопоисковые и картировочные работы в Мончегорском и Печенгском районах Кольского полуострова, а также в Забайкалье, Норвегии и Финляндии. В момент создания лаборатории геоэлектрики ее костяк составили опытные научные сотрудники и инженеры: Александр Дмитриевич Токарев, Сергей Константинович Кириллов, Геннадий

Семенович Таначев, Николай Павлович Казанцев, Герман Николаевич Колодин, Людмила Григорьевна Осипенко, Тамара Геннадьевна Короткова, Владимир Павлович Мирошников. Тем не менее, обеспечение исследований, с применением современных цифровых станций и компьютеризированных систем обработки потребовало привлечения молодых кадров с хорошей физико-математической подготовкой. Решающую роль в этом отношении сыграло поступление на работу в лабораторию геоэлектрики в 1985 г. Владимира Эрнестовича Асминга, выпускника МФТИ, и в 1988 г. – Александра Николаевича Шевцова, выпускника физического факультета ЛГУ. Ими созданы все основные программы сбора и обработки цифровых данных и последующей интерпретации результатов. В 80-е гг. лаборатория геоэлектрики продолжала пополняться молодыми специалистами. В 1986 г. поступил на работу Вячеслав Маркович Гуревич, выпускник Днепропетровского горного института, специалист по «железу» и «софту», в 1988 г. – выпускник геологического факультета ЛГУ Юрий Анатольевич Виноградов, специалист по методике геофизических работ и интерпретации, в 1989 г. – Наталья Александровна Очкур, специалист по компьютерной обработке данных. На начальном этапе в составе группы геоэлектрических исследований в лаборатории работали молодые специалисты Александр Михайлович Глазков и Владимир Ваисович Сафаргалеев. Большое участие в работе лаборатории принимали лаборанты и лаборанты-исследователи Наталья Владимировна Гончарова, Надежда Павловна Зиганшина, Алик Казачек, Александр Георгиевич Ямпольский, Александр Маслаков, Любовь Кашулина и др. Результаты работ лаборатории геоэлектрики получили признание не только в России, но и за рубежом. По результатам выполненных исследований в 1991 г. А.А. Жамалетдинов защитил докторскую диссертацию.



Д.г.-м.н. А.А. Жамалетдинов, зав. лабораторией геоэлектрики в 1986–2002 гг.

Во второй половине 90-х гг. перестройка и последовавшая за ней экономическая депрессия в России привели к резкому сокращению состава лаборатории геоэлектрики с 15 до 4-х человек. В 2001 г. А.Н. Шевцов защитил кандидатскую диссертацию. В 2002 г. лаборатория геоэлектрики соединилась с лабораторией геофизики. Ее деятельность за 1986 – 2001 гг. изложена в статье [Жамалетдинов, 2002].

В 2000–2008 гг. лабораторию региональной геофизики возглавил д.ф.-м.н. Виктор Николаевич Глазнев. В этот период, как и в 90-е гг., приоритетным направлением деятельности лаборатории стало выживание за счет грантов РФФИ, хоздоговоров, участия в международных проектах (МПК, INTAS, «Европроба», «Global change», «SVEKALAPKO», «BEAR» и др.) и региональных проектах прикладного характера. Огромная роль в организации и всестороннем стимулировании международных исследований по геофизическим дисциплинам принадлежала и принадлежит до сих пор директору Геологического института КНЦ РАН до 2007 г., а ныне научному советнику РАН акад. Феликсу Петровичу Митрофанову. Тем не менее, в силу объективных причин лаборатория геофизики «потеряла» почти все исследовательские группы к началу 2000 г., за исключением значительно сократившейся группы комплексного анализа геофизических данных (руководитель В.Н. Глазнев) и группы геоэлектрики (руководитель А.А. Жамалетдинов). Частично сохранилось направление петрофизических и палеомагнитных исследований, единственный его представитель В.А. Тюремнов вплоть до своей кончины в феврале 2009 г.

Группа В.Н. Глазнева в этот период продолжает работы с обширной базой региональных геофизических и петрофизических данных для территории северо-восточной части Европы (Л.Г. Осипенко) с целью расчета комплексной геофизической модели литосферы Балтийского щита и прилегающих районов. Ведутся работы по развитию теории и составлению алгоритмов программного обеспечения для решения прямых и обратных задач гравиметрии (к.ф.-м.н. А.Б. Раевский), геотермии (начатые с участием Г.Б. Скопенко) и магнитометрии. Все расчеты выполняются в трехмерном варианте на реальной сферической поверхности Земли. Главное внимание уделяется решению сложных задач комплексной инверсии с учетом данных петрофизики и сейсморазведки на базе критериально-целевого подхода к интерпретации и использованию стохастических моделей источников потенциальных полей. Результаты исследований, частично представленные на сводном рисунке, легли в основу монографии и докторской диссертации В.Н. Глазнева, защищенной им в 2003 г. Результаты работ лаборатории геофизики по трехмерному комплексному моделированию литосферы Балтийского щита (В.Н. Глазнев, А.Б. Раевский, Л.Г. Осипенко) вошли в основные достижения Российской академии наук.



Д.ф.-м.н. В.Н. Глазнев, зав. лабораторией геофизики в 2000–2008 гг.

С 2008 г., лабораторию геофизики возглавляет к.ф.-м.н. Алексей Борисович Раевский.

Некоторые итоги

В настоящее время в лаборатории геофизики проводятся работы по совершенствованию геофизических методов изучения земной коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита, нацеленные на получение опорных разрезов, структурных схем и карт глубинного строения. Основным направлением является комплексирование сейсмических, гравимагнитных, геотермических и электромагнитных полей с геологическими и геохи-



мическими данными с целью построения моделей литосферы Российской и зарубежной частей Балтийского щита для получения более полного представления о вещественном составе литосферы, истории развития отдельных регионов и оценки перспектив их рудоносности.

В лаборатории начаты исследования, связанные с геодинамическими аспектами геофизической модели литосферы щита и с разработкой методов математического моделирования геодинамических процессов в рамках проекта 6 ОНЗ РАН (научный руководитель акад. Ф.П. Митрофанов). Перспективы лаборатории региональной геофизики связаны с развитием алгоритмических и программных средств обработки и анализа геофизических данных в свете применения новейших информационных технологий и дальнейшего внедрения их в практику исследований Геологического института и производственных геологоразведочных организаций региона. Разумеется, на современном этапе подобные направления могут развиваться только при финансовой поддержке грантами РФФИ или ОНЗ РАН, а также на коммерческой основе по хозяйственным договорам, что и реализуется в текущей работе лаборатории с переменным успехом.

Имеется ряд примеров плодотворного сотрудничества геофизиков и геологов Геологического института. Результаты этого сотрудничества отражены в совместных публикациях с д.г.-м.н. А.А. Арзамасцевым (изучение массивов центрального типа на основе трехмерного геофизического моделирования), д.г.-м.н. В.В. Балаганским (анализ тектонического строения Лапландских и Колвицких гранулитов, а также террейновый анализ всего региона, опирающийся на комплексные геолого-геофизические данные), к.г.-м.н. В.И. Пожиленко (анализ результатов и геолого-геофизическая интерпретация результатов электромагнитных зондирований в пределах Центрально-Кольского террейна, по профилю Белое море–Вялозеро–Умба–Харловка и др), д.г.-м.н. Н.Е. Козловым и д.г.-м.н. Н.О. Сорохтиным (совместная монография по Мурманскому террейну) и др. Интересным направлением представляется цикл работ с д.г.-м.н. П.М. Горяиновым (геомагнитная систематика и исследование фрактальных свойств кварцитовых железорудных месторождений). Все эти примеры указывают на большой потенциал возможных совместных проектов исследований в рамках Геологического института. За период 1975–2001 гг. бывшими и настоящими сотрудниками лаборатории геофизики, защищены 7 докторских и 12 кандидатских диссертаций.

Все основные результаты работ сотрудников лаборатории геофизики публиковались в отечественных и зарубежных периодических и специализированных изданиях, докладывались на совещаниях различного ранга: от международных геологических конгрессов и сессий Международного геофизического союза до молодежных конференций Геологического института, причем последние часто организовывались благодаря усилиям именно молодых геофизиков. Всего за время существования лаборатории геофизики ее сотрудниками опубликовано (по оценкам) около 500 печатных работ (не учитывая тезисы докладов). Из печати вышло около 35 монографий в центральных и местных издательствах. Одна из последних монографий «Строение и динамика литосферы Восточной Европы» (Геокарт, ГЕОС, Москва, 2006), подготовленная с участием ряда сотрудников Геологического института, включая лабораторию геофизики, вошла в число основных достижений Российской академии наук.

Задачи лаборатории геофизики

Основной задачей лаборатории геофизики является сохранение накопленного потенциала в области теоретических и экспериментальных геофизических исследований. Представляется необходимым развивать направ-

ления, по которым сотрудниками лаборатории уже достигнуты результаты, признанные российской и международной научной средой. Критериями такого признания могут служить публикации в центральной и зарубежной печати, импакт-индексы, российские и международные гранты и договора. Некоторые первостепенные (в представлении авторов данной заметки) соображения по совершенствованию деятельности лаборатории геофизики изложены ниже.

1. Назрела необходимость «омоложения» кадрового состава лаборатории – естественно, без потери накопленного старшим поколением опыта исследований. Единственным реалистичным вариантом такого развития представляется привлечение студентов-геофизиков к научным исследованиям лаборатории и последующий отбор в аспирантуру наиболее одаренных молодых специалистов.

2. Тенденции развития современной геофизики таковы, что в ней все меньше места остается для качественных (аналоговых) средств регистрации сигналов и, наоборот, всё большее место занимает «абстрактная» форма постижения мира через массовую обработку гигантских объемов цифровых данных и их восприятие посредством компьютера. Все это приводит к необходимости готовить геофизиков из среды физиков. Уровень физико-математической подготовки становится главным критерием качества образования геофизика.

3. Необходимо техническое переоснащение лаборатории геофизики. Современная геофизическая аппаратура ориентирована на цифровую регистрацию при минимальном участии человека. При этом на первую линию выступает сертификация аппаратуры по международным стандартам.

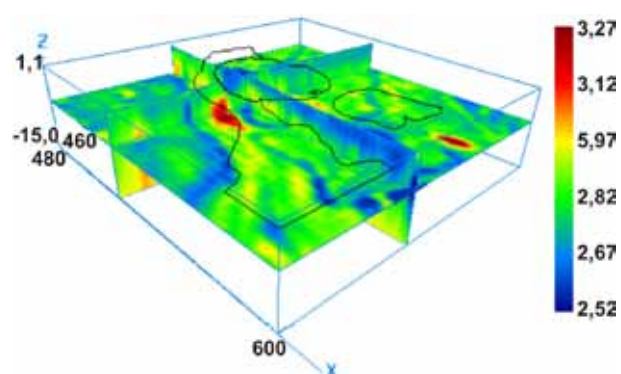
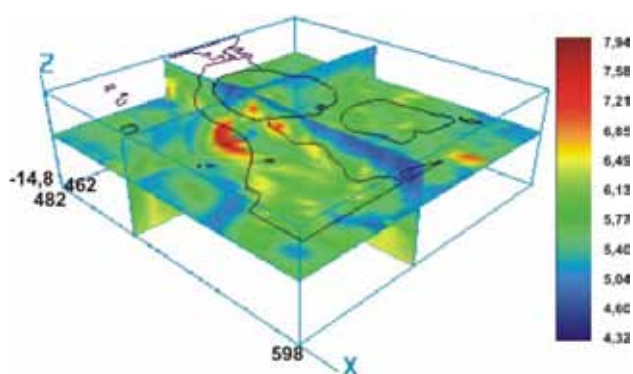
Персоналии за период 1953–2009 гг.

В кадровом составе лаборатории происходили изменения, проследить которые авторы не ставили своей целью. Приводимый список не подразумевает какой-либо расстановки приоритетов: *к.т.н. В.А. Тюремное, к.ф.-м.н. И.Л. Кацеблин, д.г.-м.н. В.И. Павловский, к.г.-м.н. Ф.И. Свияженинов, д.г.-м.н. А.А. Жамалетдинов, д.г.-м.н. Н.В. Шаров, д.ф.-м.н. В.Н. Глазнев, к.ф.-м.н. И.Я. Азбель, д.ф.-м.н. Ю.П. Ампилов (ныне зав. отделом в головном институте «Газпрома» ВНИИГаз), к.ф.-м.н. А.Б. Раевский, к.ф.-м.н. Ю.В. Рослов (ныне зам. директора по науке в ПГО «Севморгео»), д.т.н. Ф.Ф. Горбачев, к.г.-м.н. Г.А. Иванов, к.ф.-м.н. А.Ф. Буянов, к.т.н. С.И. Рубинраут, к.г.-м.н. В.Н. Бакулин, Л.Г. Осипенко, Г.Б. Скопенко, А.Д. Токарев, С.И. Дьяков, В.П. Мирошников, Б.И. Берман, В.П. Шарова, Л.Д. Галичанина, В.Т. Ионкис, Л.А. Ивлева, С.В. Зубарев, к.ф.-м.н. В.В. Сафаргалеев, к.г.-м.н. В.Т. Филатова, М.К. Корягин, Н.И. Иванова, К.О. Дудкин, А. Глазков и др.*

Выполнявшиеся лабораторией геофизики полевые эксперименты и массовая обработка данных были бы немислимы без участия высококвалифицированных инженерных и лаборантских кадров: *Г.С. Стокманис, Н.П. Казанцев, Ю.П. Качаев, А.Л. Андрианов, В.П. Старикова, И.И. Демидова, Т.И. Сазыкина, М.К. Сазыкин, Т.Г. Короткова, С.К. Кириллов, А.А. Каменский, И.И. Тесовская, Т.Л. Хохлова, И.А. Панина, С.Ю. Попов, Н.И. Петровская, Е.Д. Кошечкина, Г.Г. Давыдкина, Г.Н. Колодин, Н.Н. Серов, Г.С. Таначев, С.Б. Мележик, Н.А. Суровцев, С.В. Торопушина, М.Ю. Бахматова, Н.Н. Сафаргалеева, Л.П. Ножкина.*

Раздел 1

Региональные исследования



Исследование возможности присутствия астеносферы на территории Фенноскандинавского щита по данным «BEAR»

И.Л. Варданыц, А.А. Ковтун

Научно-исследовательский институт физики СПбУ, Санкт-Петербург, izabella-spb@mail.ru

В нашей работе [5] ранее были представлены результаты исследования глубинного распределения электропроводности мантии Фенноскандинавского щита по результатам совместной интерпретации данных международного эксперимента «BEAR» и глобального магнитовариационного зондирования (ГМВЗ). В работе было показано, что на глубинах, больших 100 км, распределения электропроводности, полученные по данным разных методов, практически совпадают. Это дало возможность построить единую среднюю кривую распределения проводимости для мантии Фенноскандинавского щита. В настоящей работе мы ставим цель более детально исследовать особенности геоэлектрического строения литосферы Фенноскандинавского щита на глубинах 100–400 км используя только данные «BEAR».

В ходе международного эксперимента «BEAR» (Baltic Electromagnetic Array Research), проведенного летом 1998 г., были выполнены синхронные МТ зондирования в интервале периодов от 10 с до суточных вариаций в 50 пунктах Фенноскандинавского щита. Расположение пунктов зондирования представлено на рис.1. Как

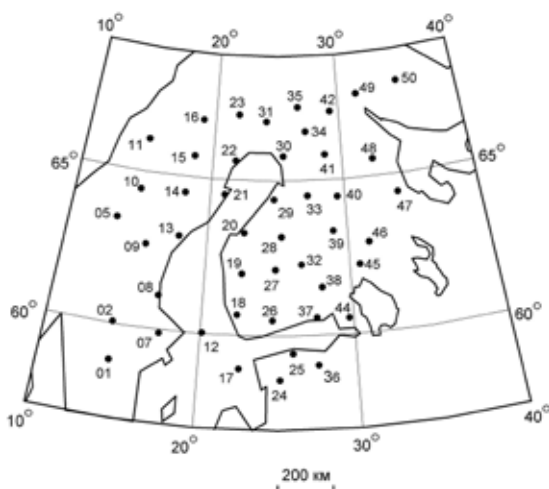


Рис.1. Положение пунктов зондирования «BEAR».

и в работе [5], в основу построения модели глубинного распределения электропроводности мантии положена одномерная интерпретация «продольных» амплитудных кривых ρ_a и «поперечных» фазовых кривых φ_a , которые несут наименее искаженную неоднородностью верхней части разреза информацию о глубинном разрезе [2, 4]. В квазидвумерных случаях «продольной» кривой является либо минимальная, либо максимальная кривая. В общем случае аналогами этих кривых являются соответствующие кривые одного из инвариантов Эггерса [8]. В результате анализа для дальнейшего исследования были отобраны кривые φ_a в 24 точках и кривые ρ_a в 25 пунктах (во втором случае в двух пунктах были взяты не кривые инвариантов Эггерса, а эффективные кривые). Результаты одномерной интерпретации выбранных «продольных» и фазовых кривых без кривых ГМВЗ (фазовые кривые были дополнены опорным значением для $\sqrt{T} = 100 \text{ с}^{1/2}$) показали, что в большинстве случаев кривая

распределения сопротивления по глубине имеет особенность в виде небольшого минимума или перегиба в области 200–350 км. При совместной интерпретации этих кривых с кривой ГМВЗ из работы Н.М. Ротановой, которую мы использовали в работе [5], эти особенности не проявляются. Причиной этого является то, что значения этой выборки ГМВЗ, особенно фазовые, имеют очень большой разброс, который ограничивает точность совместной интерпретации. Поэтому в настоящей работе особое внимание было уделено отбору данных ГМВЗ для совместной интерпретации.

С этой целью мы провели сравнение данных в диапазоне Sq и Dst вариаций различных авторов: глобальные данные из работы Н.М. Ротановой [6], кривую для центральной Европы В.Ю. Семенова [11] и кривую для Европы Н. Ольсена [9]. Эти данные, а также отобранные для последующей совместной интерпретации амплитудные и фазовые кривые «BEAR», приведены на рис. 2. Из сравнения данных можно сделать следующие выводы. Фазовые значения данных Н.М. Ротановой, как уже говорилось, имеют слишком большой разброс. Кривые В.Ю. Семенова и Н. Ольсена имеют значительно меньший разброс. Однако при этом и амплитудная, и, особенно, фазовая кривые Н. Ольсена в области Sq вариаций проходят выше кривых «BEAR», что не позволяет получить плавную стыковку кривых и при интерпретации может вызвать появление ложных особенностей раз-

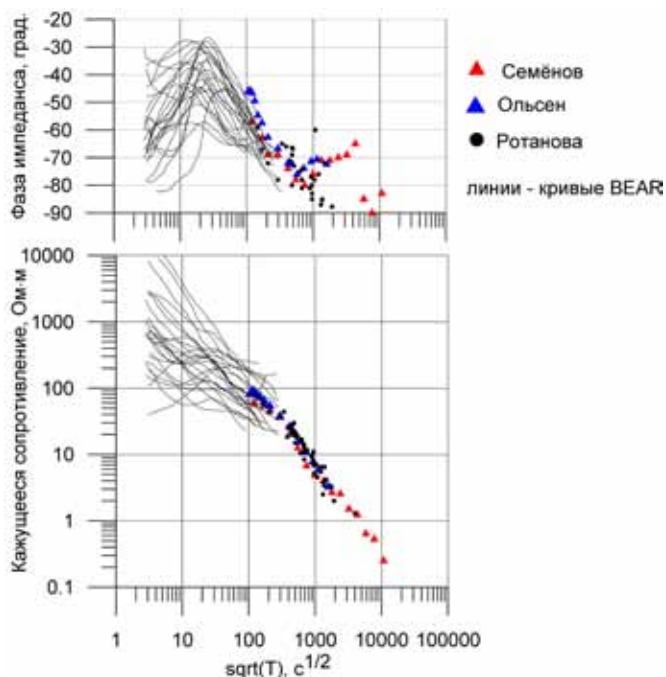


Рис. 2. Сравнение данных разных авторов в диапазоне Sq вариаций.

реза. Из рисунка видно, что наилучшим образом для совместной интерпретации подходит кривая Семенова. Значения для Dst диапазона этой кривой (от $\sqrt{T} = 416 \text{ с}^{1/2}$ до $\sqrt{T} = 7750 \text{ с}^{1/2}$) были получены Семеновым по данным четырех обсерваторий центральной Европы, а значение для третьей гармоники 11-летней вариации ($\sqrt{T}=10800 \text{ с}^{1/2}$) добавлено из работы [7].

Остановимся теперь на опорных данных для области Sq вариаций. На рис. 3 показаны средние значения ρ_a и φ_a для выбранных кривых «BEAR» в этом интервале и данные Семенова. В кривой Семенова значения ρ_a и φ_a в этой области взяты по результатам двухлетних МТ измерений в одной из обсерватории Центральной Европы. Фазовые значения плавно стыкуются с кривой для Dst диапазона, а значения ρ_a были скорректированы с поправкой на статический сдвиг. Однако, как видно из рисунка, и амплитудные, и фазовые значения отличаются от соответствующих средних значений кривых «BEAR», выбранных для интерпретации. Большой разброс в значениях ρ_a и φ_a в области Sq вариаций, полученных разными авторами, указывает на то, что магнитотеллурические параметры в этом диапазоне носят региональный характер. Поэтому мы пошли по пути определения опорных значений ρ_a и φ_a для этого диапазона исходя из данных «BEAR».

В работе [3] была произведена оценка значений ρ_a и φ_a в области суточных вариаций по МВ данным «BEAR» и по средним значениям импедансов Z_{xy} и Z_{yx} . Эти значения также представлены на рис. 3. Как было указано, значительное различие значений, полученных по МВ и по МТ данным, связано с неустраненным влиянием полярных возмущений.

Рис. 3. Сравнение данных в диапазоне Sq вариаций.

Как видно из рисунка, в нашем случае в качестве опорных данных в области Sq вариаций лучше всего подходят средние значения по отобранным «продольным» и фазовым кривым. Однако, если протяженность фазовых кривых позволяет достаточно надежно оценить средние значения вплоть до $\sqrt{T}=300 \text{ с}^{1/2}$, то в случае «продольных» кривых это не выполняется. Кроме того, мы не можем оценить возможного статического сдвига. Поэтому опорные значения ρ_a в этом диапазоне были определены путём одномерной интерпретации средних значений фаз совместно с амплитудными и фазовыми данными Семенова в Dst диапазоне. Таким образом, были получены опорные амплитудная и фазовая кривые, покрывающие диапазон от $\sqrt{T}=100 \text{ с}^{1/2}$ до $\sqrt{T}=10800 \text{ с}^{1/2}$.

Каждая из отобранных 25 амплитудных и 24 фазовых кривых BEAR была проинтерпретирована совместно с этими кривыми. При этом амплитудные кривые подвергались незначительному сдвигу, чтобы обеспечить более плавное перекрытие в области суточных вариаций. Одномерная интерпретация кривых проводилась по программе Л.Н. Пороховой и М.М. Харламова, алгоритм которой основан на методе эффективной линеаризации (МЭЛ) [10]. На рис. 4 приведены кривые распределения удельного сопротивления по глубине по результа-

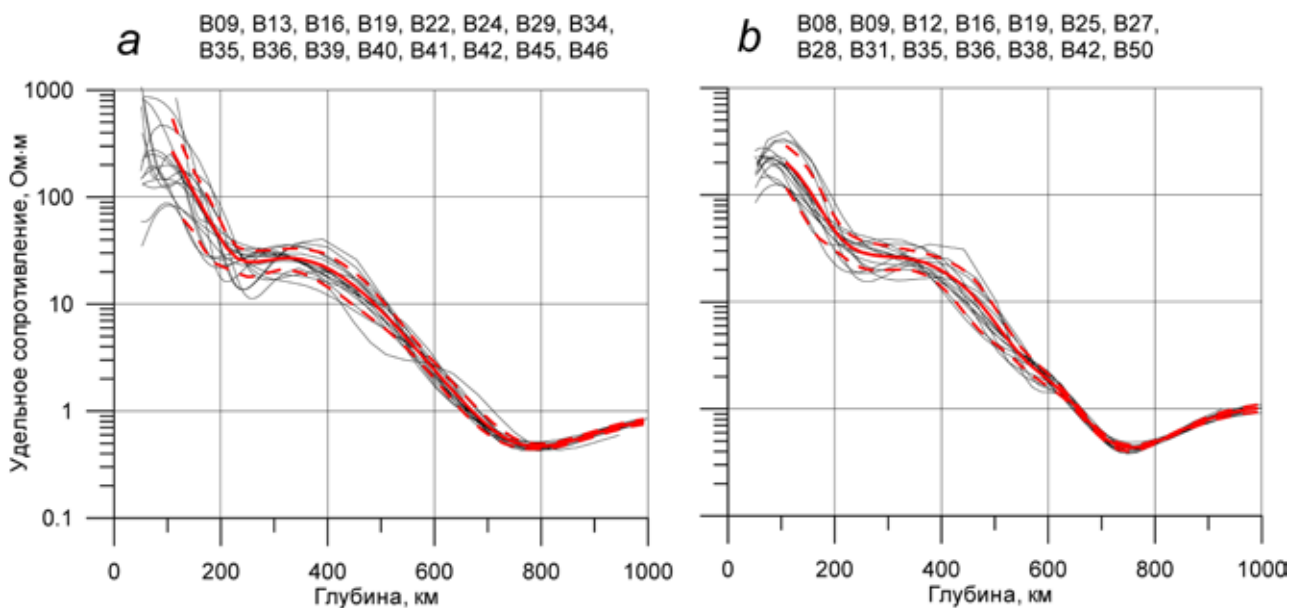


Рис. 4. Результаты совместной интерпретации «продольных» (а) и фазовых (б) кривых.

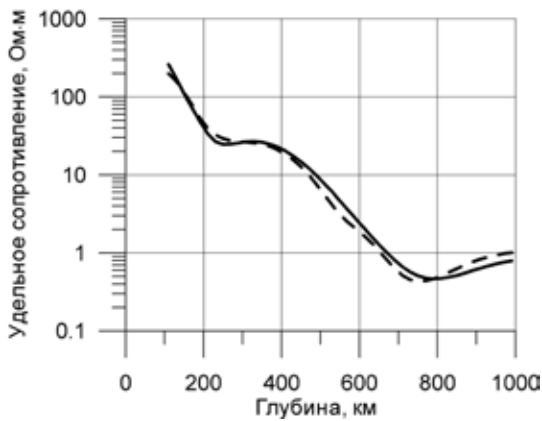


Рис. 5. Средние распределения удельного сопротивления по глубине по результатам совместной интерпретации «продольных» (сплошная линия) и фазовых (пунктир) кривых.

Поведение удельного сопротивления на глубинах больших 400 км определяется наличием фазовых переходов и мало отличается от результата, полученного в нашей предшествующей работе [5].

там совместной интерпретации фаз максимального импеданса (а) и «продольных» кривых (б) в тех пунктах, где наблюдается указанные выше понижение сопротивления или перегиб. Такая особенность наблюдается в 16 случаях «продольных» кривых и в 14 случаях фазовых кривых. На рисунке показаны также средние кривые и средние квадратичные отклонения для каждой группы.

На рис. 5 приведены обе средние кривые. Видно, что поведение средней кривой распределения удельного сопротивления обеих групп практически не различается. В обоих случаях отчетливо выделяется слой от 200 почти до 400 км, где удельное сопротивление меняется в небольших пределах 20–50 Ом м. Согласно работе [1] эти значения соответствуют сопротивлению частично расплавленного базальта. Это может говорить о существовании астеносферы на этих глубинах. Подобное предположение высказывалось нами ранее в работах [3, 4]. Здесь это показано более убедительно. Средняя величина продольной проводимости этого слоя составляет 8000 См.

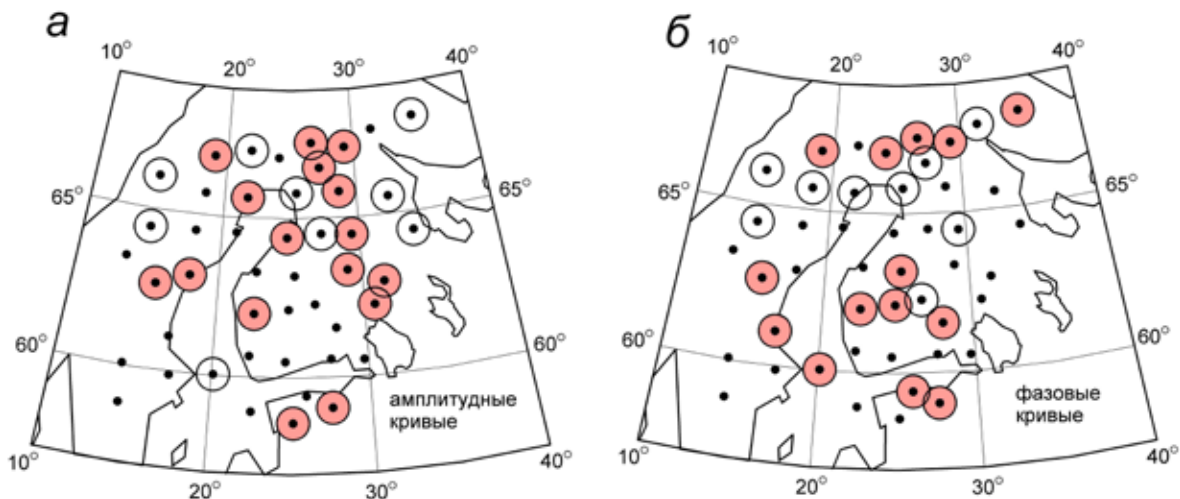


Рис. 6. Области, где можно предположить присутствие астеносферы по результатам интерпретации амплитудных (а) и фазовых (б) кривых. Цветные кружки – присутствие астеносферы, белые – отсутствие.

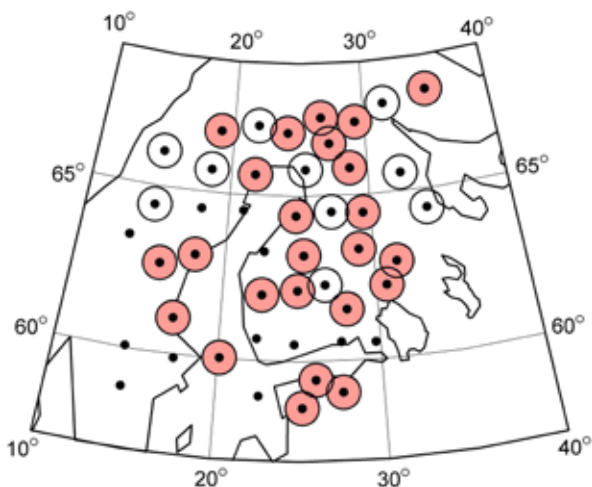


Рис. 7. Точки, где хотя бы одна из кривых (амплитудная или фазовая) показывает присутствие астеносферы, белые кружки – точки, где одна из кривых показывает присутствие астеносферы, а другая – отсутствие.

На рис. 6. цветными кружками отмечены пункты, где можно предположить присутствие астеносферы, а белыми – ее отсутствие по результатам интерпретации «продольных» (а) и фазовых (б) кривых.

На рис. 7. отмечены все пункты, где одна из кривых или обе показывают возможное присутствие астеносферы. При этом точки, в которых одна из кривых дает присутствие астеносферы, а другая – ее отсутствие, показаны белыми кружками.

Список литературы

1. Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарёв П.Ю. Астеносфера в свете магнитотеллурических данных. Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГТГН РАН», 2000 № 12 (17).
2. Ковтун А.А. Использование естественного электромагнитного поля при изучении электропроводности Земли. Уч. пособие. Л.: изд-во ЛГУ, 1980. 196 с.
3. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л. и др. Анализ магнитотеллурических и магнитовариационных результатов в интервале периодов суточных вариаций по

данным «BEAR» и определение «нормального» разреза Балтийского щита // Известия РАН, Физика Земли, 2002. № 11. С. 34–53.

4. Ковтун А.А., Варданыц И.Л., Легенькова Н.П. Электропроводность мантии Фенноскандинавского щита по результатам совместной интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационных данных // Вопросы геофизики. Вып. 38. СПб. С.72–87.

5. Ковтун А.А., Варданыц И.Л. Электропроводность мантии Фенноскандинавского щита по результатам совместной интерпретации данных глубинных МТ и глобальных МВ зондирований // Физика Земли, 2009. № 41.

6. Ротанова Н.Н., Фискина М.В., Захарова О.К. Экспериментальные данные по глобальному магнитовариационному зондированию // Геомагнетизм и аэрономия, 1986. Т. 26. № 1.

7. Courtillot V., LeMouél J.-L. On the long-period variation of the Earth's magnetic field from 2 months to 20 years. J. Geophys. Res., 89(B1), 1976. P. 537–542.

8. Eggers D.E. An Eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. Geophysics. 1982. V. 47. No 8. P. 1204–1214.

9. Olsen N. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C – responses from 3 h to 720 h // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 298–308.

10. Porokhova L.N., Kharlamov M.M. The solution of the one-dimensional inverse problem for induction sounding by an efficient linearization technique // Phys. Earth and Planet. Inter. 1990. V. 60. P. 68–79.

11. Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle. Publications of the institute of geophysics polish academy of sciences. Warszawa 1998. 120 p.

Использование петрофизических данных в комплексном 3D геофизическом моделировании строения уникальных щелочных массивов Кольского полуострова

В.Н. Глазнев¹, А.М. Жирова²

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

При изучении глубинного строения крупнейших щелочных массивов Кольского полуострова (Хибинского и Ловозерского) (рис. 1) ключевую роль играют петрофизические данные о породах региона.

Привлечение этих данных необходимо на всех стадиях комплексного 3D сейсмоплотностного моделирования, используемого для выяснения глубинного строения этих уникальных массивов.

Анализ скоростных и плотностных свойств пород и руд Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления

В ходе исследований собраны и проанализированы петрофизические данные, полученные различными исследователями за весь период изучения уникальных массивов Кольского полуострова [1; 2; 7; 11; 15 и др.]. В результате анализа установлено, что наибольшими значениями скорости упругих волн Хибинского массива отличаются ультраосновные фойдолиты (6.03 км/с), наименьшими – нефелиновые сиениты (хибиниты — 4.85 км/с и фойяиты — 5.06 км/с). Для комплекса пород, соответствующих породам обрамления Хибинского массива, самые низкие значения скорости соответствуют комплексу гранодиоритов, тоналитов (4.63 км/с) и комплексу тоналитов, гнейсов (5.07 км/с), в то время как наиболее высокие – щелочным ультрамафитам (7.49 км/с); перидотитам расслоенного интрузивного комплекса (6.85 км/с) и эффузивам Имандра-Варзуги (6.34 км/с). Плотность апатито-нефелиновых руд в среднем составляет 3.02 г/см³, что на 0.23 г/см³ больше плотности уртитов и на 0.38 г/см³ – плотности хибинитов, рисчорритов и фойяитов.

Породы, вмещающие массив, также как и породы самих массивов, неоднородны по плотности. Комплекс гранодиоритов и тоналитов, примыкающий к массиву с севера, а также комплекс гнейсов и мигматитов, разви-

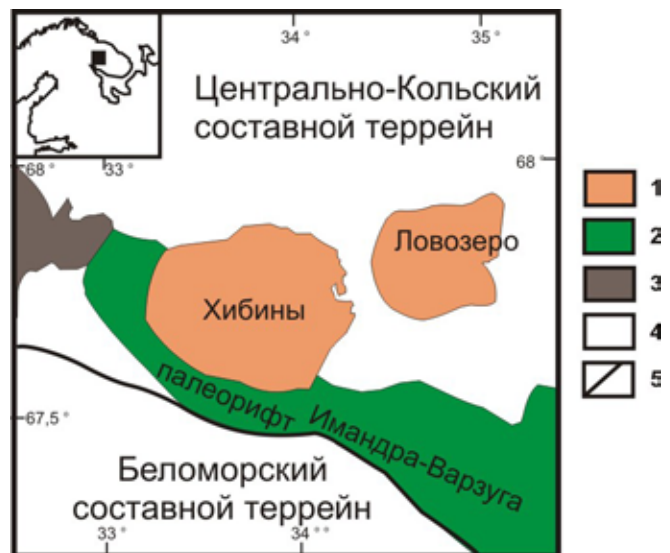


Рис. 1. Схема района исследований: 1 – палеозойские щелочные массивы; 2 – раннепротерозойский рифтогенный комплекс; 3 – раннепротерозойские габбро-анортозиты и перидотиты; 4 – архейские гранитогнейсы; 5 – главные разломы (границы террейнов).

тый к югу от протерозойских осадочно-вулканогенных пород, имеют плотности 2.67 и 2.72 г/см³ соответственно. Средние значения плотности пород Хибинского массива и эффузивно-осадочной толщи, окружающей массив с запада и юга, равны 2.67 и 2.94 г/см³ соответственно. Наиболее высокими значениями среди вмещающих массив пород отмечаются: 1) комплекс, представленный перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами (3.01 г/см³); 2) щелочные ультрамафиты (2.98 г/см³); 3) габбро, габбро-анортозиты, диориты (2.92 г/см³); 4) породы Имандровского лополита, а именно: нориты, габбро-нориты, диориты (2.91 г/см³); 5) названный выше осадочно-вулканогенный комплекс Имандра-Варзуга. Что касается плотности пород Ловозерского массива, то среднее значение плотности эвдиалитового комплекса равно 2.78 г/см³; дифференцированного луяврит-фойяит-уртитового комплекса соответствует 2.72 г/см³; пойкилитовых содалитовых нефелиновых сиенитов массива – 2.56 г/см³. Для решения обратных сейсмогравиметрических задач получены усредненные значения скорости продольных волн и плотности основных комплексов пород, входящих в регион изучения.

Для осуществления настоящего исследования важно проанализировать контрастность пород по петрофизическим свойствам. Проведены оценки надежности разделения пород на основе статистического подхода, основываясь на различиях средних значений скорости и плотности и с учетом дисперсий этих величин. С этой целью вычислены вероятность ошибки разделения (q) и вероятность правильного разделения классов – надежности разделения (g). При этом q вычисляется на основе априорной вероятности классов 1 и 2 (рисчорритов и ийолитов), а также на основе вероятности ошибок 1 и 2 го рода.



Рис. 2. Определение надежности разделения пород по скорости.

P_1 , P_2 – гистограммы частот значений скорости для рисчорритов и ийолитов соответственно; A – вероятность ошибки первого рода; B – вероятность ошибки второго рода.

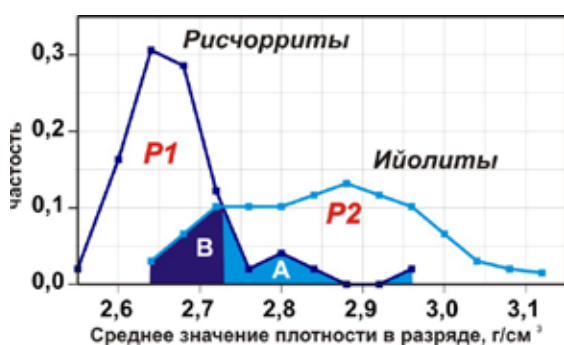


Рис. 3. Определение надежности разделения пород по плотности.

P_1 , P_2 – гистограммы частот значений плотности для рисчорритов и ийолитов соответственно; A – вероятность ошибки первого рода; B – вероятность ошибки второго рода.

На рис. 2 и 3 приведены гистограммы частоты значений скорости и плотности рисчорритов и ийолитов. Ошибка первого рода (A) заключается в том, что принимается решение о наличии объекта класса 2 (ийолитов), в то время как в действительности имеет место объект класса 1 (рисчорриты). Ошибка второго рода (B) связана с обратной ситуацией. Через вероятности A и B и априорные вероятности классов p_1 и p_2 найдена вероятность общей безусловной ошибки разделения классов (q) и вероятность правильного разделения классов, называемая надежностью разделения (g):

$$q = p_1 \cdot A + p_2 \cdot B \quad g = 1 - q.$$

Сумма вероятностей ошибок первого и второго рода характеризует степень расхождения плотности распределения (гистограмм) P_1 и P_2 . При анализе разделения пород в поле скорости (рис. 2) получено низкое значение надежности разделения пород. Однако при разделении объектов по признаку плотности (рис. 3) величина надежности имеет приемлемое значения. Так, общая безусловная ошибка разделения классов (q) составляет 0.15, а значение надежности (g) – 0.85 (или 85%).

Таким образом, объекты, неразделимые по одному петрофизическому признаку, могут быть делимы по другому и наоборот. Это подтверждает возможность комплексирования таких методов как сейсмометрия и гравиметрия.

Взаимосвязь физических свойств пород изучаемых объектов

Корреляционные связи между физическими параметрами среды является необходимым условием выполнения процедуры комплексного геофизического моделирования. Задача определения взаимосвязи между параметрами реализуется на основе феноменологического подхода, и полученные зависимости носят вероятностный характер, а не функциональный, поскольку получены из экспериментальных данных.

На основе собранных петрофизических материалов получена корреляционная зависимость скорости продольных волн от плотности, обобщенная для пород Хибинского массива и пород, вмещающих Хибинский и Ловозерский массивы (рис. 4).

Для нефелиновых сиенитов (рисчорритов, хибинитов, фойяитов) Хибинского массива наблюдается большее разрешение по скорости, нежели по плотности. А для фойидолитов (ийолитов, уртитов, мельтейгитов) – наоборот: при небольших вариациях скорости дифференциация по плотности значительна. Значительная дисперсия физических свойств пород плутона связана с вариациями в минералогическом составе и текстурными особен-

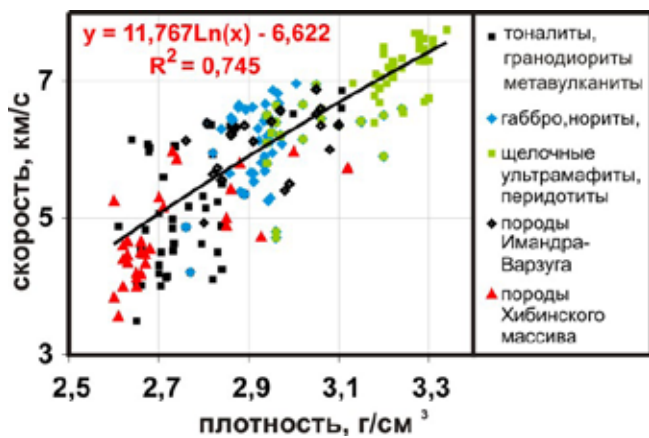


Рис. 4. Компильционная диаграмма зависимости скорости продольных волн от плотности для всех пород, входящих в регион изучения.

лов. Промежуточное положение занимают породы основного состава – породы Имандровского лополита (нориты, габбро) и Главного хребта (габбро-анортозиты, габбро). Довольно высокая скорость и плотность характерны для пород комплекса Имандра-Варзуга, однако свойства характеризуются заметным разбросом значений, что связано с существованием различных разновидностей пород. Большой вклад в дисперсию вносят архейские породы: гранодиориты, тоналиты – и комплекс основания: тоналиты, гнейсы. Это связано с их разнообразным составом: от кислых пород до метаморфических.

В целом, корреляционная связь между физическими свойствами, определенная для всех пород (рис. 4), входящих в изучаемый регион, неоднозначна. Это объясняется вариациями в минералогическом, химическом составе, а также различиями текстурных особенностей, влияющих на свойства пород.

Таким образом, по результатам обобщения петрофизических данных для пород Хибинского плутона и пород, прилегающих к нему, установлена вероятностная взаимосвязь между плотностью и скоростью. Полученная аппроксимирующая функция допускают возможность перехода как от скорости к плотности, так и обратную процедуру расчета, что является необходимым условием выполнения комплексной геофизической интерпретации данных сейсмометрии и гравиметрии.

Учет РТ – влияния на физические свойства пород

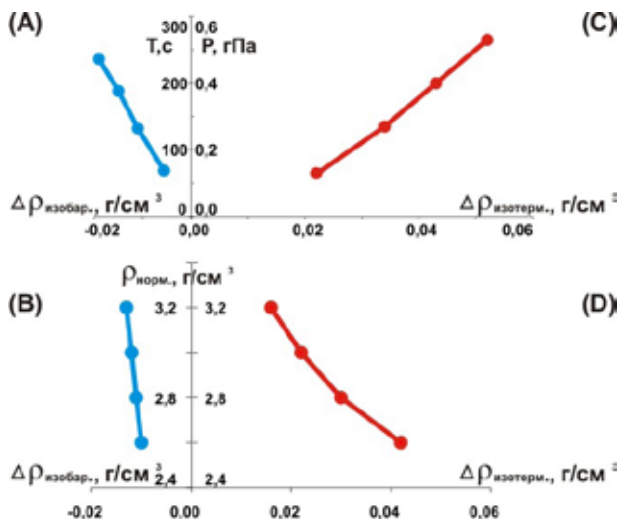


Рис. 5. Зависимость значения поправки к плотности от значений давления, температуры и нормальной плотности.

полученных для северо-востока Балтийского щита в [3]. Значимость поправок можно определить путем их сравнения с контрастностью пород в поле скорости и плотности по петрофизическим данным, а также с погрешностью моделирования. Поправки зависят от значений давления и температуры и от нормальных (т.е. соответствующих уровню дневной поверхности) значений скорости и плотности (рис. 5, 6).

В изучаемом диапазоне глубин с ростом давления значения поправки увеличиваются, а с ростом температуры наблюдается их закономерное уменьшение. Влияние нормальных значений плотности и скорости на поправки обратно: чем выше нормальное значение физического параметра, тем меньше величины изобарических

ностями. Свойства нефелиновых сиенитов определяются в зависимости от содержания трех породообразующих минералов: пироксена, нефелина, полевого шпата. Как правило, темные минералы увеличивают плотность и скорость за счет заполнения межзерновых границ между основными породообразующими минералами.

В целом, по диаграмме (рис. 4) прослеживается тенденция к обратной зависимости значений физических характеристик пород от содержания кремнезема и прямой зависимости от содержания темных минералов. Так, для пород, обрамляющих Хибинский и Ловозерский массивы, наибольшими значениями скорости и плотности обладают ультраосновные породы Мончегорского и Панского плутона (перидотиты, пироксениты), а также щелочные ультрамафиты, имеющие высокое содержание мафических минералов.

Изменение физических свойств пород с глубиной происходит не только в связи с изменением литологии, вещественного состава этих пород. Если в качестве области расчетов используется вся земная кора или ее значительная часть — а именно с такой ситуацией имеем дело при региональных исследованиях — на физические свойства также влияют и изменения РТ – условий.

Учет влияния РТ – условий важен на различных стадиях комплексной интерпретации данных: а) при построении начальных прогнозных моделей плотности и скорости; б) для корректного выполнения процедуры перехода от плотности к скорости и обратно; в) на заключительной стадии – стадии геологической «расшифровки» моделей, полученных в параметрах физических свойств пород.

Для оценки значимости изобарических и изотермических поправок к плотности и скорости пород на изучаемых глубинах проведены предварительные расчеты, которые основываются на аппроксимационных формулах, полученных для северо-востока Балтийского щита в [3]. Значимость поправок можно определить путем их сравнения с контрастностью пород в поле скорости и плотности по петрофизическим данным, а также с погрешностью моделирования. Поправки зависят от значений давления и температуры и от нормальных (т.е. соответствующих уровню дневной поверхности) значений скорости и плотности (рис. 5, 6).

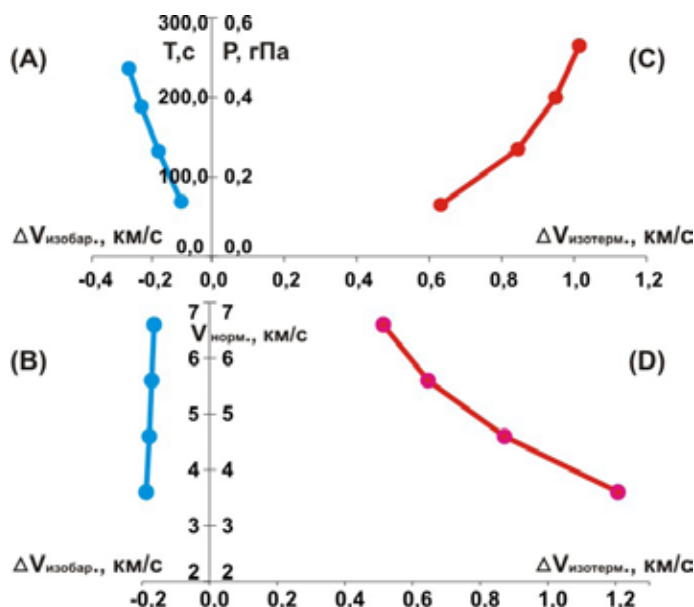


Рис. 6. Зависимость значения поправки к скорости от значений давления, температуры и нормальной скорости.

сейсмической томографии. Использование граничных условий при построении моделей скорости является необходимым элементом моделирования с целью получения реалистичных и достоверных результатов. Априорные ограничения, налагаемые на скоростную модель, представляют собой расчетные скоростные характеристики, относящихся к дневной поверхности и к области вблизи нее до глубины 0.10–0.15 км. Последние получены в результате малоглубинных сейсмотомографических исследований в рамках данной работы и привлечения петрофизических данных о породах. Результатами малоглубинной томографии являются наиболее достоверные значения скорости, распределенные по поверхности и вблизи нее, опирающиеся, с одной стороны, на априорные петрофизические материалы по поверхности, а с другой – на детальные сейсмические данные МОВ, полученные в 1970–80-х годах Н.И. Пронягиным, А.В. Роллером и др. С помощью малоглубинного сейсмотомографического моделирования петрофизические свойства пород дополнены результатами обращения коротких годографов (до 2 км) сейсмических волн. Тем самым получено скоростное распределение, увязанное пространственно и соотношенное с породами массива и его обрамления. Расчетные результаты дают информативную картину скорости по поверхности и вблизи нее и на этапе 3D моделирования позволяют закрепить значения скорости в верхней части модели. Введение априорного ограничения на распределение упругих характеристик в верхней части начальной модели позволяет повысить достоверность получаемых скоростных распределений.

Построение начальных приближений модели

Петрофизические данные важны для получения исходной объемной модели среды. При формировании начальных приближений среды необходимыми элементами построения являются формализованное описание имеющейся геологической информации исследуемых объектов; петрофизические свойства пород; многочисленные интерпретационные материалы геофизических исследований земной коры [4; 6; 9; 10; 16]. Модель должна содержать соответствующие граничные условия в форме известных характеристик свойств пород на поверхности изучаемой среды по данным петрофизического картирования, которые подлежат минимальной модификации в процессе комплексной инверсии. Для Хибинского и Ловозерского массивов при формировании их исходной модели использованы более детальные материалы трехмерного плотностного моделирования [13] и многочисленные результативные геолого-геофизические материалы исследования этих массивов. Все геологические построения выполнены в ГИС ArcView 3.1, что позволило в дальнейшем сформировать атрибутивные параметры геологических объектов в физически содержательных значениях плотности для соответствующих геологических комплексов пород, изученных по данным петрофизического картирования [3; 5; 14].

Выводы

В рамках настоящих исследований на основе анализа петрофизических свойств пород и руд региона получены следующие результаты:

1. Сделан вывод о возможности комплексирования таких методов, как сейсмометрия и гравиметрия с целью построения 3D-моделей строения изучаемых объектов;
2. Получены корреляционные функции, являющиеся необходимым элементом комплексирования, поскольку на их основе осуществляется объединение (согласование) решений каждого отдельного метода;

и изотермических поправок. Результаты расчетов с использованием нормальных значений скорости и плотности пород изучаемого региона показали, что обе поправки являются значимыми. Это подтверждает необходимость учета влияния литостатического давления и температуры на скорости упругих волн и на плотность слагающих ее пород в процессе решения обратной комплексной задачи.

Граничные условия

При большой размерности пространства (искомых) параметров, гораздо большей, чем количество исходных данных возникает неоднозначность решения обратной задачи, которую можно уменьшить, задавая некоторые априорные ограничения на искомую модель. В работе использован следующий способ задания априорных данных – закрепление параметров, полученных на основании результатов других исследований. В качестве граничных условий, налагаемых на скоростную модель, использованы результаты малоглубинной

3. Построены априорные ограничения, налагаемые на модель на основном этапе моделирования;

4. Получены начальные объемные модели, необходимые для комплексной интерпретации сейсмогравиметрических данных.

Таким образом, привлечение петрофизических данных о породах региона является необходимым условием комплексного 3D сейсмоплотностного моделирования, используемого для выяснения глубинного строения крупнейших уникальных щелочных массивов Кольского полуострова.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 07-05-13579- офи_ц.

Список литературы

1. Баюк Е.И., Волярович М.П., Скворцова Л.С. Скорость упругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов: Сб. статей / Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 127–137.

2. Галдин Н.Е. Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова: Сб. статей / Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 179–188.

3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / Апатиты: изд-во «Ка&М», 2003. 252 с.

4. Дудкин К.О., Раевский А.Б., Глазнев В.Н. Трехмерная плотностная модель территории Мончетундровского массива // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 78–84.

5. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры / М.: Научный мир, 1996. 287 с.

6. Минц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника, 1994. № 6. С. 3–22.

7. Протодяконов М.М., Тедер Р.И., Ильницкая Е.И. и др. Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1981. 192 с.

8. Роллер А.В., Ронин А.Л., Пронягин Н.И. Применение метода отражений волн при изучении глубинного строения Хибинского массива: Сб. статей / Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л., 1978. С. 96 – 102.

9. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренцрегион/ Н.В. Шаров, С.В. Аплонев, А.И. Атаков и др. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1998. Т. 1. 237 с.

10. Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н.В. Шаров. М., 1993. 166 с.

11. Тюремнов В.А. Физические свойства горных пород в связи с глубинным строением структурной зоны Имандра-Варзуга (Кольский полуостров) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. Апатиты: изд-во КФАН СССР, 1968. 21 с.

12. Шаблинский Г.Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона: Сб. статей / Химия в естественных науках. Л.: ЛГУ, 1965. С. 190–193.

13. Arzamastsev A.A., Glaznev V.N., Raevsky A.B., Arzamastseva L.V. Morphology and internal structure of the Kola alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modelling and geological implication // Journal of Asian Earth Sciences. 2000. V. 18. № 1. P. 213–228.

14. Glaznev V.N., Raevsky A.B., Sharov N.V. A model of the deep structure of the north-eastern part of the Baltic Shield based on joint interpretation of seismic, gravity, magnetic and heat flow data // Tectonophysics, 1989. V.162. No 1–2. P. 151–164.

15. Kern H., Walther Ch., Flush E.R., Marker M. Seismic properties of rocks exposed in the Polar profile region - constraints on the interpretation of the refraction data // Precambrian Research. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 1993. V. 64. P. 169–187.

16. Mints M.V., Glaznev V.N., Raevsky A.B. The relationship of the Palaeoproterozoic Pechenga-Imandra-Varzuga sedimentary-volcanic and Lapland-Kolvitsa granulite belts, northern Baltic shield / Charnocites and granulite facies rocks. Eds. N.G.K. Murthy, V. Ram Mohan. University of Madras, India, 1999. P. 293–304.

Интерпретация зоны сочленения «массив Хибины – пояс Имандра-Варзуга» по геолого-геофизическим данным и результатам 3D сейсмоплотностного моделирования

В.Н. Глазнев¹, Д.В. Жиров², А.М. Жирова²

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Общие сведения о районе исследований и его геолого-геофизическая изученность

Район исследований расположен в центральной части Кольского полуострова и включает несколько крупных действующих горнопромышленных центров и пока еще неосвоенных рудных структур. Объектом исследований настоящей работы служит зона сочленения «массив Хибины – пояс Имандра-Варзуга» (рис. 1).

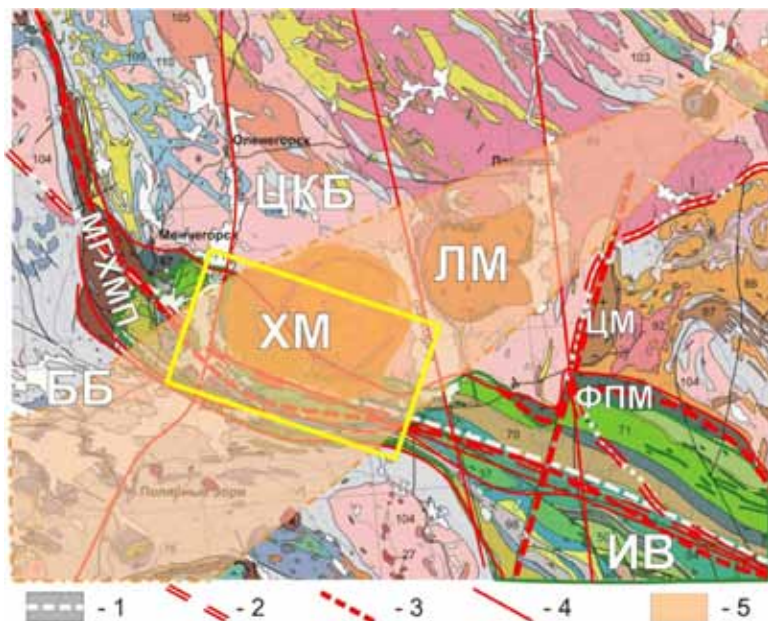


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Кольского региона (ред. Митрофанов Ф.П. и др., 1996) с выделенной зоной сочленения Хибинского плутона и пояса Имандра-Варзуга.

Условные обозначения: ЦКБ – Центрально-Кольский архейский блок, ББ – Беломорский архейский блок (подвижный пояс), КБ – Кейвский архейский блок, ИВ – вулканогенно-осадочный раннепротерозойский пояс Имандра-Варзуга, ХМ – Хибинский щелочной с ультрамафитами массив, ЛМ – Ловозерский щелочной с ультрамафитами массив. Расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы: ФМП – Федорово-Панский массив, МГХМП – массивы Мончегорского рудного района – Главного Хребта и Монче-Плутон, ЦМ – Цагинский массив. Основные тектонические элементы: 1 – границы крупнейших докембрийских структур региона, 2 – разломы архейского заложения, разделяющие основные структурные блоки, 3 – разломы (границы и ось рифта) позднеархейского – раннепротерозойского заложения; 4 – разломы и границы протерозойского и более позднего заложения, 5 – зона палеозойской (девонской) тектонической активизации, контролирующая размещение массивов центрального типа.

В Хибинах добываются комплексные апатит-нефелиновые руды, в Ловозерском массиве – руды редких и редкоземельных металлов. В Мончегорском районе известны месторождения и проявления Cu-Ni, Cr и PGE руд. Крупнейшее в Европе месторождение PGE с попутными Ni и Cu подготовлено к освоению в Федоровой тундре (Федорово-Панский интрузив) [13]. Кроме того, известны многочисленные проявления Cr, Ti-V, Cu, Au, PGE и других ПИ в пределах раннепротерозойского рифтогенного пояса Имандра-Варзуга. В связи с огромным промышленным потенциалом рассматриваемый район традиционно является объектом пристального внимания и постановки разнообразных геолого-геофизических исследований.

Исследуемый район относится к хорошо изученным в геологическом отношении: он полностью покрыт листами ГГК 200 (в том числе обновленной цифровой карты), а рудные районы – листами ГГК 50 и более крупного масштаба. Здесь же многократно проводились сейсмические исследования методами МОВ и ГСЗ, а также раз-

Рассматриваемая зона приурочена к сложному и гетерогенному в тектоническом отношении узлу, в котором сходятся разновозрастные и разнонаправленные разломы, обусловившие формирование геологической структуры всего региона. Наиболее важными этапами в истории развития стали позднеархейский (?) – раннепротерозойский рифтогенез, начавшийся с заложения глубинных разломов, контролирующих формирование платиноносных расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов, наряду с древним плюмом [11]. На современной геологической карте северная граница разлома-рифта хорошо маркируется цепочкой квазиконформных с ним интрузивов: от Федорово-Панского на ЮВ пояса Имандра-Варзуга до массива г. Генеральской в Печенгской палеорифтогенной структуре в СЗ части региона через массивы (Главного хребта, Мончетундровский, Мончеплутон и др.) Мончегорского рудного района. Дискордантно к палеопротерозойским и архейским структурам расположена зона палеозойской тектонической активизации СВ простирания, контролирующая образование массивов центрального типа от массива Сокли в Финляндии через Маврагубский, Хибинский, Ловозерский, Кургинский, Контозерский массивы до побережья Баренцева моря в районе губы Ивановской. Крупнейший в мире Хибинский массив нефелиновых сиенитов прорывает комплексы архейского основания и вулканогенно-осадочные образования Имандра-Варзугского нижнепротерозойского комплекса [1].

В Хибинах добываются комплекс-

личными видами магнитной, гравиметрической съемки и электроразведочных работ [6, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21 и др.]. В целом проведение комплексных геофизических исследований на территории массива и его обрамления (в период с 1930-х гг. по настоящее время) было сконцентрировано на исследовании потенциальных (магнитных и гравиметрических) полей. На рис. 2 и 3 представлены гравитационные карты в редукции Буге и магнитная карта по аэромагнитным данным соответственно. Заметно, что положительные гравитационные аномалии в изучаемом регионе связаны с образованиями осадочно-вулканогенной зоны Имандра-Варзуга и крупными интрузивами мафит-ультрамафитов, а отрицательные – с архейскими комплексами и палеозойскими массивами центрального типа.

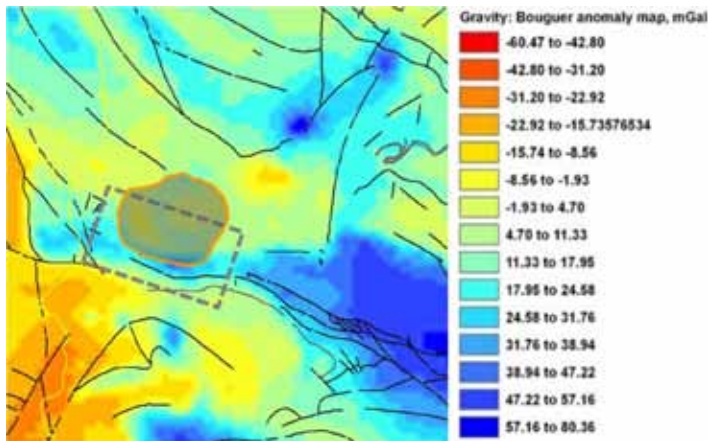


Рис. 2. Фрагмент мелкомасштабной карты гравитационных аномалий Буге по [21].

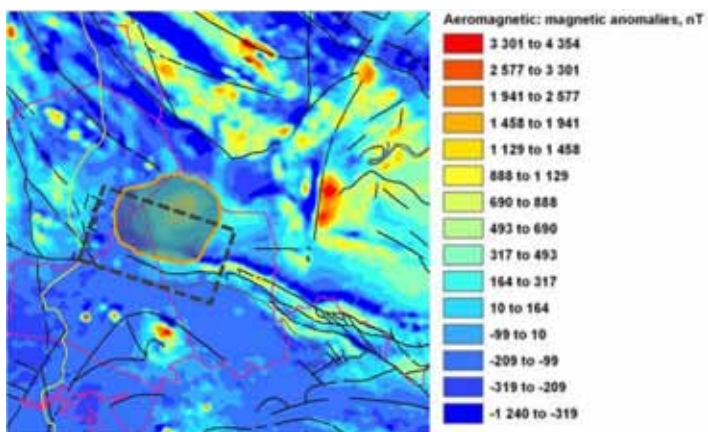


Рис. 3. Фрагмент карты магнитных аномалий по аэромагнитным данным по [21].

Результаты сейсмоплотностного моделирования

Результаты сейсмоплотностного моделирования [7, 8] позволили уточнить строение плутона и зоны контакта с осадочно-вулканогенным комплексом Имандра-Варзуга. Так, согласно результатам моделирования, Хибинскому массиву в целом соответствует низкоскоростная аномалия, выделяющаяся на уровне приблизительно от 5 км глубины до 11 км, со средней скоростью ниже фоновой на этих глубинах (рис. 4). При этом в верхней части скоростной модели установлены две локальные высокоскоростные аномалии размерами примерно 5×10 км. Интенсивность первой, выявленной на глубине 1.5–2.0 км и пространственно приуроченной к центральной части массива, увеличивается на глубине 3 км (см. рис. 4). Значения скорости в пределах аномалии достигает 6.8–7.0 км/с относительно фоновой скорости, равной примерно 5.5 км/с. Вторая высокоскоростная аномалия, юго-восточнее первой на глубине около 3 км, более четко проявляется на глубине около 4 км, где интенсивность первой аномалии начинает уменьшаться.

Высокоскоростная аномалия, в первом приближении совпадающая с границей пород Имандра-Варзуги с вмещающим комплексом основания, прослеживается до глубины приблизительно 9–10 км (рис. 4) и достигает максимальной интенсивности (7.0–7.5 км/с) на глубине 4–7 км (рис. 5). При этом наблюдается ее некоторое смещение к северо-востоку. По значениям скоростей и контрастности аномалии скорости можно достоверно проследить породы рифтогенного комплекса во всем исследованном пространстве верхней коры.

Скоростное строение Хибинского массива, выраженное в чередовании аномалий положительного и отрицательного знака в средней части массива, свидетельствуют о его более сложном строении, чем существующие на сегодняшний день представления, сформулированные в прогнозной геологической модели среды

В сейсморазведке, преобладали «рудные» задачи и изучение контактов массива. На сегодняшний день построены многочисленные 2D геолого-геофизические модели по району исследований, включая Хибинский массив [4, 6, 12 и др.]. В отношении объемных геофизических моделей можно отметить результаты построения комплексной модели для верхней коры на северо-востоке Балтийского щита в рамках изучения 3D-модели Лапландского гранулитового пояса [3]; объемную плотностную модель Хибинского массива, полученную В.Н. Глазевым и другими исследователями [2] и комплексную модель Хибин и Ловозера [7, 8].

По результатам многочисленных исследований [1, 2, 13, 14, 19 и др.], сформировалось следующее представление о строении Хибинского массива. Массив представляет собой эллипсовидный в плане многофазный плутон, вытянутый в субширотном направлении по азимуту 82° с осями протяженностью 45 и 35 км со смещенной к востоку корневой частью. Морфологически он близок асимметричному лополиту с крутыми восточным и северным контактами и более пологими южным и западным. Восточный контакт в зоне развития карбонатитового штока субвертикален до глубин 3–4 км и имеет тенденцию к резкому выполаживанию на глубине 4–5 км. Западный и южный контакты имеют падение к центру под углом $65\text{--}70^\circ$ до глубины 4 км. В интервале 4–6 км положение контакта более пологое (30°), но ниже уровня 7 км угол падения контакта увеличивается до $50\text{--}60^\circ$.

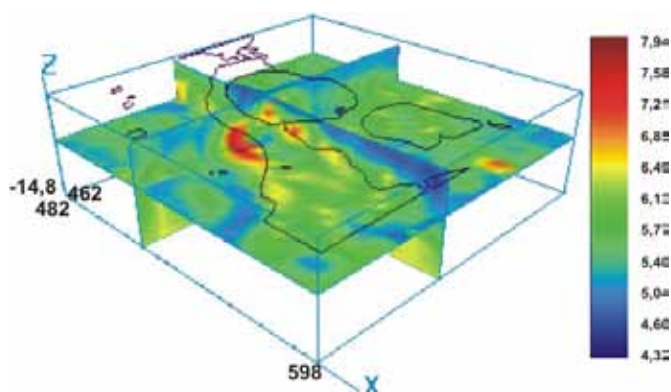


Рис. 4. Сечения объёмной модели скорости (значения в км/с), по [7].

ложения в пространстве. Вторая группа объясняет аномалии состоянием вещества (уплотнение за счет концентрации аномально высоких тектонических напряжений или контрастное по степени разуплотнения-уплотнения строение массива).

В исследуемом районе распространен широкий спектр формаций мафит-ультрамафитов, различных по генезису, положению в общем геологическом строении, вещественному составу, форме и размеру тел. Для интерпретации аномалии № 1 (рис. 5) в качестве наиболее вероятных источников могут быть рассмотрены крупные тела комплексов: Имандровского лополита, Федорово-Панского типа и щелочных ультрамафитов первой стадии формирования Хибинского массива. Вариации (размах) их физико-механических и плотностных свойств удовлетворяют требуемым значениям. Однако необходимо учесть структурные особенности этих тел. Имандровский лополит представляет собой относительно маломощное пластообразное тело, разбитое на отдельные блоки, сохраняющие субсогласное с вмещающими вулканогенно-осадочными породами Имандра-Варзуги соотношение (внутри комплекса, т.е. выше предполагаемого контакта с комплексом основания). Массивы Федорово-Панского типа образуют в северном контакте рифта достаточно мощные блоки линзовидной и плитообразной формы, имеющих преимущественно субсогласное соотношение с перекрывающими их вулканитами (последние имеют примыкание по принципу налегания). А щелочные ультрамафиты, исходя из их формационной принадлежности, должны следовать морфологии Хибинского массива, т.е. иметь в рассматриваемом районе вертикальное или крутое падение на СВ и резко дискордантные, секущие границы с архейским комплексом основания и раннепротерозойской вулканогенно-осадочной толщей. С учетом всего комплекса исходных данных вариант массива Федорово-Панского типа выглядит предпочтительнее.

Вторая аномалия не может быть вызвана вещественным фактором, так как имеет структурное несоответствие общему строению массива (рис. 5). Одно из возможных объяснений базируется на результатах ГоИ КНЦ РАН в области изучения напряженно-деформированного состояния Хибинского массива и геомеханического пространства действующих рудников ОАО Апатит [9, 11, 15]. Согласно многочисленным инструментальным наблюдениям, в Хибинах наблюдается существенное превышение фактических значений напряжений над расчетными по гравитационной составляющей (т.е. за счет вышележащих пород). При этом главное нормальное сжимающее напряжение имеет, как правило, субгоризонтальное положение. Эти данные могут быть положены в основу варианта интерпретации зоны II за счет консервации в процессе тектонической эволюции массива (при быстром его выведении на поверхность) аномальных напряжений с сохранением относительно плотного ядра в массиве пород при разуплотнении вмещающих. Опосредовано о существенной субгоризонтальной тектонической дифференциации массива свидетельствуют отражающие площадки на рис. 5. Разгрузка напряжений в вертикальной составляющей за счет снятия гравитационной составляющей посредством эрозии и элиминации вышележащих толщ не обусловила возможность разгрузки горизонтальной составляющей. За счет иерархически структурированно-

(см. рис. 5). Что касается плотностной модели, полученной в рамках комплексного моделирования строения среды в центральной части Кольского полуострова, то аномалии плотности хорошо коррелируют с установленными аномалиями скорости (рис. 6).

Интерпретация геофизических аномалий

В процессе интерпретации выявленных по результатам 3D сейсмоплотностного моделирования аномалий в зоне сочленения «массив Хибины – пояс Имандра-Варзуга» многочисленные варианты объяснения были проанализированы на соответствие 2-м принципиальным признакам: «вещество» и «состояние массива пород». Первая группа условно объединила интерпретацию аномалий за счет тел мафит-ультрамафитов, различной морфологии и по-

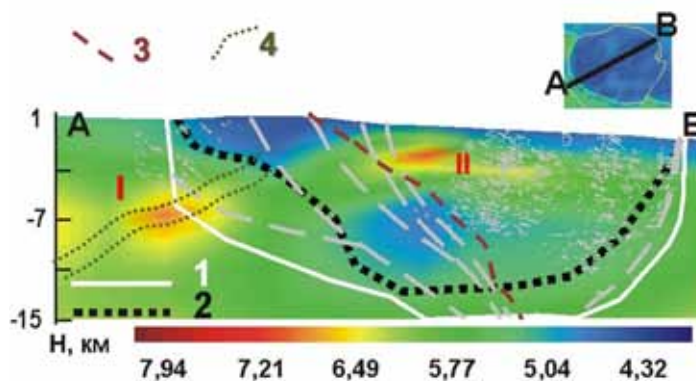


Рис. 5. Сравнение результатов сейсмоплотностного моделирования с предшествующей моделью строения Хибинского плутона: 1 – границы массива по компиляционной модели по А.В. Галахову и др. [5, 14, 19, 20], 2 – границы массива по результатам сейсмоплотностного моделирования по [7], 3 – проекция положения ийолит-уртитового комплекса, 4 – проекция (вероятный коридор) контакта осадочно-вулканогенного комплекса Имандра-Варзуга с вмещающим комплексом архейского основания.

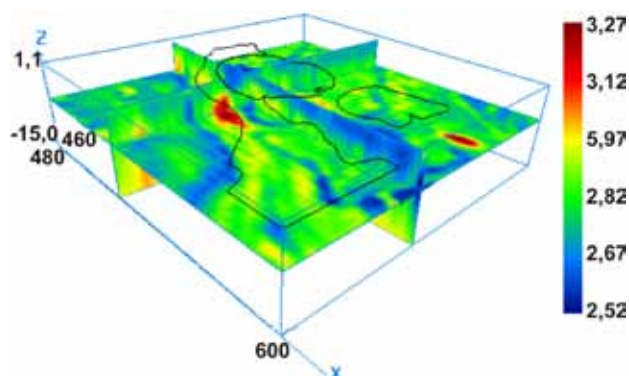


Рис. 6. Сечения объемной модели плотности (значения в $г/см^3$) по [7].

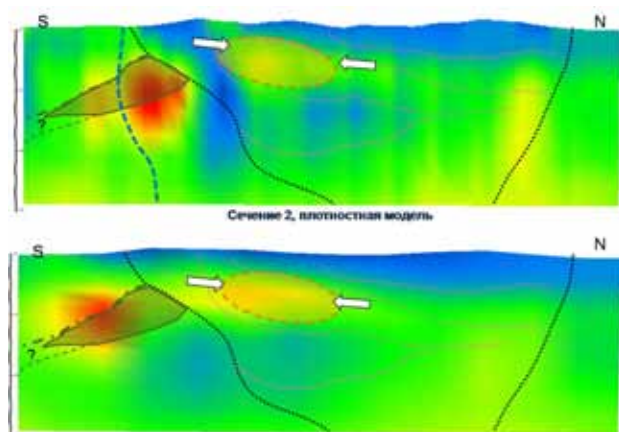


Рис. 7. Сечения скоростной и плотностной моделей с вынесенными предполагаемыми: (а) телом базит-гипербазитов и (б) зоной концентрации аномальных тектонических напряжений.

го перераспределения полей напряжений эта аномальная зона может служить источником избыточных субгоризонтальных напряжений в приповерхностной части массива, повсеместно отмечаемых в действующих рудниках ОАО Апатит.

Таким образом, совокупность геолого-геофизических данных и признаков позволяет интерпретировать (как наиболее вероятный вариант) первую аномалию как крупное интрузивное тело базит-гипербазитов (предположительно Федорово-Панского типа), которое маркирует северную границу (на контакте с вмещающими породами) пояса Имандра-Варзуга (рис. 7). Вторая аномалия гипотетически интерпретируется как зона концентрации аномальных субгоризонтальных тектонических напряжений (рис. 7). Последние вероятно обусловлены консервацией и перераспределением (переиндексацией) литостатической составляющей напряженно-деформированного состояния в процессе быстрого выведения на поверхность массива пород, с одной стороны, а также субгоризонтальной тектонической расслоенностью, сопровождающейся разной степенью уплотнения/разуплотнения массива пород и способствующей сохранению избыточных напряжений в отдельной линзе (слое) пород, с другой стороны.

Исследования поддержаны грантами РФФИ №№ 06-05-64130; 07-05-00397; 07-05-13579-офи_ц; 09-05-12028-офи_м и 09-05-12064_офи_м.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология, 1998. Т. 6. № 3. С. 316–336.
2. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В. и др. Палеозойские процессы плюм - литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерация: Сб. статей / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: изд-во КФАН СССР, 2002. С. 104–145.
3. Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Митрофанов Ф.П. и др. Трехмерное строение Лапландского гранулитового пояса и соседних структур Балтийского щита по геофизическим данным // Региональная геология и металлогения, 1996. № 5. С. 48–63.
4. Буянов А.Ф., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. и др. Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии // Геофизический журнал, 1989. № 2. С. 30–39.
5. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
6. Галдин Н.Е., Егоркин А.В., Зюганов С.К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга-Умбозеро-Пулоньга-Ручьи // Геотектоника, 1988. №4. С. 30–44.
7. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Новые данные о глубинном строении Хибинского и Ловозерского массивов, Кольский полуостров. / Доклады Академии Наук, 2008. Т. 422. №3. С. 391–393.
8. Глазнев В.Н., Жирова А.М. Создание и применение технологии изучения скоростных свойств интрузивных массивов при построении комплексной модели земной коры Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова // Геофизический вестник. М.: изд-во ЕАГО, 2007. №6. С. 15–19.
9. Марков Г.А., Савченко С.Н. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. Л.: Наука, 140 с.
10. Митрофанов Ф.П. Корреляция состава и рудообразующих этапов в Раннепротерозойских базит-гипербазитовых расслоенных интрузиях Финляндии и Кольского Полуострова (Россия) / Сб. материалов Проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 13–18.
11. Опыт применения высокоточных геодезических наблюдений для контроля деформационных процессов в массиве горных пород при крупномасштабных техногенных воздействиях // А.А. Козырев, Э.В. Каспарьян, В.А. Мальцев, В.В. Рыбин, Е.Э. Каспарьян, Л.С. Каткова. Зап. С.-Петербург. гос. горн. института, 2001. № 146.

С. 9–18.

12. Панасенко Г.Д., Шаров Н.В. Сейсмогеологическое строение земной коры Кольского полуострова по профилю Ковдор-Кировск // Сов. геология, 1977. №7. С. 105–111.

13. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской области. Под ред. Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.

14. Роллер А.В., Ронин А.Л., Пронягин Н.И. Применение метода отражений волн при изучении глубинного строения Хибинского массива: Сб. статей / Методы разведочной геофизики. Рудная сейсморазведка. Л.: 1978. С. 96–102.

15. Сейсмичность при горных работах / Коллектив авторов, под. ред. Мельникова Н.Н. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 325 с.

16. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Под ред. Ф.П. Митрофанова и Н.В. Шарова. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1998. Ч. 1. 237 с., Ч. 2. 205 с.

17. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Геокарт, Геос. 2006. 736 с.

18. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Гилена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

19. Сняtkова О.Л., Пронягин Н.И. Новые данные о структуре апатит-нефелиновых месторождений // Разведка и охрана недр. 1983. № 7. С. 10–14.

20. Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленингр. об-ва естествоиспытателей, 1963. Т. 74. № 1. С. 41–43.

21. Tkachev A., Cassard D., Cherkasov S. et al. Kola-Karelia GIS. Mineral Deposits of the Eastern Part of the Fennoscandian Shield. NavigaSIG CD-ROM v 1.0, July 2008, Russian-French Metallogenic Laboratory, Moscow. ISBN 978-5-9900765-3-2.

О дилатантно-диффузионной природе промежуточных проводящих слоев в земной коре по данным каротажа Кольской сверхглубокой скважины и результатам электромагнитных зондирований

А.А. Жамалетдинов^{1, 2}

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; ² Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, С.-Петербург

Введение

Одной из актуальных проблем геоэлектрики является исследование природы и структуры так называемых промежуточных проводящих слоев, обнаруживаемых в верхней части земной коры. Проблема эта дискутируется в научной литературе, начиная с середины 40-х годов, когда было выполнено первое сверхглубинное зондирование профессорами Санкт-Петербургского университета А.П. Краевым, А.С. Семеновым и их коллегами [9]. В большинстве случаев природа коровых слоев находит объяснение присутствием электронно-проводящих сульфидно-углеродистых пород [13]. Но в отдельных случаях коровые слои имеют явно региональный характер, выявляются в пределах относительно однородных плохо проводящих толщ гранито-гнейсовых пород и не могут иметь электронно-проводящую природу. Отметим лишь часть публикаций, содержащих сведения о таких слоях, обнаруживаемых методами МТ-АМТ зондирования [1, 7, 15, 18]. Главными характеристиками слоев в приведенных публикациях являются – залегание на глубине 10 км и более, наличие перекрывающей толщи плохопроводящих пород и относительно высокие значения продольной проводимости, достигающие 30–50 См.

Зондирования с контролируемыми источниками на территории Балтийского щита до недавнего времени не позволяли обнаружить проводящие слои такого типа в верхней части земной коры и поэтому «нормальное» распределение электропроводности представлялось в виде модели типа «К» [3, 12]. Только во второй половине 90-х годов ряд целенаправленных площадных экспериментов по частотному зондированию на Кольском полуострове и в Центральной Финляндии с разносами от 10–20 до 50–100 км [6, 16] позволили выявить промежуточный проводящий слой в верхней части земной коры (рис. 1).

Выявленный слой (рис. 1-б) находится в диапазоне глубин 2–10 км, обладает весьма низкой продольной проводимостью (1 См и менее) и отличается крайне неоднородным строением с резкими перепадами глубин и мощностей. Природа слоя нами связывается с наличием пленочных, диффузионных вод метеорной природы, приуроченных к области проявления в земной коре дилатантной трещиноватости. Метеорные воды проникают

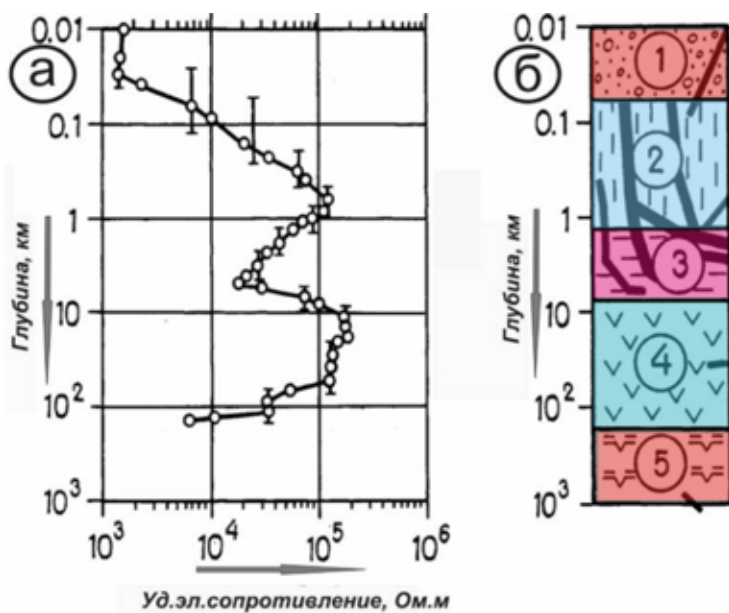


Рис. 1. Результат инверсии (а) и «нормальный» геоэлектрический разрез (б).

Условные обозначения к рис. 1-б:

1 – морена; 2 – хрупкая кора с субвертикальными разломами; 3 – хрупкая кора с литрическими разломами (проводящий слой ДД дилатантно-диффузионной природы; 4 – протофундамент, плохо проводящая часть литосферы; зона полухрупкого, псевдопластичного состояния. 5 – нижняя, проводящая, высоко-температурная часть литосферы (зона пластичности).

на глубину вдоль системы субвертикальных трещин и разломов, выполаживающихся с глубиной [6]. Выявленная проводящая область дилатантно-диффузионной природы получила название «слой ДД» [5]. Геоэлектрический разрез кристаллического фундамента на глубинах проявления «слоя ДД» изучен Кольской СГ-3 и частично скважиной Гравберг. В связи с этим представляет первоочередной интерес сопоставить параметры слоя с данными каротажа упомянутых скважин.

Общие вопросы природы и динамики дилатансионной трещиноватости земной коры

Теория дилатансионной трещиноватости подробно рассмотрена в работах В.Н. Николаевского [11] в связи с проблемой истолкования природы геофизических границ, в том числе проводящих слоев в земной коре и верхней мантии. Согласно этой теории, механизм дилатансии определяется как необратимое увеличение объема поликристаллических агрегатов при сдвиге. Условия сдвига на глубине объясняются одновременным действием литостатического давления и касательного (тангенциального) напряжения. При этом на глубине появляются условия для сдвиговых явлений, которые объясняются более быстрым увеличением горизонтальной компоненты горного давления в сравнении с литостатической, вертикальной компонентой. Условия сдвига приводят к разрушению пород на глубине. Граница разрушения, с которой связываются явления дилатансии, определяются следующими РТ - условиями.

$$0.2 \text{ ГПа} \leq p \leq 0.5 \text{ ГПа}, 200^\circ \text{ C} \leq T \leq 400^\circ \text{ C}$$

В соответствии с этими условиями и с данными измерений температуры в стволе СГ-3 [8] зона дилатансии и приуроченная к ней зона выполаживания разломов занимает диапазон глубин 5–17 км [11].

Ниже зоны дилатансии, в диапазоне глубин от 17 до 40 км располагается область мелкой трещиноватости и псевдопластичности. Считается, что эта область, определяемая также как зона полухрупкого состояния земной коры, ограничивается снизу разделом Мохо. Ниже границы Мохо располагается область «истинно пластического состояния» гранито-гнейсовых пород, определяемая следующими термодинамическими условиями.

$$p \geq 1 \text{ ГПа}, T \geq 600^\circ \text{ C}$$

При определении этой границы за основу принята экстраполяция температурной кривой СГ-3 на глубину 40 км, где температура оценивается равной 580° C [10].

Параметры дилатантно-диффузионной модели электропроводности земной коры в сопоставлении с данными сверхглубокого бурения (Кольская СГ-3, Гравберг)

На рис. 2 сопоставлены результаты электромагнитных зондирований и результаты каротажа сверхглубоких скважин Кольская СГ-3 и Гравберг. Электромагнитные зондирования выполнены в условиях распространения относительно однородных гранито-гнейсовых пород. На рис. 2 представлены два «нормальных» геоэлектрических разреза. Один получен по результатам частотных зондирований в волновой зоне (кривая $\rho_{чз}$), второй – по данным зондирований на постоянном токе (кривая $\rho_{взз}$). Можно видеть, что они существенно различаются. На кривых $\rho_{чз}$ частотных зондирований в волновой зоне, благодаря воздействию индукционной моды, отчетливо проявляется слабо проводящий промежуточный слой, который при проведении зондирований на постоянном токе, на кривых $\rho_{взз}$ не виден из-за большого «геологического» шума. Результаты каротажа на рис. 2 также представлены двумя электрическими разрезами, построенными по кривым продольного ρ_l и поперечного ρ_n кажущегося сопротивления. Как известно, измеренная кривая ρ_k бокового каротажа фактически отражает величину эффектив-

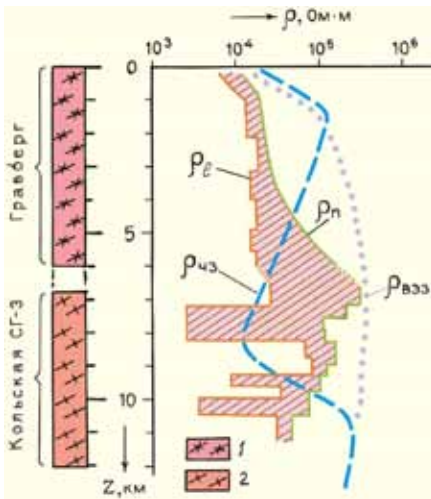


Рис. 2. Сопоставление результатов глубинного электромагнитного зондирования с данными электрокаротажа скважин Гравберг (интервал глубин 0–6 км) и Кольская СГ-3 (интервал глубин 6.8–11.3 км).

Обозначения кривых: $\rho_{чз}$ – «нормальный» разрез по данным частотных зондирований в волновой зоне; $\rho_{взз}$ – «нормальный» разрез по данным зондирований на постоянном токе; ρ_l – продольное и ρ_n – поперечное электрическое сопротивление по данным бокового каротажа скважин Гравберг и Кольская СГ-3.

1 – гранито-гнейсы разреза скважины Гравберг; 2 – биотит-плагиоклазовые гнейсы архейского разреза СГ-3.

ного кажущегося сопротивления ρ_m , которое определяется выражением $\rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_l}$. Разделение (расщепление)

кривой ρ_k на две кривые (ρ_l и ρ_n) осуществляется путем пересчета значений ρ_k по приведенным ниже выражениям [20].

$$\rho_l = \frac{\sum \delta Z_i}{\sum \delta Z_i / \rho_k(Z_i)} \quad \rho_n = \frac{\sum \delta Z_i \cdot \rho_k(Z_i)}{\sum \delta Z_i}$$

Представленные на рис. 2 разрез ρ_l и ρ_n построены путем суммирования внутри интервалов по 360 м. При этом из разреза СГ-3 изъята верхняя часть, сложенная аномально проводящими вулканогенно-осадочными породами печенгского комплекса, и на их место пристроен разрез скважины Гравберг [20]. Можно отметить удовлетворительную преемственность разреза скважины Гравберг, сложенного гранито-гнейсовыми породами, с геоэлектрическими параметрами архейского разреза СГ-3, сложенного преимущественно биотит-плагиоклазовыми гнейсами. Это подтверждает известный вывод о том, удельное электрическое сопротивление кристаллических горных пород определяется, прежде всего, наличием влаги и текстурно-структурными особенностями.

Наиболее важным следствием, вытекающим из рассмотрения рис. 2, является вывод о совпадении минимума на кривой $\rho_{чз}$, связываемого со «слоем ДД», с понижением продольного сопротивления ρ_l в скважине СГ-3 в диапазоне глубин 7–10 км. В то же время, поперечная кривая сопротивления ρ_n , полученная по данным каротажа, качественно совпадает с кривой зондирования на постоянном токе $\rho_{взз}$.

Расхождения между кривыми ρ_n и ρ_l объясняются высокой анизотропией пород архейского разреза СГ-3. При большом шаге осреднения тонкие проводящие слои создают эффекты широких слоев с низкими значениями продольного сопротивления ρ_l . В то же время, на величину поперечного сопротивления ρ_n тонкие проводящие слои практически не влияют.

Расхождения между результатами зондирования на постоянном токе ($\rho_{взз}$) и на переменном токе в волновой зоне ($\rho_{чз}$) объясняются разной природой используемых электромагнитных полей. При зондировании на постоянном токе силовые линии поля имеют преимущественно ортогональное к дневной поверхности направление (работает тороидальная магнитная, или иначе гальваническая мода). Поэтому результаты ВЭЗ наиболее чувствительны к изменениям поперечного сопротивления и, соответственно, кривая $\rho_{взз}$ на рис. 2 конформна с кривой поперечного сопротивления каротажа ρ_n . При частотном зондировании в волновой зоне поле имеет вид плоской волны, распространяющейся вертикально вниз. Силовые линии имеют преимущественно продольное относительно дневной поверхности направление (работает полоидальная магнитная, или иначе индукционная мода). Поэтому основным информативным параметром является продольное сопротивление [2]. По этой причине кривая $\rho_{чз}$ на рис. 2 конформна с кривой продольного сопротивления ρ_l на каротажной диаграмме.

Природа описанных выше расхождений между разрезами $\rho_{чз}$ и $\rho_{взз}$ во многом аналогична противоречиям, наблюдаемым между результатами ГСЗ и МОГТ. Метод ГСЗ основан на использовании преломленных волн. Упругие колебания в методе ГСЗ распространяются преимущественно в горизонтальном направлении. При этом происходит избирательное скольжение головных волн вдоль субгоризонтальных трещин с последующим преломлением их и выходом на дневную поверхность. По этим данным многими исследователями отмечаются волноводы в верхней части земной коры на глубинах 10–20 км [19].

Сейсморазведка методом общей глубины точки (ОГТ) основана на использовании отраженных волн, распространяющихся под острыми углами к дневной поверхности. В виду слабой акустической жесткости тонкие трещиноватые субгоризонтальные границы раздела («тонкослоистые» в терминологии И.В. Литвиненко) остаются незамеченными в методе ОГТ. Но в то же время методом ОГТ уверенно фиксируются наклонные границы,

связанные не только с геологическими объектами, но также с разломами и трещинами, даже при небольшой их акустической жесткости. Благодаря методу ОГТ впервые стала отчетливо видна картина трещиноватости и расслоенности кристаллического щита, проявляющаяся в виде листрических разломов, выполаживающихся с глубиной. Картина такой расслоенности наблюдается до глубины 10–15 км. Далее, на большей глубине наблюдается монотонная картина, свидетельствующая о высокой компактности вещества средней и нижней коры.

Интересно сопоставить электрический разрез СГ-3 и результаты электромагнитных зондирований с другими геофизическими данными. С этой целью на рис. 3 приведены диаграммы ρ_n и ρ_z вдоль всего разреза, изученного боковым каротажем, от дневной поверхности и до глубины 10.8 км. Можно видеть, что породы печенгского комплекса отличаются существенно более низкими значениями сопротивления в сравнении с архейским комплексом и меньшим механическим износом ствола скважины. В пределах архейского комплекса резко возрастает погонный объем ствола СГ-3, что свидетельствует о более высокой трещиноватости разреза. На рис. 3 приведена

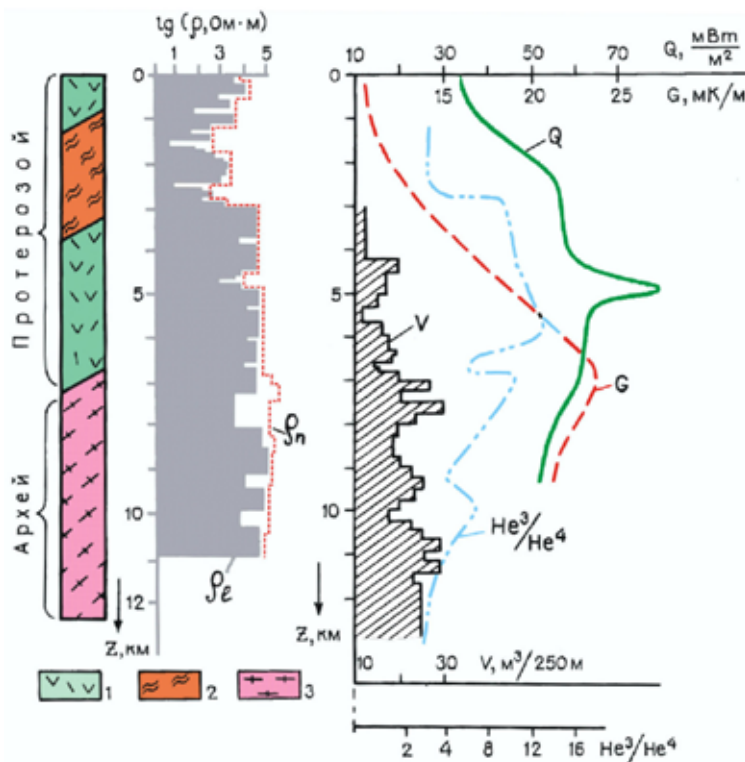


Рис. 3. Электрический разрез СГ-3 по данным бокового каротажа в сопоставлении с геотермическими, изотопными данными и результатами обследования бурового пространства.

ρ_n и ρ_z – то же, что на рис. 2; V – объем ствола СГ-3 с шагом 250 м; ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ – распределение изотопного соотношения по разрезу СГ-3 в величинах 10^{-8} ; Q – плотность теплового потока; G – геотермический градиент.

кривая отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Низкие значения этого показателя в верхней и в нижней частях разреза соответствуют средним коровым величинам. В интервале глубин 3.5–6 км наблюдается повышение изотопного отношения до $16 \cdot 10^{-8}$, то есть примерно в 10 раз по сравнению со средне-коровым значением $1.8 \cdot 10^{-8}$. Наиболее приемлемым считается объяснение этого явления тектоническими факторами, переносом мантийного гелия вдоль наклонных трещин [10]. В пределах архейского разреза, ниже 6.8 км наблюдается практически монотонное снижение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, свидетельствующее о возрастании доли корового изотопа ${}^4\text{He}$. Это снижение противоречит предполагаемому по теоретическим предпосылкам возрастанию отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ по мере приближения к верхней мантии, для которой современное значение этого отношения оценивается величиной на три порядка большей и составляет $1.2 \cdot 10^{-5}$ [14]. Косвенно снижение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ может свидетельствовать о поступлении на глубину поверхностных метеорных вод, с которыми может осуществляться перенос на глубину корового изотопа ${}^4\text{He}$, поскольку содержание мантийного изотопа ${}^3\text{He}$ считается постоянным на всю мощность литосферы [14].

Область повышенной трещиноватости СГ-3 и максимальной электрической анизотропии в интервале глубин 7–8 км отмечается также сменой характера кривой геотермического градиента от восходящего к нисходящему виду и общим снижением плотности теплового потока, что также может быть связано с поступлением метеорных вод на глубину.

Ниже на рис. 4 приведена геодинамическая и геотермическая интерпретация «нормального» геоэлектрического разреза, представленного выше на рис. 1-а. В левой части рисунка (рис. 4-а) приведен «нормальный» разрез по результатам инверсии (кривая 1) и его слоистая аппроксимация (кривая 2). Правее, на рис. 4-б, приведена колонка структурно-геодинамической интерпретации «нормального» разреза. Интерпретация выполнена с учетом и на основании структурно-геодинамической модели В.Н. Николаевского [11], приведенной на рис. 4-в, г.

Верхнюю часть разреза на колонке 4-б занимает область пониженного сопротивления (1), которая включает осадочные моренные отложения мощностью 20–30 м и верхнюю, дезинтегрированную и обводненную часть кристаллического основания средней мощности 100 м.

Ниже залегает слой высокого сопротивления (2) с развитыми в нем субвертикальными разломами и трещи-

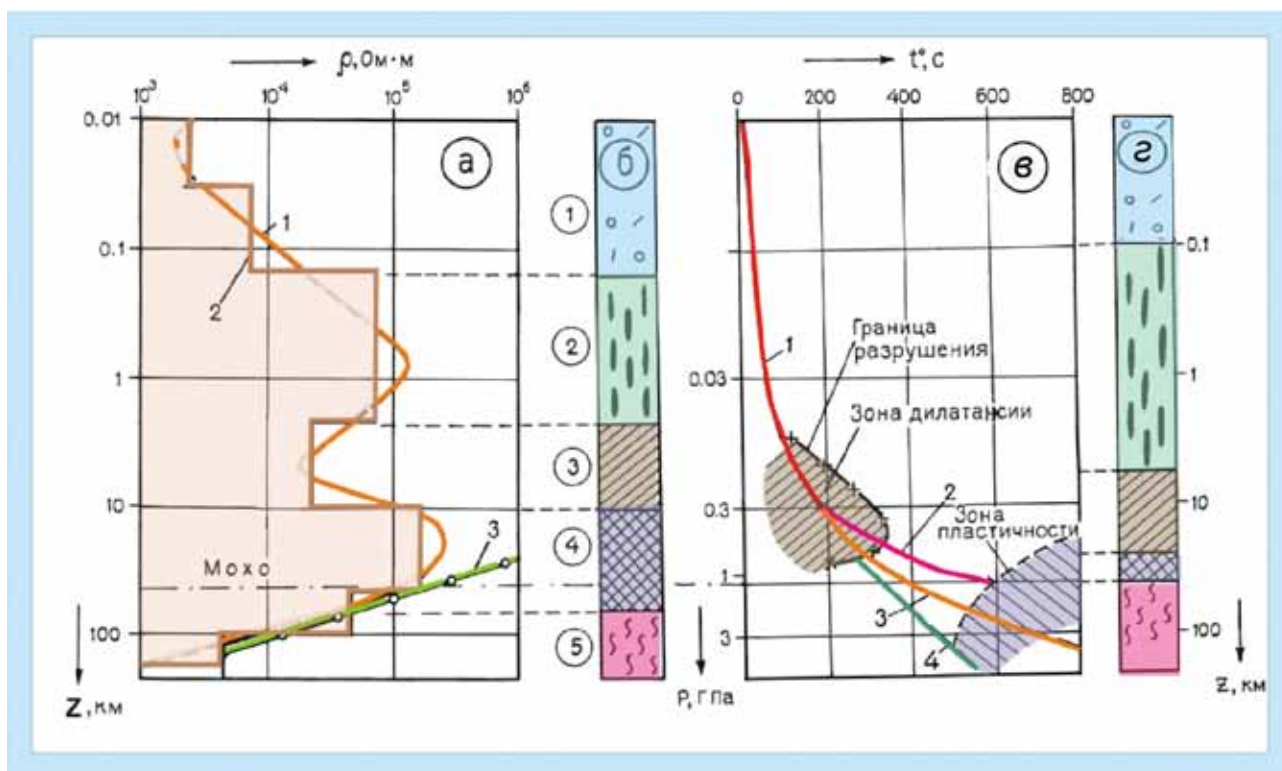


Рис. 4. Геодинамическая интерпретация параметров «нормального» электрического разреза северо-восточной части Балтийского щита.

а – «нормальный» глубинный геоэлектрический разрез; 1 – градиентная модель по результатам решения обратной задачи; 2 – то же, слоистая модель; 3 – модель геоэлектрического разреза по результатам лабораторных исследований сухих образцов горных пород при высоких РТ-параметрах [17].

б – структурно-геодинамическая интерпретация геоэлектрического разреза на рис. 4, а с учетом данных [11]. 1 – обводненная морена и верхняя, дезинтегрированная часть кристаллического основания; 2 – верхняя, хрупкая часть литосферы с субвертикальными разломами; 3 – то же с наклонными и субгоризонтальными трещинами; 4 – средняя псевдопластичная часть литосферы; 5 – нижняя, пластичная литосфера.

в – температурные кривые СГ-3 на фазовой плоскости зон дилатансии и пластичности по В.Н. Николаевскому [11]. 1 – зависимость температуры от глубины в СГ-3 измеренная; 2 – линейная экстраполяция кривой 1 по данным [10]; 3 – экстраполяция кривой 1 с учетом данных электромагнитного зондирования [3]; 4 – экстраполяция кривой 1 с учетом данных [21].

г – структурно-геодинамическая модель [11] (условные обозначения те же, что на колонке б).

нами, заполненными водными растворами (флюидами). Средняя мощность его оценивается в 2–3 км.

В интервале глубин 3–10 км выделяется промежуточная проводящая область (3), где сопротивление понижается с $2 \cdot 10^5$ Ом·м до порядка $2 \cdot 10^4$ Ом·м. Этот проводящий слой выделен впервые на Балтийском щите. Природа промежуточного проводящего слоя 3 объясняется нами в рамках дилатантно-диффузионной теории за счет поступления с поверхности флюидов метеорного происхождения вдоль субвертикальных зон разломов, выполаживающихся с глубиной.

Зона дилатансии (выполаживания разломов) занимает на колонке В.Н. Николаевского (рис. 4 г) диапазон глубин 5–17 км. На нашей колонке, как уже отмечалось, зона дилатансии занимает диапазон глубин от 2–3 до 10 км, то есть располагается существенно выше по разрезу (рис. 4-б).

Ниже зоны дилатансии, в диапазоне глубин от 17 до 40 км на колонке В.Н. Николаевского (рис. 4-г) располагается область мелкой трещиноватости и псевдопластичности. Эта область, определяемая также как зона полухрупкого состояния земной коры, ограничивается снизу разделом Мохо. Ниже границы Мохо располагается область «истинно пластического состояния» гранито-гнейсовых пород, определяемая условием $T \geq 600^\circ \text{C}$, как отмечалось выше. При определении глубины расположения этой границы за основу принята линейная экстраполяция температурной кривой СГ-3, показанная кривой 2 на рис. 4-в. При этом предположено, что на глубине 40 км (на разделе Мохо) температура должна составлять 580°C [10].

Однако, анализ описанных выше результатов глубинных электромагнитных зондирований показывает, что температура на глубине 40 км находится в пределах $350\text{--}400^\circ \text{C}$ [3]. Этот вывод основан на сопоставлении «нормального» геоэлектрического разреза с результатами лабораторных исследований электропроводности образцов сухих горных пород при высоких РТ параметрах по данным [17] (кривая 3 на рис. 4-а). Наилучшее совпадение

экспериментальных данных частотного электромагнитного зондирования с результатами лабораторных исследований наблюдается в том случае, если температурный ход кривой СГ-3 проэкстраполировать на глубину кривой 3 на рис. 4-в. В этом случае температура 600°C и, соответственно, верхняя кромка зоны пластичности должны находиться на глубине порядка 80 км.

Дискуссия

Данные Кольской сверхглубокой скважины позволяют дать более полное геолого-геофизическое истолкование результатов глубинных электромагнитных зондирований с контролируруемыми источниками. Наблюдается удовлетворительное согласие параметров установленного промежуточного проводящего «слоя ДД» с основными положениями теории дилатансионной трещиноватости В.Н. Николаевского. Наряду с этим имеются различия между экспериментальными и теоретическими оценками глубин проявления зоны дилатансии и зоны пластичности. По экспериментальным данным глубинных зондирований, зона дилатансии располагается несколько выше теоретических оценок, а зона пластичности – ниже. Возможно, более высокое положение зоны дилатансии обусловлено влиянием лунно-солнечных напряжений. Во всяком случае, можно отметить, что положение зоны дилатансии «слоя ДД» совпадает с глубиной развития максимальных вариаций электропроводности земной коры, под действием лунно-солнечных приливных напряжений [4]. Это позволяет предположить, что именно лунно-солнечные суточные приливы обеспечивают энергетический ресурс, необходимый для нисходящего движения флюидов вдоль тектонических зон навстречу литостатическому давлению, отжимающему влагу к дневной поверхности. Разрешение природы отмеченных различий имеет важное значение для фундаментальных задач физики Земли и потребует проведения дополнительных экспериментальных работ.

Список литературы

1. Астапенко В.Н., Файнберг Э.Б. Природа коровой аномалии электропроводности Белорусской антеклизы. *Физика Земли*, 1999. № 5. С. 54–60.
2. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования // М.: Научный мир, 1997. 218 с.
3. Жамалетдинов А.А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). // Л.: Наука, 1990. 159 с.
4. Жамалетдинов А.А., Митрофанов Ф.П., Токарев А.Д. и др. Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры // Докл. АН, 2000. Т. 270. № 2.
5. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Токарев А.Д. «Нормальная» модель электропроводности литосферы Балтийского щита и ее геодинамическая интерпретация. // Доклады академии наук, 2004. Т. 398. № 5. С. 675–679.
6. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Токарев А.Д. и др. Частотное электромагнитное зондирование земной коры на территории Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса. // Известия РАН. Физика Земли, 2002. № 11. С. 54–68.
7. Ковтун А.А., Моисеев О.Н., Вагин С.А. и др. МТ- и АМТ-зондирования на Кольском полуострове и в Карелии. // Глубинная электропроводность Балтийского щита. Петрозаводск. Карельск. фил. АН СССР, 1986. С. 34–48.
8. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. (монография под редакцией В.П. Орлова и Н.П. Лаврова). // М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.
9. Краев А.П., Семенов А.С., Тархов А.Г. Сверхглубинное электрозондирование. *Разведка недр*, 1947. № 3.
10. Кременецкий А.А., Икорский С.В., Каменский И.Л. и др. Геохимия глубинных зон докембрийской коры. // Кольская сверхглубокая (научные результаты и опыт исследований). М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.
11. Николаевский В.Н. Катакlastическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. // Известия РАН. Физика Земли, 1996. № 4. С. 41–50.
12. Семенов А.С. Электрический разрез кристаллических пород древних щитов. // Уч. зап. ЛГУ, № 392. Вопросы геофизики, 1978. Вып. 27. С. 108–113.
13. Семенов А.С., Жамалетдинов А.А. Глубинные электрические зондирования // Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1981. Вып. 3. № 18. С. 5–11.
14. Толстихин И.Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. // М.: Наука, 1986. 300 с.
15. Файнберг Э.Б. Пленочная интерпретация глубинных электромагнитных зондирований в центральной Туркмении. // Физика Земли, N 10, 1990.
16. Шевцов А.Н. Метод частотного зондирования при изучении электропроводности верхней части земной коры Балтийского щита. // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. СПбГУ, 2001. 21 с.
17. Cermak V., Lastovickova M. Temperature profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models. // *Pageoph*, 1987. V. 125. P. 255–284.
18. Kurtz R., Ostrowski J., Niblett E. A magnetotellurics survey over the East Bull Lake gabbro-anorthosite complex // *J. Geophysical Research*, 1986. June 10. V. 91. No. B7. P. 7403–7416.
19. Pavlenkova N.I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust // *Tecfco-no-*

physics. 1979. V. 59. M° 1/4. P. 381–390.

20. Pedersen L.B., P. Zhang and T. Rasmussen. Electrical conductivity structure around the Gravberg well//Deep Drilling in Crystalline Bedrock. Volume 1. The Deep Gass Drilling in the Siljan Impact structure, Sweden and Astroblemes, 1988. P. 95–103.

21. Valle P.E. Sull'aumento di temperature nel mantello della terra per compressions adiabatica. // Ann. Geofis. 1951. V. 5. N 4. P. 475–478.

Геолого-геофизическое моделирование строения и состава литосферы Украинского щита по материалам РТ-петрофизики и ГСЗ

В.А. Корчин, П.А. Буртный, Е.Е. Карнаухова

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

Основой петрофизического моделирования является дифференциация по физическим параметрам различных минеральных сред в зависимости от их петрологических характеристик, в том числе состава, генезиса и других факторов. Анализ причин дифференциации физических свойств в пределах одноименных петрографических групп связан с особенностями корреляции физических свойств со структурно-вещественными признаками. При наличии их закономерных связей можно прогнозировать природу соответствующих геологических объектов, учитывая степень геолого-петрофизической информативности используемых данных. Корреляция свойств по структурно-вещественным признакам является основным условием петрофизической классификации пород. Следовательно, результаты экспериментального изучения комплекса физических параметров минерального вещества конкретных геологических структур в модельных РТ-условиях служат основой для более однозначной интерпретации результатов геофизических наблюдений и построения петроскоростных моделей литосферы [1–12]. Такие исследования позволяют получать принципиально новую и весьма ценную информацию об особенностях изменений упругих параметров минерального вещества в термобарических режимах, которые на данном этапе развития экспериментальных исследований могут быть наиболее приближены к реальным РТ-условиям недр.

В основу составления программ положены данные о распределении давления с глубиной, рассчитанного по средним значениям плотности пород в глубинных зонах земной коры, и возможного строения конкретных геологических провинций. Распределения температур на различных глубинах рассчитываются по материалам геотермического изучения соответствующих районов. Составлены РТ-программы для различных районов Украинского щита [2–4, 8, 9, 12].

На первом этапе петроскоростного термобарического моделирования проводится анализ материалов ГСЗ вдоль имеющихся геотраверсов, разбитых на блоки с построением соответствующих скоростных колонок. Анализируя эти материалы, выделяются разноградиентные участки. Затем проводится подбор поверхностных аналогов

глубинных минеральных образований с учетом априорной геолого-геофизической информации об исследуемом регионе и выявленных наиболее характерных пород на поверхности вдоль отдельных участков профиля. Образцы подобранных пород изучаются в программных РТ-условиях, которые соответствуют их распределению в земной коре исследуемого профиля. Далее, путем сопоставления скоростных характеристик образцов конкретных разностей пород и данных глубинного сейсмического зондирования на отдельных горизонтах подбираются породы с близкими значениями скорости и их изменениями при высоких РТ-параметрах аналогичным изменениям сейсмических скоростей с глубиной. Таким образом, осуществляется трансформация сейсмического разреза в литологический [2, 5–9, 11].

На рис. 1 приведена оптимальная блок-схема мелкомасштабного петроскоростного глубинного структурного моделирования [1, 2, 5–11]. Линии с одной стрелкой указывают на пути обработки, направленность и последовательность перехода информации от блока к блоку. Линии, ограниченные двумя стрелками, указывают на возможность неоднократного возврата информации при многоциклическом моделировании с использованием метода последовательных приближений. Ниже дано описание каждого из этапов термобарического моделирования в соответствии с цифровыми обозначениями на рис. 1. Блок 1 – изучение структурно-тектонических особенностей региона;

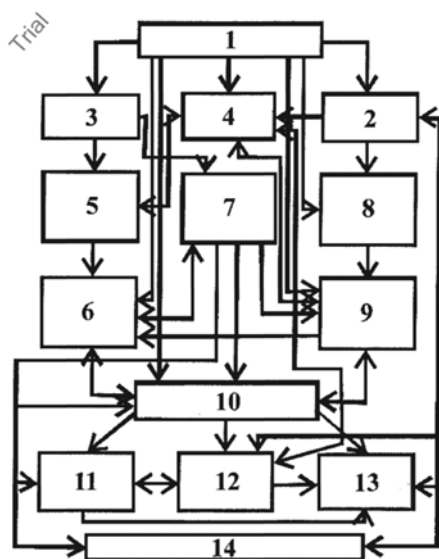


Рис. 1. Термобарическое моделирование состояния и вещественного состава земной коры (объяснения в тексте).

выделение основных групп пород, формирующих геологическую среду; последующее ее расчленение на отдельные блоки. Блок 2 – анализ априорной геолого-геофизической информации с учетом данных о глубинной термодинамической обстановке. Блок 3 – отбор коллекции образцов пород изучаемого региона, включая возможные глубинные аналоги (на основании информации блоков 1 и 2. Блок 4 – составление вариантов программ экспериментального изучения на основании прогнозирования распределения с глубиной P и T (по материалам геотермии и гравиметрии) и их последующее использование при экспериментальных исследованиях образцов горных пород в аппаратах высокого давления-температуры. Блок 5 – изучение в различных термобарических условиях упругих и плотностных параметров по образцам коллекций пород. Блок 6 – статистическая обработка и анализ результатов лабораторных опытов. Блок 7 – комплексная обработка петрологической информации и экспериментальных данных; поиск корреляционных зависимостей между соответствующими параметрами; составление рабочих палеток или таблиц. Блок 8 – анализ материалов полевых геофизических наблюдений (прежде всего, ГСЗ); построение скоростных разрезов по блокам и слоям вдоль соответствующего профиля. Блок 9 – сопоставление результатов лабораторных петроскоростных РТ-исследований с сейсмической информацией; комплексная первичная интерпретация. Блок 10 – построение литологической модели возможного распределения с глубиной поверхностных аналогов глубинных пород на основании системного анализа соответствующей информации (блоки 1, 2, 6, 7 и 9). Блок 11 – реконструкция петроскоростных разрезов (V_p , V_s) по экспериментальным данным (блоки 6, 7) на основании литологической модели (блок 10). Блок 12 – построение плотностного разреза с последующей циклической корреляцией аномалий гравитационного поля со скоростным и вещественным разрезами. Блок 13 – создание и анализ моделей распределения с глубиной упруго-прочностных характеристик (модули Юнга и сдвига, коэффициент Пуассона, сжимаемость и др.), сопоставление с первичной геофизической информацией. Блок 14 – построение комплексных петроскоростных разрезов, в основу которых положены данные экспериментальных РТ-исследований и информация, накопленная в блоках 10–13 [1, 2, 5–7, 10, 11].

При отсутствии профилей ГСЗ, т. е. глубинной скоростной информации, в петроплотностном моделировании используется первичная информация о распределении гравитационного поля в изучаемом регионе и данные об изменении плотности пород с глубиной. Необходимым условием при этом является наличие пересечений гравитационных профилей с петроскоростными моделями, построенными с учетом сейсмической информации.

Предложенная блок-схема петроскоростного моделирования может применяться также при разработке соответствующих алгоритмов автоматизированных методов построения петрофизических моделей литосферы с использованием экспериментальной РТ-информации о физических свойствах различных пород и региональной геолого-геофизической изученности.

Сейсмические разрезы в пределах Украинского щита (УЩ) в большинстве случаев фиксируют горизонтально-блоковые структуры коры, которые отражают геолого-тектоническое строение исследуемых районов. Выделенные блоки характеризуются определенным скоростным разрезом, на определенных глубинах которого наблюдаются скачки скорости, а иногда выделяются положительные или отрицательные равноградентные по скорости участки. В упрощенном виде эти блоки можно рассматривать как элементы вертикального расслоения геологической среды. Каждому блоку и составляющим его слоям присущи свои средние значения V_p и их изменения с глубиной. Иными словами вертикальная зональность, выявленная сейсмическими исследованиями, как правило, представляется в виде скачков абсолютных значений скорости и существенным различием ее изменений с глубиной на протяженных участках. Стабильные по величине градиентов скорости слои можно рассматривать как зоны определенного состава. Изменения V_p в этом случае обусловлены эффектами воздействия на минеральную среду P и T . В некоторых случаях на сейсмических разрезах выделяются зоны инверсии скорости продольных волн. Опыты показали, что зависимости $V_p, V_s = f(PT) = f(H)$ имеют сложные закономерности. На кривых отмечаются зоны инверсии скоростей с проявлением максимумов и минимумов (рис. 2).

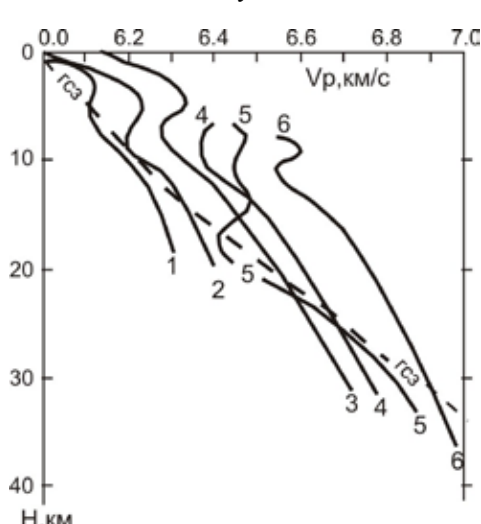


Рис. 2. Сопоставление V_p ГСЗ по профилю 3-3' центральной части УЩ с экспериментальными данными $V_p = f(PT) = f(H)$ для некоторых типов пород. 1 – граниты долинские, 2 – плагиограниты, 3 – нориты приднепровские, 4 – эндербиты, 5 – диориты северо-западной части УЩ, 6 – анортозиты.

Для построения петроскоростной модели был использован синтетический геолого-геофизический профиль 3-3' (рис. 3), пересекающий Ингуло-Ингулецкий район в субширотном направлении, где представлены усредненные сейсмические характеристики отдельных блоков в виде синтезированных скоростных разрезов. Вдоль указанного профиля была отобрана коллекция образцов пород и подробно изучены их скоростные характеристики в различных РТ-условиях. Предполагалось, что отобранные минеральные ассоциации с наибольшей вероятностью могут формировать соответствующие блоки коры. Это новоукраинские, кировоградские, лелековские, боковянские, долинские и другие граниты, а также плагиограниты, чарнокиты, диориты, эндербиты, габбро и габбро-нориты. Данные петроскоростных РТ-исследований представлены в наших публикациях [1–7, 10, 11]. Почти для всех изученных пород харак-

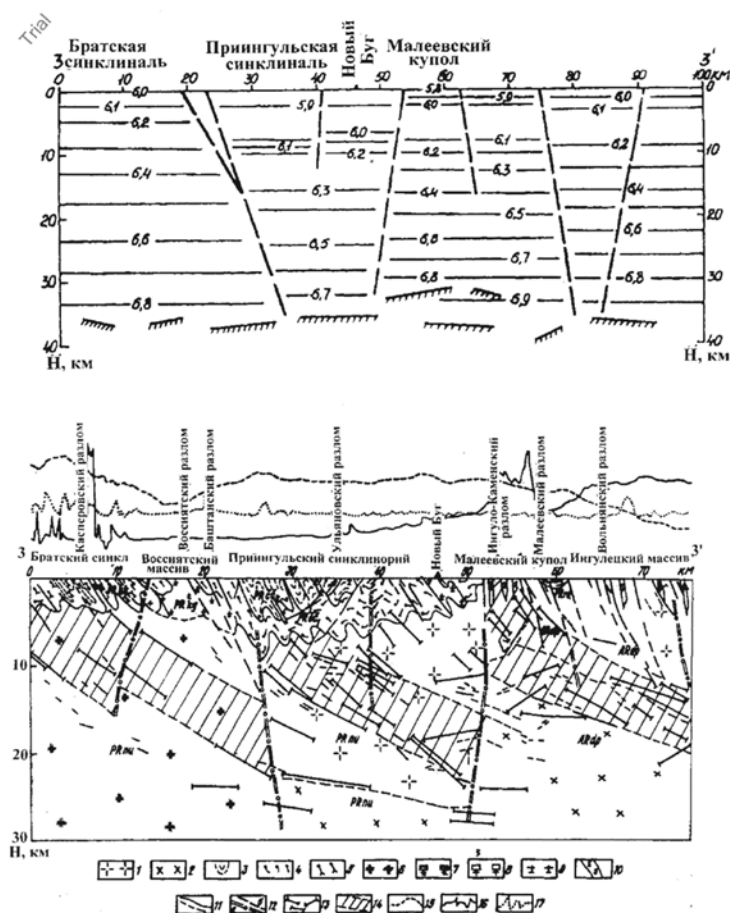


Рис. 3. Трансформация сейсмического разреза в схематический геолого-геофизический разрез земной коры по профилю 3-3'. 1 – плагиограниты; 2 – диориты; 3, 4, 5 – гнейсы; 6 – породы чарнокит-эндербитового состава; 7, 8 – порфиробластовые граниты; 9 – средне-мелкозернистые граниты; 10 – мигматиты; 11 – границы вещественного состава; 12 – тектонические нарушения первого (а) и второго (б) порядков; 13 – отражающие площадки МОВ-ОГТ; 14 – зоны интенсивной акустической неоднородности (сейсмического расслоения); 15 – Δg_a ; 16 – ΔT_a ; 17 – v_{BP} .

чения скорости в которых и градиенты ее изменения, с глубиной наиболее сопоставимы с сейсмической информацией по этому участку.

Совпадение полевых сейсмических и полученных в РТ-опытах скоростных параметров указывает на то, что гнейсовые комплексы Приингульского синклиория могут распространяться до глубин не более 6–8 км. Нижележащие горизонты коры характеризуются сравнительно небольшими сейсмическими скоростями на всем протяжении профиля, которые хорошо согласуются с экспериментальными данными для плагиогранитов архейского структурного этажа.

Результаты гравитационного моделирования в виде геоплотностных разрезов позволили уточнить возможное строение и состав земной коры профиля 3-3'. Они несколько отличаются от горизонтально-слоистых петроплотностных моделей не только мощностью различных толщ пород, но и наклоном границ между ними. Представляется более глубоким залегание гнейсов в Приингульском синклиории с довольно сложной конфигурацией их ложа. В районе профиля 3-3' мощность гнейсов бугской серии в районе Братского синклиория, вероятно, значительно большая. Предполагается увеличенная мощность гранитов Вознесенского массива (между Братским и Приингульским синклиориями). Более сложными показаны очертания контакта гнейсов Приингульского синклиория с плагиогранитами новоукраинского комплекса. Ступенчатый характер границы перехода под Малеевским куполом и Ингулецким массивом плагиогранитов днепропетровского комплекса к диоритам представляется более плавным (с увеличением мощности плагиогранитов к востоку плотность последних несколько уменьшена). В целом же первоначальные петроплотностные модели незначительно отличаются от построенных по гравитационным данным (на больших глубинах).

Несколько отличается строение южной части Приингульского синклиория. На пересечении с профилем

терны сложные изменения скорости распространения в них упругой волны при соответствующих РТ-условиях различных глубин. Более того, в зависимостях V_p , $V_s = f(PT) = f(H)$ наблюдаются зоны инверсий, которым присущи пониженные значения скорости. Они по-разному представлены для различных пород. Указанные зоны более четко проявляются для волн продольной поляризации и менее отчетливо в изменениях поперечных. Упругие константы минерального вещества этих зон свидетельствуют о том, что оно находится в разуплотненном состоянии (довольно высокие значения сжимаемости), менее устойчиво к сдвиговым нагрузкам (уменьшается модуль сдвига), более хрупкое в их краевых частях (уменьшается коэффициент Пуассона) [1, 2, 7, 11].

Профиль 3-3' проходит в пределах Братского и Приингульского синклиорий, Малеевского купола и Ингулецкого массива. Пересекая две первых структуры, он расположен в непосредственной близости к VIII геотраверсу ГСЗ. Это позволило при построении синтезированной сейсмической модели (рис. 3) использовать информацию о скоростных характеристиках в отдельных блоках. Отсутствие таковой для восточной части рассматриваемого профиля, потребовало поисков аналогов среди материалов по другим профилям ГСЗ.

Согласно предложенной нами методике (рис. 1) были сопоставлены значения скоростных параметров отдельных блоков по профилю 3-3' с экспериментальными данными для различных типов пород (рис. 2). Известные в пределах Братского синклиория гнейсовые комплексы бугской серии по своим скоростным характеристикам соответствуют скорости сейсмических волн лишь до 3–4 км. Затем, вплоть до раздела М, возможно развитие эндербитов, экспериментальные значения

3-3' гнейсовые комплексы развиты лишь до глубин порядка 6 км. Это четко отражается в гравитационном поле (наблюденном и трансформированном).

В западной части профиля 3-3' выделяется Братский блок. Его основной складчатой структурой является Братский синклиниорий. Он выполнен гнейсами бугской серии, а также среднезернистыми гранитами Кировоградского комплекса, слагающими Воссиятский массив. Гравитационное моделирование Воссиятского блока показывает его расширение с глубиной, причем северо-восточное крыло более пологое (30–40°) по сравнению с юго-западным. Глубина распространения пород Воссиятского массива (блока) 7–8 км. Магнитное поле резко дифференцировано и характеризуется узкими локальными по положительными аномалиями, обусловленными телами магнетитсодержащих гнейсов и гранитоидов. Глубже возможно развитие пород эндербитового типа. Экспериментальные значения скорости и плотности в соответствующих РТ-режимах довольно близки к предполагаемым.

Ингулецкий блок занимает восточную часть исследуемой территории и на западе граничит с Приингульским по Ингуло-Каменской зоне разломов. Блок имеет сложное строение вследствие раздробленности основания разломами северо-западного простирания. Указанными разломами Ингулецкий блок разбит на ряд подблоков, среди которых к профилю 3-3' приурочен Ингуло-Малеевский. Гравитационное моделирование и результаты сейсморазведочных работ по Ингулецкому массиву позволяют оценить развитие пород на глубину до 13–15 км. Контакт этого массива с Малеевским куполом имеет восточное падение под углом примерно 50–60°.

На основании построенных петроскоростных разрезов, помимо уточнения положения и состава глубинных горизонтов коры вблизи профиля 3-3', можно предположить на различных глубинах зоны аномального физико-механического состояния пород. Последние обладают повышенной хрупкостью и сжимаемостью, пониженными значениями модуля сдвига и, как следствие, в полях тектонических напряжений здесь происходит их наиболее активная релаксация в виде акустических неоднородностей. Это хорошо согласуется с результатами МОВ-ОГТ. Приобретая характер широкомасштабной системы сквозных глубинных нарушений в коре указанные зоны в период протекания тектономагматических процессов являются наиболее проницаемыми. С ними связывается повышение интенсивности теплового потока, поступление продуктов магматизма (в том числе, в виде гидротермальных растворов), активизация процессов метасоматоза, в конечном счете, возникновение концентраций некоторых полезных ископаемых. Являясь корневой системой приповерхностных разломных структур, эти зоны в последующие этапы тектоно-магматической активизации способствуют выносу, перераспределению, формированию и локализации некоторых концентраций минерального вещества в близповерхностных частях коры. Они характеризуются существенными геохимическими аномалиями и наличием оруденений, приуроченных к глубинным разломам, а также, естественно, генетическими связями с проявлениями разноглубинных тектоно-метасоматических процессов.

Таким образом, петроскоростное глубинное моделирование центральной части УЩ позволило трансформировать результаты выполненных здесь сейсмических исследований ГСЗ и МОВ-ОГТ вблизи профиля 3-3' в физико-механическую, скоростную, плотностную информацию и, как следствие, в литологическую.

Системный анализ данных петрофизического моделирования геофизических и геологических материалов дал возможность составить новую геоструктурную схему Ингуло-Ингулецкого района центральной части УЩ (рис. 3) и выделить наиболее перспективные на поиски полезных ископаемых зоны, локализация которых обоснована разноглубинными петроструктурными особенностями площади.

Список литературы

1. Корчин В.О., Буртний П.О., Карнаухова О.С. Зв'язок термобаричної зони низьких сейсмічних швидкостей у земній корі з глибинними геологічними процесами // 36. наук. праць: «Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання». ВПЦ «Київський університет», 2006. С. 99–103.
2. Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Породы гранулитового комплекса: их упругие параметры и прогноз распространения в земной коре Украинского щита // Геофизический журнал, 2007. № 3. Т. 29. С. 99–109.
3. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртний П.А. Новые аспекты геофизического приложения результатов термобарических исследований упругих свойств горных пород // Геофиз. журн., 1987. № 2. Т. 9. С. 55–69.
4. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртний П.А. Геофизические приложения результатов РТ-изучения упругих характеристик горных пород. Свойства и состояние минерального вещества в недрах Земли. М.: Наука, 1989. С. 56–72.
5. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртний П.А. 1994. Петроскоростные модели земной коры района Южно-Украинской АЭС и некоторых смежных территорий // Геофиз. журн., № 3. Т. 16, С. 24–38.
6. Лебедев Т.С., Корчин В.О., Буртний П.О. Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина) // Геофиз. журн., 1999. №1. Т. 21. С. 64–84.
7. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртний П.А. и др. Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита. Ч. 1–3 // Геофиз. журн., 1995. Т. 17. №4. С. 13–22; №5. С. 30–37; №6. С. 14–21.
8. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Савенко Б.Я. и др. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. Киев: Наук. думка, 1986. 200 с.
9. Лебедев Т.С. Корчин В.А., Савенко Б.Я. и др. Петрофизические исследования при высоких РТ-параметрах и их геофизические приложения. Киев: Наук. думка, 1988. 248 с.
10. Korchin V.A., Burtnyi P.A., Karnaukhova E.E. Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of PT-experiments // Journal of the Balkan Geophysical Society. 2005. V. 8. Suppl. 1. P. 557–560.

11. Korchin V.A., Burtny P.A., Karnaukhova E.E. Thermobaric Petrostructural Modelling of the Earth's Crust and the Nature of some Seismic Boundaries // 12 International Symposium on Deep Structure of the Continents and their Margins. Shonan Village Centre, Hayama, Japan. 2006. IMC-P05.

12. Lebedev T.S., Korchin V.A., Burtny P.A. Petrovelocity PT-modeling and elastic inhomogeneity of the lithosphere // High-Pressure Science and Technology. Pt 2. New York: AIP PRESS. Amer. Inst. Physics. 1994. P. 783–786.

Моделирование состава и теплового режима литосферной мантии древних кратонов методом обращения сейсмических данных

О.Л. Кусков, В.А. Кронрод

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, ol_kuskov@mail.ru

Введение

Вопросы эволюции континентальной литосферы, ее состава и теплового режима, положения сейсмических границ и плотностных неоднородностей, природы и мощности мантийных килей под различными тектоническими структурами, оставаясь во многом неясными, оказываются тесно связанными. Для их решения необходимо привлечение всего арсенала геохимико-геофизических подходов и методов. Вещественный состав – один из наиболее важных факторов определения мощности континентальных корней, природы мантийных границ и понимания динамики мантии, в том числе химико-плотностного фактора плавучести для развития конвекции, поскольку композиционные эффекты могут создавать сильные латеральные градиенты в сейсмических скоростях и плотности [1–5, 19].

Кроме того, надо знать термодинамические параметры мантийного вещества и, в частности, температуру мантии Земли. При наличии термодинамического равновесия плотность, сейсмические скорости, природа и резкость фазовых границ и мощности слоев в мантии являются зависимыми величинами от температуры, давления, химического и модального состава пород [21, 22]. Однако именно температура решающим образом влияет на физико-химические параметры мантийного вещества. Поскольку ее распределение по глубине не поддается точному определению, температура остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Это связано с тем, что распределение источников тепла в земных недрах, а также механизмы его переноса точно не установлены. Артемьева и Муни [10], обобщив имеющиеся данные о тепловом потоке и теплогенерации в коре и построив серию карт, показали, что температура под древними кратонами, обладающими мощными литосферными корнями, существенно понижена по сравнению с более молодыми тектонически активными континентальными провинциями. В то же время, термические модели мантии Земли, основанные на измерении поверхностного теплового потока и решении стационарной тепловой задачи, показывают заметные расхождения в оценках распределения температуры с глубиной. Это связано с неопределенностью термических свойств (теплогенерации, теплопроводности пород) и вклада коровой составляющей в полный тепловой поток [3].

В петролого-геохимических исследованиях термального состояния верхней мантии под архейскими кратонами широко используются методы термобарометрического анализа данных по ксенолитам гранатовых, гранатшпинелевых и шпинелевых перидотитов и пироксенитов [1, 8, 9, 12, 15, 16, 18], несущих непосредственную информацию (почти неискаженную) о составе и состоянии недр. Считается, что оценки давления соответствуют глубине образования пород. Интерпретация температуры оказывается более сложной из-за неясности достижения равновесия в мантийных парагенезисах. Тепловой режим и толщина литосферы, оцениваемые по P - T параметрам равновесия минералов в глубинных ксенолитах, не всегда согласуются с оценками мощности литосферной мантии, основанными на данных по тепловому потоку [3, 10, 25], сейсмологии и сейсмотомографии [11, 14, 17].

Геотермические, сейсмические и петролого-геохимические данные указывают на температурную и вещественную неоднородность континентальной верхней мантии Земли. Однако петролого-геохимические и геофизические модели мантии взаимно не согласованы. Первые, основанные на определениях состава мантии по ксенолитам, не отражают специфику ее сейсмического строения. Методы геотермии и томографии не объясняют вещественную природу мантии по вертикали и латерали. В работе предложен метод реконструкции состава и теплового режима мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным, основанный на аппарате термодинамического моделирования [3–5, 22].

Цель работы – на основании информации о скоростях упругих волн по региональным сейсмическим данным (Каапваальский кратон) и данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях с химическими и ядерными взрывами (Сибирский кратон), восстановить тепловые поля и оценить мощность термической литосферы под архейскими кратонами. Основные задачи: (1) определить одновременное влияние состава и температуры на скоростные и плотностные свойства мантийного вещества; (2) вывести семейство геотерм, характери-

зующих современный тепловой режим верхней мантии по вертикали и латерали, из имеющихся сейсмических моделей кратона (из абсолютных скоростей P - и/или S -волн) и данных по составу ксенолитов гранатовых перидотитов; (3) сопоставить выведенное распределение температур для современной литосферы кратона с теплофизическими (геотермическими) моделями и мантийными палеотемпературами, оцененными с помощью различных методов геотермобарометрии; (4) на основе построенных термических моделей вывести ограничения на распределение плотности по глубине и оценить степень достоверности предложенных сейсмических моделей литосферной мантии древних кратонов.

Литосферная мантия архейских кратонов

Объектами исследования выбраны Каапваальский и Сибирский кратоны, для которых имеются петролого-геохимические, геотермические и сейсмические данные. Состав литосферы моделируется деплетированными низко- и высокотемпературными ксенолитами ультраосновного состава из кимберлитовых трубок кратонов, а также средним составом гранатовых перидотитов (модель GP) по [23]. Референц-модель IASP91 [20] принята для определения температуры в «осредненной», или «нормальной» верхней мантии Земли, состав которой моделируется фертильным веществом примитивной мантии (модель PM) по [23]. Минералогия литосферы в модели деплетированного гранатового перидотита представлена следующей фазовой ассоциацией (мол%): оливин (65.5%, $Fo_{92.5}$), два алюминий-содержащих пироксена (27% Орх и 6% Срх) и гранат (1.3%) ($\pm$ Ilm), устойчивой до ~300 км (99 кбар) [22]. Как показывают наши расчеты, при более высоких давлениях происходит распад ортопироксена с образованием клинопироксена высокого давления. Фертильная ассоциация PM состава состоит из оливина (56 мол%, Fo_{91}), Срх (38 мол%) и граната (5–6 мол%) [22].

Исходные данные и метод решения

Развиваемый подход заключается в решении взаимосвязанных прямой и обратной задач на основе программного комплекса THERMOSEISM [3–5, 21, 22]. Решение прямой задачи, осуществляемое методом минимизации свободной энергии Гиббса в системе Na_2O - TiO_2 - CaO - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 , позволяет рассчитать равновесный фазовый состав минеральной ассоциации (пропорции фаз и их химический состав) при заданных P - T -условиях и ограничениях на валовый состав системы. На этой основе производится расчет P - T - X -диаграмм состояния и физических свойств фазовой ассоциации (плотности, упругих модулей и скоростей упругих волн). Решение обратной задачи позволяет восстановить распределение температуры по глубине с учетом состава ксенолитов по сейсмическим данным, известным для данного региона. При решении обратной задачи мы учитываем не только состав и пропорции сосуществующих фаз и ангармонические эффекты, но и эффекты неупругости [5, 22]. В результате замкнутого подхода определяются фазовые превращения мантийного вещества, его плотность, градиенты химического состава, т.е. вещественная (вертикальная и латеральная) гетерогенность верхней мантии, а также распределение температуры по глубине.

Расчет скоростей упругих волн и плотности по петрологическим моделям (прямая задача)

Расчеты скоростей P -, S -волн и плотности по моделям деплетированного гранатового перидотита (модель GP), низко- и высокотемпературных ксенолитов из алмазосных кимберлитовых трубок кратонов и фертильного вещества примитивной мантии (PM) представлены на рис. 1. При постоянных P и T скоростные различия моделей, обусловленные разным химизмом, не превышают 0.5% для обоих типов волн (рис. 1-а, б). Влияние состава на плотность гораздо более существенно, нежели влияние температуры (рис. 1-с). Плотность вещества для PM

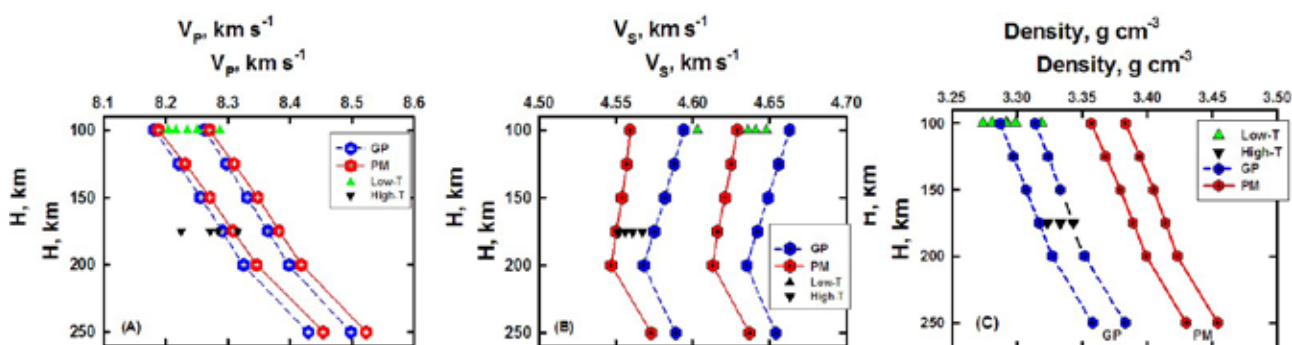


Рис. 1. Ангармонические скорости P -волн (а) и S -волн (б), и плотности (с) гранатового перидотита осредненно-го состава (модель GP), фертильного вещества примитивной мантии (модель PM), а также низкотемпературных (low- T) и высокотемпературных (high- T) ксенолитов гранатовых лерцолитов, состав которых принят по Grégoire et al. [15]. Скорости GP и PM моделей на каждой глубине рассчитаны при температурах: 800 и 1000°C на глубине 100 км (30.9 кбар), 1200 и 1400°C – 200 км (65 кбар) и 1300 и 1500°C – 250 км (82 кбар) [4, 5, 22]; более высокие значения скоростей и плотности соответствуют более низким температурам при одном и том же давлении. Скорости и плотности ксенолитов рассчитаны на глубине 100 км (30.9 кбар) при 900°C и 175 км (56.4 кбар) при 1300°C (при P - T условиях уравнивания [15]). Плотность PM состава существенно выше (на ~ 2%) плотности GP состава.

модели всегда выше, нежели для GP модели (на ~2%). Такое уменьшение плотности для модели GP, обусловленное изменением химического (минерального) состава и теплового режима в сторону более низких температур под кратонами, стабилизирует древнюю литосферу архейских кратонов [19].

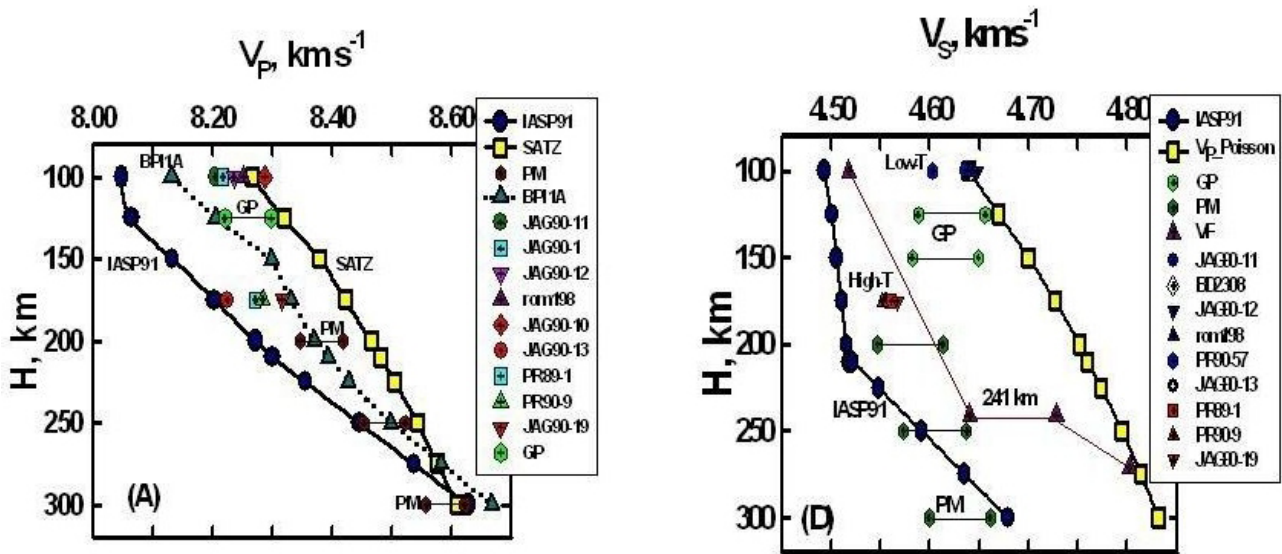


Рис. 2. Сопоставление ангармонических скоростей P - S -волн, рассчитанных для ксенолитов Каапваальского кратона, деплетированного гранатового перидотита (GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM), с сейсмическими данными. IASP91 – референц-модель Земли [20]; BPI1A [26]; SATZ [28]; V_p Poisson [28]; VF – Vinnik, Farra [27].

Рис. 2 показывает, что скорости как гранатового перидотита, так и вещества примитивной мантии, находятся внутри скоростного интервала сейсмических моделей. Скоростные различия вещества ксенолитов, обусловленные разным химизмом, невелики и не превышают 0.25–0.5% для обоих типов волн, что значительно меньше, нежели скоростные различия внутри самих сейсмических моделей.

Восстановление температуры по сейсмическим моделям (обратная задача)

Примеры восстановления температуры для оценки теплового режима архейской (Каапваальский и Сибирский кратоны) и нормальной мантии Земли приведены на рис. 3–5. На рис. 3, 4 приведен расчет $T_{p,s}$ в мантии кратона Каапвааль по данным сейсмических моделей и фиксированному валовому составу ксенолитов из кимберлитовых трубок кратона Каапвааль (Bultfontein, Jagersfontein, Monastery, Premier). Видно, что на глубинах более

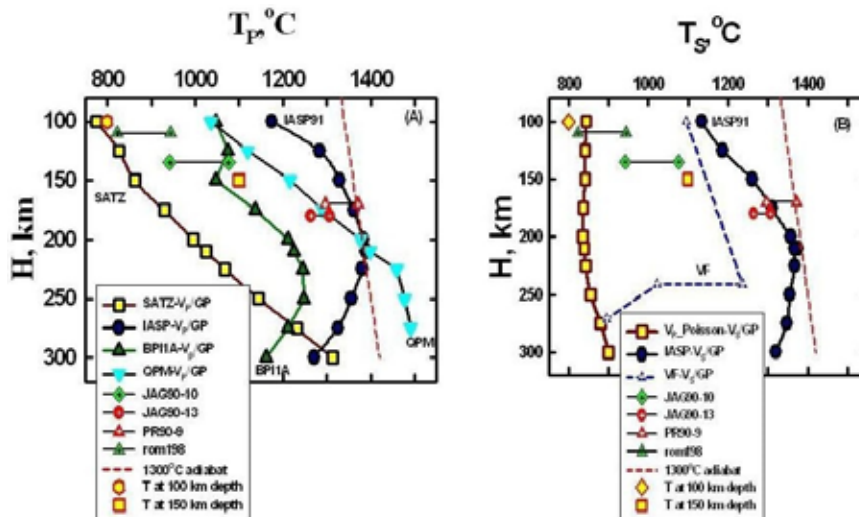


Рис. 3. Распределение температур $T_{p,s}$ в мантии Каапваальского кратона и нормальной мантии Земли, выведенное из скоростей распространения P - S -волн (IASP91 – референц-модель Земли; BPI1A [26]; SATZ [28], V_p Poisson [28], VF – Vinnik, Farra [27]). Инверсия температуры происходит на глубинах, превышающих 200 км. Для архейской мантии приведены РТ параметры уравнивания низко- и высокотемпературных ксенолитов гранатовых перидотитов [15] и оценки температур на глубинах 100 и 150 км [10]. Штриховая линия – мантийная адиабата 1300°C и градиентом 0.4°C/км.

200 км профили температуры, выведенные из скоростей P - S -волн при фиксированном по глубине составе, имеют излом геотерм в сторону уменьшения температуры, что лишено физического смысла.

На рис. 5 приведены скоростные сейсмические модели и расчет T_p в мантии Сибирского кратона. Глубинное сейсмическое зондирование позволило получить информацию о сейсмической структуре коры и мантии Сибирского кратона. Исследования осуществлялись по сейсмограммам химических и ядерных взрывов, зарегистрированных вдоль сверхдлинных геотраверсов при эпицентральных расстояниях до 3500 км [2, 6, 24]. В качестве иллюстрации на рис. 5 (левая панель) приведены одномерные разрезы скоростей сейсмических

P -волн для профилей Кратон, Кимберлит, Рифт и Метеорит в сопоставлении с данными референц-модели IASP91. Авторами [6, 24] отмечается, что сейсмические модели сильно зависят от методики обработки волнового поля, а точность и надежность построения скоростной модели определяется не только степенью сходимости расчетных и наблюдаемых полей, но и всеми предыдущими этапами интерпретации. На рис. 5 (правая панель) приведены профили T_p , выведенные из сейсмических моделей [6, 24] для профилей Кратон и Кимберлит.

Обсуждение результатов

Расчеты T_{PS} по сейсмическим моделям выявляют особенность, не обсуждавшуюся ранее в литературе. Из рис. 3, 4 следует, что при фиксированном химическом составе на глубинах более 200 км (граница Леманн) происходит инверсия температуры, т.е. излом геотерм в сторону уменьшения температуры. Подобная «термическая аномалия», лишенная физического смысла, не выявляется при расчетах T_{PS} по модели SATZ и V_p -Poisson [28] в мантии кратона Каапвааль (рис. 3) и в мантии Сибирского кратона (рис. 5, правая панель) по модели [6, 24], но наблюдается как при обработке модели BP11A [26], так и модели IASP91 [20]. Причина аномалии не ясна и требует дальнейшего выяснения. Объяснить эту аномалию чисто температурным эффектом нельзя. Отметим [5, 22], что эта странная особенность не может быть связана ни с наличием летучих, флюида или водосодержащих минералов, ни с частичным плавлением, поскольку все эти факторы должны приводить к понижению скоростей, что не наблюдается в сейсмических моделях.

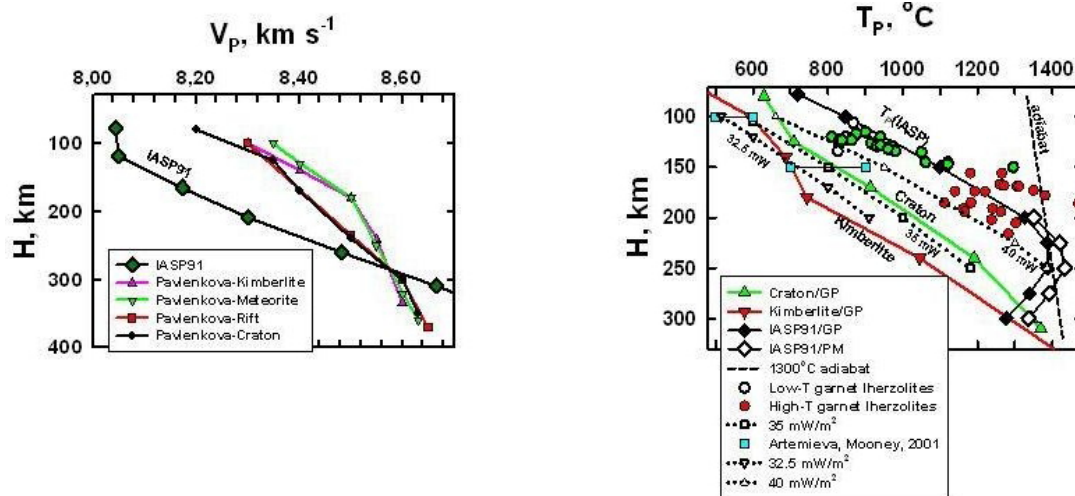


Рис. 5. Профили скоростей и температуры в мантии Сибирского кратона.

Левая панель: Скорости P -волн [6, 24] под Сибирским кратоном для профилей Кратон, Кимберлит, Рифт и Метеорит в сопоставлении с данными референц-модели IASP91 [20].

Правая панель: Профили T_p , выведенные из сейсмических моделей [6, 24] для профилей Кратон и Кимберлит, в сопоставлении с континентальной геотермой, выведенной из модели IASP91. Состав: гранатовый перидотит – GP; фертильное вещество примитивной мантии – PM. Зеленые и красные кружки – равновесные P - T параметры для низко- и высокотемпературных ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах (трубки Мир, Удачная, Обнаженная) [1, 9], характеризующие термальный режим палеомантии. Штриховая линия – мантийная адиабата 1300°C и градиентом $0.4^\circ\text{C}/\text{км}$. Точечные линии – модельные континентальные геотермы, соответствующие тепловому потоку 32.5, 35 и $40 \text{ мВ}/\text{м}^2$ [14]. Квадраты – оценки температур на глубинах 100 и 150 км [10].

Расчеты показывают, что состав литосферной мантии Сибирского кратона отвечает составу гранатового перидотита. Температуры под кратоном на глубинах 100–200 км на ~ 200 – 250°C ниже средней температуры континентальной мантии (рис. 5, правая панель). Глубина термической литосферы Сибирского кратона совпадает с изотермой 1400 – 1450°C и оценивается в 320–350 км (рис. 6).

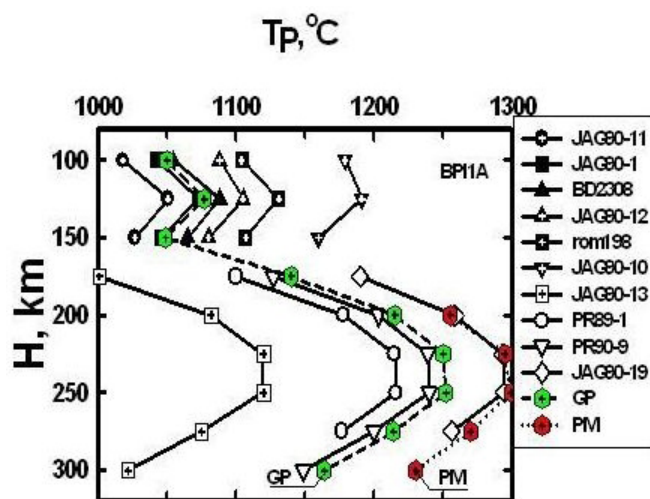


Рис. 4. Распределение температуры в мантии кратона Каапвааль по скоростям распространения продольных волн сейсмической модели BP11A [25]). Составы ксенолитов из кимберлитовых трубок [15]: низко-температурные «холодные» – JAG90-1, JAG90-10, JAG90-11, JAG90-12, rom198; деформированные «горячие» – JAG90-19, PR-89-1, PR90-9. Средний состав гранатового перидотита (GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM) по [23].

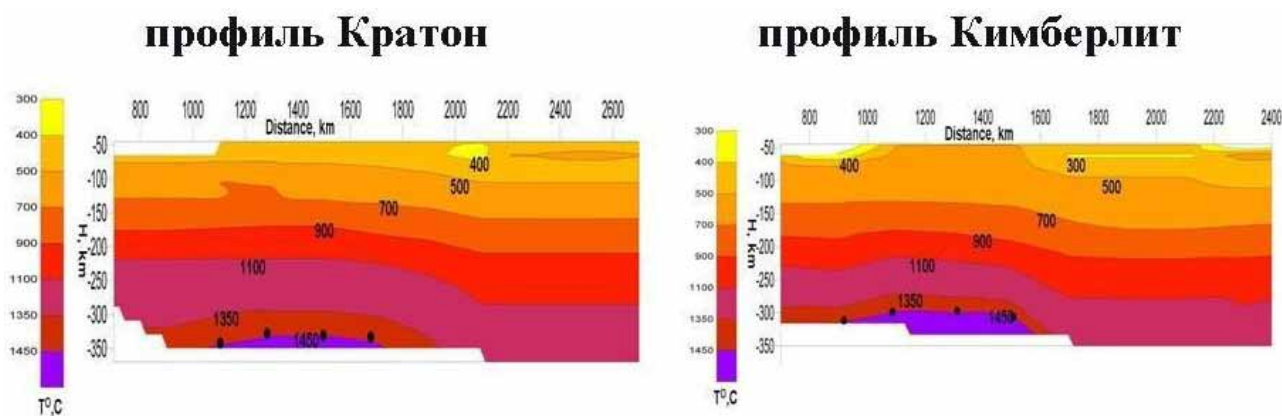


Рис. 6. 2D распределение температур в литосферной мантии Сибирского кратона, профили Кратон, Кимберлит. Черными точками показано пересечение профилей восстановленных температур с потенциальной адиабатой 1300°C . Температура в центре профиля несколько выше, чем на периферии, где изотермы опускаются на 20–30 км. Глубина термической литосферы совпадает с изотермой 1450°C и оценивается в 330–350 км для профиля Кратон и в 310–320 км – для профиля Кимберлит.

Полученные результаты по оценке мощности литосферной мантии Сибирского кратона находятся в хорошем соответствии с оценками по тепловым потокам [10] (300–350 км), по РР-Р волнам [13] (350 км), с томографическими моделями [11] (350 км) и оценками мощности литосферного кия в центральной части Якутской кимберлитовой провинции, где, как отмечается в [7], коровые структуры подстилаются утолщенной до 260–300 км алмазонасной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями.

Однако гипотеза фиксированного по глубине состава не реализуется в верхней мантии кратона Каапвааль (рис. 3, 4). Поэтому инверсия по температуре может указывать на концентрационную радиальную неоднородность литосферной мантии кратона Каапвааль, которая может быть связана с градиентом химического состава на глубинах более 200 км. Здесь можно ожидать изменение химического состава от деплетированного вещества гранатовых перидотитов (обедненного базальтоидными компонентами) до фертилизированного вещества примитивной мантии. В этом случае вещество мантии на глубинах 200–250 км должно быть обогащено FeO , Al_2O_3 и CaO по сравнению с веществом гранатовых перидотитов, но одновременно обеднено этими же оксидами по сравнению с веществом примитивной мантии. В целом можно заключить, что мантия кратона Каапвааль должна быть стратифицирована по химическому составу: верхний слой на глубине 100–175 км состоит из деплетированного вещества гранатовых перидотитов, а нижний слой (200–275 км) – из более фертильного материала. На глубине около 275 км состав мантии под кратоном не отличается от состава нормальной мантии (рис. 7) [5, 22].

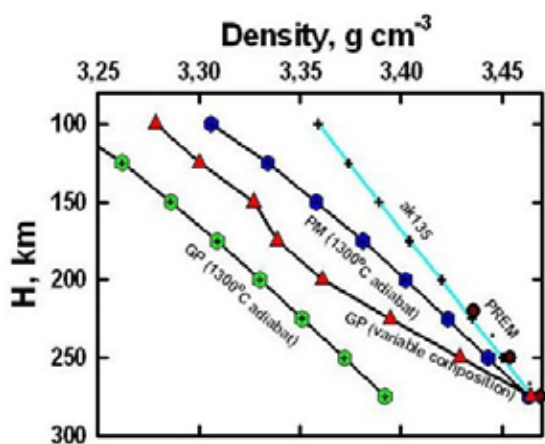


Рис. 7. Сопоставление теоретических профилей плотности в мантии кратона Каапвааль с данными моделей PREM и ak135 [5, 22]. Профили плотности для моделей GP и PM рассчитаны вдоль адиабаты с градиентом $0.4^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Модель GP* имеет переменный химический и модальный состав, который изменяется от крайне обедненного вещества гранатового перидотита (GP) до фертильного вещества примитивной мантии (PM). На глубине 275 км (~90 кбар) плотностные профили моделей PREM и ak135 сливаются с профилями моделей GP* и PM: значение ρ (GP*/275 км, 1317°C) = 3.465 г/см^3 находится между ρ (PM) для адиабат 1200 и 1300°C (ρ (PM/275 км, 1310°C) = 3.475 г/см^3 и ρ (PM/275 км, 1410°C) = 3.463 г/см^3).

Из рис. 7 видно, что на глубинах 100–250 км плотность литосферы кратона Каапвааль переменного состава GP* меньше, нежели для модели PM и модели ak135 для нормальной мантии. Но на глубинах 250–275 км плотность литосферы кратона (фазовый состав GP* (мол. %) 60% Ol ($\text{Fo}_{91.9}$) + 5.5% Gar + 34.5% Crx), постепенно возрастая, приближается к плотности фертильного вещества примитивной мантии (фазовый состав мол. %) ~56% Ol (Fo_{91}) + 5.6% Gar + 38% Crx $\pm$ Ilm) и к плотности моделей PREM и ak135.

Из сопоставления теоретических и сейсмических профилей плотности (рис. 7) следует, что мощность литосферы под кратоном Каапвааль составляет около 275 км. Положение подошвы литосферы или глубины корня кратона может быть определено пересечением геотермы, выведенной из модели BPI1A для GP* состава, с мантийной адиабатой [22]. Это предположение подтверждается пересечением плотностного профиля модели GP* для кратона с профилем плотности моделей PREM и ak135 для нормальной мантии (рис. 7). При этом на глуби-

нах < 275 км литосфера кратона остается более холодной и высокоскоростной, но менее плотной, нежели нормальная мантия.

Таким образом, наши результаты показывают, что химически обедненная литосфера ультраосновного состава под Каапваалем существует до глубин 175–200 км. На глубинах 200–250 км литосферный материал становится существенно обогащенным базальтоидными компонентами (FeO , Al_2O_3 , CaO) по сравнению с деплетированным веществом гранатовых перидотитов (как низко-, так и высокотемпературных ксенолитов), но одновременно обедненным этими же компонентами по сравнению с фертильным веществом подстилающей примитивной мантии. На глубинах 200–250 км степень истощения (выплавления) литосферы была значительно меньше, нежели вышележащего обедненного вещества гранатовых перидотитов. Отсюда следует, что литосфера Каапваальского кратона должна быть стратифицирована по химическому составу. Разная степень выплавления проявляется в постепенном изменении состава от истощенного (до ~200 км) до фертильного вещества (~275 км). В литосфере можно выделить субслой на глубинах 200–275 км, имеющий градиентный химический и модальный состав, и, отделяющий обедненную литосферу от примитивной мантии. На глубинах 200–275 км мы не обнаружили каких-либо фазовых преобразований. Это ставит под сомнение существование границы Леманн под Каапваальским и Сибирским кратонами, что согласуется с данными южно-африканских и сибирских сейсмических экспериментов [17, 24, 27, 28]. В целом же, композиционный спектр гранатовых перидотитов и мощность литосферы могут изменяться от кратона к кратону в зависимости от возраста, тектонической истории и теплового режима. Для сравнения приведем оценки толщины литосферы под Каапваальским кратоном: 180–220 км по термическим моделям [3, 10] и до 300 км по данным сейсмической томографии [17]. Мощность литосферы под Сибирским кратоном оценена нами в 310–350 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00115).

Список литературы

1. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Хильтова В.Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах) // *Физика Земли*, 2001. № 3. С. 3–25.
2. Егоркин А.В. Стрoение мантии Сибирской платформы *Физика Земли*, 2004. № 5. С. 37–46.
3. Кронрод В.А., Кусков О.Л. Моделирование термической структуры континентальной литосферы // *Физика Земли*, 2007. № 1. С. 96–107.
4. Кусков О.Л., Кронрод В.А. Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным // *Геохимия*, 2006. № 3. С. 267–283.
5. Кусков О.Л., Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // *Физика Земли*, 2007. № 1. С. 45–66.
6. Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // *Геология и геофизика*, 2006. Т. 47. № 5. С. 630–645.
7. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
8. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 265 с.
9. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.
10. Artemieva I. M. and Mooney W. D., Thermal Thickness and Evolution of Precambrian Lithosphere: A Global Study // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 16387–16414.
11. Bijwaard, H., Spakman, W., Engdahl, E.R. Closing gap between regional and global travel time tomography // *Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 30055–30078.
12. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 128. P. 228–246.
13. Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I. Tomography on PP-P waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia // *Tectonophysics*. 2002. V. 358. P. 57–76.
14. Deen T. J., Griffin W.L., Begg G., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Hronsky J. Thermal and compositional structure of the subcontinental lithospheric mantle: Derivation from shear wave seismic tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. Q07003, doi:10.1029/2005GC001120.
15. Grégoire M., Bell D.R., Le Roex A.P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 629–657.
16. Griffin, W.L., Kaminsky, F.V., Ryan, C.G., O'Reilly, S.Y., Win, T.T., Ilupin, I.P. Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia // *Tectonophysics*, 1996. V. 262. P. 19–33.
17. James D.E., Fouch M.J., VanDecar J.C., van der Lee S. Tectospheric structure beneath southern Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 2485–2488.
18. James D.E., Boyd F.R., Schutt D. et al. Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. doi: 10.1029/2003GC000551.

19. Jordan T.H. Composition and development of the continental tectosphere // *Nature*. 1978. V. 274. P. 544–548.
20. Kennet B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. P. 429–465.
21. Kuskov O.L. Constitution of the Moon: 4. Composition of the mantle from seismic data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1997. V. 102. P. 239–257. Kuskov O.L., Kronrod V.A., Annersten H. Inferring upper-mantle temperatures from seismic and geochemical constraints: Implications for Kaapvaal craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244. P. 133–154.
22. McDonough W.F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101. P. 1–18.
23. Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*, 2006. V. 416. P. 33–52.
24. Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 395–411.
25. Simon R.E., Wright C., Kgaswane E.M., Kwadiba M.T.O. The P wavespeed structure below and around the Kaapvaal craton to depths of 800 km, from traveltimes and waveforms of local and regional earthquakes and mining-induced tremors // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. P. 132–145.
26. Vinnik L., Farra V. Subcratonic low-velocity layer and flood basalts // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29, doi: 1029/2001GL014064.
27. Zhao M., Langston C.A., Nyblade A.A., Owens T.J. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modeling regional seismic data // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104B. P. 4783–4794.

Механизмы формирования архейских магмовыводящих зон в земной коре Кольского региона (тектонифизическое моделирование)

В.Т. Филатова

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Одной из важнейших характеристик тектоносферы является напряженно-деформированное состояние, контролирующее развитие тектонических и геодинамических процессов в коре. Объяснение причин возникновения условий, вызывающих тектонические деформации, особо важно при реконструкции геодинамических режимов, определивших особенности развития региона и повлиявших на его металлогеническую специализацию. В пределах Кольского полуострова и смежных территорий Норвегии и Финляндии представлен почти полный набор раннедокембрийских комплексов, которые испытали неоднократное воздействие метаморфических и магматических процессов и превратились в уникальную систему тектонических структур [13]. Признается, что основная масса континентальной коры возникла в позднем архее и, в основном, за счет формирования зеленокаменных поясов, развитие которых привело к количественному и качественному изменению структуры коры и ее состава [4, 7]. Кроме того, сделано заключение о сквозном характере металлогенической зональности региона от архея до каледонского периода [12]. При этом предметом дискуссий являются механизмы формирования земной коры в раннем докембрии. Представленная работа, выполненная на базе численного моделирования, позволила выявить зависимость формирования ослабленных зон в фундаменте, являющихся линейными и очаговыми зонами повышенной проницаемости и предопределивших локализацию тектоно-магматических процессов в регионе, от действовавших в регионе напряжений. Впервые приводятся результаты, включающие количественные оценки и соотношения геодинамических факторов, объясняющие механизмы образования деформационных структур региона и освещающие особенности тектонической эволюции северо-востока Балтийского щита, среди которых главной является унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии.

Геологическая характеристика земной коры региона. Древнейший фундамент исследуемого региона сложен породами архейского возраста в интервале 3115–2550 млн. лет. Согласно существующим представлениям [13], в архее на исследуемой территории сформировалась область коллажного строения с корой континентального типа, характеризующейся пульсационным развитием и, соответственно, относительно мобильной геодинамикой в течение всей геологической истории. Наблюдаемая латеральная неоднородность фундамента в большей степени является отражением неоднородности и гетерогенности поздних наложенных эндогенных процессов [7]. В настоящее время в пределах региона выделяются наиболее крупные архейские мегаблоки преимущественно гнейсового и гранулит-гнейсового состава (рис. 1): Мурманский, Кольский и Беломорский, разделенные глубинными разломами, и раннепротерозойские мобильные пояса: Лапландский (Лапландско-Колвицкий) гранулитовый и Печенгско-Варзугский рифтогенный [13]. Среди тектонических образований второго плана

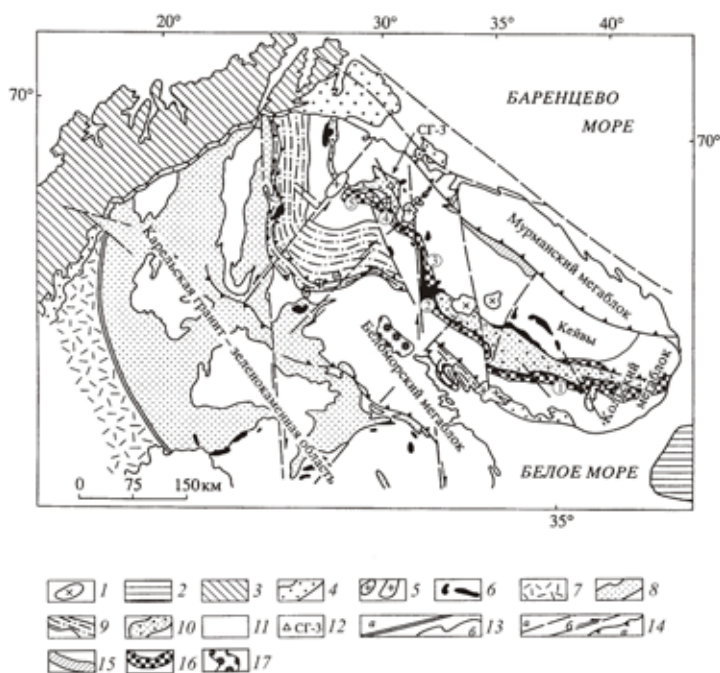


Рис. 1. Схема размещения основных структур северо-восточной части Балтийского щита.

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 и лопиды. 9 – Лапландский гранулитовый пояс, 10 – пояс Печенга–Имандра–Варзуга, 11 – архейский 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 – сблиги, в – надвиги). Архейские вулканогенно-осадочные комплексы: 15 – Колмозеро-Воронья, 16 – Терско-Аллареченский, 17 – Енский. Цифры в кружочках – районы: 1 – Терский; 2 – Приимандровский; 3 – Заимандровский (Оленегорский); 4 – Аллареченский; 5 – Каскамский.

бокометаморфизованных гнейсов, мигматитов и гранитоидов. Терско-Аллареченский архейский магматический пояс является наиболее крупной позднеархейской структурой на Кольском полуострове, протягивается в пределах Кольского мегаблока с северо-запада на юго-восток и представлен в настоящее время также в дезинтегрированном, фрагментарном виде. Пояс состоит из ряда более мелких структур (Терская, Приимандровская, Заимандровская (Оленегорская), Аллареченская, Каскамская). При этом раннепротерозойский Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс частично наследует область развития Терско-Аллареченского пояса. Предполагается, что зеленокаменные пояса северо-востока Балтийского щита закладывались в условиях растяжения и последующей неравномерной деструкции коры региона, которая вызвала формирования проницаемых зон [4, 7]. Там же отмечается, что тектонические режимы формирования зеленокаменных поясов имели единую стадийность для всего региона, но отличались интенсивностью и составом вулканогенных извержений, обусловленных различной степенью проницаемости земной коры и подкоровой литосферы. Несомненно, также сказалась существующая гетерогенность коры и литосферы, а также изотопно-геохимическая неоднородность верхней мантии. Состав супракраустальных комплексов поясов характеризуется относительным сходством, что позволяет полагать об их формировании в единых тектонических условиях [4] и утверждать, что комплексы были накоплены в течение одного осадочно-вулканогенного цикла и образуют единый стратиграфический разрез [7]. Имеющиеся геологические данные указывают на то, что архейский фундамент региона на протяжении своего существования не подвергался значительной эрозии.

Методика исследований. Допускаем, что северо-восточная часть Балтийского щита на весь период геологической истории региона представляла собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объемных сил и заданных напряжений на границе. Для региона характерна унаследованность областей геодинамической активности в раннем докембрии. Данный факт позволяет допустить, что основные структурные элементы архей-

особое положение занимает Кейвская структура (вложенная в структуру Кольского мегаблока) из-за особенностей своего строения и состава пород [13]. Полученные изотопные датировки (интервал 2871–2650 млн. лет [1]) показывают, что Кейвы имеют архейский возраст. Широко развиты в регионе палеозойские щелочно-ультраосновные породы (массивы центрального типа, дайки, трубки взрыва), среди которых выделяются самые крупные в мире щелочные массивы: Хибины и Ловозеро – формирование которых отвечает периоду 360–380 млн. лет тому назад [1].

Внутренние первичные структуры мегаблоков в большинстве случаев переработаны и приспособлены к более молодым. Тем не менее, среди архейского комплекса по петрологическим и литолого-формационным данным выделяется самостоятельный структурно-вещественный комплекс, объединяющий супракраустальные вулканогенно-осадочные и ассоциирующие с ними интрузивные образования [4, 7]. Формирование данного комплекса отвечает интервалу времени – 2900–2650 млн. лет назад [1], а большая его часть может рассматриваться в качестве аналогов вулканогенно-осадочных комплексов зеленокаменных поясов, которые со временем претерпели значительные изменения вследствие тектонических деформаций, интенсивного гранитообразования, высокотемпературного метаморфизма, широко проявленных процессов метасоматоза и унаследованного характера нижнепротерозойских зон, частично вложенных в архейские зеленокаменные пояса [4]. На современном эрозионном срезе региона зеленокаменные пояса представляют только реликты протяженных зон, и наиболее крупными являются пояса Колмозеро-Воронья и Енский, разделенные полями инфракраустальных глу-

ского фундамента Кольского региона сформировались на момент завершения аккретизации земной коры региона, но не позднее начала формирования зеленокаменных поясов. Также можно допустить, что современные контуры контактных границ между мегаблоками по конфигурации близки архейским и на протяжении всей геологической истории кардинально не изменялись. Таким образом, в целях численного моделирования принимаем базовую модель – область, которая состоит из нескольких подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными (μ – коэффициент Пуассона, E – модуль Юнга). В качестве подобластей используются архейские мегаблоки, Кейвская структура, а также разломные зоны (мощность 25–30 км), разъединяющие мегаблоки. Вследствие действия удалённых сил область по всему периметру находится под действием нагрузки T . Так как нет достоверных данных об абсолютной величине действовавших сил в регионе, то принимаем их интенсивность T равной единице, а при расчетах получаем величины напряжений в единицах T . При моделировании решалась краевая задача в напряжениях с использованием метода граничных элементов. Весь процесс численного решения задач алгоритмизирован и заложен в основу разработанных пакетов программ для ЭВМ [11].

Для Карельского, Мурманского, Кольского, Беломорского мегаблоков и Кейвской структуры при расчётах значение коэффициента Пуассона принималось равным $\mu = 0.25$ [9, 10], а для разломных зон (согласно имеющимся экспериментальным данным [2]) $\mu = 0.3$. В виду того, что каждый блок включает различные горные породы с присущими им физическими свойствами, модуль Юнга в каждой подобласти определялся как средневзвешенное значение. Согласно геологической карте северо-восточной части Балтийского щита [5] в пределах Карельского, Мурманского, Кольского и Беломорского мегаблоков (за исключением Кейвской структуры) преимущественно развиты в процентном соотношении следующие породы архейского возраста: плагиограниты – 70 %, базальты – 20 %, андезиты, дациты, диориты – 10 %. В Кейвской структуре выдерживается следующее соотношение: граниты, плагиограниты – 80 %, диориты – 10 %, габбро, габбро-лабрадориты – 10 %. В итоге для каждой подобласти с использованием имеющихся экспериментальных данных [9] получаем оценку модуля Юнга: Карельский, Мурманский, Кольский и Беломорский мегаблоки – $E = 6.2 \times 10^4$ МПа, Кейвская структура – $E = 5.8 \times 10^4$ МПа. Для разломных зон значение модуля Юнга задаём на порядок меньше [9].

Обсуждение результатов и выводы. Выполненное численное моделирование позволило оценить величины напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} , градиентов напряжений и определить ориентацию осей главных напряжений, которые могли возникать в континентальной плите северо-востока Балтийского щита в позднем архее под воздействием внешних тектонических сил. Применительно к исследуемому региону были выполнены расчёты для несколько вариантов нагрузки области: всестороннее равномерное и неравномерное сжатие и растяжение, одноосное сжатие и растяжение по различным направлениям. В случае всестороннего равномерного сжатия области наиболее отчётливо выделяются в поле напряжений структурные особенности региона, обусловленные развитием проницаемых зон земной коры. Кроме этого, при данном варианте задания граничных условий выделяются также структуры (причём, более молодые), которые не учитывались при формировании исходной модельной области. Для других вариантов нагрузки структурные особенности в полях напряжений прослеживаются значительно слабее, а иногда полностью размыты. Логично допустить, что в архее исследуемая область на момент завершения аккретизации земной коры действительно была подвержена всестороннему сжатию равномерно распределёнными усилиями.

Таким образом, на фоне общего тектонического сжатия региона в земной коре формируется мозаичная картина распределения полей напряжений (рис. 2). Одновременно возникают как напряжения сжатия, превышающие приложенные усилия и достигающие значения $2T$, так и напряжения растяжений, достигающие $0.9 T$. Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует (рис. 3). Известно, что наличие градиента напряжений является фактором, провоцирующим формирование зон разрушения в земной коре [8]. В пределах Кольского и Беломорского мегаблоков слабоградиентные области перекрывают области развития пород, претерпевших разного типа архейский метаморфизм (амфиболитовая и гранулитовая фации) и для которых характерен наиболее полно сохранившийся позднеархейский парагенезис [6]. Видимо, сформировавшиеся в архее эти области в силу сложившегося характера распределения полей напряжений изначально характеризуются более стабильным состоянием, так как в последующие геологические эпохи были менее подвержены тектоническим деформациям раннепротерозойских и палеозойских этапов развития, что подтверждается геологическими данными [7, 13].

Все архейские мегаблоки различаются по характеру проявления их напряжённо-деформированного состояния. Полученные оценки интенсивности градиентов, усреднённых по площади каждого мегаблока и пронормированных относительно максимального значения градиента по всему региону, показали, что для Кольского мегаблока характерна средняя величина – 35%, для Беломорского – 20%, для Мурманского – 15%. Кольский мегаблок по характеру распределения значений градиентов напряжений делится на две области: (1) к востоку от Цагинского разлома – более высокоградиентная; (2) к западу от разлома – градиент напряжений несколько ниже. Все выделенные области по интенсивности градиентов напряжений коррелируются с областями, характеризующимися соответствующими степенями тектонических нарушений, представленных на геологической карте региона [5]. Кроме этого восточный и западный сектора Кольского региона существенно различаются по стилю позднеархейской эволюции [12]. В общем поле напряжений максимальными значениями градиентов напряжений выделяются тектонические швы, разломы и системы разломов. Наиболее высокими градиентами отмечаются области

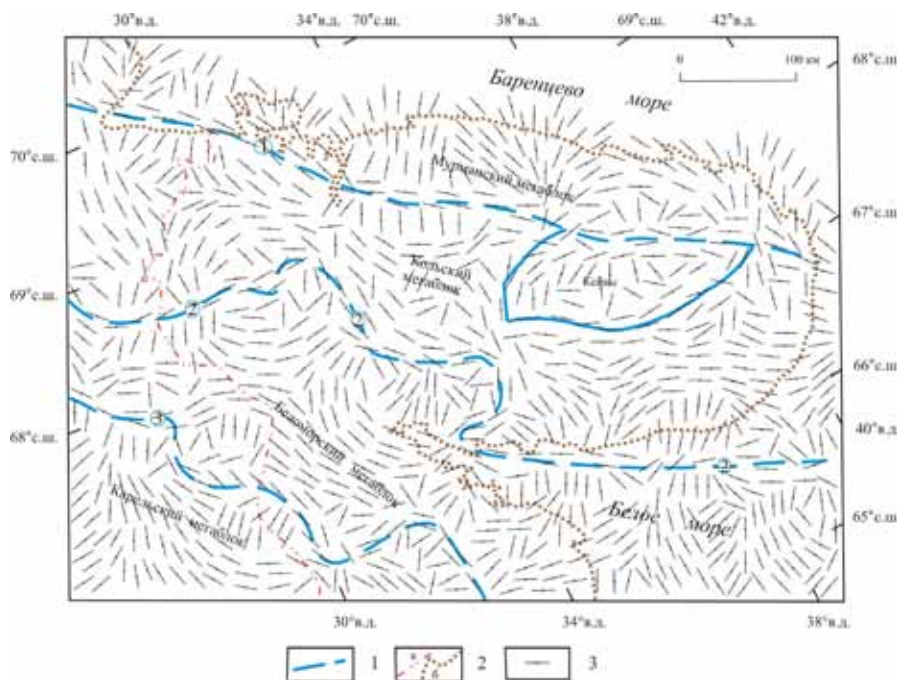


Рис. 2. Ориентация осей главных напряжений в пределах земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее.

1 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков; 2 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия; 3 – ось главного напряжения. Цифры в кружочках: 1 – Северо-Кольский разлом; 2 – Лапландский шов; 3 – Беломорско-Карельский тектонический шов.

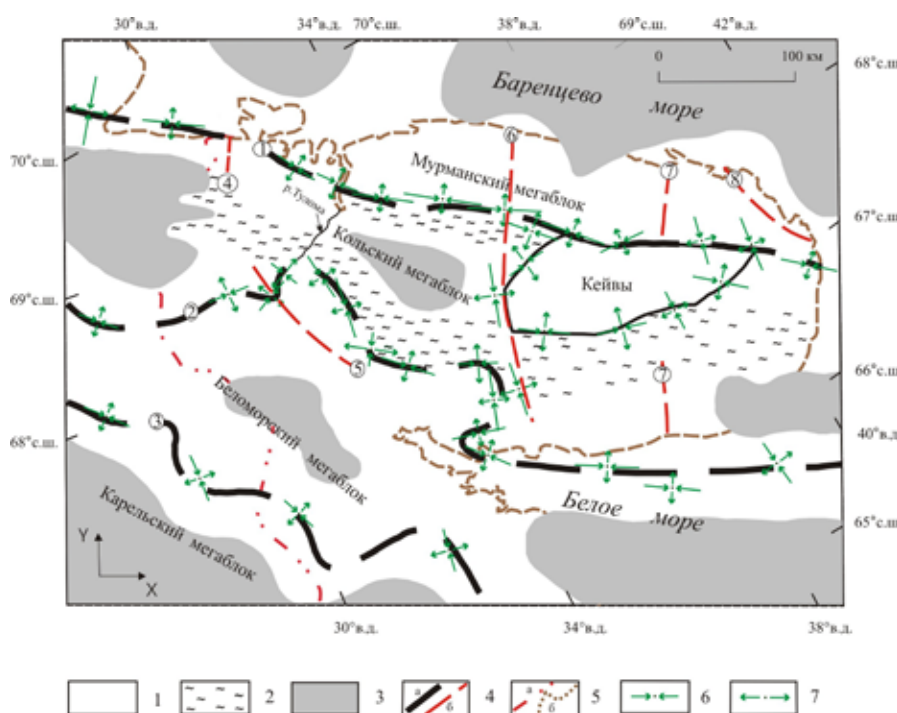


Рис. 3. Характер напряжённо-деформированного состояния земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем архее.

1 – область повышенного градиента напряжений в земной коре, 2 – область развития комплексов структур «сжатие - растяжение», 3 – область очень низкого градиента напряжений, 4 – разломы (зоны разломов), выделяемые в градиентном поле напряжений: а) на контакте мегаблоков, б) внутриблоковые, 5 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия, 6 – условия сжатия, 7 – условия растяжения.

Цифры в кружках – 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.

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. Одновременно выделяются как разломы северо-восточного простирания, секущие Мурманский и Кольский мегаблоки и считающиеся позднеархейскими [3], так и некоторые разломы более позднего заложения. Высоким градиентом напряжений выделяются Кейвская структура, восточный контакт Печенгской структуры с архейским фундаментом, долина реки Тулома, Варзугская структура и большая часть территории Терско-Аллареченского пояса. Значительная часть территории Енского зеленокаменного пояса, Каскамского участка Терско-Аллареченского пояса, а также Печенгской структуры перекрывается низкоградиентными областями.

В направлениях осей главных напряжений для разломов, систем разломов и тектонических швов отмечается

регулярность: по простиранию, преимущественно, фиксируются условия сжатия, а вкрест простирания – условия растяжения. Такая же обстановка складывается на восточном контакте Печенгской структуры и южном контакте Кейвской структуры с архейским фундаментом. Наибольшие величины напряжений растяжений фиксируются в пределах пояса Колмозеро-Воронья и Заимандровской (Оленегорской) структуры Терско-Аллареченского пояса. Для Колмозеро-Воронья оси растяжений ориентированы в западном – северо-западном направлении (азимут 110°), а для Заимандровского района – практически в субширотном направлении. В пределах центральной части Кейвской структуры наблюдаются напряжения сжатия по линии северо-восток – юго-запад при одно-временных напряжениях растяжения по линии северо-запад – юго-восток. Применительно к Кейвам, возникшая геодинамическая обстановка могла способствовать опусканию вниз толщи вулканогенно-осадочных пород в процессе их накопления, обуславливая формирование структуры по стилю «pull-apart». В пределах структуры выделена протяжённая изгибающаяся полоса, которая испытывает локальное растяжение вкрест простирания и совпадает с распространением пород высокоглиноземистой песчовотундровской толщи. Видимо, установившийся при формировании Кейвской структуры геодинамический режим создавал условия для развития в пределах Кейв локальных грабенообразных впадин, в которых могли концентрироваться осадки: переотложенные коры выветривания, послужившие протолитом для известных кианитовых месторождений, образовавшихся значительно позднее – в свекофенское время (1900 млн. лет назад).

Полученные результаты показали, что в Кольской области при всестороннем тектоническом сжатии северо-восточной части Балтийского щита создавались условия, благоприятные для формирования комплементарных структур типа «сжатие-растяжение». В пределах развития пояса Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченского пояса и Печенгско-Варзугской структуры выделяется сложная ветвящаяся сеть растяжений и сжатий различной интенсивности с общим северо-западным простиранием (рис. 3). Зоны растяжений перемежаются зонами сжатия. Полученная сеть растяжений-сжатий практически повторяет конфигурацию раннепротерозойской Печенгско-Варзугской структуры и архейских поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченского, унаследованного впоследствии Печенгско-Варзугской рифтогенной системой. Действительно, оси максимальных растяжений СЗ направления Северо-Кольской зоны разломов совпадают с положением архейских базит-гипербазитовых интрузивов и вулканитов, включая коматииты пояса Колмозеро-Воронья. Несомненно, местоположение раннепротерозойского рифта контролировалось предшествующим структурным планом, сформировавшимся в позднем архее. В общем поле напряжений высокоградиентными зонами отмечается узел при пересечении Цагинским разломом Имандра-Варзугской структуры. Цагинский разлом, отчётливо выделяющийся на всём своём протяжении и контролирующий размещение разновозрастных вулканогенных и интрузивных образований, можно охарактеризовать как долгоживущий. На рис. 4 показаны магмапроводящие структуры региона, выделенные по областям высоких градиентов напряжений. Выделенные зоны 1–4 (Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченский магматический пояс, Цагинская, Щучьезерская) известны по геологическим данным как архейские и подтверждены результатами тектонофизического моделирования. Зоны 5–6 (Туломская, Колвицкая) известны как раннепротерозойские. Зона 7 (Линахамарская) прослеживается вдоль по разлому СВ направления, секущего Мурманский и Кольский мегаблоки. Северо-восточные разломы Кольскими геологами давно считаются архейскими. Полученные результаты не вступают в противоречие с принятым допущением о том, что установившийся в северо-восточной части Балтийского щита геодинамический режим был внутриплитный.

Наиболее заметные тектонические дислокации и интенсивный массообмен между корой и мантией могут возникать именно в ослабленных зонах фундамента. Территории, где наблюдается резкое изменение интенсивности напряжений, рассматриваются как области нестабильности, предрасположенные к возникновению динамически развивающихся разрывов большой протяжённости. Формирование ослабленных зон могло быть фактором, влияющим на местоположение архейских поясов Колмозеро-Воронья и Терско-Аллареченский. В раннем протерозое произошла ремобилизация ранее сформировавшихся ослабленных зон и началось формирование новых трещин и разрывов, создались условия для локализации рифтогенной Печенгско-Варзугской структуры. Несомненно, заложение Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы, формировавшихся в виде линейных систем грабенообразных впадин, также было обусловлено и сложившимся характером напряжённо-деформированного состояния земной коры в данном районе.

Выполненные исследования показали, что развитие мобильно-проницаемых зон в пределах жёстких блоков северо-восточной части Балтийского щита также может быть обусловлено и напряжённо-деформированным состоянием земной коры региона, подверженной действию внешних удаленных сил. Как следствие, в условиях всестороннего сжатия региона в архее возникли благоприятные условия для формирования ослабленных зон в фундаменте, вызвавших развитие тектонических дислокаций, а также расколов коры, способных дренировать очаги магмагенерации. Полученные результаты позволяют выявить унаследованность положения магмапроводящих структур от архея до раннего протерозоя. Не исключено, что эта унаследованность могла оказать влияние на формирование металлогении раннедокембрийских базит-гипербазитовых интрузивов региона. Таким образом, характер напряжённо-деформированного состояния среды мог являться определяющим при развитии большинства тектонических и геодинамических процессов в регионе.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) «Геодинамика и физические процессы в литосфере», Госконтракта № 02.515.11.5089 и РФФИ (проект № 09-05-12028-офи_м).

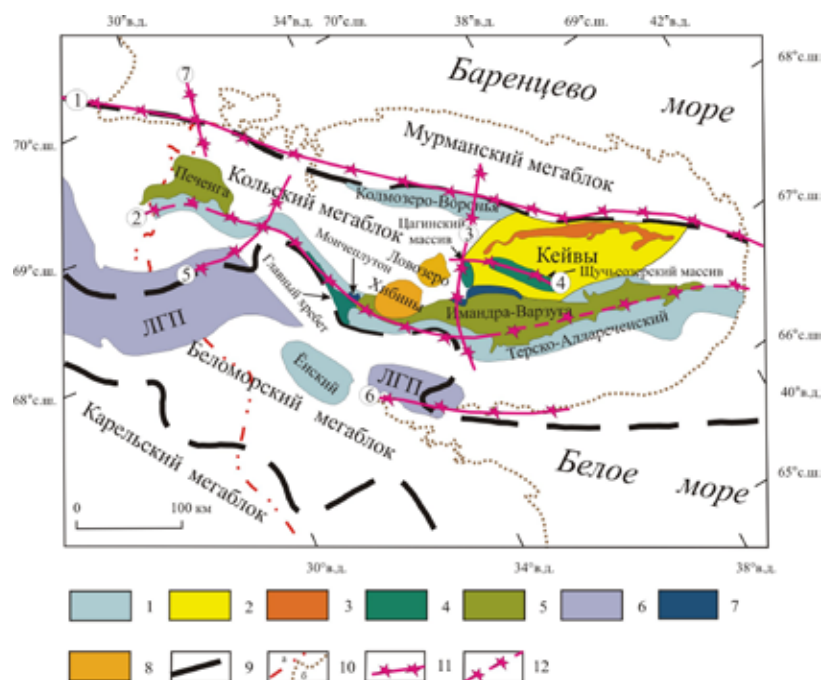


Рис. 4. Ослабленные зоны в фундаменте Кольского региона, сформировавшиеся в архее (выделены по областям высоких градиентов напряжений).

1 – архейские пояса Колмозеро-Воронья, Терско-Аллареченский, Енский; 2 – Кейвская структура, 3 – высокоглиноземистые гнейсы Кейвской серии (песчовотундровская толща), 4 – массивы анортозитов и габбро-анортозитов (архей/ранний протерозой); 5 – Печенга-Имандра-Варзугская палеорифтогенная структура; 6 – Лапландский гранулитовый пояс; 7 – расслоенные массивы основных и ультраосновных пород (ранний протерозой). 8 – щелочные интрузивы (палеозой). 9 – разломы (зоны разломов) на контакте мегаблоков. 10 – а) государственная граница России, б) современная береговая линия. 11 – магмапроводящие зоны, установленные по аномальным значениям градиентов напряжений; 12 – магмапроводящие зоны, выделенные в поле градиентов средних значений по отдельным локальным аномалиям и совпадающие с областью развития пород Терско-Аллареченского пояса;

Цифры в кружках: (а) архейские магмапроводящие зоны, известные по геологическим данным и подтвержденные результатами тектонофизического моделирования: 1 – зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, 2 – Терско-Аллареченский магматический пояс, 3 – Цагинская, 4 – Щучьеозерская; (б) ослабленные зоны в фундаменте, активизировавшиеся в раннем протерозое: 5 – Туломская, 6 – Колвицкая, 7 – Линахамарская.

Список литературы

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. Вавакин А.С., Салганик Р.Л. Об эффективных характеристиках неоднородных сред с изолированными неоднородностями // Изв. АН СССР. МТТ, 1975. № 3. С. 65–75.
3. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1984. 123с.
4. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 143 с.
5. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 / Под ред. Ф.П.Митрофанова. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.
6. Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Метаморфизм супракрусталльных комплексов раннего докембрия: (северо-восточная часть Балтийского щита) Л.: Наука, 1986. 272 с.
7. Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов и др. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:500000). С-Пб: Наука, 1992. 111 с.
8. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, отвечающее формированию крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // ДАН, 2007. Т. 416. №5. С. 680–685.
9. Сейсмичность при горных работах / Под ред. Н.Н.Мельникова. Апатиты: ГоИ КНЦ РАН, 2002. 325 с.
10. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / Под ред. Н.В. Мельникова, В.В. Ржевского и М.М. Протождяконова. М.: Недра, 1975. 279 с.
11. Филатова В.Т. Оценка напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточно Балтийского щита в позднем архее // ДАН, 2009. Т. 424. №2. С. 249–253.
12. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В. Белькова. Л.: Наука, 1987. 109 с.
13. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS, 1995. 144 p.

Результаты сейсмических исследований земной коры Белого моря и его континентального обрамления

Н.В. Шаров¹, В.А. Журавлев²

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, sharov@krc.karelia.ru

² ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, vitalyzh@mage.ru

Глубинное строение региона изучено сейсмическими (ГСЗ, МОВ, МОГТ) и сейсмологическими (МОВЗ) методами с применением специальных и промышленных взрывов, регистрацией удаленных и близких землетрясений и вибросейсмических источников. На исследуемой территории выполнено 33 региональных сейсмических профиля общей протяженностью около 6000 км. Средняя длина большинства из них не превышает 200 км. За последние пять лет проведены профильные сейсмические исследования в акватории Белого моря методами ОГТ и НСП для создания комплекта геологических карт третьего поколения. Этот регион остается в мире одним из наиболее изученных глубинными сейсмическими методами (рис. 1).

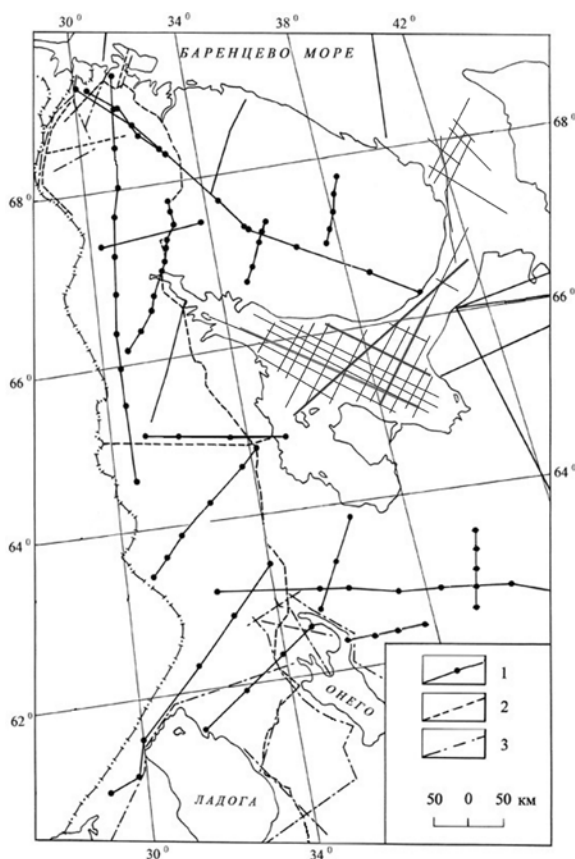


Рис. 1. Схема расположения глубинных сейсмических профилей восточной части Фенноскандинавского щита 1 – Профили отработанные по методикам: 1 – МОВ, КМПВ, МОВ-ОГТ, ГСЗ, ГСЗ-МОВЗ; 2 – ОГТ, ОГТ-ГСЗ; 3 – МРС (МОВЗ).

нальной расслоенности не существует. Она проявляется в закономерном изменении физических свойств вещества с глубиной, в сохранении мощности отдельных скоростных этажей для одинаковых геоструктур.

Из региональных границ в кристаллической коре наиболее известны границы K_1 и K_2 , которые разделяют три этажа земной коры со скоростью продольных и поперечных волн: 5.8–6.3 и 3.5–3.8 км/с (верхний этаж), 6.3–6.7 и 3.6–3.9 км/с (средний), 6.8–7.3 и 3.7–4.2 км/с (нижний). Наиболее надежно граница K_1 выявлена по интенсивным обменным волнам. В ГСЗ ей иногда отвечает серия отражающих площадок на глубине 12–20 км, но чаще всего это условная граница, отделяющая верхний слой коры с резко меняющейся скоростью по латерали от ослабленного промежуточного, где скорость меняется в более узких пределах (6.2–6.4 км/с).

Другую природу, очевидно, имеет граница K_2 , прослеженная по отраженным и обменным волнам на глубине 20–35 км со скоростью продольных волн 6.8–7.1 км/с. Разделяемые ею скоростные этажи в отдельных блоках различаются средними величинами сейсмической скорости 0.2 км/с. Преобладающая скорость выше этой границы (6.5–6.6 км/с) соответствует кислым породам амфиболитовой фации метаморфизма. Ниже границы K_2 скорость превышает величину 6.8–7.0 км/с. Это может быть субстрат, представленный смесью основных и ультраосновных пород.

Результаты работ, полученные по данным интерпретации материалов ГСЗ, МОВЗ, МОВ, МОГТ и томографии по степени разрешающей способности и информативности неравноценны. Методы МОВЗ и МОГТ не позволяют устанавливать скоростные параметры среды, что снижает достоверность выделения крупных структурно-вещественных комплексов земной коры. Исследования ГСЗ прошлых лет, выполненные с регистрацией одной вертикальной компоненты смещения почвы, а также однокомпонентные наблюдения МОВ и МОГТ не гарантированы от фиксации «ложных» границ, вызванных боковыми отражениями от неоднородностей рассредоточенных в лотеральном направлении, а не в вертикальном разрезе. Трехкомпонентная регистрация смещения почвы на профилях МГЗ (ГСЗ-МОВЗ) позволяет проводить комплексную интерпретацию преломленно-рефрагированных, отраженных продольных, поперечных и обменных волн и на основе согласованных скоростных законов выполнять построение глубинных разрезов, уточненных с помощью решения прямой задачи. В то же время, «тонкие» текстурные особенности среды, регистрируемые наблюдениями МОГТ, остаются за пределами разрешающей способности метода. Отсюда вытекает задача увязки и комплексирования результатов различных сейсмических методов на единой методологической основе.

Структура земной коры региона имеет сложное мозаично-неоднородное строение. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, пересекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающих тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Ни одна из промежуточных границ в коре не прослеживается повсеместно, но это не значит, что региональной

Волны K_1 и K_2 часто выделяются в последующих вступлениях. Их большая интенсивность позволяет относить их к отраженным или обменным волнам от достаточно резких границ. По соотношению времен прихода волн K_1 и K_2 с их аналогами в первых вступлениях можно предположить, что они сформированы отраженными и преломленными волнами от кровли слоев со скоростями: 6.4–6.7 км/с и 6.7–7.0 км/с соответственно.

В целом, сравнительный анализ волновых полей по всем профилям региона позволяет выбрать некую общую (базовую) модель земной коры, которую можно использовать как исходную для выявления общих тенденций изменения физических параметров кристаллической коры по площади. Такая модель является определенной формой аппроксимации реальной скоростной структуры коры, она позволяет представлять разрезы для всех профилей в единой форме и проводить построение трехмерной скоростной модели.

В качестве такой опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона была выбрана трехслойная модель со скоростями продольных волн 5.8–6.4 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6.5–6.7 км/с в среднем и 6.8–7.2 км/с в нижнем. Слои разделены отражающими горизонтальными K_1 и K_2 и отделены от верхней мантии границей M со скоростью 8.0–8.2 км/с. Граница K_2 , скорей всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница K_1 , чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

Построенная трехмерная скоростная модель основана на описанной выше базовой модели земной коры. Она представлена четырьмя картами-схемами в масштабе 1:2500 000 глубин до границ фундамента, K_1 , K_2 и M , то есть до кровли слоев со скоростями 6.0, 6.5, 6.8 и 8.0 км/с. Такая серия карт характеризуется общим фон изменчивости структуры коры по площади.

Граница K_1 залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13–15 км на юго-востоке Кольского полуострова и в отдельных частях Белого моря, а также на севере Архангельской области. На остальной территории мощность верхней коры изменяется от 17 до 20 км.

Граница K_2 описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту K_1 . Локальный подъем этой границы до 18–20 км отмечается в районе геотраверса 3-АР в Белом море и под Мезенской структурой до 25 км и на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28–30 км в других частях региона.

Поверхность Мохоровичича (ПМ). Известно, что совокупность различных сейсмических методов дает достаточно надежные сведения об изменении глубины залегания ПМ на площади (рис. 2).

Сопоставление волновых полей МГЗ и ГСЗ на пересечениях или сближениях профилей, отработанных

с применением спецвзрывов по системам взаимовязанных годографов или в комплексе с промышленными взрывами из карьеров проведено по результатам корреляции с учетом динамических характеристик, иногда на основе сравнения теоретических и наблюдаемых годографов.

Накопленный материал показал, что ПМ не является постоянной непрерывной границей даже в разрезе профиля, и ее рельеф зависит от внешних и внутренних факторов, характерных для того или иного геоструктурного элемента. В одних в поле отраженных волн раздел M динамически выразителен, в других на сейсмограммах отсутствуют характерные для ПМ группы отраженных волн. В районе

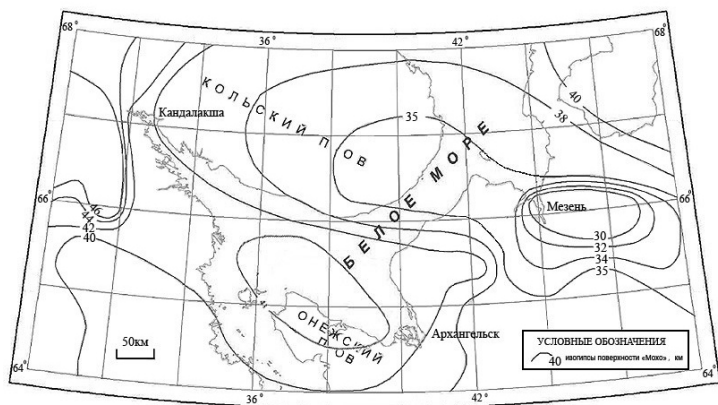


Рис. 2. Схема мощности земной коры по сейсмическим данным.

Северной Карелии волны, отраженные от M или обменные регистрируются в виде двух-трех групп осей синфазности, близких по интенсивности и форме колебаний, разделенных интервалом времени до 0.5 с. В этом случае в переходной зоне от коры к мантии выделяется не одна, а две-три сейсмические границы, расположенные друг над другом с разницей по глубине до 10 км. При создании схемы изолиний глубин ПМ вышележащая граница принималась за раздел M , если не было возможности проверить ее по преломленным волнам. Предпочтение получили данные более детальных систем наблюдений. Исследования показали, что средняя скорость до границы M претерпевает изменения от 6.45 до 6.7 км/с. Для Онежско-Ладожского региона использованы границы ПМ, полученные при площадных исследованиях МОВЗ (МРС). Граничная скорость на ПМ по продольным волнам изменяется в восточной части Фенноскандинавского щита от 7.9 до 8.3 км/с с преобладающими значениями 8.1–8.2 км/с.

Мощность земной коры региона изменяется от 30 до 46 км. Максимальная мощность установлена в зоне сочленения Беломорского мегаблока с Карельским (46 км). Минимальная мощность коры зафиксирована в районе Мизени – 30 км. Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40–46 км, на востоке – 36–38 км, в Белом море она достигает 40–42 км, на юго-восточном склоне щита – 45–50 км.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №6.

Electrical Conductivity of the Lithosphere under Central and North-Eastern Europe (projects CEMES and BEAR)

A.A. Zhamaletdinov¹, V.Yu. Semenov²

¹ Geological institute of the Kola Science Centre of Russian Academy of Sciences, Apatity, and Saint Petersburg branch of IZMIRAN.

² Institute of Geophysics of Polish Academy of Sciences, Warsaw.

Introduction

The article is devoted to some results of two international projects – BEAR PMI and CEMES. Project BEAR PMI (Baltic Electromagnetic Array Research - Processing, Modeling and Interpretation) had been started in 1998 and continued till 2002 year. The main targets of the project have been – data treatment, modeling and interpretation of long term magnetotelluric measurements performed in June –July 1997. The measurements have been done in frame of SVEKALAPKO project with the use of 50 MT stations, displaced permanently by the network 150x150 km on the territory Fennoscandian shield (Finland, Sweden and Russia) – Fig 1 a.

Coordinator of the BEAR project, supported by the INTAS grant 97–1162, – Toivo Korja (Oulu University, Finland).

Coordinators by sections – Toivo Korja and Maxim Smirnov («Processing»), Ivan Varentsov (Modeling), Laust Pedersen and Abdulkhay Zhamaletdinov (Interpretation). The topic of the BEAR project was to research the deep Electrical Conductivity of the Fennoscandian Lithosphere up to asthenosphere. The main results of the project are presented in articles [7, 8, 19].

Project CEMES (Central Europe Mantle geoelectrical Structure) has been organized in 2001. Coordinator of the project Vladimir Semenov (Polish Academy). Project has been made with the use of 11 geomagnetic observatories of Central Europe. Uninterrupted measurements were performed for the period of 2001 – 2003 years (Fig. 1 b). 1D inversions of impedances from MT and MV data combined by special technique on the each observatory were forwarded to the final picture of areal extent of the integral electrical conductivity of mantle by different regions. The main results of CEMES project are published by Vladimir Yu. Semenov, Josef Pek, Antal Adam, Waldemar Jozwiak, Boris Ladanyvskyy, Igor M. Logvinov, Pavel Puskarev, Jan Vozar and the CEMES experimental team [14].

Upper crust electrical conductivity.

Each experiment on the deep electromagnetic sounding need in good knowledge on the electrical conductivity of the upper crust for to take into consideration the possible influence from the lateral heterogeneity on obtained results of measurements. In the Fennoscandian shield the existing 1D and 2D models of the

crust electrical conductivity were combined and the crust by the data was divided into six conductive layers, each of 10 km thickness. The first layer contains information on the conductance of uppermost 10 km including basement (bedrock), sediments (which in the shield area comprise of a thin Quaternary cover) and water (mainly surrounding oceans and sea basins). Figure 2 a shows the map of crustal conductance for the entire «crust» (0–60 km).

The conductance of water areas is removed from the map. The map shows high electrical heterogeneity of the upper crust in shield areas: the large regions of high resistivity are surrounded by narrower highly conductive zones. High resistive areas are represented usually by granite and gneiss rocks. Highly conductive areas coincide with graphite and sulfide bearing

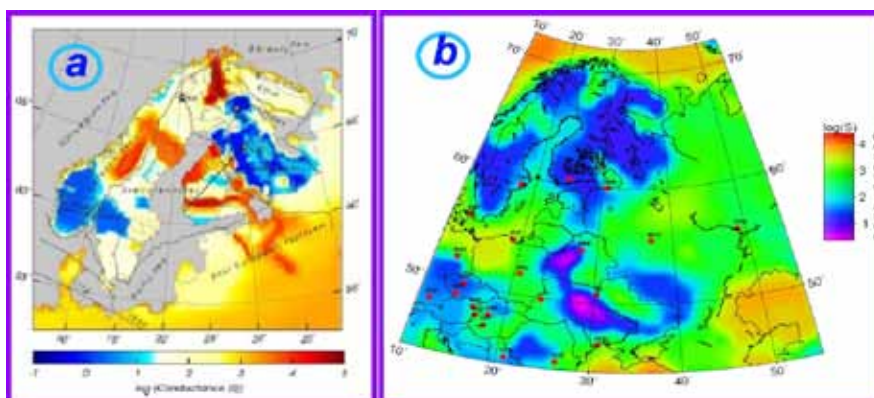


Fig. 2. Upper crust conductivity map for Fennoscandian shield (a) and for Central and North-Eastern Europe (b) [7].

rocks. A detailed description of various conductors (and resistive regions) and their tectono-geological significance is given in [7, 21].

In frame of CEMES project, to reduce the influence of the subsurface heterogeneity, the S-map resulted from the project BEAR has been updated by the data collected in CEMES one [20]. The map is presented on the Fig. 2 *b*.

Normal electrical section

The problem of so-called «normal» deep electrical section existence for the Fennoscandian lithosphere and its parameters is the key topic of the deep electromagnetic soundings. For the first time this problem has been forwarded by L.L. Vanyan [8, 18]. Under the «normal» model it is usually supposed the vertical section of the deep electrical conductivity of lithosphere, free of influence from crustal anomalies and from heterogeneity of sedimentary cover (see Fig. 2). The main importance of the «normal» section is related to the need of putting in force high potential abilities of the deep geoelectrics to identify geothermal, fluid and geodynamic conditions in the Earth interiors. However, the commonly accepted solution to this problem is still to be found. Many questions are waiting for their decision. For example, what does the «normal» curve means? Is it a generalized (average) curve of all soundings made on the Fennoscandian shield? Or, the «normal» curve is a combination of certain response curves obtained by different methods in different regions? In the latter case, what is the principle of generality for the «normal» curve? How and what for should the «normal» curve be used? How it should represent «normal» data – by the proper curves of apparent resistivity and phase of impedance or by statistical overviews? After all, the most important question remains – does the common «normal» section for the all territory of the Fennoscandian shield exist, or the deep electrical properties of the shield depend on geological structure and are different for different tectonic units of the shield?

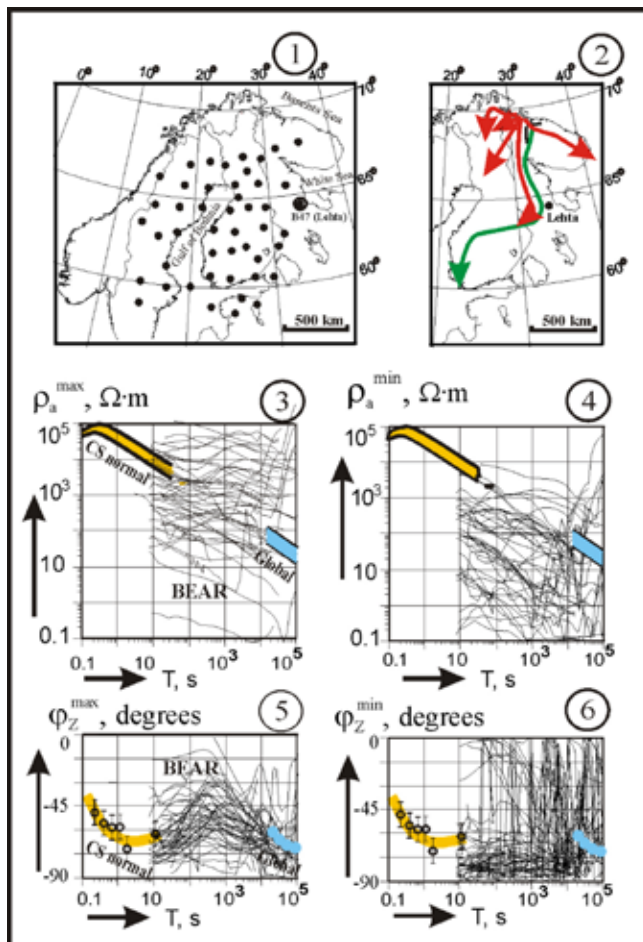


Fig 3. Comparison of the control source sounding results («CS-normal», yellow bands), «Global data» (blue bands) and summary of the BEAR data (black curves).

Legend. «CS-normal» – control source apparent resistivity data [22, 23, 26]; «Global data» – [12; 10]; BEAR –

Legend. Digits in circles: 1 – BEAR array on the Fennoscandian shield; 2 – points and traces of powerful CS soundings in the eastern Fennoscandian shield; 3 and 4 – summary diagrams of maximal (3) and minimal (4) apparent resistivity curves from the BEAR database; 5 and 6 – same for phase of impedance.

As an example of possible answer to some of these questions, the summarized diagram based on the sounding results with the use of natural and controlled sources is given in Fig. 3.

At the top of Fig. 3 the areas under investigation with the BEAR array (Fig. 3–1) and powerful controlled sources (Fig. 3–2) are shown. In the middle part of Fig. 3 «CS normal» apparent resistivity and phase of impedance curves (yellow bands) are presented in comparison with maximal (Fig. 3–3) and minimal (Fig. 3–4) apparent resistivity curves of the BEAR database. At the bottom of Fig. 3–a similar comparison is made for the phase of impedance (Fig. 3–5 and Fig. 3–6). One can observe great scattering of the BEAR apparent resistivity curves, comprising nearly 6 orders by magnitude! The nature of such data scattering has various nature: the influence from crustal conductors (Fig. 2), sea boundaries, source effects, static shift et al.

The apparent resistivity and phase of impedance curves of CS soundings, compiling the yellow bands on the Fig 3, are presented below in a more detailed view on the Fig. 4 *a*. Notation of curves is given in the respective figure capture. The apparent resistivity curves on the Fig 4 *a* are given without any corrections for the static shift. Only corrections for the «near field conditions» have been made for the right, low frequency parts of apparent resistivity curves, where it was necessary. All apparent resistivity curves are conform to each other and close by magnitude with scattering less then half an order. Only apparent resistivity curve 6 on the Fig. 4 *a* shifted to the lower frequencies and occupies a little bit higher position. The «normal» curve 6 has been obtained earlier, while performing the MHD-sounding «Khibiny» with the 80 MW power MHD-generator and with the transmitting cable grounded in the Barents sea in opposite sides of peninsula between Kola and Sredny peninsulas [21]. The appropriate «normal» cross section [23] was extremely high resistive. The very last new data of soundings with the use of grounded industrial power lines, presented on the Fig. 4 *a* [25, 26], makes possible to correct the MHD data. These data are shown by yellow band on the Fig. 3.

«CS normal» apparent resistivity curve (yellow band) has much narrower scattering compare to MT data (less then half an order). The compilation of the «CS normal» data has been made on the basis of soundings performed by different methods and over different geological units [22, 24, 26]. The control source soundings data on the Figure 4 *a* displays a good coincidence between apparent resistivity curves obtained in different frequency ranges and at different geological structures of the Fennoscandian (Baltic) shield on the territory of about 1000×500 km. It indicates that the sites of investigations occupy approximately similar settings of the vertical resistivity profile that are close to the «normal» distribution.

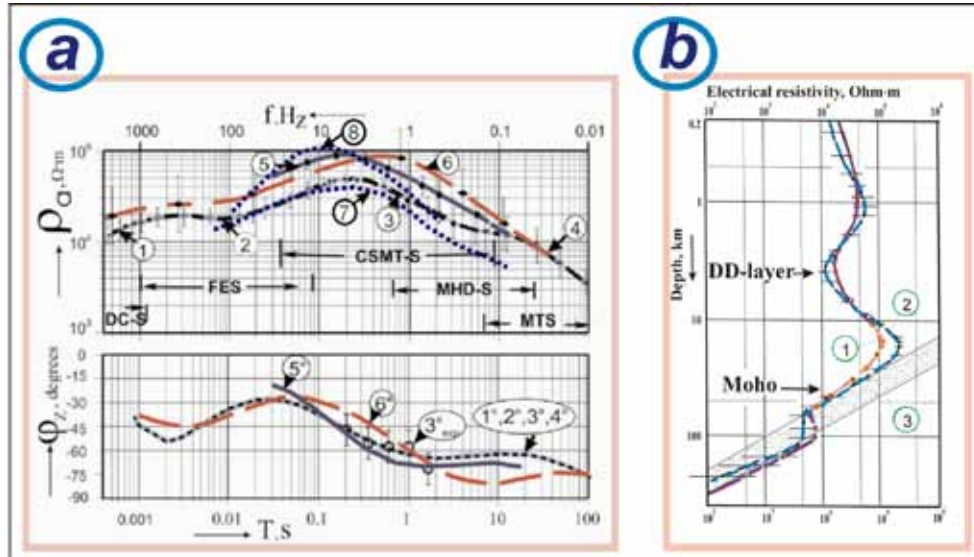


Fig. 4. Combined diagrams of the «normal» apparent resistivity curves (a) and inversion results (b) from control source soundings at the different parts of the Fennoscandian shield.

Legend 4 a: Digits in circles: 1 – frequency sounding curves converted from DC soundings data [23]; 2 – CSAMT apparent resistivity curve for the Central Finland Granitoid Complex, site CFGC on Fig. 3–2 [22]; 3, 5, 7, 8 – CSMT sounding curves with the use of powerful transmitting line L1 in sites Lehta, Tunguda, Oulu, Porosozero consequently (see Fig. 3–2) [26]; 4 – MT curve for BEAR site B-47 (Fig. 3–1) corrected for static shift; 6 – combined apparent resistivity curve from MHD-sounding with the source «Khibiny» in complex with CSAMT and DC-S in the Kola-Karelian and Northern Finland regions [23]; (1^a, 2^a, 3^a, 4^a) – phase of impedance curve theoretically calculated for apparent resistivity curve (1, 2, 3, 4); 5^a and 6^a – same for apparent resistivity curves 5 and 6, respectively; 3^a – experimentally measured phase of impedance for site Lehta. Location of transmitters and receivers are shown on the Fig 3–1 and 3–2.

Legend 4 b. 1 – inversion for the combined apparent resistivity curve 1, 2, 3, 4 by the differential transformation; 2 – same by effective linearization technique; 3 – section «in-sity» from laboratory data [2, 21].

The result is obtained thanks to location of transmitting and receiving lines of CSAMT and CSMT soundings on the most homogeneous high resistive blocks of the earth crust, far enough from electronically conducting graphite and sulfide bearing structures producing different types of distortions, such as – «static shift», «screening» and «coastal» effects. An important factor of the CS apparent resistivity curves similarity on the Fig. 3 is connected with the use of rather long measuring lines – usually about 500 m.

The quantitative interpretation of the above stated «normal» apparent resistivity curve from results of soundings with controlled sources (Fig. 3 and 4 *a*) is given in Fig. 4 *b*. Figure 4 *b* represents inversion results obtained by controlled differential transformation (curve 1) and by a method of effective linearization (curve 2) [11]. Both curves include two areas of decreased resistivity. Conditionally they could be referred to as layers. The upper layer at the depth's range of 2–10 km displays an extremely heterogeneous conductive structure of a dilatancy-diffusive nature. It is named to as the «DD-layer» [24]. The genesis of the layer is related to diffusion (percolation) of subsurface atmospheric waters along fissures and faults, having near-vertical position in the upper crust and smoothing, bending to horizontal location as «listric» layers at the depths range of 2–10 km [9, 24]. The resistivity of rocks within the DD-layer drops from 10^5 down to 10^4 Ωm and below. Its longitudinal conductivity does not exceed a few Siemens.

Below the DD-layer, a thick layer of high resistive lithosphere within the depth's range of 10–100 km occurs. The maximum resistivity of rocks is registered at depths of 10–20 km and is $(1-3) \cdot 10^5$ Ωm . Below the 20–30 km depth the resistivity decreases under the influence of increasing temperature. At the basement of the crust, within the depth's range of 40–50 km a slight bend of the resistivity curve as if a transitional conductive layer can be noticed. The position of the layer coincides with domain 3 (dotted in Fig. 4) presenting the model of the lithosphere's electrical conductivity from laboratory data for air-dry rock samples [2]. According to V.N. Nikolayevsky [9] it may mean that the lower crust and the upper mantle are plastic and do not contain free water fluids. The nature of this effect recorded for the intermediate conductive layer at the basement of the crust is possibly related to phase transitions of substance at the «crust-mantle» boundary. However, this problem requires further experimental investigations since the effect has appeared in the domain

where the results of sounding in the field of industrial lines overlap with the MT soundings data, and the amount of measurements is insufficient.

Electrical conductivity of the upper mantle

In the years 2001–2003 experimental long-period magnetotelluric measurements were conducted in frame of

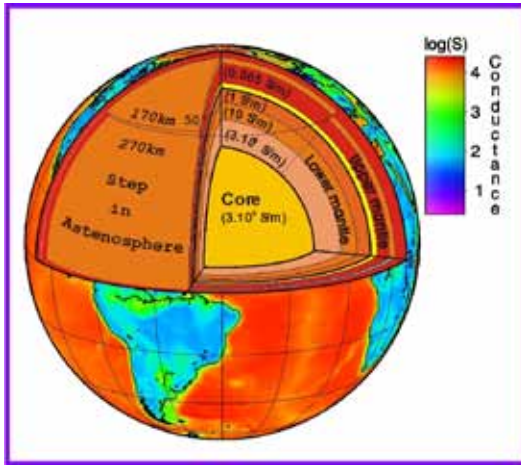


Fig. 5. The model of spherically layered Earth with a shell of subsurface conductance which has been used for the numerical simulation of the sounding responses [20].

CEMES project. Eleven permanent geomagnetic observatories were applied for that. They are situated within few hundred kilometers along the south-western margin of the East European Craton (Fig. 1-b). Five teams were engaged in estimating independently the magnetotelluric responses by using different data processing procedures. The conductance distributions at the depths of the upper mantle have been derived individually beneath each observatory. By averaging the individual cross-sections, we have designed the final model of the geoelectrical structure of the upper mantle beneath the CEMES region. The results indicate systematic trends in the deep electrical structure of the two European tectonic plates and give evidence that the electrical structure of the upper mantle differs between the East European Craton and the Phanerozoic plate of west Europe, with a separating transition zone that generally coincides with the Trans-European Suture Zone (TESZ).

Previous studies of the upper mantle in the region were based mainly on MT soundings carried out by individual teams on a national basis, and aimed primarily at detecting the conductive asthenosphere and estimating its depth beneath particular areas of investigation. The conductive asthenosphere was first detected by Antal Adam beneath the Pannonian Basin in Hungary. Over years, a

number of geophysicists reported either the presence or absence of the asthenosphere, and interpreted a fairly broad range of depths to the top of the sublithospheric conductive layer beneath Central Europe from the individual deep sounding results (see [14]).

Below, we present results of a schematic forward spherical modeling that attempted to relate the specific course of the above MT curves to the extensive regional conductive sedimentary basin overlying the TESZ. We start with an analysis of the near-surface total conductance of the uppermost 400 km of the upper mantle which is about 2–10 kS [15]. These values are commensurate with those of the continental sedimentary basins. Consequently, electromagnetic soundings into the upper mantle depths can be distorted heavily by the distribution of the near surface conductance. To quantitatively consider effects of the sediments on the CEMES data, we have used published data as well as private communications from members of the CEMES Experimental Team, and collected estimates of the surface conductance obtained by the experimental MT soundings all over the CEMES region. All the regional estimates have been averaged onto a $1^\circ \times 1^\circ$ mesh, agreed by the CEMES Experimental Team, and merged with continental data from BEAR project (Fig. 2 a) and new conductance estimates from the oceans. The final S-map of upper crust is presented above, on the Fig. 2 b.

To estimate the effect of the surface conductance on the regional apparent resistivities, we constructed a spherical model of the Earth (Fig. 5) covered by a non-uniform surface shell with the conductance adopted from the surface conductance map, updated as described above. The deep layered part of the model consisted of the crust, the upper and lower mantle, and the metallic core, with geometrical and electrical parameters given in [20]. This model was excited by two mutually

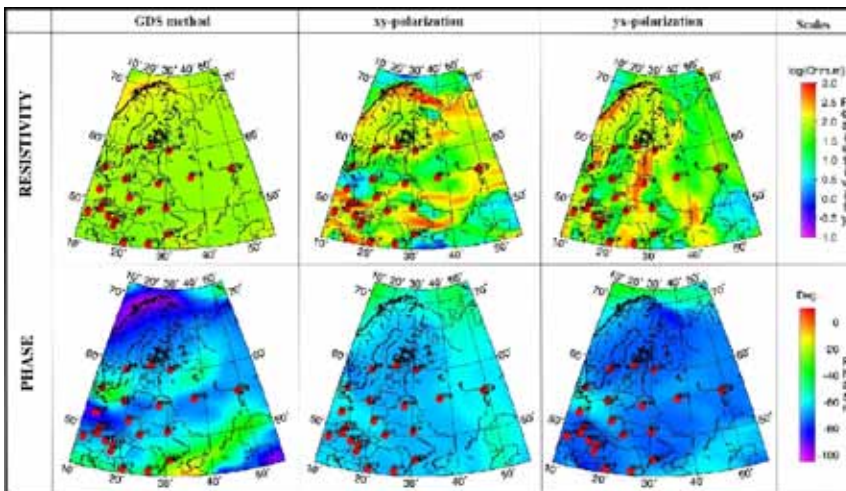


Fig. 6. Apparent resistivities and phases for the GDS and MT soundings, for a period of 6 hours, modeled for the CEMES region with taking into account the inhomogeneous subsurface shell [20].

orthogonal ionospheric sources, simulating the plane wave excitation, and one source of the magnetospheric excitation simulating the ring current. The electromagnetic fields on the Earth's surface were then computed numerically by the Kuvshinov's algorithm for this model. From the modeled field components, we determined the MT complex apparent resistivities for both the longitude and latitude directions and the GDS resistivities for the longitude directions only, taking into account the specific source field configuration [13]. (Fig. 6).

The combined sets of the MT and observatory MV responses were inverted for local 1D conductivity

distributions beneath each observatory, with largely increased weights given to the phase data. The data were inverted independently by five CEMES teams: in Kiev, Moscow, Warsaw and Prague. They have used their preferred inversion algorithms: the standard Occam inversion extended by Weidelt's transformation for the spherical Earth, the stochastic spherical method and the Monte-Carlo method. The piecewise continuous spherical structures were obtained by regularized inversion. The example of results for all CEMES observatories is shown in Fig. 7 in comparison with seismic data, summarized in [6].

Figure 7 demonstrates the possible differences in the resistivities and conductance beneath the Central Europe region. The conductive zones within the complex lithospheric structures are in relation to those detected by seismic method within the international projects POLONAISE'97 and 'CELEBRATION 2000' [4]. A reasonable hypothesis about the nature of the crustal electrical anomalies in the region has been suggested by Hvozda and Vozar [5], namely, that these are zones of active contemporary metamorphism. The regional-scale experimental results of the CEMES project have allowed us to estimate electrical structure of the mantle beneath Central Europe. As a principal feature of the upper mantle, two zones with different conductance have been detected at depths of 50 to 200 km. These zones are in a close agreement with the two European tectonic plates – the East European Craton and the Phanerozoic plate of west Europe, and comply well with their geothermal conditions (for the heat flow values of the plates) and their relation to the depth of the asthenosphere [1]. The upper mantle beneath the EEC appears to be more resistive than that beneath the Phanerozoic plate. The existence of a conductive layer could be associated with an asthenosphere, the top of which would be situated about twice as deep beneath the old EEC than beneath the younger Phanerozoic plate. Such a structure would be in good agreement with the results of the BEAR project carried out at the neighboring territory of the EEC [17] and with the 3D

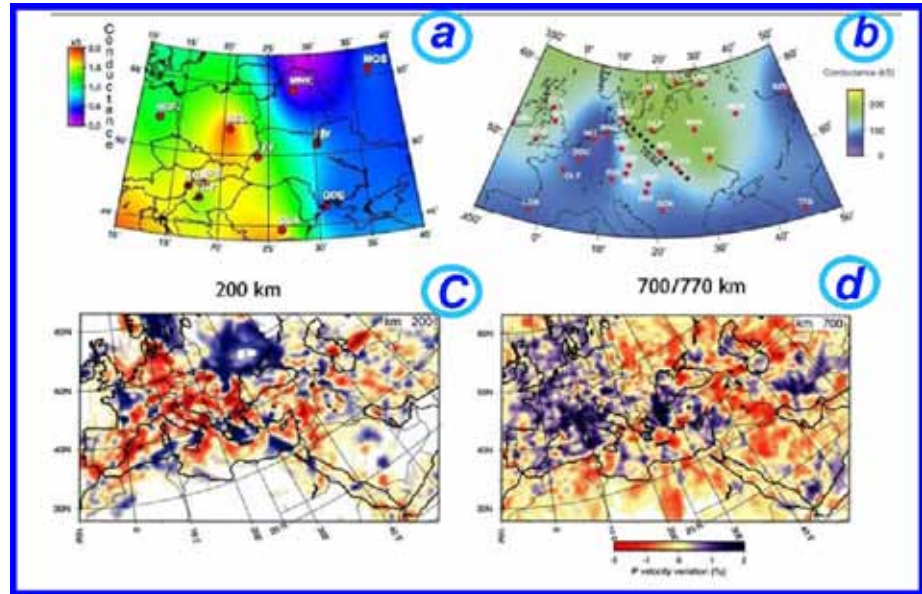


Fig. 7. Electrical total conductance S in Central and North-Eastern Europe to the depth ranges of 50–200 km (a) and 200–700/770 km (b) from CEMES project [14] in comparison with relative seismic velocities for the same territory to the depth ranges of 50–200 km (c) and 200–700/770 km (d) [6].

density model recently obtained on the Polish territory. A similar gradient of the thickness of the seismically defined «tectonosphere» has been reconsidered recently between the young oceanic (60–80 km) and old continental (200–250 km) areas. This observed discontinuity «may be associated with the bottom of the lithosphere, marking a transition to flow-induced asthenospheric anisotropy» [3]. Though the interpretation of the deep conductivity distribution beneath the region of Central Europe may still be ambiguous, the regional electrical structure reported here indicates that the TESZ can be traced in the upper mantle, down to depths of first hundreds of km, similarly as has been shown by the seismic tomography [27]. Moreover, the increased seismic velocities in the upper mantle beneath the East European Craton correspond to a more resistive domain in the geomagnetic sounding results. This fact is in agreement with the empirical observation that rocks are characterized by the increased seismic velocities and electrical resistivities simultaneously (Fig. 7).

Summary

1. The difference between electrical structures of the old East European Craton (EEC) and young Phanerozoic Central Europe Platform (CEP) has been detected. The upper mantle in the depth range of 50–200 km for the EEC is characterized by the less total conductance (0.5 kS) compare to PCE (1–2 kS). In the depth range of 200–770 km an inversion happens – total conductance of EEC (0.2 kS) is higher compare to PCE (0.1 kS).
2. The thickness of lithosphere (i.e. the depth to assuming asthenosphere) is changing from about 100 km in Western Europe down to 250–350 km beneath the resistive EEC.
3. The uppermost structure of the crust and upper mantle over the Teseiro-Tornkwist Suture Zone (TESZ), subdividing EEC and CEP, is characterized by enhanced conductivity.
4. Obtained results of the deep electromagnetic research correlate with the data of other geophysical methods. Increase of total conductance in all cases corresponds to decrease of relative seismic velocities. Enhanced conductivity over TESZ follows by increase of the earth heat flow.

Acknowledgments

The investigation is supported by the Russian Fund of Basic Research (grants N 06-05-64429-a and

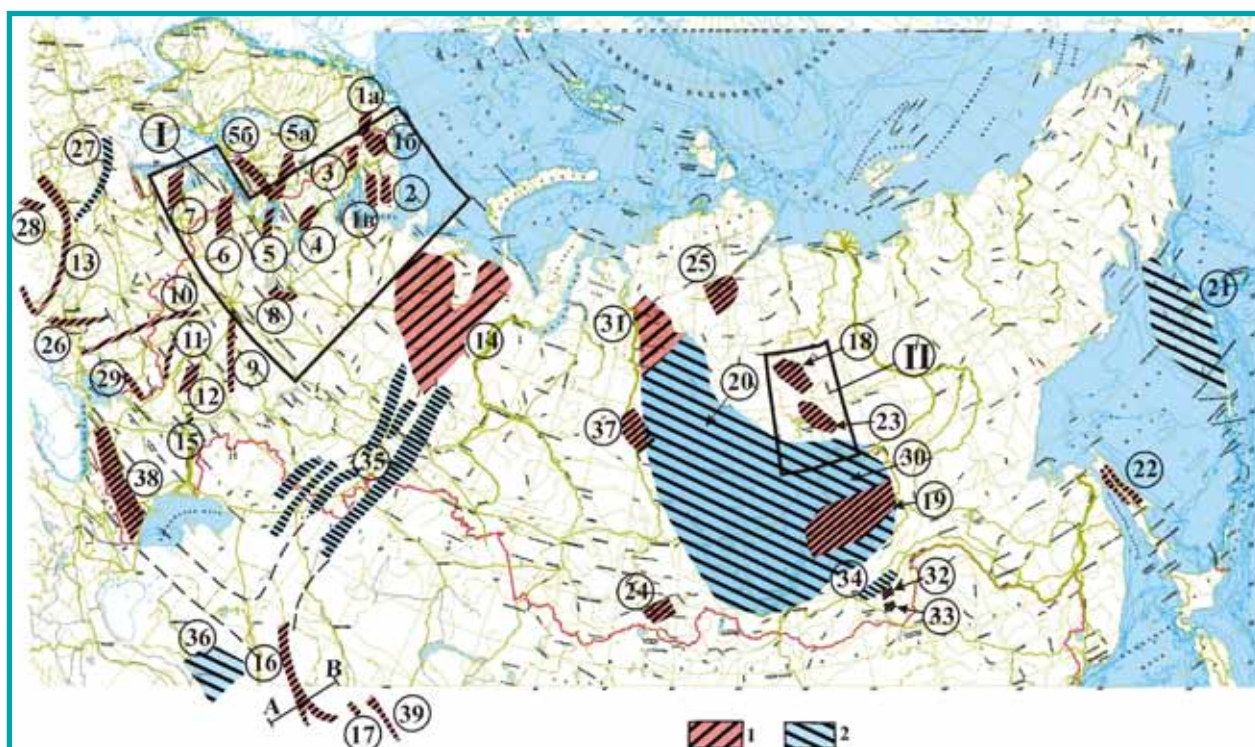
N 07-08-00181-a) and by the Russian Academy of Sciences (project N 6 «Geodynamics and deformation mechanisms of the lithosphere»).

The list of references

1. Ádám A. (1978). Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the Earth, *Phys. Earth Planet. Int.* 17. P. 21–28.
2. Cermak V., Lastovickova M. (1987). Temperature profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models. // *Pageoph.* V. 125. P. 255–284.
3. Gung, Yu., M. Panning, and B. Romanovich (2003). Global anisotropy and the thickness of continents, *Nature* 422. P. 707–711.
4. Guterch A., M. Grad, R.G. Keller, and CELEBRATION Organizing Committee (2001). Seismologists Celebrate the new Millennium with an experiment in Central Europe, *Eos Trans. AGU* 82, 45, 529. P. 534–535.
5. Hvozďara, M., and J. Vozar (2004). Laboratory and geophysical implications for explanation of the nature of the Carpathian conductivity anomaly, *Acta Geophys. Pol.* 52, 4. P. 497–508.
6. Korja T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surv Geophys.* 28. P. 239–272.
7. Korja T., M. Engels, A.A. Zhamaletdinov and the BEAR Working Group (2002). Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield, *Earth Planets Space* 54. P. 535–558.
8. Kovtun A.A., Vagin S.A., Vardnyants I.L. etc. (2002). Analysis of MT and MV results in the interval of diurnal variations by the BEAR data and estimation of the «normal» section of the Baltic shield. // *Physics of the solid Earth.* № 11. P. 34–53.
9. Nikolaevsky V.N. (1996). Cataclastic breaking down of rocks of earth crust and anomaly of geophysical fields. // *Izv. Akad. Nauk, Ser. Fiz. Zemlin* No. 4. Pp. 41–50 [*Izv. Akad. Nauk, Phys. Solid Earth*, No. 4, 304–314].
10. Olsen N. (1992). Day-to-day C-response estimation for Sq from 1 cpd to 6 cpd using the Z:Y-method. *J. Geomag. Geoelectr.*, 44. P. 433–447.
11. Porokhova L.N., Kharlamov M.M. (1990). The solution of the one-dimensional inverse problem for induction soundings by an efficient linearization technique. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* V. 60. P. 68–79.
12. Rokityansky I.I. (1981). Inductive soundings of the Earth. // *Kiev. Naukova dumka*, 296 p.
13. Schultz A., and Larsen J.C. (1983). Analysis of zonal field morphology and data quality for a global set of magnetic observatory daily mean values, *J. Geomag. Geoelectr.* 35. P. 835–846.
14. Semenov V.Yu., Pek J., Adam A. etc. (2008). Electrical Structure of the Upper Mantle Beneath Central Europe: Results of the CEMES Project. *Acta Geophysica.* V. 56. №. 4. P. 957–981.
15. Semenov V.Yu., and Jóźwiak W. (2006). Lateral variations of the mid-mantle conductance beneath Europe, *Tectonophysics* 416. P. 279–288.
16. Smirnov M., Varentsov Iv. and the BEAR WG. (2000). Approaches to derive consistent averages from multi-team MT and GDS transfer function estimates in the BEAR project. // *Proc. Of 5-th SVEKALAPKO Workshop.* Univ. of Oulu. Dept. of Geoph. Rep. 23. P. 13.
17. Sokolova, E.Yu., Varentsov Iv.M., and BEAR Working Group (2007). Deep array electromagnetic sounding on the Baltic Shield: external excitation model and implications for upper mantle conductivity studies, *Tectonophysics* 445. P. 3–25.
18. Vanyan L.L. (1984). Electrical conductivity of the asthenosphere. *J. Geophys* (1984) 5. P. 179–181.
19. Varentsov Iv.M., Engels M., Korja T., Smirnov M.Yu. and the BEAR Working Group. (2002). The generalized geoelectric model of Fennoscandia: a challenging database for long period 3D modeling studies within Baltic electromagnetic array research (BEAR). // *Fizika Zemli*, No. 10. P. 64–105.
20. Vozar, J., Semenov V.Yu., Kuvshinov A.V., and Manoj C. (2006), Updating the map of Earth's surface conductance, *Eos. Trans. AGU* 87, 33, August 15. P. 326.
21. Zhamaletdinov A.A. (1990). Model of electrical conductivity of lithosphere by results of studies with controlled sources (Baltic shield, Russian platform). *Leningrad. «Nauka»*, 1990. 159 p.
22. Zhamaletdinov A.A., Shevtsov A.N., Tokarev A.D., and Korja T. (2002, a). Electromagnetic Frequency Sounding of the Earth Crust beneath the Central Finland Granitoid Complex. // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, V. 38. No. 11. P. 954–967. (Translated from *Fizika Zemli*, No. 11. P. 54–68.
23. Zhamaletdinov A.A., Semenov V.Yu., Shevtsov A.A., Tokarev A.D. and Bobachev A.A. (2002b). Geoelectrical structure of the Baltic shield and its vicinity through the lithosphere and mantle. // *Acta Geophys. Polonica* 50, N 4. P. 583–606.
24. Zhamaletdinov A.A., Shevtsov A.N., Tokarev A.D. (2004). Normal Model of Electric Conductivity of the Baltic Shield Lithosphere and Its Geodynamic Interpretation. // *Doklady Earth Sciences*, V. 399. No. 8. P. 1098–1102. Translated from *Doklady Akademii Nauk*, 2004. V. 398. No. 5. P. 675–679.
25. Zhamaletdinov A.A., Korotkova T.G., Tokarev A.D. etc. (2005). Superdeep Sounding of the Lithosphere in the Baltic Shield Using Industrial Electric Power Lines // *Doklady Earth Sciences*, 2005. V. 405A. No. 9. P. 1373–1376. Translated from *Doklady Akademii Nauk*, 2005. V. 405. No. 5. P. 666–669.
26. Zhamaletdinov AA, Shevtsov AN, Korotkova TG etc. (2008). CSMT- AMT Sounding of the Fennoscandian (Baltic) Shield with the Use of industrial Power Lines (experiment Fenics-2008). // 19-th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. Beijing, China, October 23–29, 2008. Abstracts, Volume 1 of 2. S1.2_E13. P. 180–186.
27. Zielhuis A. and G. Nolet (1994), Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe, *Science* 265. P. 79–81.

Раздел 2

Физика литосферы



Вертикальная геохимическая неоднородность литосферы

Ю.А. Балашов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, balashov@geoksc.apatity.ru

Гетерогенность литосферы Земли – результат сложного многоступенчатого воздействия серии физических, геодинамических и химических факторов. Это воздействие происходило от ранних этапов конденсации и аккреции допланетного облака до внутрипланетарной многоступенчатой дифференциации и гомогенизации в сочетании с эволюцией процессов магмагенерации и вторичными процессами преобразования под влиянием мантийного метасоматоза, проявившихся на всем интервале около 4.56 млрд. лет существования земных геосфер и ядра [2]. В данном сообщении будут представлены преимущественно результаты изотопно-геохимического исследования изменчивости состава современного континентальной литосферы по вертикальному ее разрезу.

Вариации содержания РЗЭ, значений Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$ в перидотитовых ксенолитах использованы для выявления изотопно-геохимической неоднородности в вертикальном разрезе мантийной континентальной литосферы. Разрез охватывает все изменения минерального состава перидотитов с увеличением глубины литосферы от верхних плагиоклазовых (Pl) фаций до нижних высокотемпературных гранатовых (Gt2) фаций в интервале глубин $\approx 15\text{--}250$ км.

Изменения отношения Sm/Nd и значений $\epsilon Nd(0)$ в перидотитах разных глубин коррелируются между собой, отражая последовательный переход от «первичных океанических» – с $Sm/Nd > 0.3247$ (среднее для примитивной мантии) и $\epsilon Nd(0) > CHUR = 0$ к значениям, отражающим воздействие мантийного метасоматоза и других вторичных факторов, что регистрируется по $Sm/Nd < 0.3247$ и появлению отрицательных значений $\epsilon Nd(0) < CHUR$ (рис. 1). В вертикальном разрезе современной континентальной литосферы самая верхняя и самая нижняя перидотитовые зоны являются отчетливо более гомогенными сравнительно со средней (Sp + Sp-Gt + Gt1) частью литосферы (по данным для валового состава ксенолитов).

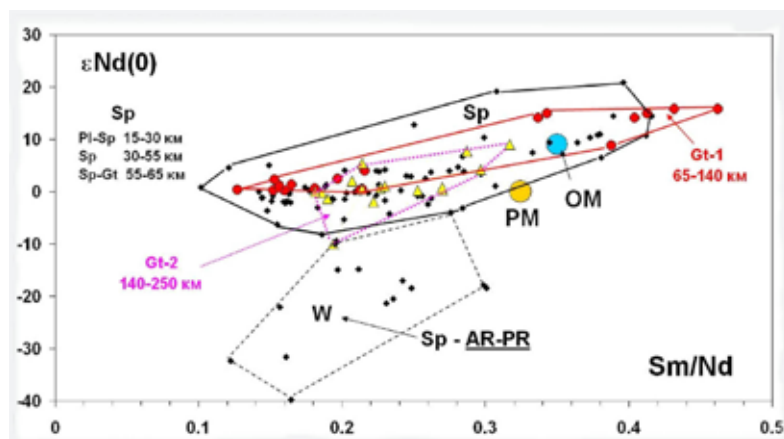


Рис. 1. Вариации $\epsilon Nd(0)$ и Sm/Nd в перидотитовых ксенолитах всех фаций глубинности в современной континентальной литосфере. Контуры полей: 1) Sp – включает шпинелевую и переходные шпинель-плагиоклазовую [11] и шпинель-гранатовую фации; 2) Gt 1 – низкотемпературная гранатовая фация ($< 1200^\circ C$) [6]; Gt 2 – высокотемпературная гранатовая фация. PM – примитивная мантия; OM – океаническая мантия. Поле W – архейские и протерозойские перидотиты Вайоминга с признаками метасоматических изменений [8].

Поскольку геохимическая информация по перидотитам (WR) весьма ограниченная, её возможно дополнить данными по отдельным минералам перидотитов, среди которых для шпинелевой фации особого внимания заслуживают клинопироксены, поскольку в большинстве перидотитов шпинелевой фации они являются главными концентраторами РЗЭ, вследствие чего содержание этих элементов практически почти тождественно с наблюдаемым в исходных породах. На рис. 2 приведена обобщенная информация по РЗЭ и $\epsilon Nd(0)$ для суммы WR+Crх. Достаточно очевидно, что поле шпинелевой фации существенно расширяется по отношению Sm/Nd , включая значительную информацию по деплетированной литосфере (в области, оконтуривающей OM), но это не изменяет общее заключение о вертикальной геохимической зональности в литосфере.

Широкий диапазон вариаций Sm/Nd в шпинелевых перидотитах отражает существенные геохимические отличия между исходными лерцолитами и гарцбургитами. Гарцбургиты (и дуниты) в большинстве случаев рассматриваются как рститы процессов выплавления мантийных магм. Это, в свою очередь, позволяет сопоставить их изотопно-геохимические характеристики с таковыми, наблюдаемыми в фанерозойских мантийных магмах с высокой степенью достоверности, так как влияние фактора времени практически исключается. Как видно из рис. 3, поздние фанерозойские щелочные магмы полностью приурочены к полям гарцбургитов-лерцолитов, а все другие типы магм, генерируемые в докембрии, существенно отклоняются от современного поля перидотитов шпинелевой фации литосферы. Это косвенно указывает на более древнюю их генерацию – резкие пониженные значения $\epsilon Nd(0)$ (что уже было намечено на рис. 1 и 2).

По вертикали литосферы для различных элементов мантийных ксенолитов (табл. 1, рис. 4) регистрируется дифференциация. Два тренда, отражающих направленное увеличение или уменьшение редких элементов, а также аномальное их наращивание при наложении вторичных процессов (мантийного метасоматоза – ММ и других). Оптимальное обогащение La и Zr для перидотитов Sp-Gt фации определенно связано с ММ, минералогические признаки которого проявлены в появлении наложенных акцессорных минералов (апатит, монацит и др.), амфибо-

лов и слюд и искажениях спектра РЗЭ. Не исключено, что для океанических перidotитов обогащенность Y и Yb вероятно отражает дополнительное влияние исходного раннего удаления легких лантаноидов при формировании океанического резервуара в сочетании с ММ.

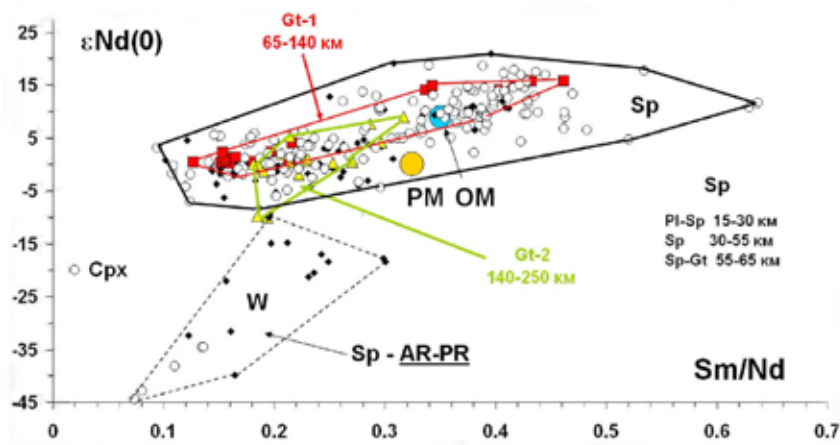


Рис. 2. Объединенные данные по сумме $WR+Срх$ для шпинелевой фации перidotитов. Условные знаки см. на рис. 1.

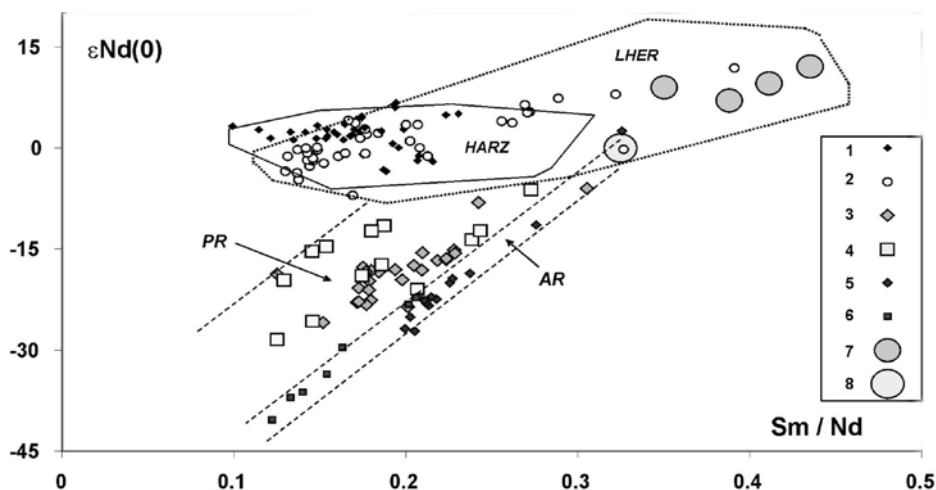


Рис. 3. Влияние возраста эндогенных событий на соотношение величин Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$ в перidotитовых ксенолитах шпинелевой фации и мантийных магмах [3]: 1 – щелочные вулканы, интрузии и карбонаты (0.1–130 млн. лет); 2 – то же для возраста 239–404 млн. лет; 3 – щелочные интрузии (1160–1884 млн. лет); 4 – карбонаты (1299–1872 млн. лет); 5 – архейские вулканы зеленокаменных поясов (2575–2681 млн. лет); 6 – архейские карбонаты (2661–2677 млн. лет); 7 – среднее для океанической мантии разной степени деплетированности; 8 – среднее для примитивной мантии. HARZ и LHER – современные поля гарцбургитовых и лерцолитовых ксенолитов литосферы.

Присутствие признаков мантийного метасоматоза в разрезе литосферы позволяет выявить наиболее резкие изменения в концентрации элементов за счет этого процесса. Так, например, на рис. 5 отмечается резкое накопление La – наиболее подвижного среди РЗЭ, – сравнительно с Yb , которое достигает в перidotитовых ксенолитах уровня «первичных» мантийных магм – пироксенитов, что указывает на потенциальную «рудноспособность» перidotитов, испытавших максимальное воздействие мантийного метасоматоза [3, 5].

Достаточно строгое распределение Yb по разрезу литосферы позволяет более детально проследить контрастность концентрации отдельных элементов между лерцолитами и гарцбургитами по вертикальному разрезу литосферы (рис. 6 и 7). Эта контрастность отражает суммарную изменчивость для других редких и рассеянных элементов отдельно для континентального и океанического сегментов литосферы во всем доступном возрастном интервале литосферы, ограниченном линией дифференциации (ЕМ-DM) лерцолитов в хае [1].

Различие в соотношении Sm/Nd и $\epsilon Nd(0)$ и редких элементов между значениями для перidotитов «примитивной» и «океанической» мантии, отмеченное на рис. 1–7, позволяет предполагать унаследованность подобной контрастности не только для перidotитов, но и для генерируемых магм в составе обоих сегментов литосферы, что можно проверить на примере РЗЭ. Как видно из рис. 8 и 9, совокупность данных по La и Yb для перidotитов и генерируемых мантийных магм достаточно строго различается между обоими сегментами Земли – оптимально для La , минимально для Yb . Поскольку подобная контрастность прослеживается для всего возрастного диапазона

мантийных магм, можно утверждать, что геохимические различия для обоих сегментов литосферы были заложены уже на самых ранних этапах формирования геосфер планеты [2].

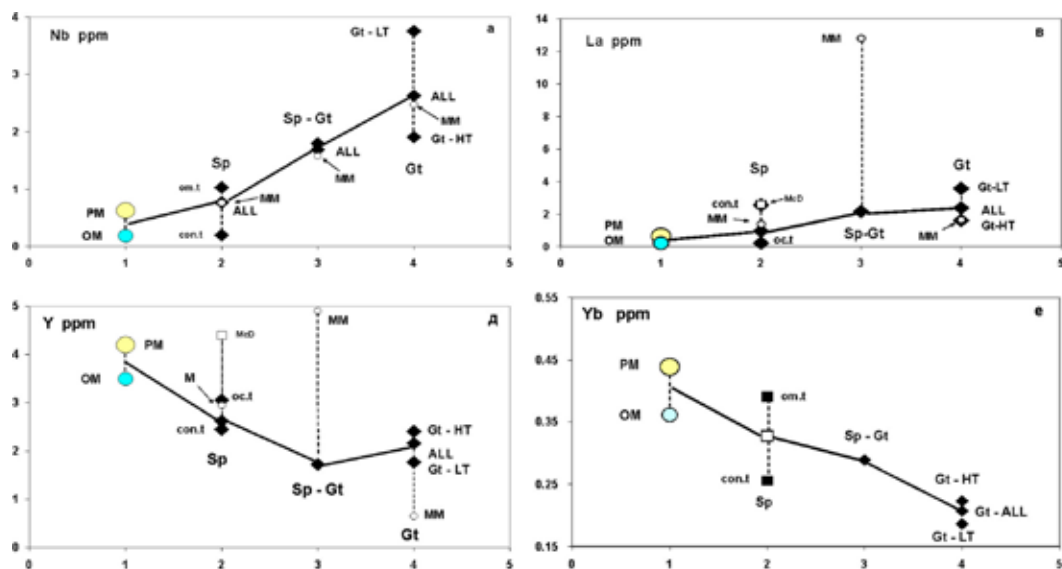


Рис. 4. Вертикальная зональность распределения редких элементов в литосфере : увеличение среднего содержания от шпинелевой фации к гранатовым (а, в) и уменьшение (д, е). PM и OM – среднее для примитивной (хондритовой) и океанической мантии; Sp, Sp-Gt, Gt-LT, Gt-HT-шпинелевая, шпинель-гранатовая, низко- и высокотемпературная гранатовые фации; MM – метаморфизованные разности (мантийный метасоматоз); oc.t и con.t. – океанические и континентальные разности шпинелевой фации.

Таблица 1.
Средние содержания (ppm) многовалентных редких элементов в гарцбургитовых и лерцолитовых ксенолитах в вертикальном разрезе континентальной литосферы

Фация	nn	Nb	nn	Th	nn	La	nn	Zr	nn	Y	nn	Yb
PM≈BSE	3	0.625	3	.081	3	0.649	3	10.34	3	4.203	3	0.439
OC-M	3	0.186	3	0.013	3	0.219	3	6.07	3	3.499	3	0.362
Sp-H	14	2.022	14	0.25	28	2.471	26	3.806	23	0.76	28	0.078
Sp-H MM	7	1.531	7	0.307	9	2.219	7	7.881	6	1.167	10	0.117
Sp-H ALL	21	1.858	21	0.269	37	2.41	33	4.671	29	0.844	38	0.087
Sp-Gt -H	5	5.208	5	0.366	6	2.583	6	3.173	6	0.257	6	0.0817
Gt-H LT	4	2.633	5	0.246	4	2.907	5	5.08	3	1.42	4	0.0119
Gt-H HT	3	1.213	3	0.142	3	0.991	3	3.68	3	0.813	3	0.0657
Gt-H ALL	7	2.024	8	0.207	7	2.086	8	4.555	7	1.16	7	0.096
Sp-L-oc. type	15	1.026	14	0.141	46	0.212	7	5.554	7	3.056	46	0.391
Sp-L-con. type	7	0.196	16	0.288	21	2.559	16	4.99	18	2.449	21	0.256
Sp-L MM	26	0.764	26	0.278	37	1.382	28	9.719	21	2.95	37	0.292
Sp-L ALL	48	0.763	56	0.247	104	1.102	51	7.664	46	2.77	104	0.328
Sp-Gt-L	5	1.794	3	0.153	5	2.16	3	6.273	4	1.722	5	0.2
Sp-Gt-L MM	5	1.578	5	0.219	5	12.8	5	11.01	3	4.9	5	0.378
Sp-Gt-L ALL	10	1.686	8	0.194	10	7.5	8	9.235	7	3.084	10	0.289
Gt-L LT	9	3.752	9	0.429	9	3.572	9	5.369	9	1.767	9	0.186
Gt-LT-MM	5	2.474	4	0.267	5	1.658	4	5.15	3	0.653	5	0.198
Gt-L HT	13	1.905	13	.183	14	1.614	13	8.468	14	2.407	14	0.223
Gt-L ALL	27	2.626	26	0.281	28	2.251	26	6.885	26	1.983	28	0.207

Примечание: nn – число определений; PM≈BSE – среднее для примитивной мантии (силикатного состава Земли); OC-M – то же для океанической мантии; Sp-H и Sp-L - шпинелевая фация гарцбургитов и лерцолитов; Sp-Gt - шпинель-гранатовая фация; Gt- гранатовая фация; LT и HT- низко- и высокотемпературные; MM- измененные разности перидотитов; Sp-oc. и Sp-con. – лерцолиты с геохимическими параметрами океанов и континентов.

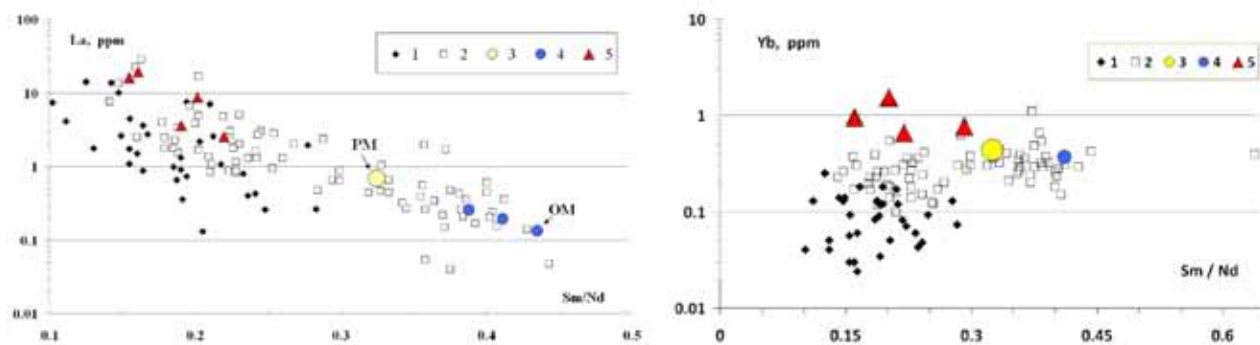


Рис. 5. Обогащение La и Yb гарцбургитов (1), леуцитов (2) и пироксенов (5). 3 и 4 – среднее для примитивной и океанической мантии.

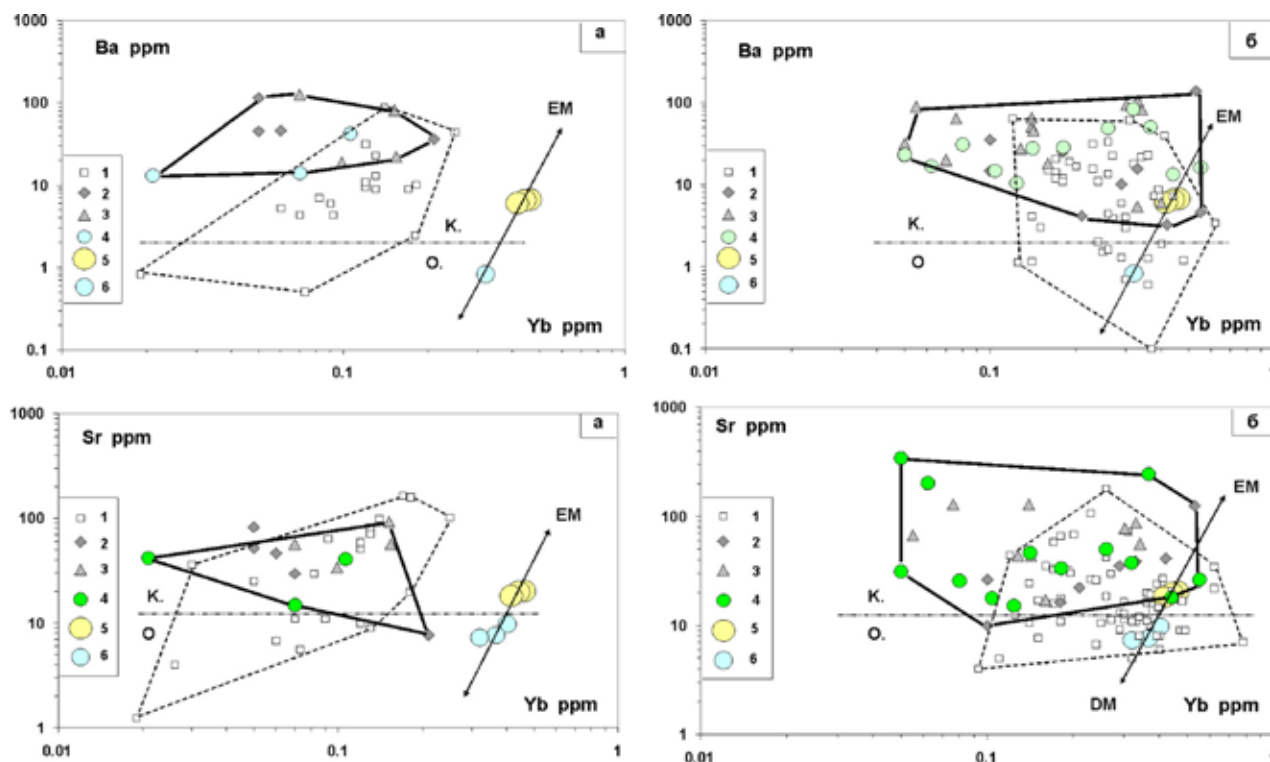


Рис. 6. Соотношение щелочноземельных элементов с Yb в гарцбургитовых (а) и леуцитовых (б) ксенолитах. 1 – шпинелевые; 2 – шпинель-гранатовые; 3 – низко-Т гранатовые; 4 – высоко-Т гранатовые; 5 – среднее для примитивной мантии; 6 – среднее для океанической мантии. EM-DM – ориентировочное поле вариаций соотношения Yb и редких элементов в леуцитах Хадейского интервала времени [1]. К. и О. – ориентировочное разделение субконтинентального и субокеанического сегментов литосферы.

Таким образом, обобщенная картина геохимической неоднородности литосферы включает постоянно прослеживаемую контрастность между ксенолитами разного состава, фиксирует эффекты неоднократного наложения вторичных процессов и существование альтернативных трендов вертикальной дифференциации, что в целом отражает влияние комплекса факторов генерации геохимической и изотопной неоднородности в литосфере. Из рисунков 8 и 9 следует, что в литосфере Земли фиксируется различие между континентальным и океаническим сегментами, возникшее, вероятно, на самых ранних стадиях образования геосферы.

Вместе с тем, существует гораздо более сложная проблема, которая касается возможного влияния первичной неоднородности всех типов первичного метеоритного вещества Солнечной системы, которое участвовало в аккреции при образовании Земли и других планет. Подобный вопрос еще не обсуждался в печати. Однако, если сопоставить исходную геохимическую неоднородность метеоритов (в данном случае преимущественно хондритов, которые считаются источником для образования силикатной оболочки Земли – ее мантии) с наблюдаемой гетерогенностью литосферы, то обнаруживается отчетливое сходство (рис. 10) по усредненному значению отношения Sm/Nd (CHUR) между ними. Более того, если использовать данные по REE для мантийных магм, представленных коматиитами и базальтами зеленокаменных поясов, то очевидно направленное уменьшение степени геохимической неоднородности в ряду от архейских к протерозойским комплексам. Это определенно указывает на существование длительных процессов гомогенизации метеоритного материала в литосферной мантии

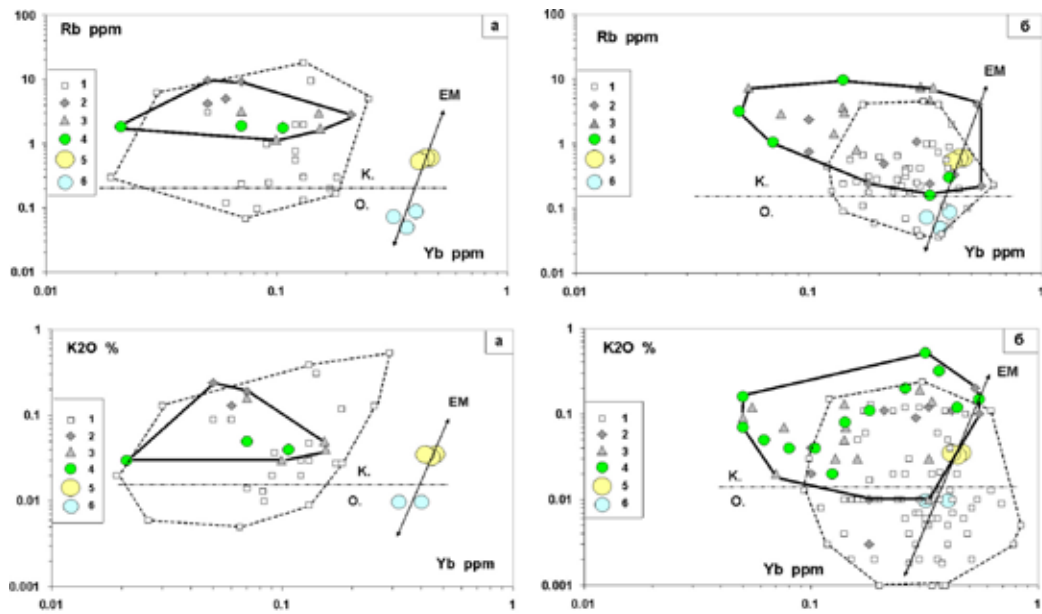


Рис. 7. Соотношение щелочных элементов с Yb в гарцбургитовых (а) и перцолитовых (б) ксенолитах. (детализация обозначений – см. рис. 6).

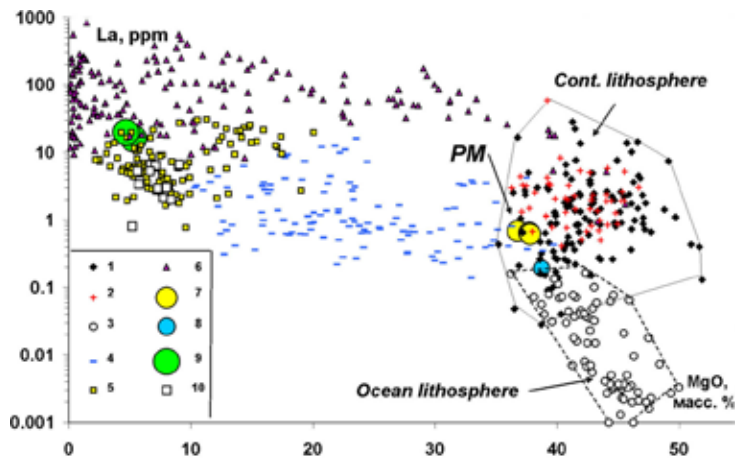


Рис. 8. Тренды распределения La в ряду перидотитовая литосфера – мантийный магматизм. 1–2 – итинелевые и гранатые фации перидотитов континентов; 3 – океанические перидотиты; 4 – коматииты; 5 – континентальные базальты; 6 – щелочные магмы; 7 – среднее для примитивной мантии; 8 – среднее для океанической мантии; 9 – среднее для коры; 10 – океанические базальты.

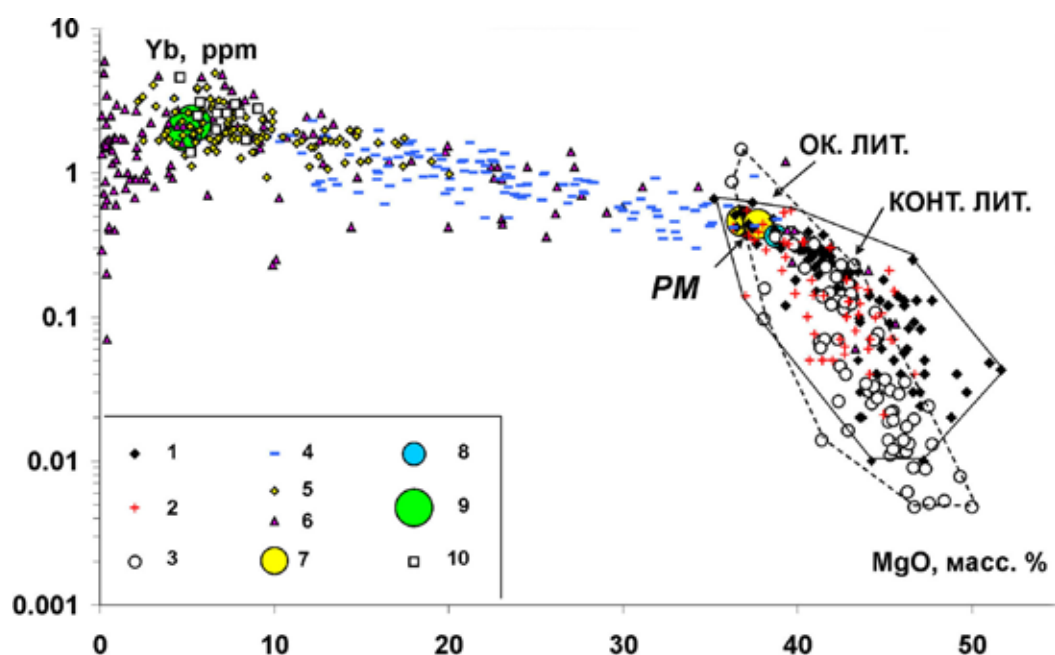


Рис. 9. Тренды распределения Yb в ряду перидотитовая литосфера – мантийный магматизм. (детализация обозначений – см. рис. 8).

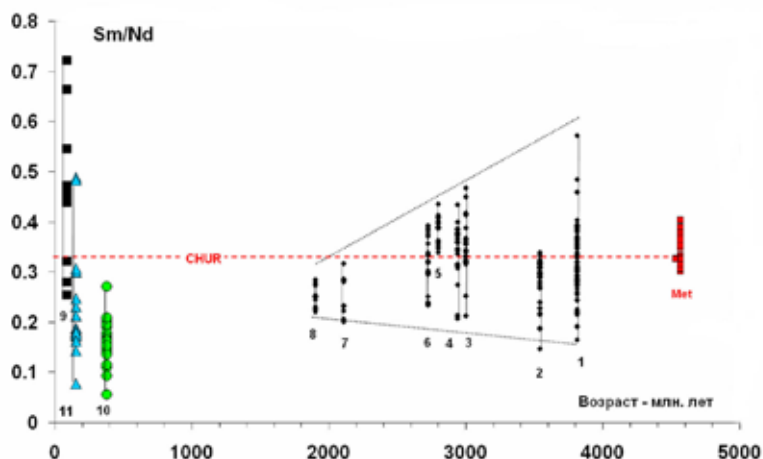


Рис. 10. Два тренда развития гетерогенности литосферы по данным о вариациях отношения Sm/Nd для перидотитовых ксенолитов и мантийных магм.

Met – хондриты, эвкриты, хондры и их минералы, силикатные включения в железистых метеоритах [5, 16], 1–9 – коматиит-базальтовые комплексы зеленокаменных поясов и зон: 1 – Ю-3 Гренландия, Исуа, 2 – Ю. Африка, Онвервахт, 3 – Канада, Лумби Лейк, Учи, 4 – Карелия: Койкарская, Паласельгинская, Совдозерская и Хаутавааринская структуры, 5 – Карелия, Костомукишинская структура, 6 – Австралия, Камбалда, 7 – Французская Гвиана, 8 – Ю. Китай, Йангтзэ Блок, 9 – Колумбия, Горгона [9, 15], 10 – Агапитовые щелочные комплексы, ультрабазитовые ксенолиты и магмы Кольской палеозойской провинции [1], 11 – ксенолиты шпинелевых перидотитов в океанических базальтах (Кергелен, о. Св. Павла, Забаргат) [13].

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В. и др. Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. / Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты, 2002. С. 104–145.
2. Балашов Ю.А. Развитие гетерогенности литосферы: геохимическое обоснование // Петрология, 2009. Т. 17. № 1. С. 97–107.
3. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия, 2006. № 3. С. 1–14.
4. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 230 с.
5. Amelin Yu., Rotenberg E. Sm-Nd systematics of chondrites // Earth Planet Sci. Lett, 2004. V. 223. P. 267–282.
6. Balashov Yu. A. Correlation between modern heterogeneous lithosphere and phanerozoic alkaline magmatism // «Geochemistry of magmatic rocks». XXVI International conference. School «Geochemistry of alkaline rocks». Moscow, 2009. May 11–15. P. 21–23.
7. Bennett V.C., Nutman A.P., McCulloch M.T. Nd isotope evidences for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth // Earth Planet Sci. Lett, 1993. V. 119. P. 299–317.
8. Carlson R.W., Irving A.J. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 457–472.
9. Frey R., Jensen B.K. Re-Os, Sm-Nd isotope- and REE systematics on ultramafic rocks and pillow basalts from the Earth's oldest oceanic crustal fragments (Isua Supracrustal Belt and Ujaragssuit nunâ area, W Greenland) // Chem. Geol. 2003. V.196. P. 163–191.
10. Hollings P., Wyman D., Kerrich R. Komatiite-basalt-rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto continental Superior Province // Lithos, 1999. V. 46. P. 137–161.
11. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // Contrib. Mineral. Petrol, 1995. V. 122. P. 174–190.
12. Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth Planet Sci. Lett, 1991. V. 107. P. 272–289.

примерно в интервале от 2.9 до 2.0 млрд. лет. Этот эффект для более молодой литосферы сменяется появлением и усилением степени гетерогенности в сторону фанерозоя в последние 2.0 млрд. лет. В пределах этого интервала обнаруживается чрезвычайно высокое фракционирование по отношению Sm/Nd в мантийных ксенолитах и магмах разного состава, что в итоге реализуется в формировании гигантской современной литосферной гетерогенности, записанной в перидотитах и сопутствующих мантийных магмах (рис. 1–3, 8 и 9). Таким образом, еще один фактор – космическая неоднородность хондритоподобного материала выступает как первичная гетерогенность, в той или иной форме влиявшая на геохимические соотношения в мантии Земли и в ее верхней зоне – литосфере.

Открытие двухэтапной эволюции гетерогенности литосферы позволяет внести определенные коррективы в представления об истории становления и взаимодействия геосфер Земли и по новому осмыслить другие смежные геологические, геодинамические и геохимические проблемы.

Работа выполнена по плану НИР №4-2009-2102 при финансовой поддержке гранта РФФИ № 07-05-00572-а.

13. Mattielli N., Weis D., Gregoire M., Mennessier J.P., Cottin J.Y., Giret A. Kerguelen basic and ultrabasic xenoliths: Evidence for long-lived Kerguelen hotspot activity // *Lithos*, 1996. V. 37. P. 261–280.
14. Polat A., Hofmann A.W., Münker C., Regelous M., Appel P.W. Contrasting geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga pillow basalt cores and rims, Isua greenstone belt, Southwest Greenland: Implications for postmagmatic alteration processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2003. V. 67. P. 441–457.
15. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochum K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1998. V. 155. P. 57–74.
16. Stewart B., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Sm-Nd systematics of asilicate inclusion in the Caddo IAB iron meteorite // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1996. V. 143. P. 1–12.

Применение инвариантных характеристик тензора импеданса при изучении коры и мантии с помощью аппарата 3D моделирования магнитотеллурических полей

В.В. Белявский

Центр геоэлектромагнитных исследований, Институт физики Земли РАН, Москва

Аннотация

На примере профилей Эльбрус – Александровское (Северный Кавказ) и Бийск – Ташанта – Саглы (Алтае-Саяны) показано, что использование мультипликативного представления тензора импеданса и интерпретация данных МТЗ методом подбора к экспериментальным инвариантным кривым МТЗ 3D модельных позволяет построить относительно надежные глубинные геоэлектрические разрезы по сравнению с тем, что получается при инверсии «квазипродольных» кривых.

Введение

В настоящее время магнитотеллурические исследования широко применяются при сейсмическом районировании территории, выделении сейсмоопасных зон при строительстве крупных объектов. Опыт интерпретации МТ данных в складчатых областях свидетельствует, что 1D-2D инверсия не обеспечивает адекватного представления глубинного геоэлектрического строения и только использование аппарата численного 3D моделирования и инверсии МТ полей позволяет построить геоэлектрические разрезы.

Этап модельных расчетов типичных геоэлектрических ситуаций на моделях Северного Кавказа и Алтае-Саянского региона позволил выбрать тип инвариантных характеристик матрицы импеданса, которые наиболее чувствительны к геоэлектрическому разрезу и способны его восстановить с достаточной степенью точности [1]. С этой целью к программе объемного математического моделирования [3], позволяющей делать расчеты электрических и магнитных полей по 50000 и более шагам Ланцеша на сетке $200 \times 200 \times 100$ узлов, составлена оболочка по вычислению инвариантных характеристик МТ-полей и их 1D инверсии [1]. Полевые работы в пределах Северного Кавказа выполнены ООО «Северо-Запад», а в Алтае-Саян – ГПКК «КНИИГиМС».

Методика построения 3D моделей. Построение 3D модели состоит из трех этапов: определение геоэлектрических параметров верхнего этажа, построение стартовой глубинной геоэлектрической модели с помощью 1D инверсии экспериментальных инвариантных кривых кривым максимума, минимума индукции и корректировка стартовой модели с помощью подбора 3D модельных фазовых и амплитудных кривых к экспериментальным. Считаем, что геоэлектрический шум от приповерхностных неоднородностей малого радиуса снят и полученная рафинированная среда может быть представлена в виде двух структурных этажей.

Определение модельных и экспериментальных параметров верхнего и нижнего структурных этажей проводилось по следующей схеме:

- оценка геоэлектрической размерности среды skew, фазочувствительного skew η , параметра неоднородности N, направления осей квазидвумерности верхнего и нижнего этажей θr и главных значений (собственных векторов) матрицы импеданса вычисленных по различным схемам, проверка выполнения полных дисперсионных соотношений для рассматриваемых инвариантных импедансов;
- при квазидвумерном верхнем структурном этаже и произвольном нижнем использовалась схема ортогонализации магнитных или электрических полей [8];
- при 2D размерности верхнего и нижнего этажей анализ дополнялся схемами Занга-Бара [10] и фазового эллипса фазового тензора [9];
- при 3D верхнем этаже и произвольной размерности нижнего использовался и метод фазового тензора [9] наряду с фазовыми и амплитудными кривыми максимума и минимума индукции, при контроле близости их на-

правлений к θr . Поэтому на низких частотах оценивалась разность фаз между импедансами максимума, минимума индукции $\arg Z_{\max H}$ ($\arg Z_{\min H}$), фазового тензора или Занга-Бара $\arg Z(\theta r)$ ($\arg Z(90^\circ + \theta r)$) [7, 8, 10].

Система анализа модельных и экспериментальных характеристик опробована на широком классе геоэлектрических 3D моделей аппроксимирующих структуры Северного Кавказа и Алтае-Саянского региона. Она позволяет проводить сравнение с геофизическими картами разного типа.

Северный Кавказ. Приэльбрусский профиль начинается от г. Эльбрус Главного хребта и выходит на Ставропольский свод (рис. 1). Рассматривалось 68 т. МТЗ в диапазоне 0.1 – 3000 с [2]. Оси $X^{\text{наб}}$, $Y^{\text{наб}}$ экспериментальной системы координат направлены на восток и на юг, а X^{3D} , Y^{3D} модельной по падению и простираанию структурных линий Кавказа, то есть азимут оси X^{3D} составляет около $30^\circ - 40^\circ$. Угол поворота оси «X» в подобранной 3D модели на восток на 30° выбирался по направлению экспериментальных углов Бостика–Симса. На низких частотах для складчатых структур Кавказа он составляет $30^\circ - 40^\circ$, а для впадин $0 - 10^\circ$ (рис. 1). Они контролируются структурными линиями Терско-Кумской впадины и Северо-Кавказской моноклинали. 3D модель представлена в работе [1].

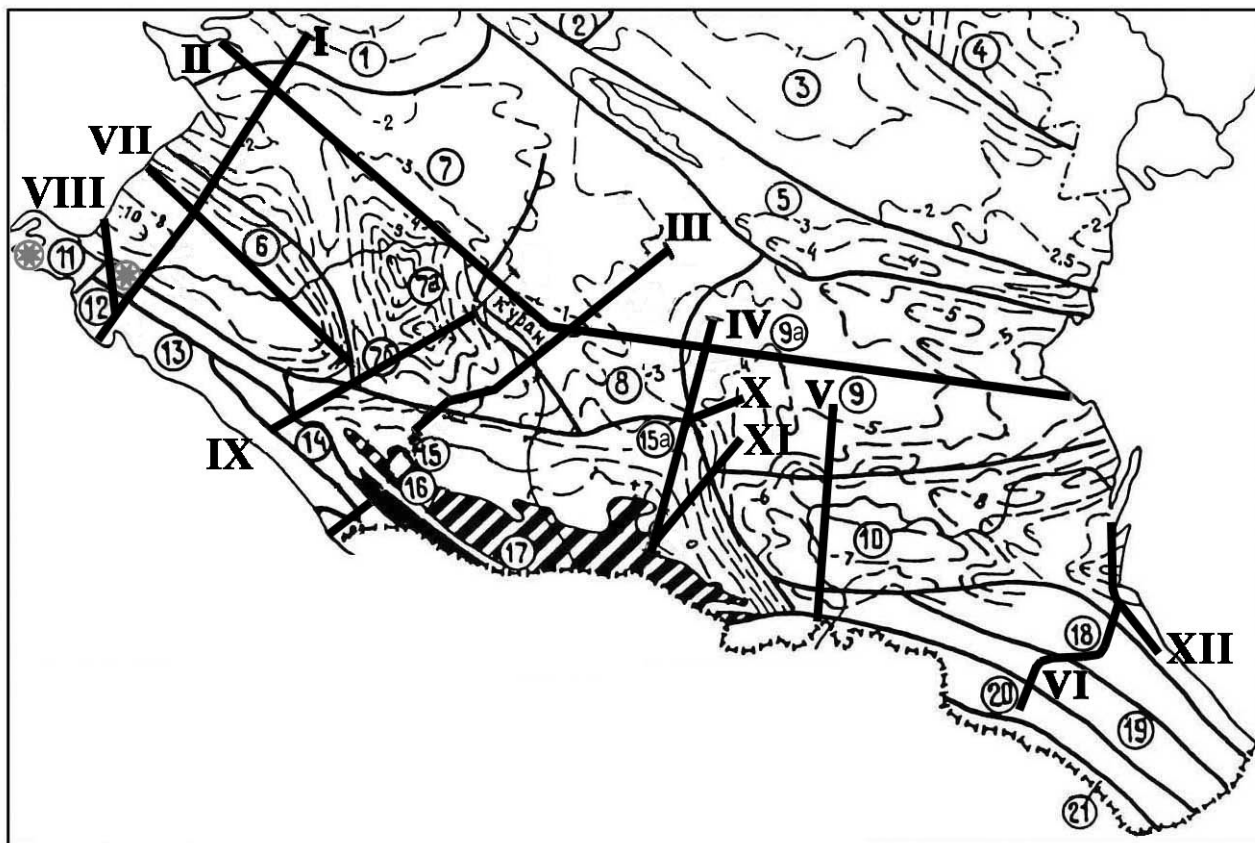


Рис. 1. Схема расположения профилей МТЗ на карте структурного районирования Северо-Кавказского района (по А.В. Нетребе и др.): 1 – Ростовский выступ, 2 – Донбасс, 3 – вал Карпинского, 4 – Прикаспийская впадина, 5–10 – Скифская эпигерцинская плита: 8 – Ставропольский свод; 9 – Терско-Кумская впадина. Складчатая система Большого Кавказа 11–21: 15–17 – Северо-Кавказский краевой массив: 15 – зона Северо-Кавказской моноклинали; 17 – зона Главного хребта; Изолинии глубин проведены по киммерийским доколлизийным СВК. Профили МОВЗ - МТЗ: 1 – Кубанский, 2 – Туапсинский, 3 – Краснополянский, 4 – Ачуев-Ходыженск, 5 – Приэльбрусский. Для низких частот широкими длинными линиями показаны направления осей собственных эллипсов поляризации магнитного поля ортогонализованной матрицы импедансов, широкими короткими линиями направления осей верхнего структурного этажа, длинными тонкими линиями направления структур нижнего этажа (по фазовому параметру асимметрии), короткими тонкими линиями направления максимума и минимума индукции магнитного поля, определенными по [7, 8, 9, 10].

Анализ МТ данных. Вдоль рассматриваемого профиля МТЗ на средних и низких частотах $\text{skew} > 0.3$, за исключением впадин, где $\text{skew} < 0.15$. В пределах Северо-Кавказского массива фазочувствительное $\text{skew} \geq 0.2$. На низких частотах геоэлектрическая контрастность $N > 0.2$.

На средних частотах азимут экспериментальных кривых ρ^{maxH} в пределах: Главного хребта варьирует от -10° до -40° , Северо-Кавказской моноклинали от -10° до 50° , а в Терско-Кумской впадине от -30° до 70° , то есть $\rho^\perp \approx \rho^{\text{maxH}}$ (рис. 1). На низких частотах в пределах Ставропольского свода и Терско-Кумской впадины азимут кривых ρ^{maxH} составляет $0^\circ - 10^\circ$ и по отношению к Чернолекской впадине $\rho^{\text{maxH}} = \rho^\perp$. В пределах складчатых структур Кавказа и Северо-Кавказского краевого массива на низких частотах модельные углы, характеризующие направ-

ление кривых ρ^{maxH} (относительно осей X^{mod}) составляют $10^\circ - 20^\circ$. Во впадинах также наблюдается согласие экспериментальных и модельных углов.

Расчеты показали, что для Эльбурского профиля фазы фазового тензора и фазы Занга-Бара отличаются от фаз импедансов Куниля $\arg Z^{maxH}$ на низких частотах в пределах Кавказа не более чем на $5^\circ - 8^\circ$. То есть, можно предположить, что экспериментальные фазы $\arg Z^{maxH}$, $\arg Z^{minH}$ почти свободны от влияния структур верхнего этажа и их можно использовать при построении нижнего структурного этажа. На низких частотах $\rho^{faz1} \approx \rho^\perp$, а $\rho^{faz2} \approx \rho^{\parallel}$ [1].

Составление 3D модели. На основании 1D инверсии кривых ρ^{maxH} и ρ^{minH} строился стартовый геоэлектрический разрез (рис. 2, верхние два чертежа). На низких частотах азимуты кривых ρ^{maxH} близки к углам Занга-Бара

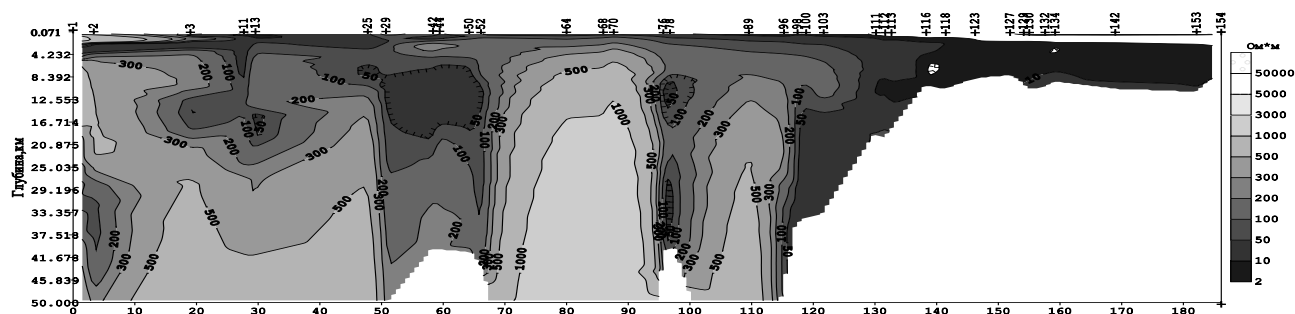


Рис. Глубинный геоэлектрический разрез по 1D инверсии кривых минимума индукции по профилю е1b_1

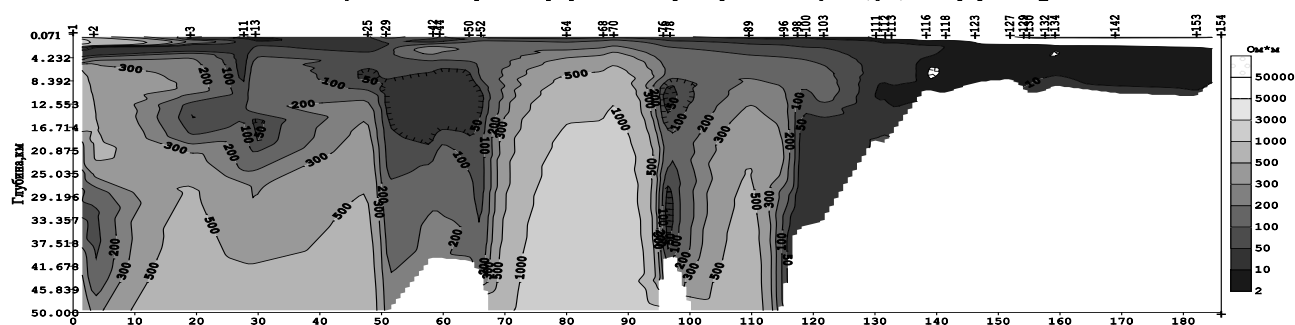


Рис. Глубинный геоэлектрический разрез по 1D инверсии кривых минимума индукции по профилю е1b_1

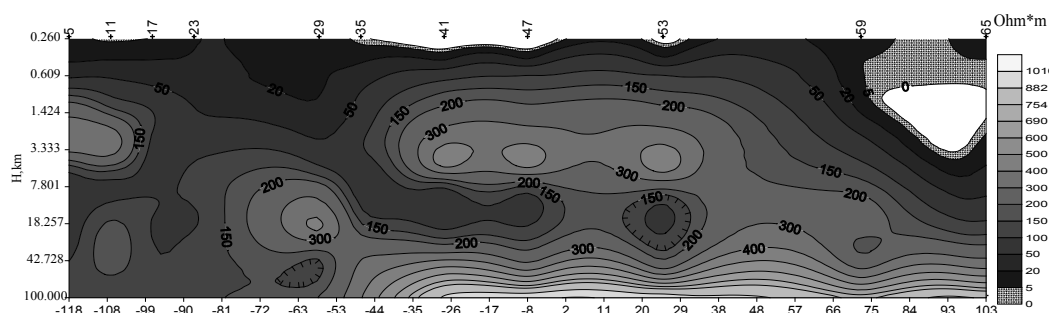
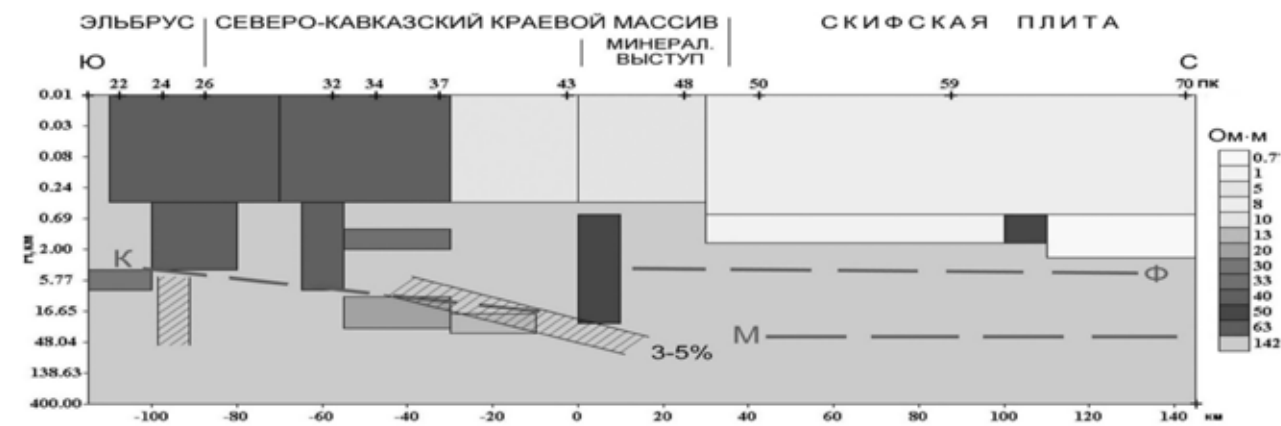


Fig. -YZ-Section and geoelectrical RoHmax cuts on a structure 5(model rrrr)

Рис. 2. Результаты 1D инверсии экспериментальных (верхние два разреза) и модельных (нижний разрез) кривых ρ^{maxH} , ρ^{minH} и сечение трехмерной модели. Шкала уд. эл. сопр. дана справа от чертежа. Зона пониженных скоростей обозначена косой штриховкой, а цифры дано их процентное уменьшение [6].

(θ_r) и фазового тензора ($\theta_b = 80^\circ - 90^\circ$). Подбор 3D модели к фазам $\arg Z^{\max H}$, $\arg Z^{\min H}$ и $faz1$, $faz2$ позволил оценить параметры нижнего структурного этажа. На рис. 3 представлено сопоставление экспериментальных и модельных фаз $faz1$ и $faz2$. Видно, что расхождение имеет место в основном на высоких частотах, где не планируется использование $faz1$ и $faz2$ и наблюдается погружение проводящей зоны с юга на север. Сечение модели, полученное на основании применения метода подбора 3D модельных кривых $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$ к экспериментальным, представлено на рис. 2.

Таким образом, в складчатом основании, характеризующимся $\rho \geq 2000$ Ом, под Эльбрусом выделены на глубинах 0.5–8 км образования с $S = 2000$ см, обусловленные разогревом коры. По тектонической схеме под

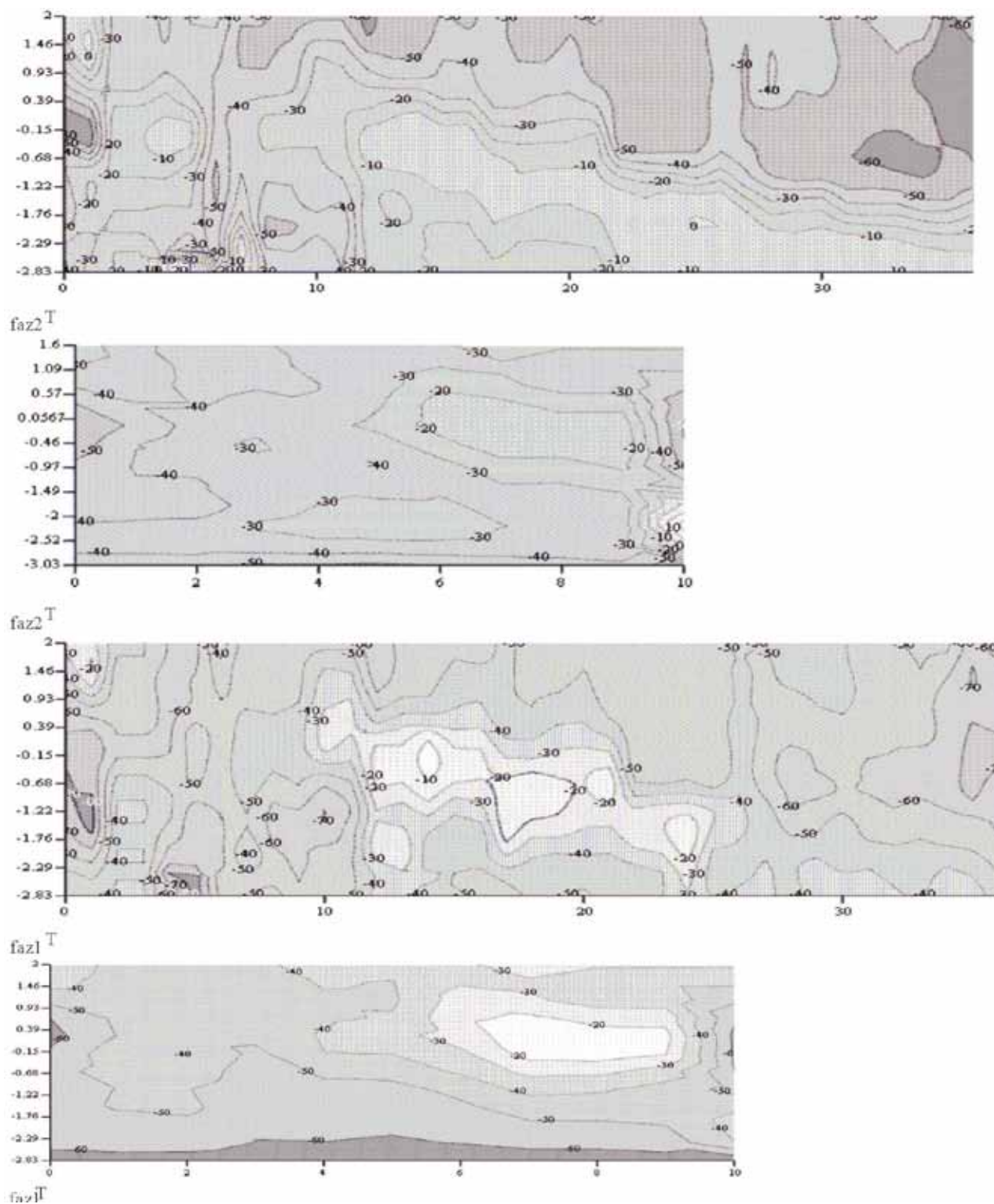


Рис. 3. Сопоставление экспериментальных (верхний и третий ряды) и соответствующих им модельных (второй и нижний ряды) частотных характеристик фаз фазового тензора на Приэльбрусском пр. По горизонтальной оси отложены порядковые номера t . МТЗ, а по вертикальной – $\text{Log} f$.

Эльбрусско-Талашской зоной мощность литосферы мала и наблюдается повышенный тепловой поток [5].

Поэтому, проводящая область, возможно, обусловлена процессами дегидратации водосодержащих минералов и подъемом ювенильных флюидов к дневной поверхности? Под складчатой системой Большого Кавказа выделена погружающаяся с 15 км до 30 км под Скифскую плиту проводящая пластина с $S = 1000\text{--}2500$ см (рис. 2), связанная с поддвигом Складчатой системы Большого Кавказа под Ставропольский свод или соответствующими формационными особенностями складчатого основания. Эта проводящая область совпадает с разуплотненной зоной, характеризующейся повышенным поглощением и пониженной скоростью.

Алтае-Саянский регион. Схема работ представлена на рис. 4. Рассмотрим профили Бийск – Ташанта выходящий на севере в пределы Бийско-Барнаульского срединного массива, а на юге в Чуйской СФЗ (угленосную) и Кош-Агач – Саглы, начинающейся в ней же и доходящий до Тувинской СФЗ. Линия первого профиля ориентирована преимущественно вдоль разрывных нарушений.

Относительно структурных линий на участке профиля от МТЗ 68 до МТЗ 91 кривые ρ^{maxH} это ρ^I , от МТЗ 92 до 114 кривые $\rho^{maxH} \approx \rho^{\perp}$, от МТЗ 115 до 165 $\rho^{maxH} \approx \rho^I$ и в Бийской впадине кривые ρ^{maxH} вновь ориентируются ортогонально ее бортов. Кривые ρ^{maxH} от МТЗ 1 до 68 вписываются в стандартное распределение кривой глубинного зондирования и направлены вдоль линии профиля.

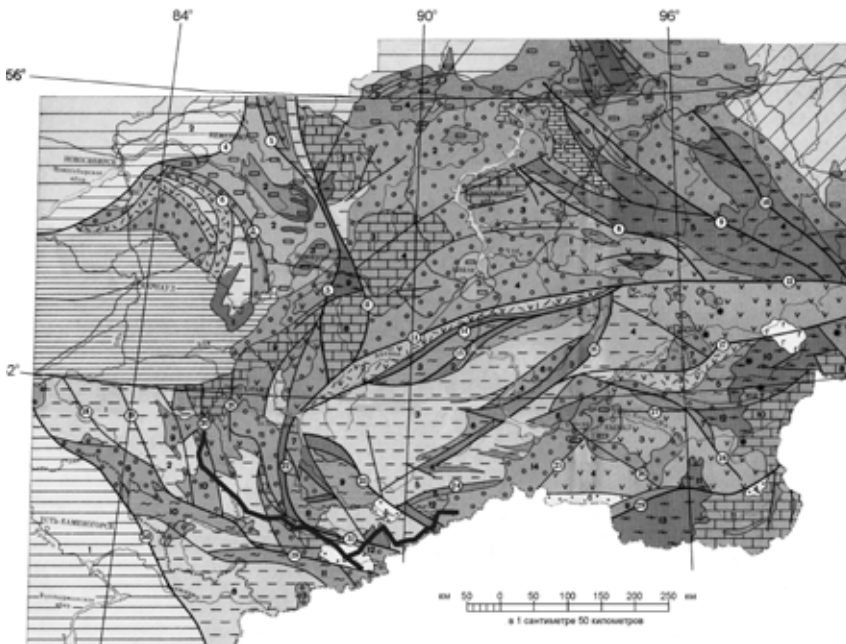


Рис. 4. Расположение профилей Бийск–Ташанта и Кош-Агач–Саглы (широкая линия) на схеме структурно-геологического районирования, [Матросов, 1988, тектоническая карта].

О корректности подбора модельных кривых к экспериментальным свидетельствует распределение коэффициентов проявления глубинных коровых проводников на фоне неоднородностей верхнего этажа, определяемых из отношения $[Z^{sd+cr}]/[Z^{sd}]$, где $[Z^{sd}]$ матрица импеданса в модели без нижнего этажа, а $[Z^{sd+cr}]$ в модели с проводниками верхним и нижнем этажами. Над коровыми проводниками профилей 1ZY и 1ZX они составляют 0.7 ед, а над высокоомными интрузивами достигают 1.3 ед. Это свидетельствует о возможности выделять проводники в коре на фоне МТ полей создаваемых структурами осадочного чехла типа модельных.

О надежности выделения коровых проводников и оценки их параметров свидетельствует и близость на низких частотах коэффициентов искажения к 1 для этих же импедансов. Они получены сравнением Z_{xy} и Z_{yx} , рассчитанных для модели без осадочного чехла и модели с осадочным чехлом и проводниками в коре.

Источником высокой проводимости горных пород в регионе являются графитизированные сланцы (породы их содержащие выходят на поверхность) или водосодержащие породы. Это относится к таким активизированным разломам, как Прителецкий (Курайский), Северо-Катунский (Сарасинский). Очаговые зоны землетрясений, например Алтае – Саянская, приходятся на область сочленения разломов и резкого возрастания электропроводности по латерали и вертикали (МТЗ 102–103). Важно, что зоны контакта проводников и вмещающих их пород коррелируют с областями повышенного поглощения сейсмических волн (рис. 5).

Таким образом, методом МТЗ решаются такие задачи, как выделение графитосодержащих пород, с которыми связаны месторождения полезных ископаемых, в частности золота, серебра, картирование ослабленных зон коры, содержащих ювенильные воды с которыми часто ассоциируют месторождения углеводородов и очаги землетрясений.

Расхождение в распределении уд. эл. сопр. между частями разрезов, построенных при 1D инверсии кривых ρ^{maxH} или ρ^{minH} , достигает двух порядков. Параметр skewn превышает 0.2 – 0.3 ед. Результаты 1D инверсии этих кривых в сопоставлении с зонами повышенного затухания сейсмических волн и двух сечений 3D модели даны на рис. 5 (для кривых ρ^{maxH}). Здесь же представлены модельные разрезы полученных при 1D инверсии кривых ρ^{maxH} для двух сечений модели Krasw43.

Видно, что экспериментальные и модельные разрезы 1D инверсий близки друг к другу. То есть, модель с проводящими пластинами ограниченной мощности и протяженности отвечает экспериментальным данным (рис. 5). Об этом же свидетельствует и сопоставление экспериментальных и модельных кривых ρ^{maxH} , ρ^{minH} представленных для этих разрезов на рис. 6.

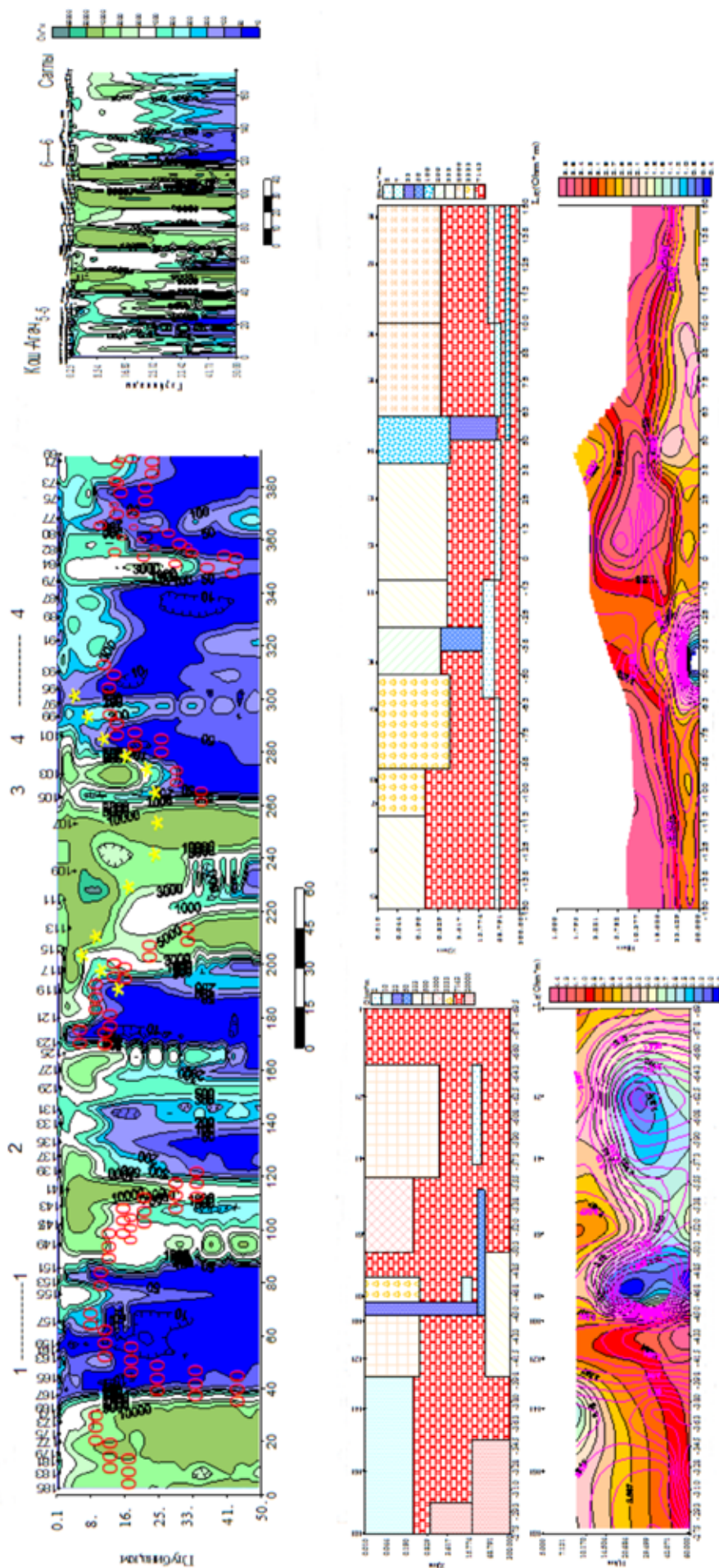


Рис. 5. Сопоставление геоэлектрических разрезов на профилях Бийск – Таианта и Кош-Агач – Саглы, построенных по 1D инверсии экспериментальных кривых ρ_{max}^H (верхний ряд) и 3D модельных (нижний ряд) для сечений представленных во втором ряду. Красные эллипсы – зоны максимального затухания сейсмических волн [4], а узлы землетрясений даны звездочками. Слева сечение для профиля 1ZU, а справа для профиля 1ZU43. В модели ось «Y» 3D модели направлена на север вдоль линии профиля на г. Бийск.

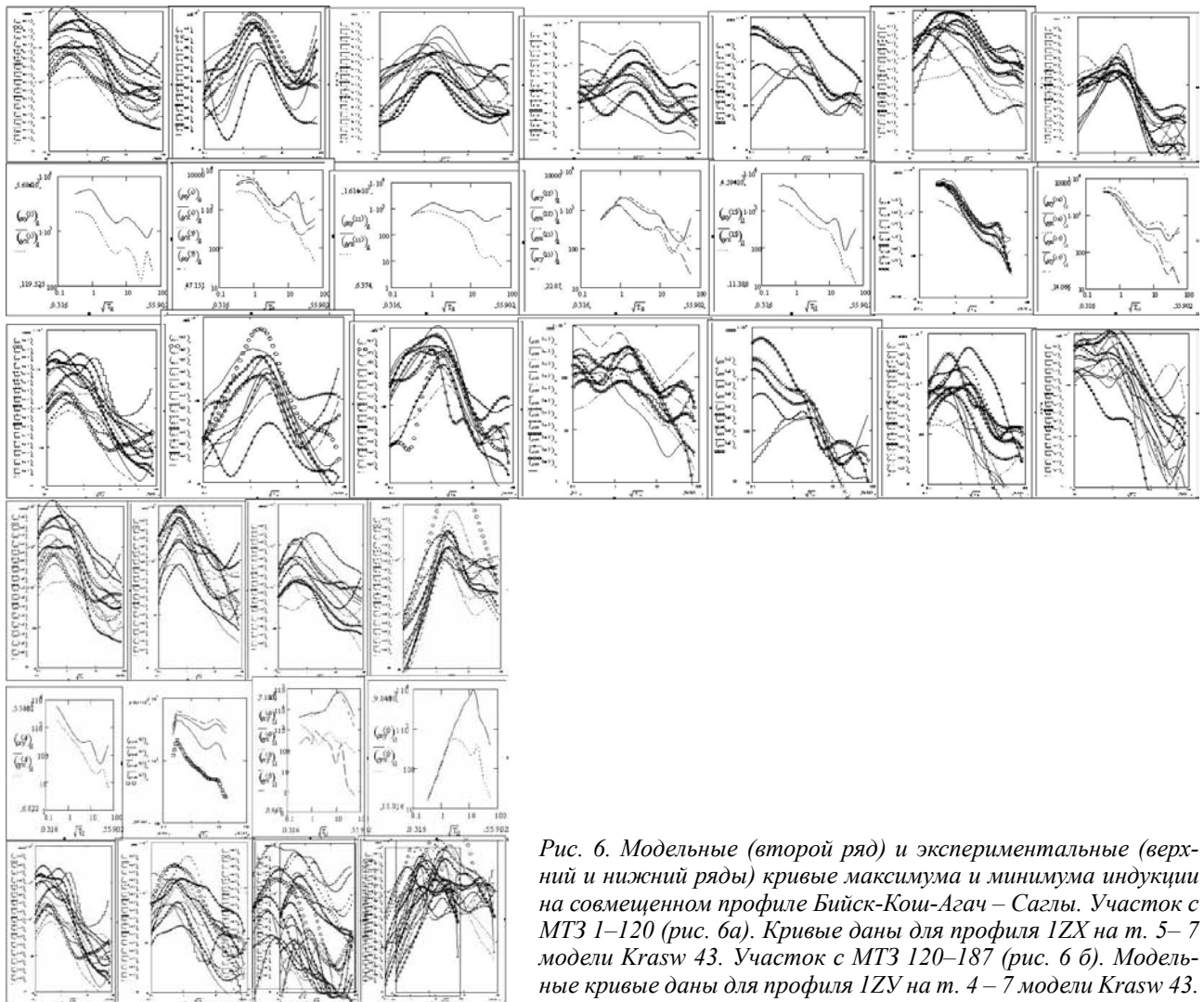


Рис. 6. Модельные (второй ряд) и экспериментальные (верхний и нижний ряды) кривые максимума и минимума индукции на совмещенном профиле Бийск-Кош-Агач – Саглы. Участок с МТЗ 1–120 (рис. 6а). Кривые даны для профиля 1ZX на т. 5–7 модели Krasw 43. Участок с МТЗ 120–187 (рис. 6 б). Модельные кривые даны для профиля 1ZY на т. 4–7 модели Krasw 43.

Список литературы

1. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. 250 с.
2. Бердичевский М.Н., Яковлев А.Г., Алексанова Е.Д. и др. Технология и результаты региональных магнитотеллурических исследований // Разведка и охрана недр, 2004. №5. С. 34–37.
3. Друшкин В.Л., Книжнерман Л.А. Система программ расчета электромагнитного поля в трехмерно-неоднородной среде МАХЗМТ (инструкция пользователя). М.: ОМП, №7, ЦГЭ, 1997. 22с.
4. Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981. № 2. С. 37 – 50.
5. Левин Л.Э., Строение и расслоенность литосферы в Каспийском регионе. // Разведка и охрана недр, 2004. № 4. С. 10–15.
6. Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А. и др. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные воды) // Региональная геология и металлогения, 2005. № 25. С. 178–185.
7. Bahr K. Geological noise in magnetotelluric data: A classification of distortion types? Phys. Earth Planet. Int., 1991. 66. 24–38.
8. Counil J.L., le Mouel J.L, Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics. Annales Geophysicae, 1986. 4B. 2. 115–130.
9. Galdwel T.G., Bibby H.M., Brown. C. The magnetotelluric phase tensor, submitted to Geophys.J.Int. Personal communication, 2003.
10. Zhang P., Roberts R.G., Pedersen L.B. Magnetotelluric strike rules// Geophysics, 1987. V.52. P. 267–277.

Электронно-проводящие структуры континентальной литосферы

А.А. Жамалетдинов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация

Рассмотрены наиболее общие черты электропроводности земной коры. Представлена и описана схема распространения аномалий электропроводности на территории России и прилегающих регионов в м-бе 1:10000000. Проанализированы критерии их разделения на флюидные и электронно-проводящие. На основе опубликованных и новых экспериментальных данных проанализированы строение, геологическая позиция и связь коровых аномалий с полезными ископаемыми.

Введение

Важным результатом электромагнитных зондирований, полученным на разных континентах, является обнаружение протяженных зон и поясов повышенной и высокой электропроводности. При формальной (одномерной) интерпретации они проявляются в виде так называемых промежуточных проводящих слоев. Это свойство земной коры имеет планетарный масштаб распространения. Глубины залегания аномально проводящих объектов изменяются от единиц до десятков километров. Их экранирующее влияние существенно ограничивает возможности изучения электропроводности более глубоких горизонтов Земли. В то же время, сами коровые проводники представляют интерес как объект специального исследования при решении ряда задач фундаментальной и прикладной геологии. Они указывают на особые условия физического состояния и геодинамического развития соответствующих блоков литосферы. Коренной проблемой интерпретации глубинных зондирований является решение вопроса о природе коровых аномалий электропроводности, поскольку этим, прежде всего, определяется их роль в изучении геологического строения и состава глубинных областей Земли. В настоящее время по этой проблеме развиваются две основные концепции – флюидная и электронно-проводящая.

Флюидная концепция. Согласно флюидной концепции предполагается существование в глубинных слоях земной коры связанных систем поровых пространств, заполненных соляными растворами. В качестве наиболее реального механизма образования жидкой фракции (флюидов) на глубине обычно принимается температурная дегидратация, наблюдаемая для пород низких степеней метаморфизма типа серпентинитов или амфиболовых сланцев [5, 20]. Дегидратация может происходить в условиях тектонически активных зон, где тепловое поле нестационарно и где на границах температурных фронтов могут существовать надкристаллические растворы в межзерновых пространствах горных пород. Параметры флюидных аномалий ограничиваются следующими критериями.

Первое ограничение связано с оценкой минимального значения удельного сопротивления влагонасыщенных горных пород на глубине с учетом влияния температуры и давления. Согласно работе [21] эта величина не может быть меньше 1000 Ом·м.

Второе ограничение связано с глубиной расположения флюидных аномалий и с геотектоническим режимом. Глубина расположения определяется минимальной требуемой температурой дегидратации горных пород – 500–600°C. На щитах эта температура соответствует глубине 45–50 км. Ограничение по геотектоническому режиму связано с требованием необходимости постоянного подтока тепла для поддержания процессов высвобождения кристаллизационно-связанной воды [20]. Указанные условия соблюдаются только в зонах молодой активизации, в рифтовых впадинах, где процессы дегидратации могут происходить на глубинах 10–15 км и менее.

Наконец, третье, сугубо качественное ограничение основано на эмпирических соображениях о том, что флюидные аномалии должны характеризоваться плавными границами, слабыми пространственными градиентами поля, небольшой анизотропией или ее отсутствием и значительными размерами, сопоставимыми с глубиной их залегания.

В тех случаях, когда глубинные (коровые) аномалии электропроводности не укладываются в рамки перечисленных выше ограничений флюидного механизма, их природу принято трактовать с позиции электронно-проводящей концепции.

Электронно-проводящая концепция. Идея об электронно-проводящей природе коровых аномалий впервые была обоснована профессором Санкт-Петербургского университета А.С. Семеновым [18] и затем развита в работах [7, 25]. Она основана на экспериментально устанавливаемой исключительной распространенности в земной коре аномалий проводимости, обусловленных присутствием графита и сульфидно-углеродистых образований. Они охватывают широкий диапазон возрастных групп – от интенсивно дислоцированных и метаморфизованных пород верхнего архея и протерозоя до палеозоя и зон альпийской складчатости.

Схема распространения коровых аномалий электропроводности на территории России и в прилегающих районах приведена на рис. 1. Схема составлена на основе обобщения данных М.Н. Бердичевского, Л.Л. Ваньяна, В.Г. Дубровского, А.А. Жамалетдинова, А.А. Ковтун, А.Г. Краснобаевой, С.Н. Кулика, Ю.Ф. Мороза, В.М. Никифорова, Е.С. Подловилина, О.Л. Полторацкой, И.И. Рокитянского, Э.Б. Файнберга. На ней аномальные объекты разделены по природе их происхождения на электронно-проводящие и флюидные. В основу такого разделения

положены количественные и качественные критерии, рассмотренные выше, а также выводы исследователей, обнаруживших и описавших те или иные участки земной коры.

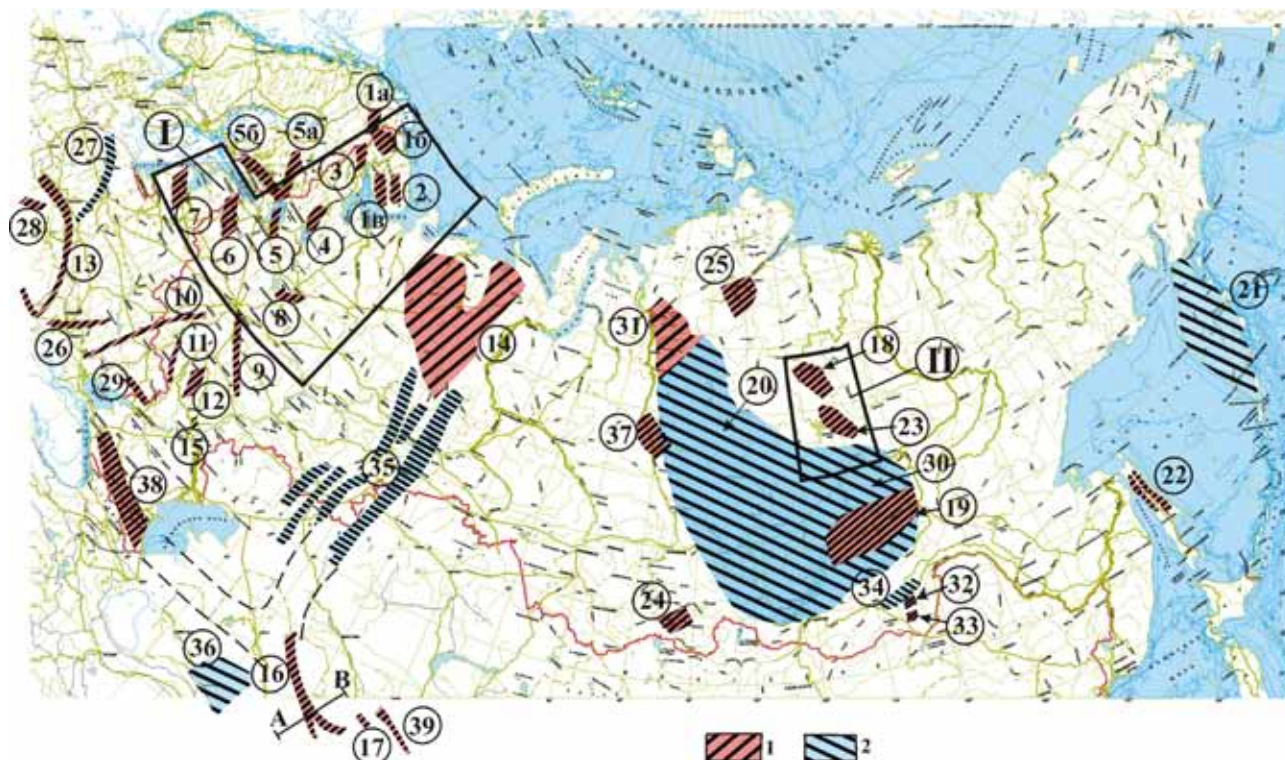


Рис. 1. Схема расположения аномалий электропроводности в земной коре на территории России и в прилегающих районах. Римскими цифрами I, II (в кружках) и профилем АВ обозначены участки детального рассмотрения в тексте. Условные обозначения: 1 – аномалии электронно-проводящей природы; 2 – аномалии флюидной природы.

Условные обозначения к рис. 1. Названия коровых аномалий (арабские цифры в кружках): 1 – Печенско-Варзугская; 1 а – Лапландская; 2 – Кейвская; 3 – Тикшеозерская; 4 – Онежская; 5 – Ладожская; 5 а – Ботническая; 5 б – Южнофинляндская; 6 – Чудская; 7 – Прибалтийская; 8 – Вологодская; 9 – Тамбовская; 10 – Кировоградская; 11 – Курская; 12 – Воронцовская; 13 – Карпатская; 14 – Тимано-Печорская; 15 – Фроловская; 16 – Тянь-Шаньская; 17 – Ферганская; 18 – Анабарская; 19 – Бодайбинская (Байкальская рифтовая зона); 20 – Восточно-Сибирская; 21 – Камчатская; 22 – Сахалинская; 23 – Вилюйская; 24 – Минусинская; 25 – Хатангская; 26 – Измайл-Полтавская; 27 – Северо-Германская; 28 – Паннонская; 29 – Донбасская; 30 – Восточно-Сибирская; 31 – Норильская; 32 – Ундино-Балейская; 33 – Курунзулайская; 34 – Монголо-Охотская; 35 – Уральская; 36 – Копет-Дагская; 37 – Тунгусская; 38 – Северо-Кавказская; 39 – Таласо-Ферганская.

Из рассмотрения рис. 1 можно видеть, что области распространения коровых аномалий флюидной природы занимают, главным образом, восточную часть территории СНГ. Они характеризуются умеренными значениями сопротивления (тысячи и первые сотни Ом·м); обладают изометричной или слабо вытянутой формой с нечеткими контурами. Среди наиболее известных и признанных коровых аномалий флюидного типа следует выделить Копет-Дагскую (36), Восточно-Сибирскую (20, 30), Камчатскую (21). Ряд аномалий (5–9) по мнению изучавших их исследователей [10] относятся к типу двухярусных, обусловленных совместным влиянием флюидных и электронно-проводящих факторов. Здесь и далее цифрами в скобках обозначены номера аномалий электропроводности, показанных на рис. 1.

Урало-Тянь-Шаньская аномалия электропроводности

Протяженные полосовидные аномалии электропроводности предполагаемой флюидной природы выделены вдоль Урала (35). Далее на юг они соединяются пунктирными линиями через район Аральского моря (где наблюдения отсутствуют) с Тянь-Шаньской (она же Мурунтауская) аномалией проводимости, природа которой определяется как электронно-проводящая [2]. В.А. Шапиро [22] объясняет всю описанную систему аномалий проводимости, протягивающуюся в виде дугообразной полосы общей протяженностью порядка 3,5 тыс. км (рис. 1), как единый краевой пояс, образовавшийся в результате коллизионных явлений «на границе девонского континента, надвигавшегося на Уральский и Южно-Тянь-Шаньский палеоокеан».

С этой точкой зрения согласуется оригинальная трактовка истории геологического развития метаморфических формаций Тянь-Шаня, предложенная А.Б. Бакировым [3]. Он обратил внимание на наблюдаемое вдоль Тянь-Шаньской дуги необычное переслаивание (перемешивание) двух типов геологических образований, резко

различающихся между собой по генезису. Они включают породы офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, базиты, эклогиты), образованные за счет метаморфизма океанической коры, и породы первично-осадочного происхождения (графитосодержащие сланцы, гнейсы, кварциты), образованные за счет метаморфизма осадочных пород континентальной коры. Геодинамическая модель, объясняющая генезис указанных формаций, приведена на рис. 2.

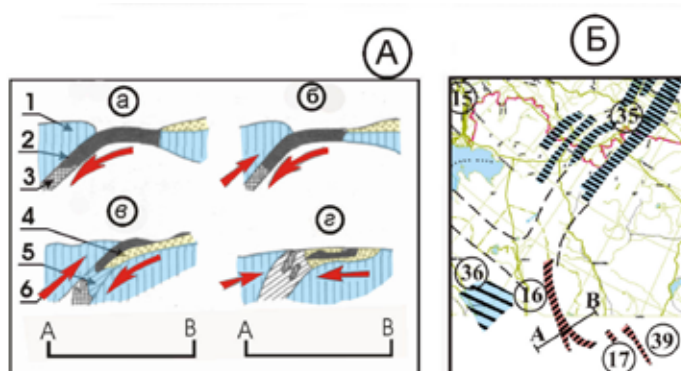


Рис. 2. Модель образования электронно-проводящих графитовых сланцев Южно-Тянь-Шаньской (Мурунтауской) аномалии проводимости (Положение профиля АВ и карты-врезки «Б» показано на рис. 1.). Пояснения к условным обозначениям на рис. 2-А даны в тексте.

и первично-осадочных пород, подвергнутых высокотемпературному, высокobarическому метаморфизму. В составе этих формаций широко распространены графитистые сланцы, содержащие углерод органического происхождения. С ними связывается природа Тянь-Шаньской аномалии электропроводности, прослеженной более чем на 1000 км по простиранию (рис. 1). Ее продольная проводимость по оценкам разных авторов составляет от 10–15 тыс. См до 300 тыс. См. В заключение отметим, что в разрезе Мурунтауской сверхглубокой скважины встречены графитовые сланцы на глубине 7 км и тем самым доказана электронно-проводящая природа одноименной аномалии электропроводности.

Альпийская система проводящих зон. Карпатская аномалия электропроводности

Пунктиром на рис. 1 показано ответвление Тянь-Шаньской аномалии электропроводности на запад, в сторону Каспийского моря и далее на Кавказ. Анализ опубликованной литературы [20, 23] показывает, что отдельные коровые аномалии электропроводности, связываемые с графитом, наблюдаются вдоль всей альпийской системы складчатости. Углеродистые образования «черного» мела отмечены на Большом Кавказе и прослежены И.С. Фельдманом на Северном Кавказе в виде проводящего слоя, полого погружающегося на глубину 10–20 км [24]. А. Адам [23] предлагает связывать с черными графитистыми сланцами природу коровых аномалий электропроводности Альпийской коллизионной зоны (глубина 12–17 км) и ее продолжения на восток, в район оз. Балатон, Паннонская аномалия (зона 28 на рис. 1, глубины 5–9 км). С графитом, по сообщению И.И. Рокитянского [16], связана также природа мощной аномалии электропроводности в Пиренеях.

Одним из наиболее крупных проводящих объектов в цепи Альпийской системы складчатости (после Тянь-Шаньской зоны) является Карпатская аномалия электропроводности, вытянутая вдоль внутренней дуги Складчатых Карпат более чем на тысячу километров (13 на рис. 1). Впервые обнаруженная в прошлом веке [23], она в течение более чем 40 лет является объектом исследований и активных дискуссий по вопросу о ее строении и природе. С теми или иными отклонениями ее природа трактуется большинством авторов как связанная с флюидными и температурными изменениями на границе субдуцирующих литосферных плит. Глубина аномалии изменяется от 10 до 20–25 км по данным разных авторов. Однако флюидная концепция, в приложении к истолкованию природы Карпатской аномалии, сталкивается с целым рядом труднопреодолимых противоречий. Прежде всего, эти противоречия связаны с необходимостью предположить существование температур в 500–600°C на сравнительно небольших глубинах в от 5–7 до 10–15 км. К этому следует добавить, что положение оси аномалии в плане не согласуется с характером изолиний плотности теплового потока.

Более логичное истолкование природы Карпатской аномалии находит с позиции электронно-проводящей концепции А.С. Семенова [18]. По геологическим данным, графит и графитоподобные минералы широко распространены в виде довольно узкой полосы метаморфизованных пород Мармарошской зоны кристаллических сланцев [12], пространственно совпадающей с положением оси глубинной аномалии электропроводности от Рахова до Ужгорода. Далее на запад аналогичные геологические образования, представленные кристаллосланцами Пеннинской утесовой зоны, развиты вдоль всей оси Карпатской аномалии, прослеженной почти на 1000 км. В работе [25] подробно рассмотрены особенности проявления Карпатской аномалии на геофизических данных и обосновано новое истолкование ее природы с позиции электронно-проводящей концепции.

На рис. 2-А, согласно А.Б. Бакирову [3] предполагается, что океаническая кора (2) в процессе субдукции увлекла (затянула) за собой на глубину до 60–130 км осадочные толщи (4), отложенные на пассивном крае континента (рис. 1 а). На заключительных этапах развития (рис. 2 в, 2 г) происходит «перемешивание» метаморфизованных (графитосодержащих) осадков (5) с эклогитами (3), образованными на глубине путем перекристаллизации океанической коры. Из этой смеси возникла своеобразная «кашеобразная масса», по определению А.Б. Бакирова, которая затем была выжата к дневной поверхности вдоль шва столкнувшихся континентов.

Представленная гипотеза, основанная на большом объеме минералогических и петрологических исследований, позволяет удовлетворительно объяснить факт сосуществования переслаивающихся первично-магматических

Палеозойский фундамент

Мощные коровые проводники электронно-проводящей природы установлены в палеозойском фундаменте Сибири. Они прослеживаются в виде полосы с севера на юг (рис. 1) – Хатангская (25), Анабарская (18), Вилуйская (23) и Байкальская (19). Последняя объединяет в себе систему проводящих объектов Байкальской рифтовой зоны, в том числе Бодайбинскую аномалию, продольная проводимость которой достигает 10–15 тыс. См [20]. Имеются многочисленные прямые и косвенные подтверждения связи этих аномалий с углистыми и графитистыми сланцами, сопровождаемыми сульфидной минерализацией.

Анабарская (18) и Вилуйская (23) аномалии, по последним данным, практически смыкаются между собой и охватывают площадь порядка 250 тыс. кв. км. Они резко неоднородны по строению и, в свою очередь, распадаются на несколько десятков более мелких проводящих объектов в большинстве изометричной или слабо вытянутой формы. Более детальная схема их расположения приведена ниже на рис. 3.

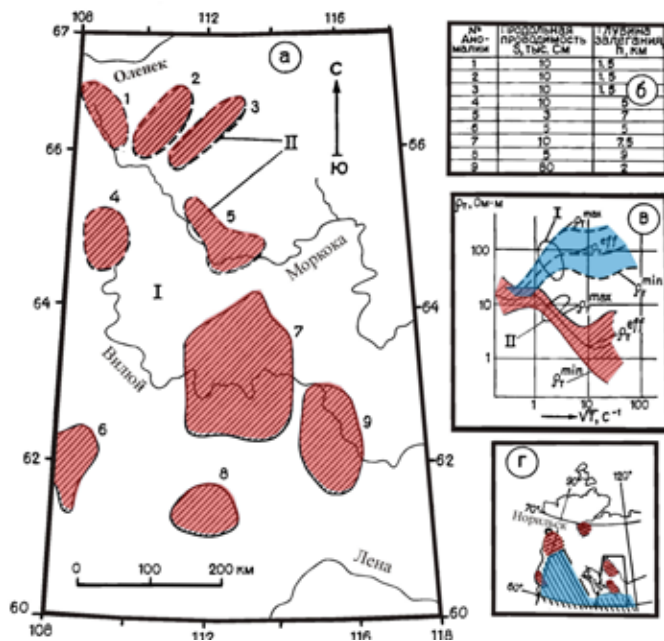


Рис. 3. Анабарско-Вилуйская область коровых аномалий электропроводности [15].

а – аномалии проводимости; б – параметры аномалий; в – кривые ρ_T^{eff} , ρ_T^{min} , ρ_T^{max} над безаномальными (I) и аномальными (II) районами; г – схема-врезка из рис. 1 с положением участка на рис. 3 а.

же Норильская (31), Тунгусская (37), Минусинская (24) и Тимано-Печерская (14) аномалии электропроводности на рис. 1. Последняя (14) залегает на границе между палеозоем и докембрием. Связь перечисленных проводников с графитистыми отложениями устанавливается на основании резкой неоднородности аномалий, крайне низкого удельного сопротивления слагающего их вещества (0.1–10 Ом·м), отсутствия корреляции их положения с характером температурного поля и с мощностью осадочного чехла, а также на основании геологических данных и результатов бурения, позволяющих обнаруживать углисто-графитистое вещество на восходящих участках коровых проводящих слоев, непосредственно под осадочным чехлом [14]. С некоторыми из этих аномалий коррелируют месторождения полезных ископаемых (руды, углеводороды).

Вызывает особый интерес Сахалинская аномалия электропроводности (22 на рис. 1). Она представляет собой две полосовидные зоны, вытянутые вдоль северной части острова, согласно простиранию главных тектонических элементов кристаллического фундамента, перекрытого мощным покровом осадочных отложений. Природу аномалий принято определять как флюидную [1]. Однако такое истолкование не согласуется с характером температурного поля, которое на всей территории Сахалина имеет монотонное распределение со средними значениями в пределах 40–50 мВт/м². Непосредственно в районе аномалии, в пределах ее южной части наблюдается даже уменьшение геотермического градиента с 20 до 10–15°C/км. На рис. 1 Сахалинская аномалия показана как электронно-проводящая. Основанием к этому, наряду с приведенными выше соображениями, послужили результаты выполненных автором измерений электропроводности пород на обнажениях углеродистых сланцев Сусунайского поднятия, расположенного на южном продолжении восточной аномальной полосы. По внешнему виду и по составу эти породы мало отличаются от кварц-хлорит-серицитовых углеродистых сланцев, изучавшихся нами на Балтийском щите, и обладают пониженным сопротивлением в первые сотни омметров. Можно полагать, что эти породы продолжают и далее на север, где, будучи погруженными под осадочный чехол, в условиях доста-

Глубины залегания аномально проводящих объектов в земной коре изменяются от 1.5–2 км на южном склоне Анабарского щита до 8–10 км в районе Вилуйской синеклизы [4, 15]. Продольная проводимость локальных проводящих тел закономерно варьирует от 5 тыс. См. до 80 тыс. См, а значения кажущегося сопротивления понижаются до 1 Ом·м и менее (рис. 3 в). К большинству из них пространственно приурочены интенсивные проявления кимберлитового магматизма среднепалеозойского возраста. Считается, что источники кимберлитовой магмы могли располагаться на глубинах 3–15 км. Тепловые потоки, связанные с существованием магматических очагов на небольших глубинах, могли способствовать преобразованию органического вещества осадочных бассейнов в графит и алмазы. Последнее утверждение основано на отдельных экспериментальных работах, обосновывающих идею об органической природе происхождения алмазов [17], а также на наблюдаемых фактах пространственного совпадения алмазоносных кимберлитовых тел с областями широкого развития графитистых сланцев не только в Якутии, но также в Южной Африке (Кимберли) и в других регионах.

К числу коровых объектов электронно-проводящей (графитовой) природы, приуроченных к палеозойскому фундаменту, относятся так-

точно высокого метаморфизма (амфиболитовой или зеленосланцевой фаций), приобрели высокую электронную проводимость и явились причиной наблюдаемой магнитотеллурической аномалии.

Докембрийский кристаллический фундамент

Коровые аномалии электропроводности, связываемые с докембрийским кристаллическим фундаментом, наиболее распространены в пределах Восточно-Европейской плиты. Крупнейшая из них, Кировоградская аномалия (10 на рис. 1), пересекает Украинский кристаллический щит и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 600 км. Аномалия установлена и прослежена методом магнитовариационного профилирования [16]. Максимальная глубина ее залегания оценивается в 25–30 км.

Существуют два альтернативных варианта истолкования природы Кировоградской аномалии. Согласно первому варианту, развиваемому первооткрывателем аномалии И.И. Рокитянским [16], предполагается, что аномальный объект имеет флюидную природу и обусловлен нестационарным тепловым полем, еще не достигшим дневной поверхности и поэтому не создающим аномального повышения плотности теплового потока в современном эрозионном срезе.

Согласно второму варианту интерпретации, развиваемому автором настоящей статьи, Кировоградская аномалия представляет собой древний рифт, заполненный вулканогенно-осадочными толщами с прослоями сульфидно-углеродистых пород, выходящих непосредственно под осадочный чехол. Следы их обнаруживаются в этом районе в кристаллическом фундаменте по геологическим данным и по результатам частотных зондирований, выполненных с участием автора [7].

Наглядной иллюстрацией корового проводника, обнаруживаемого под осадочным чехлом в толще докембрийского фундамента, является Фроловская аномалия (15 на рис. 1). Аномалия установлена по результатам глубинных зондирований с ЛЭП постоянного тока 800 кВ «Волгоград-Донбасс» [7]. Продольная проводимость ее достигает 2 тыс. См. Пространственно Фроловская аномалия приурочена к верхнепротерозойскому фундаменту, сложенному терригенно-осадочными породами. В их составе, согласно данным бурения, широко развиты углисто-графитистые образования. В районе аномалии на глубине 2.8 км вскрыт фонтанирующий выход нефти из девонского горизонта, залегающего непосредственно на кровле фундамента. Этот факт имеет принципиальное значение, поскольку позволяет предположить, в соответствии с идеей об «углеводородном дыхании» [19], что органические остатки первично-осадочных толщ фундамента в ходе их преобразования в графит могли служить поставщиками жидких углеводородов в вышележащие осадочные толщи.

Результаты этого процесса проявились в том, что положение корового проводника графитовой природы, залегающего в кристаллическом фундаменте, пространственно совпадает со скоплениями нефти в перекрывающем осадочном чехле. Аналогичные пространственные связи наблюдаются также в районах расположения Тимано-Печорской (14), Вилуйской (23), Сахалинской (22) и ряда других аномалий. Наряду с этим отметим, что повсеместной прямой корреляции положения коровых электропроводящих объектов в кристаллическом фундаменте со скоплениями нефти в вышележащих осадочных толщах нет и не может быть, поскольку условия накопления углеводородов определяются большим числом других факторов, не укладывающихся в рамки одной схемы. В частности, при таких изысканиях необходимо учитывать высокую способность углеводородов к миграции на большие расстояния. Это явление детально описано в работе [9] на примере гигантских месторождений нефти Западной Сибири, мигрировавших по латерали на многие десятки километров относительно материнских битуминозных отложений глубоководной баженовской свиты.

В заключение обзора на рис. 4 приведена схема электропроводности земной коры восточной части Балтийского щита и северо-запада Русской платформы [7, 8].

Все аномальные объекты, показанные на рис. 4, определяются нами как электронно-

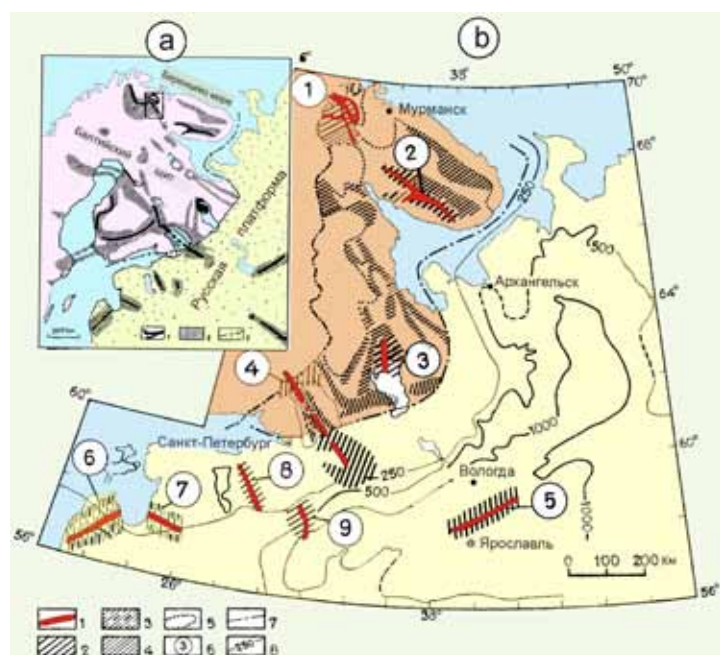


Рис. 4. Аномалии электропроводности в земной коре восточной части Балтийского щита [7, 8].

1 – оси коровых аномалий проводимости, $S > 1000$ см, 2 – аномалии $S = 100 \div 1000$ см; 3 – $S = 20 \div 100$ см; 4 – $S = 2 \div 20$ см; 5 – границы безаномальной коры высокого сопротивления $S = 0.1 \div 2$ см; 6 – обозначения аномалий; 7 – граница осадочного чехла Русской платформы, 8 – изолинии S осадочного чехла. Цифры в кружках – названия аномалии 1 – Печенгско-Алареченская, 2 – Имандра-Варзугская, 3 – Онежская, 4 – Ладожская, 5 – Любимская, 6 – Кулидино-Лиепайская, 7 – Валмиеро-Локновская, 8 – Чудская, 9 – Ильменская.

проводящие, связанные с графитистыми и сульфидно-графитистыми породами. Верхние кромки их выходят либо на дневную поверхность (на щите), либо под подошву осадочного чехла (на Русской платформе). Сами объекты разделяются на два типа. Первый тип – узкие вытянутые зоны (полосы) проводимости, имеющие, в первом приближении, вид двумерных объектов. Их оси выделены жирными линиями. Как правило, они характеризуются высокой продольной проводимостью, в тысячи сименсов и более. Второй тип проводников определяет широкие области пониженного сопротивления кристаллического фундамента. Продольная проводимость их изменяется от единиц и десятков сименсов до тысячи сименсов. Слабые аномалии в единицы и десятки сименсов выделяются только на щите и не обнаруживаются под осадочным чехлом.

Интенсивные полосовые аномалии выделяются одинаково уверенно как на щите, так и под платформенным чехлом. Одна из них, Ладожская (4 на рис. 4), непрерывно прослеживается с территории щита на платформу, под осадочный чехол. На территории щита аномалия хорошо изучена. К ней приурочены горизонты черных углеродистых сланцев и пирит-пирротинистых пород. На северо-западе, на территории Финляндии, она проходит через медно-никелевое рудное поле Миккели и далее разветвляется на северо-западную и западную ветви (рис. 1). Северо-западная ветвь образует Ладожско-Ботническую зону (Цветной пояс Финляндии), западная ветвь уходит параллельно Финскому заливу в сторону Швеции.

Выводы

Представленный выше анализ указывает на исключительную распространенность в земной коре на территории России электронно-проводящих аномалий, обусловленных присутствием графита и сульфидно-углеродистых образований. Они охватывают широкий диапазон возрастных групп – от интенсивно дислоцированных и метаморфизованных пород верхнего архея и протерозоя до палеозоя и относительно слабо метаморфизованных пород мезозоя.

Аномалии электропроводности флюидной природы наблюдаются, в основном, в областях молодого вулканизма, например, на Камчатке [13]. С флюидами принято связывать региональное понижение сопротивления в верхней мантии, на глубинах 110–140 км, как это наблюдается в пределах обширной Восточно-Сибирской аномалии (30 на рис. 1) [5].

По мере увеличения объема экспериментальных данных глубинных зондирований и повышения детальности исследований становится ясно, особенно на примере Балтийского щита, что «зараженность» земной коры аномалиями электропроводности столь велика, что это свойство становится нормой, тогда как участки земной коры с однородным (по латерали) высоким сопротивлением на всю ее мощность являются редко встречающимися аномалиями.

Во многих случаях по данным формальной интерпретации результатов глубинных зондирований коровые аномалии определяются в виде промежуточных проводящих слоев, залегающих на глубинах от единиц до первых десятков километров. Однако более правильно интерпретировать их крутозалегающими, иногда пологонаклонными зонами или системами зон проводимости, выходящими под осадочный чехол, под трапповые поля или под более молодые эффузивно-осадочные комплексы.

По вопросу о природе сульфидно-углеродистых аномально-проводящих объектов результаты наших исследований в наибольшей мере согласуются с идеей об их первично-осадочном, биогенном происхождении. Согласно биогенной концепции, на раннем этапе развития Земли произошло резкое изменение характера геологических процессов в связи с появлением атмосферы, гидросферы и фотосинтезирующих бактерий [6]. С этого рубежа (3–3.5 млрд. лет) возникла и начала активно развиваться органическая жизнь. Наиболее интенсивно она протекала в мелководных бассейнах, где накапливалось и захоронялось органическое вещество. Одновременно эти области испытывали погружения, сопровождавшиеся дизъюнктивными тектоническими движениями, вулканическими явлениями и осадконакоплением. Глубокий метаморфизм приводил к удалению летучих компонентов и к структурной перестройке вещества. Богатые сероводородом органические остатки преобразовывались в характерные переслаивающиеся пачки сульфидно-графитистых пород.

Описанная область крупных геологических преобразований, обусловленных биогеохимической и вулканической деятельностью, получила название супраструктуры, а соответствующие геологические комплексы – название супакрустальных, или залегающих на первичной коре наиболее раннего, нуклеарного этапа развития Земли.

Представленная схема образования графита в земной коре находит подтверждение в результатах наших исследований, прежде всего в том, что электронно-проводящие сульфидно-графитистые толщи всегда наблюдаются в составе супакрустальных вулканогенно-осадочных толщ; они залегают согласно с горизонтами первично-осадочных пород и, сами, являясь их компонентом, отражают литолого-стратиграфические особенности строения соответствующих геологических структур.

С биогенно-осадочной концепцией происхождения графита согласуется также вытекающая из экспериментальных данных общая схема распространения электронно-проводящих (графитовых) коровых аномалий в планетарном масштабе – это огромные проводящие включения, покровные образования, наблюдаемые иногда в виде разломов, шарьяжей или рифтообразных структур и залегающие в виде неоднородного, мозаичного слоя SC (Sulfide and Carbon bearing layer) на неровной поверхности древнейшего плохопроводящего и относительно однородного протофундамента, сформированного на самой ранней, «нуклеарной» стадии развития Земли. В честь первооткрывателя идеи об электронно-проводящей природе коровых аномалий, профессора Александра Сергее-

вича Семенова этому феномену придано обозначение «SC-слой Семенова». Понятие «слой» в данном случае имеет сугубо условное значение, поскольку область распространения электронно-проводящих образований характеризуется крайней неоднородностью, как по вертикали, так и по латерали.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ОНЗ-6 РАН ««Геодинамика и физические процессы в литосфере»»

Список литературы

1. Альперович И.М., Никифоров В.М. Аномалии проводимости в земной коре о. Сахалина // ДАН СССР, 1979. Т. 244. № 5. С. 1194–1196.
2. Бабаджанов Т.П., Басов М.Д., Гатина Р.М. и др. Южно-Тянь-Шаньская аномалия электропроводности // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1986. № 6. С. 79–90.
3. Бакиров А.Б. Эндогенные геологические формации Тянь-Шаня // Ч. И. Метаморфические формации. Фрунзе: Илим, 1984. 215 с.
4. Бердичевский М.Н., Борисова В.Н., Бубнов Г.Н. Аномалия электропроводности земной коры Якутии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969. №10. С. 22–41.
5. Ваньян Л.Л. Электропроводность земной коры в связи с ее флюидным режимом // Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 27–35.
6. Виноградов А.П. Изотопы кислорода и фотосинтез. М.: изд-во АН СССР, 1962. 32 с.
7. Жамалетдинов А.А. Графит в Земной коре и аномалии электропроводности. // Физика Земли, 1996. № 4. С. 12–29.
8. Жамалетдинов А.А., Ковтун А.А. Схема электропроводности северо-восточной части Балтийского щита. Параметры нормального разреза // Строение литосферы Балтийского щита. М.: МГК РАН, 1993. С. 86–88.
9. Карагодин И.Н. Источник углеводородов гигантских скоплений нефти в неокомских отложениях Западной Сибири // ДАН, 1994. Т. 334. № 4. С. 484–488.
10. Ковтун А.А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований // Л.: изд-во Ленинградского университета, 1989. 284с.
11. Кольская сверхглубокая / Гл. ред. Козловский Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.
12. Матковский О.Е., Кульчещкая А.А. Графит // Минералы Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1990. С. 45–51.
13. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 180с.
14. Подловин ЕС, Габлин НС. Геологическое строение фундамента Тимано-Печерской провинции по результатам исследований магнитотеллурическими методами // Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 101–107.
15. Полторацкая О.Л., Панарин В.П., Попов Г.И. Западно-Якутская аномалия электропроводности // Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 116–122.
16. Рокитянский ИИ. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наук. думка, 1975. 279 с.
17. Русанова О.Д. К вопросу об источнике углерода природных алмазов // Древняя кора выветривания гипербазитов Северного Урала: Тр. Свердл. горного ин-та, 1975. Вып. 118. С. 105–118.
18. Семенов А.С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вестник ЛГУ, 1970. № 12. С. 19–26.
19. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
20. Фельдман И.С. Природа проводимости земной коры и верхней мантии. // II Всероссийская школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли. Лекции, тезисы. М. МАКС Пресс, 2005. С. 68. (ISBN 5-317-01455-7) .
21. Фельдман И.С., Жамалетдинов А.А. Флюидная и тепловая модели электропроводности литосферы по лабораторным данным (статья в настоящем сборнике).
22. Шапиро В.А. Урало-Тянь-Шаньская аномалия электропроводности // ДАН СССР, 1988. Т. 299. № 3. С. 598–602.
23. Adam A. Appearance of the electrical inhomogeneity and anisotropy in the results of the complex electrical exploration of the Carpathian Basin, Acta Geod. Geophys. Mont. Hung., 4. 1969. 187–197.
24. Feldman I.S. et al. Magnetotelluric and seismic study of the Earth crust and upper Mantle in the Caucasus region // Induction Electromagnetique Dans la Terre. Brest. Univ. de Bretagne, 1994. P. 65. (Thesises of 12-th Workshop, IAGA).
25. Zhamaletdinov A.A. On Electronocally Conductive Nature of the Carpathians anomaly (Goelectric, Geothermal and Geodynamic aspects). \\\ Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., C-95 (386), 2005. P. 43–58.

Согласование петрологических, сейсмологических и теплофизических моделей верхней мантии Земли

В.А. Кронрод, О.Л. Кусков

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, va_kronrod@mail.ru

Обсуждается метод согласования петрологических, сейсмологических и теплофизических моделей верхней мантии Земли на основе фундаментальной петрологической системы NaTiCFMAS. В результате решения находится самосогласованная геохимико-геофизическая модель, в некотором смысле наилучшим образом описывающая всю совокупность априорной геохимической и геофизической информации о строении верхней мантии. В качестве примера строится осредненная модель континентальной мантии.

Введение

Химия земных недр их тепловые поля а priori неизвестны. Как геохимические, так и геофизические данные указывают на структурную и вещественную неоднородность верхней мантии Земли. Данные изотопной геохимии, а также отношения индикаторных элементов-примесей в магматических породах показывают, что химическая дифференциация мантии имела место в течение геологического времени. Сопоставление скоростных моделей верхней мантии молодых и древних платформ, тектонически активных континентальных провинций и океанических областей с очевидностью говорит о том, что различия в региональных сейсмических моделях могут быть связаны с вариациями как химического и минерального состава пород, так и температурного режима мантии.

Существующие геохимические [5, 11], сейсмологические [6] и теплофизические модели [7] верхней мантии построены в большей части независимо друг от друга. Поэтому актуальной является проблема построения самосогласованных глобальных и региональных петролого-геофизических моделей верхней мантии. Под петролого-геофизической моделью мантии будем понимать такую модель, которая позволяет дать максимально полное в рамках термодинамического аппарата описание температурного режима, состава и свойств мантийного вещества. Таким образом, петролого-геофизическая модель с одной стороны должна вводить ограничения на химический и минеральный состав мантии, а с другой – давать распределение термоупругих свойств в ее недрах, таких как плотность, модули сжатия, термическое расширение, теплоемкость, скорости сейсмических волн и других параметров. Самосогласованная модель верхней мантии получается в результате согласования данных петрологии, сейсмологии и теплофизики из условий максимальной близости получаемых в результате решения обратной задачи значений валового состава, сейсмических скоростей и температуры к параметрам глобальной референц геохимико-геофизической модели (РМ). Под последней будем понимать модель, дающую наиболее полное описание состава, температуры и сейсмических свойств мантийного вещества по совокупности геохимических и геофизических данных.

Методы построения композиционных и температурных самосогласованных моделей планетарных оболочек описаны в цикле работ [3–10]. В настоящей работе предлагается новый метод построения самосогласованных петролого-геофизических моделей. В результате решения обратной задачи находятся концентрационные, тепловые и плотностные распределения в мантии. Особенностью постановки задачи является восстановление температурных профилей, согласованных как с сейсмическими данными, так и с одномерной теплофизической моделью теплопереноса в коре и мантии.

Постановка задачи и метод решения

Термодинамическое моделирование. С термодинамической точки зрения состав и физические свойства коры и мантии описываются несколькими параметрами, определяемыми по геохимическим данным, и уравнениями состояния мультикомпонентных фазовых систем. Аппарат термодинамики позволяет по химическому составу определить фазовый состав стабильных фаз и их физические свойства при высоких температурах давлений.

Мы используем метод минимизации свободной энергии Гиббса, адаптированный к расчетам фазовых равновесий в мультисистемах с фазами переменного состава, которые представляют собой твердые растворы минералов. Расчет уравнения состояния (УРС) минералов проводится в приближении Ми-Грюнаизена-Дебая с потенциалом Борна-Майера для аппроксимации потенциальной части УРС. Расчеты равновесного состава фазовых ассоциаций, скоростей упругих волн и плотности проведены с помощью программного комплекса и базы данных THERMOSEISM [9].

Расчет состава и температуры по сейсмическим данным. Метод реконструкции температуры и состава условно может быть разделен на два этапа. На первом по экспериментальным величинам P , S сейсмических скоростей определяются $T_{P,S}$, C_m , ($m = \text{FeO}, \text{MgO}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}$). Профиль $T_{P,S}$ на втором шаге расчета используется в теплофизической модели кондуктивного переноса [3, 4].

Процедура обращения сейсмических профилей в термические и концентрационные в мультисистеме $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ с фазами переменного состава осуществляется на основе уравнений состояния мантийного вещества с учетом фазовых превращений, ангармонизма и эффектов неупругости. Решение обратной задачи основывается на минимизации функционала:

$$\mathcal{Q} = \sum_{i=1}^N \sum_F \alpha_F (F_i^0 - F_i)^2,$$

$$(F=V_p, V_s, T_{cond}, C_m), (m = FeO, MgO, Al_2O_3),$$

где F_i^0 – параметры «эталонной модели», F_i расчетные значения, T_{cond} находится на втором этапе расчета. На первой итерации T_{cond} задается. Функционал минимизируется методом Монте Карло. При решении накладываются условия положительного градиента плотности по глубине и фиксируется отношение $C_{Al_2O_3}/C_{CaO}=1.25$ [11]. В результате находятся концентрации основных оксидов, и температура $T_{p,s}$ в каждой расчетной точке по глубине, наилучшим образом удовлетворяющие скоростям сейсмических волн и температуре. Находятся также величины корректировки исходной сейсмической информации.

Расчет температуры в литосфере. Процедура расчета геотермы и тепловых потоков основывается на модели кондуктивного переноса в литосфере. Области с конвективным переносом в данной модели не рассматриваются, в них априори задается адиабатический градиент температуры. Формально модель работает в области от поверхности до термической границы литосферы, которая определяется пересечением расчетного профиля с потенциальной адиабатой. Область кондуктивного переноса разделяется на пять зон: верхняя кора ($i = 1, 2$), средняя кора ($i = 3$), нижняя кора ($i = 4$) и литосфера ($i = 5$). Верхняя кора включает D слой ($i = 1$), в котором выделяется основная энергия от радиогенных источников. В D слое задается экспоненциальное распределение мощности источников по глубине H [1]. Предполагается, что нестационарные эффекты и влияние неперпендикулярных потоков малы по сравнению с другими погрешностями модели. Таким образом, следуя [1], мы рассматриваем одномерную модель теплопроводности. Граничные условия на поверхности задаются по известным значениям температуры и тепловых потоков. Профили температуры в зонах ($i = 1-5$) определяются из простых алгебраических уравнений, которые позволяют получить зависимости температуры и тепловых потоков от глубины $T_{cond}(H)$.

Определение температуры, тепловых потоков и мощности радиогенных источников в литосфере. Выше мы рассмотрели методы расчета температуры ($T_{p,s}$) по сейсмическим данным и 1-D модели кондуктивной теплопроводности ($T_{cond}(H)$). На основе этих результатов сформулируем следующую обратную задачу. На основе поверхностных тепловых потоков и $T_{p,s}$ профилям требуется определить мощность D слоя, теплопроизводительность D слоя, теплогенерацию в верхней и средней коре, тепловые потоки в коре и литосфере. Задача решается минимизацией функционала F , характеризующего невязки между температурным профилем $T_{p,s}$, определенным по сейсмическим данным и температурным профилем T_{cond} , рассчитанным по 1-D модели кондуктивного теплопереноса. Функционал F минимизируется методом Монте Карло [3, 4]. Входными параметрами для обратной задачи служат коэффициенты теплопроводности во всех расчетных зонах, теплогенерация в нижней мантии и литосфере, температура и поток на поверхности, а также температурный профиль $T_{p,s}$ определенный по сейсмическим данным. В результате находится геотерма T_{geoth} и тепловой поток во всех расчетных зонах, теплогенерация в верхней и средней коре [3, 4].

Изложенные выше основные элементы итерационного процесса повторяются до достижения сходимости (температура, концентрации и сейсмические скорости не меняются в третьей значащей цифре).

Результаты

Предложенный метод реконструкции температурного режима и состава в верхней мантии тестировался на модели осредненной континентальной литосферы. Мы рассматривали следующую «референц модель» верхней мантии Земли. Сейсмический профиль задавался по референц модели IASP 91 [2], отражающей средние распределения сейсмических скоростей под континентами. «Референц состав» на глубинах 80–200 км задавался по модели среднего состава гранатовых перидотитов [11], на глубинах 200–370 км – средний состав примитивной мантии [11].

Состав, скорректированные профили скоростей, температурные профили, мощность радиогенных источников определялись по методике, описанной выше. Разбиение на расчетные зоны было принято следующим: верхняя кора $H < 10$ км, средняя кора $10 < H < 18$ км, нижняя кора $18 < H < 43$ км, литосфера $H > 43$ км. Коэффициенты теплопроводности во всех зонах и теплогенерация приняты по [1].

Полученные в результате решения обратной задачи концентрационные, температурные и скоростные профили близки к исходным «референц» моделям, рис. 1. В результате расчетов получены тепловые потоки в коре и мантии. Поверхностный тепловой поток (q_o) получен 50 мВт/м². Мантийный поток для континентальной мантии оценен равным 23 мВт/м², что составляет 46% от поверхностного потока. По данным [1] мантийные потоки для континентов в зависимости от региона оцениваются в 35–62 % от q_o . Тепловой поток, генерируемый в обогащенном радиогенными элементами слое D , составляет ~29 % от q_o (29–40% по [1]). Средняя генерация радиогенных источников в коре 0.66 мкВт/м³ лежит в пределах оценок [12]. Мощность слоя D найдена 8.5 км, мощность континентальной литосферы – 170 км.

Расчетные величины скоростей (рис. 1) близки к «эталонному профилю» [2]. Восстановленная геотерма находится в согласии с геофизическими моделями [1, 12]. Состав мантии на глубине порядка 200 км резко изменяется от состава гранатовых перидотитов к составу примитивной мантии.

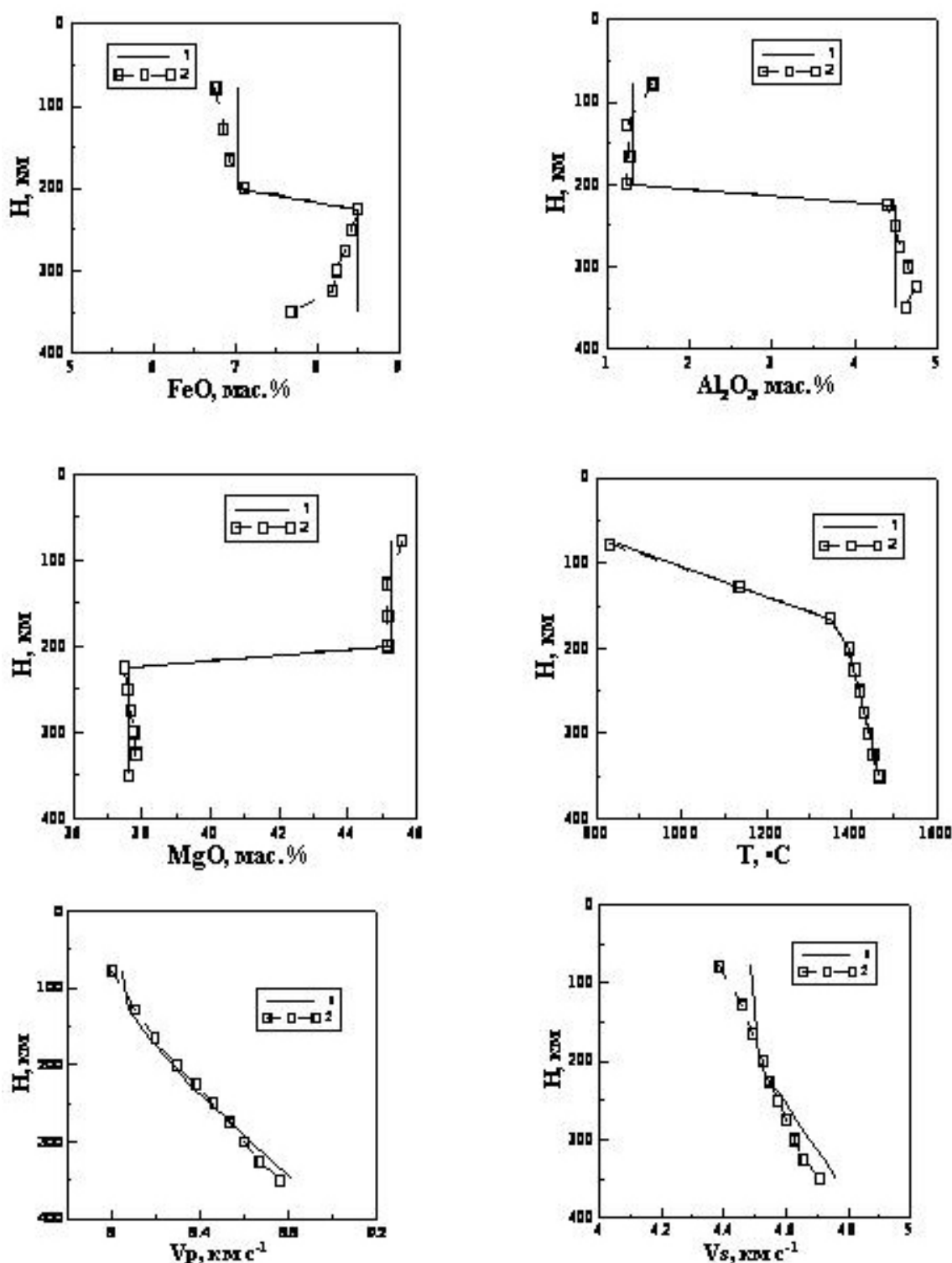


Рис. 1. Самосогласованная модель осредненной континентальной литосферы, построенная по геохимическим и геофизическим моделям. 1 – геофизические [2] и геохимические [9] «референц» модели, 2 – самосогласованная модель, полученная в результате решения. Для температуры параметры «референц» модели итерационно корректируются.

Заключение

Разработан метод построения самосогласованных региональных и глобальных петролого-геофизических моделей верхней мантии. Метод тестирован на осредненной модели континентальной литосферы. Полученная модель состава, термического режима и сейсмических скоростей в верхней мантии показала хорошее согласие с современными геофизическими и петрологическими моделями. Наши результаты по исследованию строения и состава верхней мантии Земли, приводят к выводу, что модель верхней мантии состоящей из двух зон с границей, находящейся в среднем на глубине порядка 200 км, наилучшим образом отвечает геофизическим и петроло-

гическим моделям. Верхняя область имеет состав близкий к гранатовым перидотитам, нижняя – к примитивной мантии.

Список литературы

1. Artemieva I.M. and Mooney W.D. Thermal Thickness and Evolution of Precambrian Lithosphere: A Global Study // *J. Geophys. Res.*, 2001. V. 106. P. 16387–16414.
2. Kennet B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.*, 1991. V. 105. P. 429–465.
3. Kronrod V.A. and Kuskov O.L. Modeling of the Thermal Structure of Continental Lithosphere // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2007. V. 43. № 1. P. 91–101.
4. Kronrod V.A., Kuskov O.L. Determining Heat Flows and Radiogenic Heat Generation in the Crust and Lithosphere Based on Seismic Data and Surface Heat Flows // *Geokhimiya*, 2006. № 10. [Geochem. Int. V. 44. P. 1035–1040].
5. Kronrod V.A., Kuskov O.L. Determination of upper mantle bulk composition and temperature from seismic data // *Geokhimiya*, 1996. № 1. P. 80–85.
6. Kronrod V.A., Kuskov O.L. Chemical composition, temperature, and radius of the lunar core from geophysical evidence // *Geochem. Int.*, 1997. V. 35. P. 4–12.
7. Kuskov O.L., Kronrod V.A., Annersten H. Inferring Upper-Mantle Temperatures from Seismic and Geochemical Constraints: Implications for Kaapvaal Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006. V. 244. P. 133–154.
8. Kuskov O.L., Kronrod V.A. Determining the Temperature of the Earth's Continental Upper Mantle from Geochemical and Seismic Data // *Geokhimiya*, 2006. № 3. P. 267–283 [Geochem. Int. V. 44. P. 232–248].
9. Kuskov O.L., Kronrod V.A., 2001. Core sizes and internal structure of the Earth's and Jupiter's satellites // *Icarus*. V. 151. P. 204–227.
10. Kuskov O.L., Kronrod V.A. Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature and radius of a core // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1998. V. 107 P. 285–306.
11. McDonough W.F. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 101. P. 1–18.
12. Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.*, 1998. V. 145. P. 395–411.

Влияние кислых, нейтральных и щелочных флюидов на упругие свойства пород (песчаника, кварцита) при высоких температурах и давлениях (в приложении к проблеме коровых волноводов)

Е.Б. Лебедев

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, leb@geokhi.ru

Геофизические исследования последних лет обнаружили существование в средней части земной коры зон с аномально низкими сейсмическими скоростями и повышенной электропроводностью. Природа этих зон все еще окончательно не установлена. Имеются предположения, что они могут быть связаны с изменениями пористости и проницаемости пород, а также с присутствием флюидов. Глубинные флюиды как наиболее подвижная часть геологической среды играют важную роль в развитии геодинамических процессов. Результаты исследований геофизических неоднородностей консолидированной коры континентов (волноводов, электропроводящих зон, участков повышенного поглощения сейсмических волн и интенсивной расслоенности), дают основу для суждения о глубинных флюидах [4]. На основании глубинных сейсмических и электромагнитных исследований в земной коре и верхней мантии континентов выделена серия слоев с пониженными сейсмическими скоростями (волноводов) и повышенной электропроводности. Последнее дает основание предполагать, что они связаны с флюидонасыщенными зонами [11]. Природа таких волноводов, соответствует механической модели земной коры, развиваемой в работах [3, 10]. На основании лабораторных исследований горных пород при высоких давлениях и температуре установлено, что в верхней коре должны формироваться трещины. Значительно влияет на величину скорости содержание в породе флюидов [5, 6, 7], их воздействием можно объяснить резкие изменения скоростей и слоистость коры и верхней мантии.

Чтобы проверить эту гипотезу, было проведено экспериментальное изучение влияния флюидов на упругие свойства ряда пород (песчанике, кварците, амфиболите, обсидиане, граните, базальте, пироксените, серпентините) в условиях возможных температур и давлений, характерных для средней части континентальной земной коры. Исследования проводились при давлении 300 МПа и температурах до 850°C. Полученные результаты показали сильное влияние флюидов и состава растворов на упругие свойства пород. В породах в результате минеральных

реакций растворов (нейтральных, кислых и щелочных) происходят изменения микроструктуры и, как следствие, изменения упругих свойств

Исследования особенностей изменения скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн глубинных пород в присутствии воды представляется исключительно важным для геохимической интерпретации природы сейсмической расслоенности литосферы, ее аномальных зон, особенно в областях активной тектонической и гидротермальной деятельности. Экспериментальные данные должны также представлять интерес при интерпретации результатов, полученных при глубинном бурении осадочно-метаморфических толщ. Литературные данные показывают, что при высоких давлениях и температурах получено большое количество лабораторных измерений упругих свойств, определенных, главным образом, в сухих условиях [1, 12, 13, 14, 18]. Представляет значительный интерес работы Буркхардта и Керна, связанные с анализом влияния флюидов на упругие свойства. Работы Керна [15, 16] посвящены исследованию большого числа пород и минералов под давлением до 6 кбар и температурах до 700°C. Работы Буркхардта и Вульф [19, 20] посвящены изучению пород в присутствии флюидов при стандартных условиях и высоких температурах. В этих работах значительная часть исследований посвящена изучению упругих свойств пород из глубоких скважин.

В настоящее время основная информация о внутреннем строении земной коры, структурном состоянии и вещественном составе, получается по данным сейсмических исследований. Однако интерпретация данных о скоростях упругих волн в терминах их соответствия материальному и структурному составу глубинных пород, особенно с учетом присутствия водных флюидов, все еще остается трудной задачей. Присутствие воды и солевых растворов в глубинных зонах земной коры может инициировать химические реакции, которые в свою очередь могут иметь существенное влияние на скорости упругих волн в породах. Кроме того, сейсмические границы в земной коре могут быть вызваны не только изменениями состава пород, но также и присутствием в глубинных зонах воды с высоким флюидным давлением. Минеральные и химические изменения в породах также связываются с циркуляцией коровых растворов. Поэтому для дальнейшего углубления интерпретации геофизических измерений и выяснения физико-химической природы сейсмической расслоенности литосферы необходимо проведение измерений скоростей упругих волн в образцах пород при высоком давлении и температурах, а также в присутствии водно-солевых флюидов.

Представленные экспериментальные исследования были выполнены в газовом аппарате высокого давления с внутренним нагревом, описанном [8], создающем гидростатическое давление. Исследования проводились на образцах породы при температурах до 850°C под давлением азота (сухие условия) или водно-солевых флюидов различного состава 300 МПа (рис. 1).

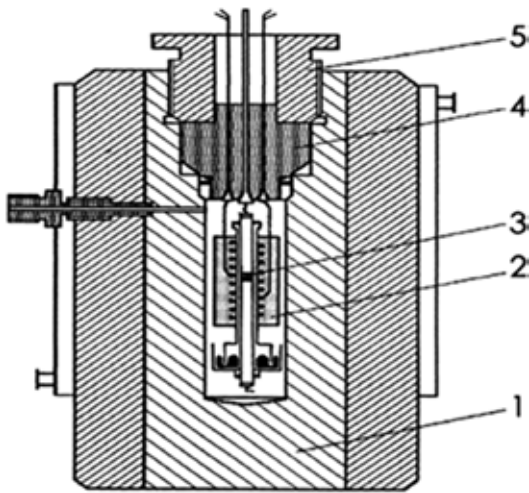


Рис.1. Газовый аппарат высокого давления (до 5 кбар) с внутренним нагревом: 1 – корпус аппарата; 2 – измерительная устройство с платиновой реакционной камерой, электрической печью, ртутным затвором и пьезоэлементами в холодной части камеры высокого давления; 3 – исследуемый образец породы; 4 – затвор аппарата; 5 – запирающая гайка. Ртутный затвор отделяет флюид или химический раствор от передающего давление газа азота от компрессора.

Методика экспериментов была следующей. Из блока, однородного по составу и структуре, песчаника изготовлялся цилиндрический образец длиной ~ 0.5 см и диаметром ~ 0.8 см. Образец вместе с присоединенными к нему цилиндрическими звукопроводами помещался в платиновую реакционную камеру, которая затем заполнялась водой или раствором заданного состава и монтировалась в сосуде высокого давления. В сухих экспериментах порода находилась в непосредственном контакте с газом (азотом). Прямой контакт флюида с образцом обеспечивает равенство порового и обжимающего давлений, т.е. опыты проводились при нулевом эффективном давлении.

Для сравнения измерения скоростей упругих волн под давлением флюидов и сравнения с классическими методами измерения в сухих условиях были проведены специальные исследования. Два различных прибора высокого давления были использованы в сравнительных условиях для экспериментов: шестипуансонный пресс [14] и газовый аппарат с внутренним нагревом [8, 9]. Шестипуансонный пресс обеспечивает близкое к гидростатическому давлению благодаря использованию шести пирамидальных поршней в трех ортогональных направлениях, образующих куб с размерами ребер равным 43 мм. Точность измерения скорости оценивалась лучше, чем 1% [14]. В газовом аппарате с внутренним нагревом [8] достигалось истинное гидростатическое давление. Цилиндрический образец диаметра 0.8 см присоединялся к стальному цилиндрическому звукопроводу и помещался в платиновую реакционную камеру, которая заполнялась водой. Реакционная камера закрывалась ртутным затвором. Точность измерения в экспериментах составляла:

$\pm 5^\circ\text{C}$ для температуры, 1% для давления и 5% для измерения скорости упругих волн. Принципиальное различие между двумя методами состоит в следующем: В шестипуансонном аппарате, представляющем «открытую систему», это означает, что флюидное поровое давление при реакции дегидратации, не контролируется. В газовом ап-

парате с внутренним нагревом («закрытая система»), поровое флюидное давление всегда находится в балансе с обжимающим давлением ($P_{conf.}$) и влияет на дегидратацию. Скорости продольных и поперечных волн были измерены в содержащих и не содержащих цеолиты базальтах в сухих условиях в шестипуансонном аппарате (1) (при 600 МПа и температурах до 700 °C) и в газовом аппарате с внутренним нагревом в сухих и водусодержащих условиях (2) (при 300 МПа и температурах до 900 °C) при различном эффективном давлении ($P_{eff.}$). Это означает:

- (1) $P_{eff.} = P_{conf.}$
 (2) $P_{eff.} = P_{fluid.} = 0$,
 $P_{eff.} = P_{lith} - \alpha P_{fluid}$

Сравнительные измерения были сделаны на одних и тех же образцах базальтов. Температурные зависимости изменения скорости отражают действия процессов гидратации и дегидратации. При условиях нулевого эффективного давления, образование цеолитов показывает значительное повышение значений скоростей упругих волн в районе 200 °C в базальтах вначале не содержащих цеолитов.

В газовом аппарате с внутренним нагревом скорость продольных волн определялась с помощью метода ультразвукового прозвучивания в комбинации с эхо-импульсным методом. Измерение скоростей продольных волн проводилось ступенчато с выдержкой при каждой температуре до постоянной величины скорости. Время измерения скоростей продольных волн в одном эксперименте составляло приблизительно 6–10 ч при нагревании от 20 до 850 °C. Были проведены также более длительные опыты, составлявшие трое суток. Химический, минералогический, микронзондовый анализы, измерение пористости и проницаемости были выполнены на закалочных образцах исследуемых пород при тех же температурах и давлениях. Для примера подробно приведены экспериментальные данные по песчанику. Песчаник для данного исследования был выбран как порода, имеющая относительно простой состав: содержащая главным образом кремнезем, и претерпевшая сравнительно небольшие структурные изменения при низкотемпературном метаморфизме. Кварцевый песчаник (Веалден, карьер Оберн-кирхен, Германия). Экспериментальные результаты представлены на рис. 2.

Во всех температурных диапазонах отмечается большое различие в скоростях упругих волн в песчанике в сухих условиях и в условиях насыщения флюидами. Для кварцсодержащих пород при давлении флюидов 300 МПа (3 кбар) при температурах около 630 °C наблюдается резкое увеличение скорости продольных волн, связанное с α - β переходом в кварце. Под давлением флюидов этот эффект проявляется более заметно, чем в сухих условиях. Это связано с лучшим пьезоконтактом с породой, объясняемой хорошей смачиваемостью.

В присутствии щелочного и карбонатного флюидов ($NaOH$, KOH , Na_2CO_3 ; 1М) наблюдалось увеличение скорости продольных волн приблизительно на 0.5 км/с в температурном диапазоне 150–450 °C. Напротив, присутствие кислотных и нейтральных растворов (H_2O , $NaCl$, $CaCl_2$, H_2CO_3 , HCl) не приводило к увеличению скоростей упругих волн в этом температурном диапазоне; вместо этого наблюдалось увеличение скоростей упругих волн на 0.3–0.5 км/с в другом температурном диапазоне: 400–640 °C (рис. 3). В присутствии щелочно-го и карбонатного флюидов такого увеличения скоростей упругих волн не наблюдалось. Тренды V_p , полученные в присутствии гидрокарбонатного флюида, располагаются между зависимостями, упомянутыми выше. Полученные результаты также показали заметное влияние состава флюидов в ряду: $NaOH$ - Na_2CO_3 - $NaHCO_3$ - H_2CO_3 на упругие свойства песчаника. Это связано, очевидно, с происходящими минеральными реакциями, приводящими к изменениям микроструктуры породы (рис. 4).

Следовательно, флюиды при изменении их химического состава с постепенным закономерным изменением кислотно-щелочных свойств или изменением pH раствора, вследствие взаимодействия вода-порода, могут оказывать закономерное влияние на упругие свойства песчаника.

В песчанике при температурах от 250–640 °C в присутствии воды и кислотных флюидов наблюдается рост скоростей продольных волн связанный с окремнением породы. Эти данные достаточно хорошо совпадают с экспериментальными данными [2].

Под давлением воды до 5 кбар и температуре до 900 °C были исследованы гранит, пироксенит, серпентинит

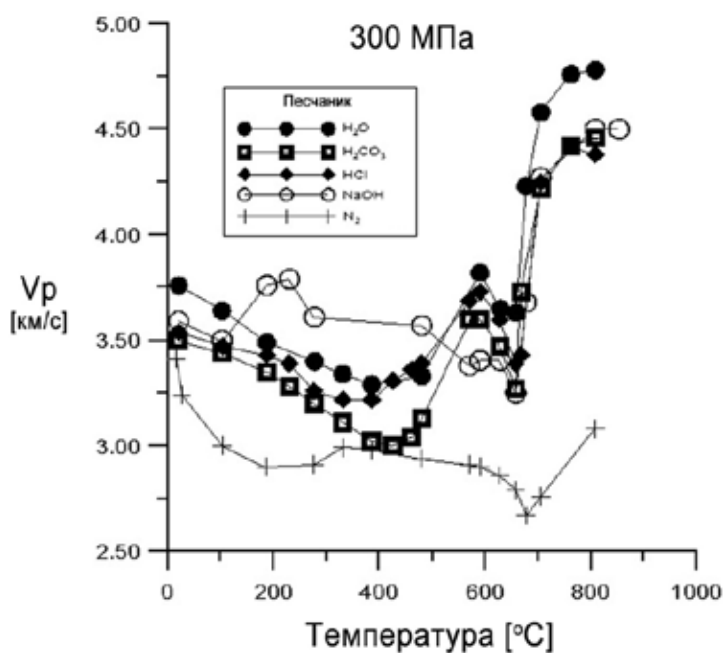


Рис. 2. Температурная зависимость скорости продольных упругих волн (V_p) в песчанике под давлением водно-солевых флюидов (H_2O , H_2CO_3 , HCl , $NaOH$, и N_2 (сухие условия) 300 МПа.

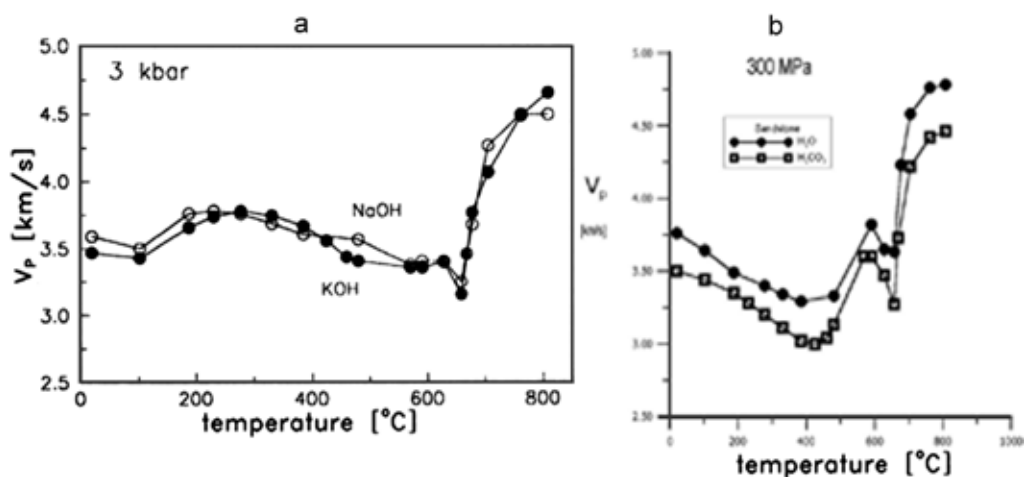


Рис. 3. Увеличение скорости продольных волн: а – в присутствии щелочных флюидов (NaOH, KOH) в температурном диапазоне 150–450° С, б – в присутствии кислотных и нейтральных растворов (H₂O, H₂CO₃) в температурном диапазоне 400–640° С.

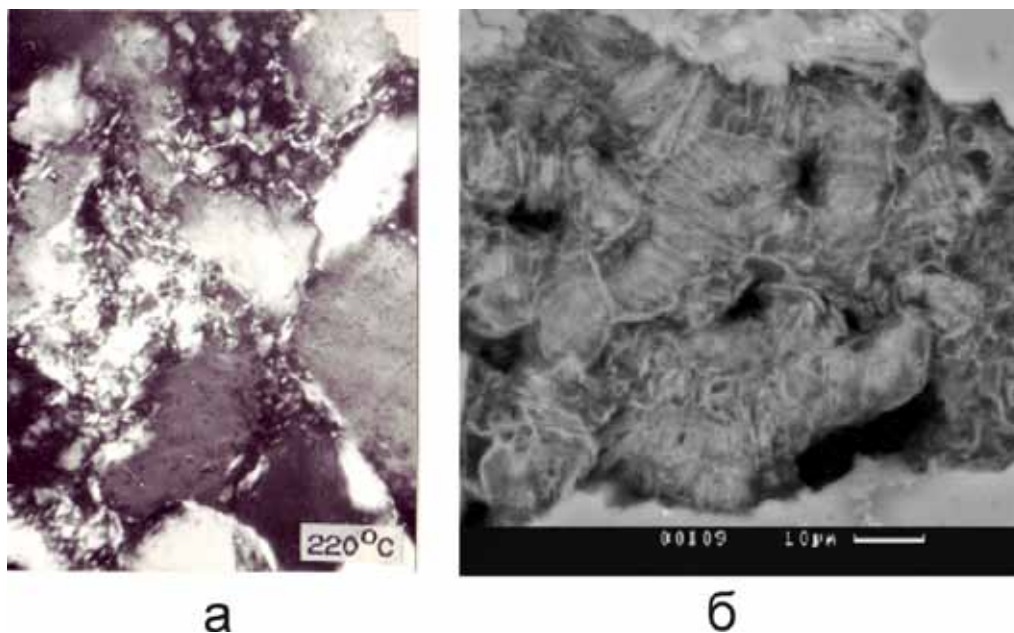


Рис. 4. Влияние состава флюидов в ряду: NaOH-H₂CO₃ на упругие свойства песчаника. Это связано с происходящими минеральными реакциями, приводящими к изменениям микроструктуры породы и появлением в межзерновом пространстве слюды при NaOH (а) и осаждением аморфного кремнезема (б).

и обсидиан [17]. Экспериментальные измерения скорости продольных волн в амфиболите и базальте были выполнены при давлении 3 кбар и при температурах от 20 до 850°С (амфиболит) и до 1200°С (базальт) в присутствии воды. Эксперименты проводились в условиях равенства флюидного и обжимающего давлений. Результаты опытов, полученные под давлением воды и под давлением газа в сухих условиях, резко отличаются.

Под высоким давлением воды при температуре ~ 650° С обнаружен минимум скоростей упругих волн в амфиболите, приводящий к смене понижения скорости на повышение в связи с уплотнением системы. Установлено, что изменения упругих свойств породы обусловлены изменениями ее микроструктуры. Протекают процессы двух типов ответственные за изменение структуры порового пространства амфиболитов: фазовые переходы, (α - β -переход в кварце) при 652° С и 3 кбар, и частичное плавление (до 0.5–1.0 об. %) при 700–760° С и 3 кбар). Преобразования, происходят во всем диапазоне температур: образование дилатансионных микротрещин и локальный массоперенос. Рост скорости после прохождения точки минимума может быть обусловлен эффектом заживления микротрещин – как их зарастанием при переотложении силикатного вещества, так и, при более высоких температурах, заполнением трещин расплавом [21].

Экспериментальные результаты для базальта на кривой $V_p = f(t)$ под давлением воды при 200–300° С, в области цеолитовой фации метаморфизма базитов и metabазитов, наблюдается аномальное повышение (гидратация) скорости V_p (на 0.5 км/с). После достижения 350° С скорость резко падает (дегидратация) почти до исходной

и остается таковой до 650° С. На кривой также можно отметить некоторые другие эффекты. Около 650° С наблюдается небольшое повышение скорости, которое связано с появлением пленки кислого стекла. Выше 750° С начинается плавление основной части базальта и отмечается значительное падение скорости.

Практически для всех пород в области протекания метаморфических реакций наблюдаются отклонения от прямых линий, характерных для сухих условий. Эти отклонения характеризуют влияние флюидов на упругие свойства пород и расплавов. Эти явления могут соответствовать глубинным процессам, связанным с проявлением коровых волноводов. Для кварцсодержащих пород наблюдаются резкие изломы в области α - β перехода, эти явления будут характерны для более глубоких зон литосферы. Также около температуры ~650° С наблюдаются явления, связанные с появлением пленочных расплавов.

Также как при изменении упругих свойств пород, изменение электропроводности в присутствии флюидов зависит от изменения пористости и проницаемости породы. Значительную роль играет появление интерстициальных фаз в межзерновом пространстве породы или появление пленочных межзерновых расплавов.

Экспериментальные исследования показали существование сильного влияния воды и различных растворов на физико-химические свойства расплавов и пород в результате минеральных реакций и происходящих изменений структуры магматических расплавов и пород.

Для континентальной коры влияние летучих компонентов на физико-химические свойства может быть приурочено к различным тектоническим областям, характеризующимся аномальным поведением сейсмических и электрических свойств. Эти области могут быть связаны со скоплениями флюидной фазы в глубоких трещиноватых слоях, в областях протекания метаморфических реакций, проявлением коровых волноводов.

Полученные результаты исследования роли летучих компонентов в геохимических и геофизических процессах будут способствовать углублению петрофизической и геохимической интерпретации геофизических наблюдений.

Автор благодарен профессору Берлинского технического университета Г. Бурхадту и профессору Кильского университета Х. Керну за подробное обсуждение работы и совместные исследования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-00630) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 15.

Список литературы

1. Воларович М.П. Исследование упругих свойств горных пород при высоких давлениях в связи с изучением земной коры и верхней мантии // Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968. С. 30–36.
2. Зарайский Г.П. Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геология рудных месторождений, 1999. Том 41. № 4. С. 294–307.
3. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Паеленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М. 2003. 221 с.
4. Киссин И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы. «Флюиды и геодинамика». М.: Наука, 2006. С. 85–104.
5. Лебедев Е.Б. Физико-химические особенности влияния водного флюида на скорость упругих волн, пористость и проницаемость амфиболита при частичном плавлении при температурах до 850° С и давлении 300 МПа // Геохимия, 2003. № 9. С. 941–949.
6. Лебедев Е.Б. Влияние флюидов на геофизические свойства пород литосферы :экспериментальные исследования. «Флюиды и геодинамика». М.: Наука, 2006. С. 165–181.
7. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебрин С.Р. и др. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // ДАН СССР, 1989. Т. 309. № 5. С. 1090–1093.
8. Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
9. Лебедев Е.Б., Рыженко Б.Н., Дорфман А.М. и др. Экспериментальное исследование влияния состава водных растворов на упругие свойства песчаника при высоких давлениях и температурах и компьютерное моделирование взаимодействия вода-порода. Геохимия. 1999. №7. С. 686–695.
10. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985. № 1. С. 16–28.
11. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным. «Флюиды и геодинамика». М.: Наука, 2006. С. 201–218.
12. Burkhardt H., Keller F. and Summer J. Compress ional and shear velocities in metamorphic rocks under high pressures and temperatures, in: High-Pressure Researches in Geosciences, edited by W.Shreyer, E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, // Stuttgart, 1982. P. 44–65.
13. Christensen N.I. Pore pressure, seismic velocities and crustal structure // Geolog. Soc. Amer., Memoir. 1989. V. 172. P. 783–798.
14. Kern H. P-and S-wave velocities in crustal and mantle rocks under the simultaneous action of high confining pressure and high temperature and the effect of the rock microstructure, in: High-Pressure Researches in Geosciences, edited by W.Schreyer, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung // Stuttgart, 1982. P. 15–45.
15. Kern H., Mengel K., Strauss K.W., Ivankina T.I., Nikitin A.N., Kukkonen I.T. Elastic wave velocities, chemistry and

modal mineralogy of crustal rock sampled by the Outokumpu scientific drill hole: Evidence from lab measurements and modeling // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2009. V. 175. P. 151–166.

16. Lebedev E.B., Kern H. The effect of hydration and dehydration reactions on wave velocities in basalts // *Tectonophysics*. 1999. No 308. P. 331–340.

17. Lebedev E.B., Ryzhenko, B.N., Dorfman A.M., Zebrin S.R., Sokolova N.T., Burkhardt H., Morig R., Wulf A., Influence of fluids on the elastic properties of sandstone at high pressure and temperature // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. No. 22. P. 3115–3118.

18. Spencer J.W. and Nur A.M. The effect of pressure, temperature and pore water on velocities in Westerly granite // *J. Geophys. Res.*, 1976. V. 81. P. 899–904.

19. Wulff A.M. and Burkhardt H. The influence of local fluid flow and the microstructure of elastic and anelastic rock properties, *Surveys in Geophysics*. 1996. V. 17. P. 347–360.

20. Wulff A.M. and Burkhardt H. Mechanisms affecting ultrasonic wave propagation in fluid-containing sandstones under high hydrostatic pressure // *J. Geophys. Res.* 1997. No. 102. P. 3043–3050.

21. Zharikov A.V., Lebedev E.B., Dorfman A.M., Vitovtova V.M. Effect of Fluid Composition on the Rock Microstructure, Porosity, Permeability and Vp under High Pressure and Temperature // *Phys. Chem. Earth (A)*, 2000. V. 25. No. 2. P. 215–218.

Распределение температуры и плотности литосферной мантии Сибирского кратона на основании сейсмических моделей

А.А. Прокофьев, О.Л. Кусков, В.А. Кропид

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, irishrover@yandex.ru

Геотермические, сейсмические и петролого-геохимические данные указывают на структурную, температурную и вещественную неоднородность континентальной верхней мантии Земли [7, 8, 10, 12, 13]. Температура мантии остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Это связано с тем, что распределение температур и источников тепла в земных недрах, а также механизм его переноса точно не установлены. Все термические модели Земли построены по косвенным данным и показывают большие расхождения в оценках распределения температуры с глубиной.

Поэтому одна из важнейших задач геохимии и геофизики заключается в изучении химического состава, теплового режима и внутреннего строения литосферной мантии. А, именно, ее вещественного состава, скоростной и плотностной структуры, поскольку плотностные аномалии, обусловленные вариациями температуры и химического состава, влияют на распределение масс внутри планеты и мощность литосферных корней, и являются движущей силой мантийной конвекции.

В работах [2–5] был предложен и разработан метод определения температуры в верхней мантии Земли из абсолютных скоростей Р- и S-волн, исследована чувствительность сейсмических моделей к составу и показана необходимость его учета при решении обратных задач, связанных с восстановлением температуры мантии по сейсмическим и петролого-геохимическим данным. В настоящей работе этот метод использован для определения теплового режима литосферной мантии Сибирского кратона по сейсмическим данным, что, наряду с геохимическими ограничениями по составу ксенолитов, позволяет построить более надежные модели внутреннего строения и теплового режима кратона. Цель работы – на основании информации о скоростях сейсмических волн восстановить тепловые поля и оценить мощность термической литосферы Сибирского кратона. Полученные результаты сопоставлены с данными сейсмологии, геотермии, термобарометрии и с соответствующими характеристиками нормальной мантии.

Согласование геохимических и геофизических моделей литосферной мантии Сибирского кратона проведено с помощью методов физико-химического моделирования. Эти методы позволяют переводить модели валового состава в равновесные фазовые ассоциации и согласованные с ними сейсмоплотностные характеристики (прямая задача), а скоростные разрезы обращать в модели состава и/или распределения температуры (обратная задача) [2–5, 11]. Процедура решения прямой и обратной задач осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества. При этом учитывались фазовые превращения, ангармонизм (учет термического расширения и сжимаемости) и эффекты затухания (неупругость вещества мантии при высоких температурах), которые необходимо принимать во внимание из-за нелинейного характера изменений термодинамических и сейсмических свойств с ростом температуры и давления.

Согласно [7, 8], под древними кратонами на глубинах ниже 170–200 км может существовать переходная зона от деплетированного вещества гранатового перидотита (GP) к составу фертильного вещества примитивной

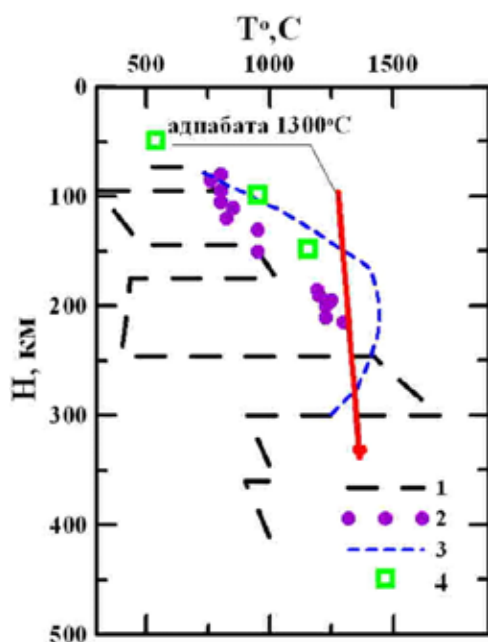
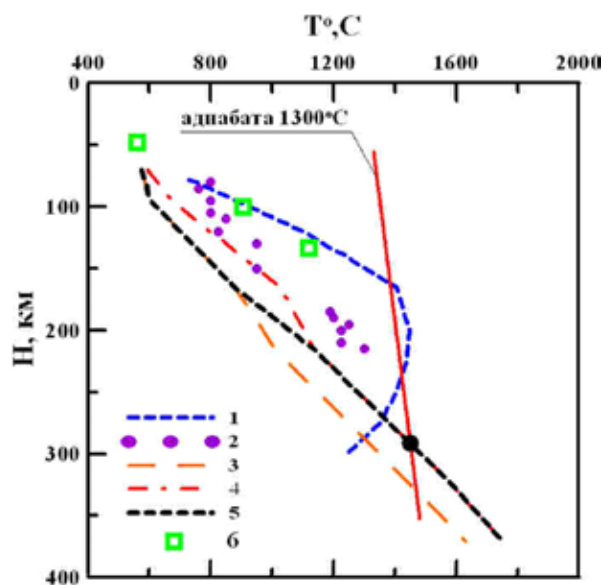


Рис. 1. Распределение температур под Сибирским кратоном. Профиль Кратон.

1 – профиль температуры, восстановленный по региональной модели [1]; 2 – температуры по данным термобарометрии [9]; 3 – профиль температуры, восстановленный по глобальной референц-модели IASP91.; 4 – оценки по поверхностным тепловым потокам [7].

Рис. 2. Распределение температур под Сибирским кратоном. Профиль Кратон.

1 – профиль температуры, восстановленный по глобальной референц-модели IASP91; 2 – температуры по данным термобарометрии [9]; 3, 4, 5 – профили температуры, восстановленные по региональной модели [13] и петрологическим моделям: 3 – состав гранатового перидотита (GP); 4 – фертильное вещество примитивной мантии (PM); 5 – состав GP до 170 км, на больших глубинах – состав PM.



мантии (PM). Состав литосферы Сибирского кратона задавался по модели GP до глубин порядка 170 км с последующим переходом к составу PM на больших глубинах. Результаты по реконструкции тепловых полей, сопоставленные с данными сейсмоки и термобарометрии, приведены на рис. 1–2. Пересечение профиля восстановленных температур с потенциальной адиабатой 1300°C соответствует глубине термической литосферы; знаки (6) – оценки по поверхностным тепловым потокам [7]. Восстановленные одномерные профили температур под Сибирским кратоном по разрезам скоростей Р-волн региональных моделей А.В. Егоркина [1] и Н.И. Павленковой [13] и глобальной модели IASP91 позволяют сделать качественные выводы о применимости этих сейсмических моделей для решения тепловых задач (рис. 1, 2). На рис. 1 приведены восстановленные профили температуры. Вариации скоростей Р-волн [1] настолько велики, что приводят к физически необоснованным вариациям температуры (рис. 1) и существенным отличиям от профилей температуры, удовлетворяющих поверхностным тепловым потокам [7] и данным термобарометрии [9], что требует дополнительного анализа. Сейсмические модели профиля Кратон [13] (рис. 2) позволяют восстановить температуру с приемлемой достоверностью и оценить нижнюю границу термической литосферы. Двумерные температурные поля, полученные для профилей Кратон и Кимберлит по сейсмическим моделям [13] (рис. 3 и 4), показывают значительное понижение температуры под Сибирским кратоном по сравнению со средней температурой в континентальной литосфере, оцененной из референц-модели IASP91. Например, изотерма 900°C под кратоном находится на глубине ~170–180 км (рис. 2, 3), тогда как по данным IASP91 эта температура соответствует глубине ~100 км.

Температура в центральной части кратона несколько выше, чем на периферии профилей, где изотермы опускаются на 20–30 км. Глубина термической литосферы, определенная по пересечению с потенциальной адиабатой 1300°C с градиентом 0.465 °C/км (рис. 2), совпадает с изотермой 1450°C для профилей Кратон (рис. 3) и Кимберлит (рис. 4) и находится на глубине ~330–350 км для профиля Кратон и ~310–320 км для профиля Кимберлит. Эти результаты находятся в хорошем соответствии с оценками по тепловым потокам [7] (350 км), по РР-Р волнам [10] (350 км), с томографической моделью [8] (350 км) и оценками [6] (260–310 км). Однако оценки по поверхностным волнам [14] дают значительно меньшую мощность литосферы ~220 км. Также получено распределение плотности под Сибирским кратоном (рис. 5).

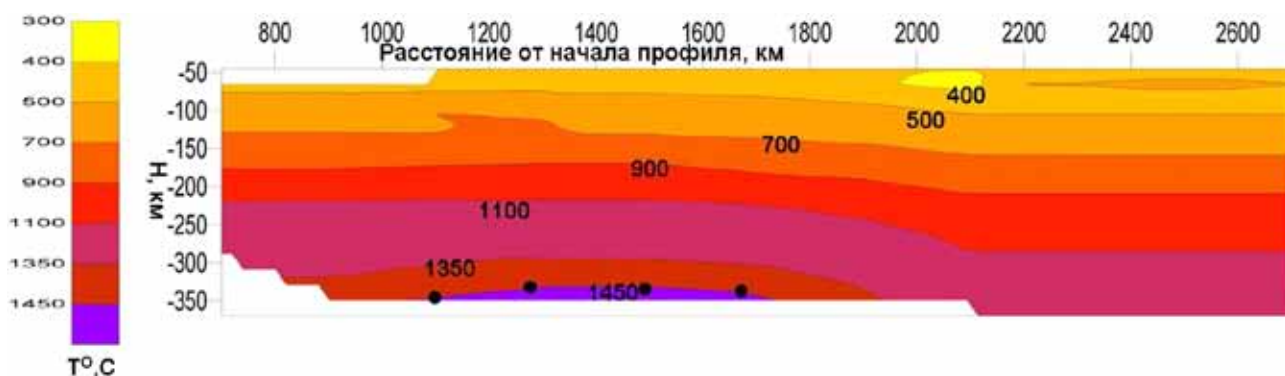


Рис. 3. Распределение температуры под Сибирским кратоном, профиль Кратон. Черными точками показано пересечение профилей восстановленной температуры с потенциальной адиабатой 1300°C.

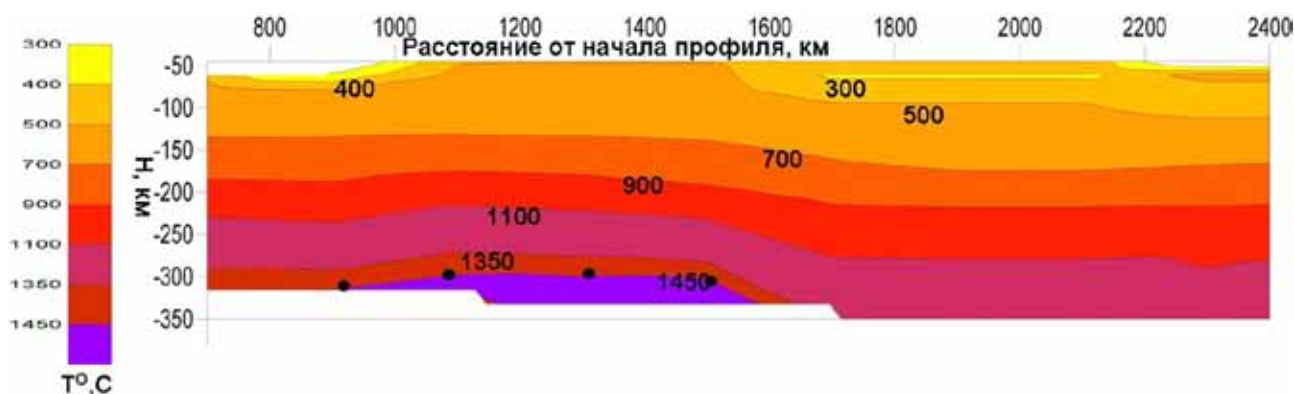


Рис. 4. Распределение температуры под Сибирским кратоном, профиль Кимберлит. Черными точками показано пересечение профилей восстановленной температуры с потенциальной адиабатой 1300°C.

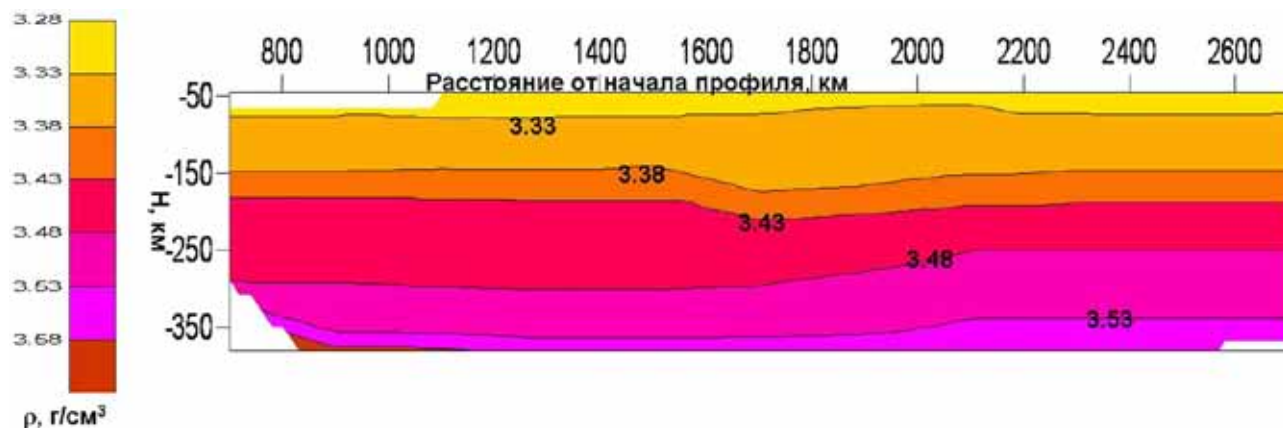


Рис. 5. Распределение плотности под Сибирским кратоном, профиль Кратон.

Выводы

1. По сейсмическим данным и петрологическим моделям получены двумерные распределения температуры под Сибирским кратоном. Температура под кратоном на глубине 100 км на ~300°C и на глубине 170 км на ~500°C, соответственно, ниже средней температуры в континентальной литосфере.
2. Проведены оценки мощности литосферы под Сибирским кратоном. Глубина термической литосферы оценивается в 310–320 км для профиля Кимберлит и 330–350 км для профиля Кратон. В зонах повышенных скоростей для профиля Кимберлит наблюдается увеличение глубины термической литосферы приблизительно на 20–30 км.
3. Глубина термической литосферы для исследованных профилей совпадает с изотермой 1450°C.
4. Получено распределение плотности под Сибирским кратоном.

Список литературы

1. Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли. 2004. №5. С. 37–46.
2. Кронрод В.А., Кусков О.Л. Моделирование термической структуры континентальной литосферы // Фи-

зика Земли. 2007. № 1. С. 96–107.

3. Кронрод В.А., Кусков О.Л. Определение тепловых потоков и генерации радиогенного тепла в коре и литосфере по сейсмическим данным и поверхностным тепловым потокам // *Геохимия*. 2006. №10. С. 1119–1124.

4. Кусков О.Л., Кронрод В.А. Базовые термодинамические модели верхней мантии Земли: пределы изменения химического состава и температуры // *Геохимия*. 1994. №10. С. 1383–1397.

5. Кусков О.Л., Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы кратона Каапвааль // *Физика Земли*. 2007. №1. С. 45–66.

6. Розен О.М., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская коллизионная система и алмазоносный литосферный киль якутской кимберлитовой провинции // *Геология и геофизика*, 2005. Т. 46. № 12. С. 1259–1272.

7. Artemieva I.M. and Mooney W.D. Thermal Thickness and Evolution of Precambrian Lithosphere: A Global Study // *J. Geophys. Res.*, 2001. V. 106. P. 16387–16414.

8. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing gap between regional and global travel time tomography // *Geophys. Res.*, 1998. V. 103. P. 30055–30078.

9. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // *Contrib. mineral petrol.*, 1997. V. 128. P. 228–246.

10. Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I. Tomography on PP-P waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia // *Tectonophysics*, 2002. V. 358. P. 57–76.

11. Kuskov O.L., Kronrod V.A., Annersten H. Inferring Upper-Mantle Temperatures from Seismic and Geochemical Constraints: Implications for Kaapvaal Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006. V. 244 P. 133–154.

12. Oreshin S., Vinnik L., Makeyeva L., Kosarev G., Kind R. and Wentzel F. Combined analysis of SKS splitting and regional P traveltimes in Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002. V. 151 P. 393–402.

13. Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*. 2006. V. 416. P. 33–52.

14. Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*, 2002. V. 359 P. 307–327.

Влияние гравитационного напряженного состояния на процесс конвекции в мантии

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли РАН им О.Ю. Шмидта, Москва

При изучении конвекции в мантии на основе математического – численного моделирования, как правило, используют реологию линейно (нет зависимости от девиаторных напряжений – ньютоновская реология) или нелинейно (есть зависимость от девиаторных напряжений – неньютоновская реология) вязкого тела, учитывающих зависимость коэффициента вязкости от температуры и давления. Но это не означает, что в данных моделях упругость горных пород полностью игнорируется. Она там присутствует, но в очень урезанной форме. В частности упругость присутствует в той части расчетов, в которой определяется взаимосвязь температуры и объемных упругих деформаций, ею обусловленных. Фактически рассматривается упруго-вязкое несжимаемое (при постоянной температуре) тело, для которого значение коэффициента Пуассона для упругих стадий деформирования предполагается равным 0.5, и девиаторными компонентами упругих деформаций полностью пренебрегают [13, 14]. Есть модели среды и численные расчеты, в которых девиаторные упругие деформации не отбрасываются [19], но все равно в этих моделях геосреда на упругой стадии деформирования рассматривается как несжимаемая, что определяется присутствием только одного упругого модуля (модуля сдвига) в расчетных уравнениях [16].

Базовые положения подобных моделей мантии не соответствуют известным данным о ее строении. Так из сейсмологических данных мы знаем, что отношение скоростей продольных и поперечных волн здесь практически такое же, как для пород коры (1.75 ± 0.05), которые при расчетах коровых напряжений аппроксимируются моделями упруго-хрупкого и упруго-пластического сжимаемого тела. Подобные значения соотношения скоростей сейсмических волн фактически означают, что коэффициент Пуассона для упругого состояния изменяется от 0.2 до 0.35. Отличие в реологии коры и мантии заключается не в виде уравнений состояния, связывающих тензоры напряжений и упругих деформаций, а в уровне перехода от чисто упругого состояния в упруго-пластическое (рис. 1). Для пород коры накопление неупругих деформаций происходит после достижения кулоновыми напряжениями уровня эффективного внутреннего сцепления, учитывающего существующую трещиноватость горных массивов. Эти напряжения согласно выполненным оценкам параметров прочности природных массивов [8, 9]

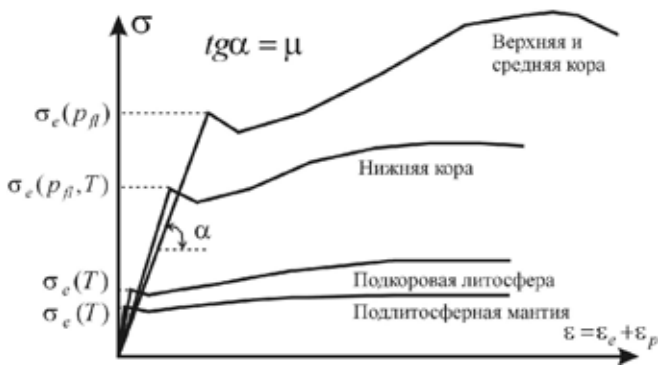


Рис. 1. Принципиальная схема диаграмм деформирования для пород коры и верхней мантии с учетом изменения упругих параметров по глубине. Тангенс угла наклона для линейного (упругого) участка диаграммы определяет величину модуля упругости (модуля сдвига μ или модуля продольного деформирования E — модуль Юнга). Предел упругости (текучести) σ_e коры и мантии имеет разную физическую природу и общую тенденцию снижения с увеличением глубины, при этом жесткость упругой реакции пород, определяемая значениями модулей упругости, возрастает.

составляют от 10–30 бар (1–3 МПа) до 80–100 бар (8–10 МПа) и зависят от масштаба осреднения эффективной прочности, а также от типа региональной тектоники (прочность пород для внутриплитных участков коры выше, чем для массивов вблизи границ литосферных плит) [6, 10, 11, 12]. Модуль упругого сдвига кристаллических, наиболее жестких к деформированию пород коры, составляет $(1\text{--}10) \cdot 10^5$ бар. Наиболее адекватно поведение коры при мегаскопическом осреднении трещинного – катакластического деформирования описывается моделью с критерием перехода в пластическое состояние по Друккер – Прагеру [17].

В подкоровой литосфере предел упругости определяется только уровнем девиаторных напряжений, т.к. граница Мохо является границей перехода от квазипластического состояния [3], зависящего от всестороннего давления, к истинно пластическому. Предел упругости здесь составляет 30–50 бар при более высоком значении модулей упругого сдвига $(10\text{--}40) \cdot 10^5$ бар, а критерием перехода в пластическое состояние служит критерий Мизеса [18]. Для еще более глубоких горизонтов мантии предел упругости снижается до первых баров, а модуль упругости еще несколько увеличивается до $(50\text{--}80) \cdot 10^5$ бар. Таким образом, по мере перехода к более глубоким горизонтам тектоносферы происходит увеличение жесткости пород, определяющих их способность к упругому сопротивлению на действие механического нагружения, при снижении предела текучести (упругости), отвечающего переходу от чисто упругого деформирования к пластическому течению (рис. 1). При этом большей части уровней тектоносферы значения коэффициента Пуассона практически остаются в одном диапазоне, определяя не только упругую объемную сжимаемость пород коры и мантии, но и что самое важное особый характер напряженного состояния, обеспечивающий формирование в породах остаточных гравитационных напряжений [1, 5, 7].

Прикладывая результаты выполненного выше анализа реологии пород мантии к подходу по моделированию конвекции, мы должны понять, как сильно можно ошибаться, сделав предположение об отсутствии упругой сжимаемости пород (коэффициент Пуассона меньше 0.5). Если подобная ошибка составляет первые проценты, то тогда применяемые сегодня модели при расчете конвекции и полученные из них результаты правильно отражают природный процесс. Если ошибка таких приближений составляет около десяти процентов, то нам следует каким-то образом учитывать эту погрешность. Если эта ошибка составляет несколько десятков процентов и более, то необходимо менять всю схему расчетов, используя реологию упруго-пластического тела, сжимаемого на упругой стадии деформирования.

Наши исследования показали, что подобных оценок не делалось и ученые, работающие в данной области, не задумывались о последствиях упрощающих реологических моделей. Ниже приведена оценка влияния на уровень девиаторных напряжений остаточных гравитационных напряжений, обусловленных упругой сжимаемостью пород мантии. Эти дополнительные девиаторные напряжения всецело связаны с накоплением остаточных деформаций, развивающихся в процессе упруго-пластического уплотнения пород при действии гравитационного напряженного состояния [1, 5, 7]. Впервые подобная оценка была сделана в работе [4].

В результате гравитационного уплотнения, происходящего в горных породах в условиях бокового стеснения (в породах на больших глубинах нет возможности горизонтального растекания, т.к. соседние участки находятся в таком же напряженном состоянии, а крупные пустоты в массиве отсутствуют), на глубине возникают неупругие деформации и появляются дополнительные, по отношению к чисто упругой стадии деформирования, горизонтальные напряжения сжатия. Эти напряжения приводят к выравниванию нормальных напряжений, действующих в разных латеральных направлениях [5, 7]:

$$\Delta\sigma(H) = \frac{1-2\nu}{1-\nu} p_h(H) \quad (1)$$

Возникающие дополнительные напряжения увеличивают горизонтальные сжимающие напряжения до значений, близких к литостатическому давлению $p_h(H)$ на данной глубине H , и для значений коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$ составляют $2/3$ от $p_h(H)$. Как следует из выражения (1), при значении упругого коэффициента Пуассона 0.5, достижение горизонтальными нормальными напряжениями значений литостатического давления происходит за счет только упругих деформаций и не сопровождается упругим уплотнением горных пород. Данное значение коэффициента Пуассона хорошо отвечает деформациям на упругой стадии резины и совершенно не соответствует деформациям горных пород.

Перемещение вверх в результате конвекции объема породы с глубины H на новую глубину $H_l = H - dh$ ($dh > 0$) со скоростью v_z приводит к снятию части упругих деформаций, обусловленному уменьшением мощности вышележащих пород – упругая гравитационная разгрузка (в численных задачах конвекции верхняя граница всегда плоская, что можно трактовать как результат действия денудации поверхности). При этом в вертикальном направлении снимается разница между литостатическими давлениями для глубин H и H_l , а в горизонтальном для $\nu = 0.25$ снимается только 1/3 от литостатики. На новом глубинном уровне ($H_l = H - dh$) в массиве в горизонтальном направлении действуют свои дополнительные сжимающие напряжения:

$$\Delta\sigma(H_l) = -\frac{1-2\nu}{1-\nu} p_{lt}(H-dh) \quad (2)$$

Эти дополнительные сжимающие гравитационные напряжения меньше, чем в породах, поднявшихся с глубины H (выражение (1)). Таким образом, для достижения на новом глубинном уровне напряженного состояния, близкого к изотропному, в горных породах, пришедших с больших глубин, должно произойти пластическое течение, обеспечивающее релаксацию дополнительных горизонтальных напряжений до значений, представленных выражением (2). Амплитуда релаксации (уменьшения) этих сжимающих напряжений определяется разностью выражений (1) и (2):

$$d(\Delta\sigma) = -\frac{1-2\nu}{1-\nu} p_{lt}(dh) \quad (3)$$

В результате пластического течения упругие деформации в горизонтальном направлении

$$d\varepsilon_{xx}^e = d\varepsilon_{yy}^e = -(1-2\nu)p_{lt}(dh)/E \quad (4)$$

вызываемые напряжениями $d(\Delta\sigma)$, должны перейти в неупругие – пластические (вязкие) $d\varepsilon_{xx}^e = d\varepsilon_{yy}^e = d\varepsilon_{xx}^p = d\varepsilon_{yy}^p$ (здесь E – модуль продольной упругости Юнга). Выражение для оценки вязких напряжений, сопровождающих процесс релаксации остаточных напряжений $d(\Delta\sigma)$, найдем из закона связи напряжений и скоростей вязких деформаций для идеально вязкой модели среды:

$$\sigma_{ii}^r = p + 2\eta \frac{d\varepsilon_{xx}^p}{dt} = p - 2(1-2\nu)\rho g v_z \eta / E, \quad \sigma_{zz}^r = p + 2\eta \frac{d\varepsilon_{zz}^p}{dt} = p + 4(1-2\nu)\rho g v_z \eta / E, \quad (5)$$

при $i = x, y, \quad v_z = dh/dt, \quad p = p_{lt}, \quad d\varepsilon_{zz}^p = -2d\varepsilon_{xx}^p.$

Здесь pg – удельный вес пород, а η – коэффициент ньютоновской вязкости. Таким образом, максимальные касательные напряжения, создаваемые механизмом релаксации остаточных гравитационных напряжений $d(\Delta\sigma)$ в идеально вязкой среде, определяются выражением:

$$\tau^r = 3(1-2\nu)\rho g v_z \eta / E \quad (6)$$

Отметим, что рассмотренное релаксационное напряженное состояние отвечает одноосному растяжению при значении коэффициента Лодэ – Надаи для тензора напряжений $\mu_\sigma^r = -1$.

Если положить $\nu = 0.25$, $pg = 4 \text{ Г/см}^3$, $v_z = 10 \text{ см/год}$, $\eta = 10^{21} \text{ Па с}$, $E = 2 \cdot 10^{11} \text{ Па}$, то из выражения (6) находим $\tau^r \approx 1 \text{ МПа}$ (10 бар). Этот уровень девиаторных релаксационных напряжений сопоставим с уровнем девиаторных напряжений, отвечающих собственно конвекции [2, 15]. Таким образом, в численных моделях конвекции, упрощая реологическую модель геосреды, пренебрегают уровнем девиаторных напряжений, сопоставимым с напряжениями, возникающими в результате конвекции.

Оценку вклада гравитационной энергии, запасенной в горных породах в процессе гравитационного уплотнения, в процесс течения в мантии, возбуждаемого первично тепловой конвекцией, можно выполнить также из следующих простых расчетов. Так, работа по подъему 1 см^3 вещества с удельным весом $pg = 4 \text{ Г/см}^3$ с глубины $H = 2000 \text{ км}$ к поверхности составит:

$$U^r = \rho g H = p_{lt} = 8 \cdot 10^4 \text{ Дж/см}^3 \quad (7)$$

С другой стороны, согласно выражению (1) на глубине $H = 2000 \text{ км}$ напряжения дополнительного сжатия, возникшие в результате гравитационного уплотнения, при коэффициенте Пуассона $\nu = 0.25$ составляют:

$$\Delta\sigma = -2p_{lt}/3 = -5.3 \cdot 10^5 \text{ бар} \quad (8)$$

При подъеме к поверхности эти напряжения полностью релаксируют, при этом через пластическое течение в тепло перейдет энергия, запасенная в упругих деформациях, связанных с этими дополнительными напряжениями горизонтального сжатия:

$$U^r = 2p_{lt}^2/3E = 2.13 \cdot 10^4 \text{ Дж/см}^3 \quad (9)$$

Эта величина составляет около 30% от величины работы, полученной из выражения (7). Данная оценка более грубая, чем выполненная выше по вязким напряжениям, однако и она показывает, что энергии, накопленная в упругих деформациях, вызванных дополнительными горизонтальными сжимающими напряжениями, велика, и ею нельзя пренебрегать.

Важно отметить следующее обстоятельство. В восходящей ветви конвекции энергия, высвобождающаяся в результате релаксации остаточных гравитационных напряжений, ускоряет конвекцию. Для нисходящей ветви конвекции наблюдается иное явление. Здесь над погружающимися горными породами должна быть совершена дополнительная работа, увеличивающая горизонтальные сжимающие напряжения. Эта работа уменьшит часть энергии, обеспечивающей собственно конвекцию и следовательно замедлит ее. Фазовые границы обеспечивают указанные процессы в обеих ветвях конвекции за счет химических превращений, обнуляя тем самым вклад указанного явления в конвективное течение.

Наша оценка учета влияния упругой сжимаемости пород показывает, что при решении задачи конвекции необходимо учитывать начальное напряженное состояние, сформировавшееся в процессе упруго-пластического уплотнения мантийных пород под действием массовых сил, величина которого определяется значением коэффициента Пуассона. Это начальное напряженное состояние содержит компоненты напряжений, не только вызванные упругим деформированием, но и пластическим течением, обеспечившим упругое уплотнение горных пород, за счет увеличения напряжений горизонтального сжатия. В условиях бокового стеснения эти дополнительные напряжения следует рассматривать как остаточные, релаксация которых в процессе конвекции и приводит к появлению дополнительных девиаторных напряжений к тем напряжениям, которые получаются в численных расчетах конвекции в предположении упругой несжимаемости мантийных пород.

Работа выполнена при поддержке грантом РФФИ 09-05-01022.

Список литературы

1. Гудман Р. Механика скальных пород, 1980. М.: Стройиздат. 232 С.
2. Жарков В.Н. Вязкость недр Земли // Труды ИФЗ АН СССР, 1960. № 11 (178).
3. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 446 с.
4. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: изд-во ИФЗ РАН, 2008. С. 431–466.
5. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика, 2008. Т. 1. № 11. С. 66–73.
6. Ребецкий Ю.Л. Напряжения и реология пород земной коры // Десятая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь 16-20 марта 2009 г. Пермь, 2009. С. 258–279.
7. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН, 2008. Т. 423. № 4. С. 538–542.
8. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
9. Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакlastического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический Журнал, 2009.
10. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской складчатой области перед Чуйским (Алтайским) землетрясением // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: изд-во ИФЗ РАН, 2008. С. 245–299.
11. 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.
12. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Современное поле напряжений Центрального Тянь-Шаня // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы четырнадцатой международной конференции 27-31 октября 2008 г. Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН, 2008. Ч. 2. С. 146–150.
13. Трубицын В.П. Уравнения тепловой конвекции для вязкой сжимаемой мантии Земли с фазовыми переходами // Физика Земли, 2008. № 12. С. 83–91.
14. Berg A.P., Yuen D.A. The role of shear heating in lubricating mantle flow // Earth and Planetary Sci. Lett, 1997. V. 151. P. 33–42.
15. Bobrov A.M., Trubitsyn V.P. Viscous mantle tangential stresses in numerical model of supercontinental Cycle // Izvestiya Ph. Sol, 2006. V. 42. No 8. P. 629–638.
16. Branlund J.M., Regenauer-Lieb K., Yuen D.A. Weak zone formation for initial subduction from thermo-mechanical feedback of low-temperature plasticity // Earth and Planetary Sci. Lett, 2001. V. 190. P. 237–250.
17. Drucker D.C., Prager W. Soil mechanics and plastic analysis of limit design // Q. Appl. Math, 1952. V. 10. No 2. P. 157–175.
18. Mises R. von Z. Angew. Math. Mech, 1928. V. 8. P. 161–185.
19. Sobolev S.V., Petrunin A., Garfunkel Z., Babeyko A.Y. Termomechanical model Dead sea Transform // Earth Pl Sc.Let, 2005. DT5. P 1–17.

К вопросу о влиянии минерального состава на упруго-анизотропные свойства кристаллических пород (на примере финской скважины Оутокумпу)

О.М. Тришина, М.В. Ковалевский, Ф.Ф. Горбачевич

Учреждение РАН Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, trishina@geoksc.apatity.ru

Введение

В январе 2005 г. в Финляндии (г. Оутокумпу) было закончено бурение исследовательской скважины, которая достигла глубины 2516 м. Скважина заложена в юго-восточной части Финляндии около отработанного одноименного полиметаллического месторождения (рис. 1). Реальный разрез показал, что в верхней части скважины, примерно до глубины 1310 м вскрыты слюдястые сланцы с редкими прослоями биотитовых гнейсов [8]. Интервал 1310–1515 м сложен перемежающимися слоями черных сланцев, биотитовых гнейсов, серпентинитов и диопсид-тремолитовых скарнов. Ниже 1515 м залегают слюдястые сланцы с редкими слоями черных сланцев и жилами кварца. Начиная с глубины 1655 м, слюдястые сланцы перемежаются, в основном, со слоями биотитовых гнейсов и телами пегматоидных гранитов. Тела пегматоидных гранитов, гранат-биотитовых гнейсов и биотит-силлиманитовых сланцев слагают нижнюю часть вскрытого разреза до достигнутой глубины 2516 м. Целью работы является изучение тенденции изменения упруго-анизотропных свойств горных пород с увеличением глубины финской скважины Оутокумпу. Кроме зависимости упруго-анизотропных свойств от глубины, нами проведено изучение влияния минерального состава на эти характеристики. Исследование было проведено по следующим основным минералам, содержащимся в отобранных образцах горных пород, таких как биотит (*Bi*), кварц (*Qtr*), плагиоклаз (*Pl*), серпентинит (*Serp*) (табл. 1).

Ранее проведенные исследования показали, что практически все изученные образцы пород упругоанизотропны [5, 6].

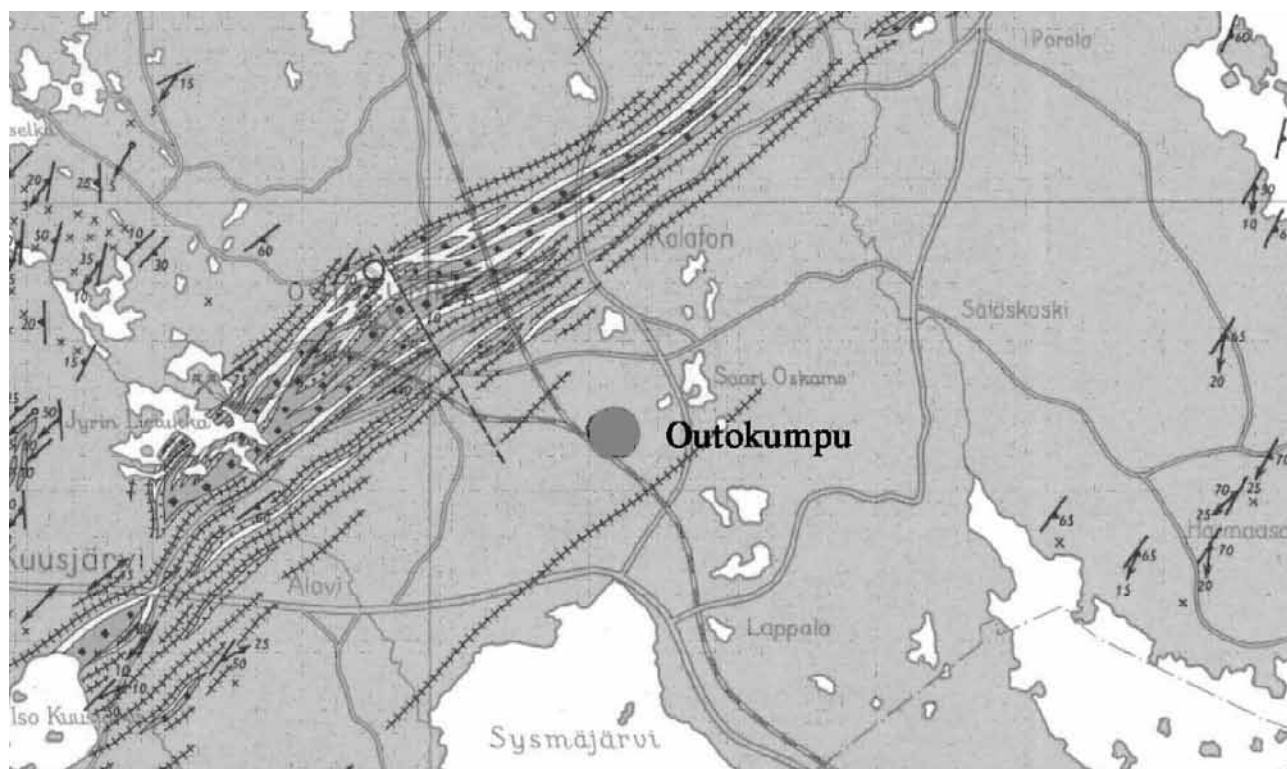


Рис. 1. План геологической структуры и местоположение исследовательской скважины.

Методика

Образцы для измерений были изготовлены в форме куба с гранями 25–31 мм. На основе анализа шлифов представленных образцов составлена их петрографическая характеристика (табл. 1).

В работе использовался метод акустополярископии, который предназначен для изучения упругих и неупругих свойств, преимущественно анизотропных твердых сред [2]. Принципиальная схема наблюдений, осуществляемых по этому методу, не отличается от схемы, применяемой при поляризационных наблюдениях в оптике [1]. Метод позволяет определить наличие упругой анизотропии, число и пространственную направленность элементов симметрии, тип симметрии и величины констант упругости. В настоящее время метод апробирован на средах поперечно-изотропной, ромбической и других типов симметрий [3].

**Петрографическая характеристика образцов керна скважины Оутокумпу
(составлена к.г.-м.н. В.Р. Ветриным)**

Номер шлифа	Глубина, м	Гл. минералы, содержание, %	Структуры
1	2	3	4
ODB-94_00	94.00	Qtz (55-60), Pl(10-15), Bt(30), Bt- красно-бурый, Pl(30-35 An), Sill-сноповидные агрегаты (фибrolит), замещает Bt. Крупность зерен 0,2-0,5 мм	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-153_20	153.20	Qtz (40), Bi (20), Pl (37), графит (3), Grt (1-3), Pl серицитизирован	«
ODB-202_20	202.20	Qtz (40), Pl (30), Bt (25-30), графит (3-5), Pl серицитизирован	«
ODB-247_45	247.45	Qtz (60), Pl (20), Bt (20), графит (1-3)	«
ODB-319_25	319.25	Qtz (30), Pl (45), Bt (15-20), Grt (3-5), графит (1-3)	Лепидобластовая, порфиробластовая (Grt)
ODB-351_90	351.90	Qtz (30), Pl (30), Bt (20), Grt (5), Chl (10), графит (1-3)	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-391_70	391.70	Qtz (35), Pl (35-37), Bt (30), графит (3-5)	«
ODB-450_55	450.55	Qtz (10), Pl (30), Bt (60), Ms (1-3), графит (1-3). В зернах Pl – простые двойники, Bt- красно-бурый, крупность зерен 2-5 мм	Бластогранитная
ODB-506_10	506.10	Qtz (30), Pl (40), Bt (30), графит (1-2) Pl серицитизирован, Bt- красно-бурый	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-599_00	599.00	Qtz (50), Pl (30), Bt (10-17), Grt (3), графит (1-2)	«
ODB-703_25	703.25	Qtz (30), Pl (35), Bt (30), Grt (1-3), графит (3-5)	«
ODB-801_40	801.40	Qtz (50), Pl (30), Bt (20), Grt (1-3), графит (<1)	«
ODB-900_25	900.25	Qtz (30), Pl (25), Bt (40), Grt (1-3), графит (1)	«
ODB-1000_50	1000.50	Qtz (30), Pl (30), Bt (40), графит (1), Pl сильно серицитизирован, Bt- красно-бурый	«
ODB-1101_30	1101.30	Qtz (30), Pl (30), Bt (20), Ms (10), в прожилке – гипс (10)	Гетерогранобластовая, выделяются уч-ки Bt-Ms и Qtz-Pl состава
ODB-1202_40	1202.40	Qtz (30), Pl (30), Bt (30), Grt (5), графит (5)	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-1300_70	1300.70	Qtz (30), Pl (25), Bt (30), графит (5), рудный (10)	«
ODB-1317_75	1317.75	Qtz (10), Pl (15), Ms (20), графит (40), карбонат (5), рудный (10)	Лепидобластовая
ODB-1327_80	1327.80	Di (40), Trem (35), карбонат (10), рудный (10), титанит (3-5)	Нематобластовая, пойкилитовая
ODB-1394_60	1394.60	Trem (35-40), Serp (50), рудный (5-10)	Порфиробластовая (Trem)
ODB-1414_75	1414.75	Serp (80), рудный (20)	Петельчатая
ODB-1416_95	1416.95	Serp (80), рудный (20)	Петельчатая, прожилковая
ODB-1427_85	1427.85	Serp (70), Trem (10), рудный (20)	Петельчатая, порфиroidная
ODB-1458_00	1458.00	Serp (90), рудный (10)	«
ODB-1465_40	1465.40	Serp (90), рудный (10), тальк (20)	Петельчатая, порфиroidная, прожилковая
ODB-1473_60	1473.60	Serp (90), рудный (10)	«
ODB-1488_65	1488.65	Di (50), Trem (20), клиноцоизит (20), рудный (10)	Аллотриоморфозернистая, порфиroidная
ODB-1513_88	1513.55	Qtz (30), Pl (20), Ms (15), графит (30), карбонат (5)	Лепидобластовая, порфиробластовая
ODB-1664_80	1664.80	Qtz (30), Pl (60), Ms (10), зерна 2-5-10 мм	Гипидиоморфнозернистая
ODB-1700_85	1700.85	Qtz (50), Pl (30), Bt (20)	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-1724_75	1724.75	Qtz (30), Pl (15), Bt (20), Ms (5), графит (20), рудный (10)	«
ODB-1751_05	1751.05	Qtz (40), Pl (35), Bt (20), Grt (5)	«
ODB-1803_80	1803.80	Qtz (50), Pl (30), Bt (20)	«
ODB-1850_85	1850.85	Qtz (40), Pl (40), Bt (20)	«
ODB-1893_80	1893.80	Qtz (30), Pl (55), Ms (5), Mc (10)	Гипидиоморфнозерн.
ODB-1940_00	1940.10	Qtz (30), Pl (20-30), Bt (30-40), Sill (5-10)	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-1995_00	1995.00	Qtz (35), Pl (35), Bt (30)	«
ODB-2041_30	2041.30	Qtz (30), Pl (30), Ms (8), Sill (2), Mc (30)	Гипидиоморфнозерн., субграфическая
ODB-2105_20	2105.20	Qtz (30), Pl (45-50), Ms (1-3), Bt (10), Mc (10)	Гипидиоморфнозерн.
ODB-2155_15	2155.15	Qtz (20), Pl (20), Mc (60)	Порфиroidная
ODB-2199_80	2199.80	Qtz (30), Pl (55-58), Bt (2-5), Mc (10)	Гипидиоморфнозерн.
ODB-2253_00	2253.00	Qtz (30), Pl (40), Bt (30)	Лепидобластовая, бластопсаммитовая
ODB-2297_85	2297.85	Qtz (35), Pl (35), Bt (30)	«

Плотность и упругие характеристики были измерены в лабораторных условиях при атмосферном давлении. На рисунке 2 представлены результаты измерений скоростных характеристик V_p , V_s , показателей анизотропии A_p , B_s , плотности ρ и минерального состава в зависимости от глубины H .

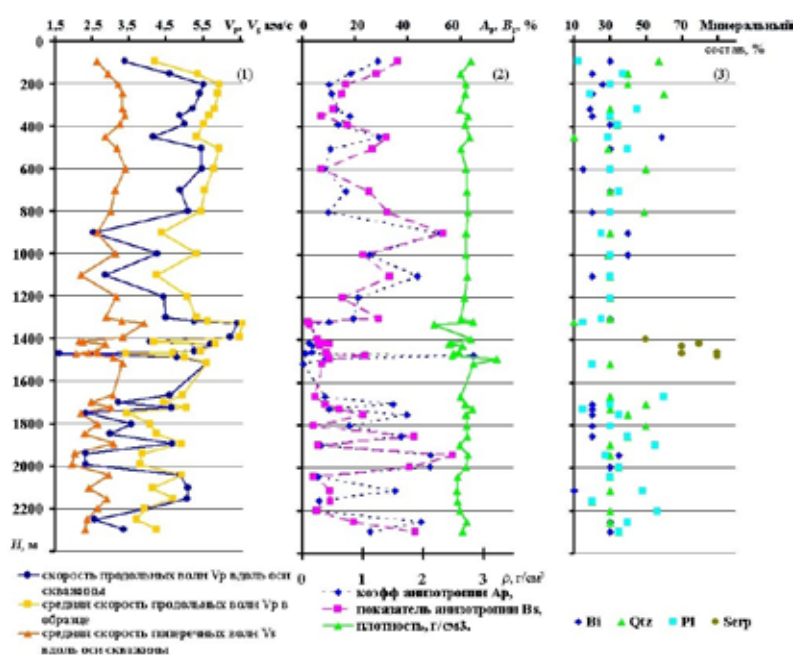


Рис. 2. Зависимости упруго-анизотропных свойств и минерального состава пород от глубины вдоль оси скважины: 1 – величины скоростей распространения продольных V_p и поперечных V_s волн; 2 – показатели анизотропии A_p , B_s и плотности ρ ; 3 – минеральный состав.

степень анизотропии, измеренная по продольным волнам (A_p) в целом соответствует степени анизотропии по поперечным волнам (B_s).

В интервале глубин (94–100 м) коэффициент анизотропии A_p и показатель анизотропии B_s показывают достаточно высокие значения ($A_p=28.7\%$, $B_s=36.4\%$). Это может быть обусловлено развитой микротрещиноватостью возникшей в результате процессов выветривания. В интервале 200 – 800 м породы проявляют среднюю степень упругой анизотропии. Пиковое значение этой характеристики отмечено на глубине около 900 м ($A_p = 52.2\%$, $B_s = 53.4\%$). Другое пиковое значение показателей упругой анизотропии наблюдается на глубине 1473.60 м ($A_p = 64.9\%$, $B_s = 57.0\%$). В нижней части разреза скважины, начиная с глубины 1760 м отмечается чередование слабоанизотропных участков с сильноанизотропными. Образцы с $5 < A_p < 15\%$ можно считать проявляющими слабую анизотропию, в то время как образцы с $A_p > 15\%$ относятся к сильноанизотропным (рис. 2) [3].

Прослеживается обратная зависимость между скоростными характеристиками (V_p , V_s) и показателями анизотропии, при возрастании скорости происходит уменьшение значений A_p , B_s . На глубине 1327 м наблюдается пик по скоростным характеристикам продольных (V_p вдоль оси скважины – 6.43 км/с, V_p среднее – 6.56 км/с) и поперечной скоростей ($V_{s \text{ среднее}} = 3.92$ км/с), в то время как коэффициент анизотропии $A_p = 2.9\%$ и показатель анизотропии $B_s = 2.9\%$ показывают минимальное значение (рис. 2, табл. 2).

Плотность практически не меняется с увеличением глубины и составляет 2.74 г/см³, однако на глубинах 1327 м и 1488 м она достигает значений 3.22 г/см³ и 3.26 г/см³ соответственно. Это увеличение плотности, скорее всего, связано с резким изменением минерального состава. В этом диапазоне глубин происходит полное замещение основных минералов (Qtz, Pl, Bt) на серпентинит, диопсид и тремолит. Так же здесь происходит проникновение незначительного количества рудного минерала (до 20%). По всей видимости, это характеризуется смещением данного массива в субгоризонтальном направлении, что предполагает интенсивную палеогеодинамическую активность в этом массиве в прошлом (рис. 1) [7].

Тенденция изменения процентного состава биотита и кварца в горных породах с глубиной уменьшается незначительно на всем протяжении скважины. При увеличении биотита в горной породе происходит небольшое увеличение скоростных характеристик. Соотношение плагиоклаза в представленных образцах финской скважины с глубиной увеличивается. При снижении содержания плагиоклаза и кварца в образцах скоростные характеристики имеют тенденцию к снижению.

В нижней части разреза преобладают биотитовые сланцы с прослоями черных сланцев и пегматитовых гранитов. С глубины 1760 м наблюдается чередование слабоанизотропных участков с сильноанизотропными. Это характеризуется резкими изменениями, как скоростных параметров, так и показателей анизотропии (A_p , B_s). На глубине от 1893 – 2199 м было обнаружено значительное содержание микроклина (от 10% до 60%), что вероятно позволило проявить пиковое значение скорости V_p (от 2.2 км/с до 5.2 км/с).

Обсуждение результатов

Анализ полученных результатов показал, что с глубиной скоростные характеристики в целом имеют тенденцию к уменьшению. Из всех образцов, наибольшие величины скорости V_p и V_s зарегистрированы в образце OKU-1327_80 ($V_p = 6.43$ км/с, $V_s = 3.92$ км/с). Наименьшие величины скорости (V_p , V_s) зарегистрированы в образце OKU-1473_60 ($V_p = 1.61$ км/с, $V_s = 3.42$ км/с). В интервалах глубин 94–1100 м и 1488–2400 м скорость продольных волн вдоль оси скважины показала несколько меньше значение, чем средняя скорость продольных волн по всем трем граням (рис. 2). В диапазоне глубин 1100 – 1488 м скоростные характеристики по продольным волнам практически совпадают.

Упругая анизотропия пород отражает интенсивность воздействия сил в течение палеогеодинамических процессов [4]. Согласно данным рис. 2, основная часть пород по разрезу скважины является сильно анизотропной. Причем,

Таблица 2.

Упругие и неупругие свойства образцов пород по разрезу финской скважины Оутокумпу

Номер образца	Наименование породы	Глубина извлечения H , м	Плотность ρ , г/см ³	V_p вдоль оси скважины, км/с	V_p ср, км/с	V_s ср, км/с	Показатели анизотропии	
							A_p , %	B_s , %
1	2	3	4	5	6	7	8	9
ODB-94_00	Sill-Bi сланец	94.00	2.74	3.38	4.19	2.62	28.7	36.4
ODB-153_20	Grt-Bi сланец с графитом	153.20	2.74	4.60	5.36	2.92	18.5	28.1
ODB-202_20	Bt-сланец с графитом	202.20	2.74	5.51	5.94	3.21	10.3	16.5
ODB-247_45	Bt-сланец с графитом	247.45	2.74	5.41	5.91	3.32	11.3	15.0
ODB-319_25	Grt-Bi сланец с графитом	319.25	2.74	5.23	5.82	3.32	12.9	11.9
ODB-351_90	Grt-Bt-Chl сланец с графитом	351.90	2.77	4.87	5.67	3.39	18.2	7.5
ODB-391_70	Bt-сланец с графитом	391.70	2.73	5.00	5.50	3.25	13.6	17.0
ODB-450_55	Биотит-силлиманитовый сланец с графитом	450.55	2.81	4.15	5.32	2.86	29.3	32.1
ODB-506_10	Bt-сланец с графитом	506.10	2.74	5.45	5.93	3.18	10.8	26.6
ODB-599_00	Grt-Bi сланец с графитом	599.00	2.74	5.47	5.79	3.40	8.5	7.4
ODB-703_25	Grt-Bi сланец с графитом	703.25	2.75	4.89	5.55	3.12	16.5	25.6
ODB-801_40	Grt-Bi сланец с графитом	801.40	2.78	5.09	5.45	3.00	10.1	32.4
ODB-900_25	Grt-Bi сланец с графитом	900.25	2.74	2.53	4.37	2.64	52.2	53.4
ODB-1000_50	Bt-сланец с графитом	1000.50	2.73	4.27	5.33	3.14	25.6	23.2
ODB-1101_30	Bt-Ms сланец с прожилками гипс- карбонатного состава	1101.30	2.76	2.85	4.24	2.19	43.6	33.2
ODB-1202_40	Grt-Bi сланец с графитом	1202.40	2.71	4.44	5.07	3.15	21.3	15.1
ODB-1300_70	Рудный Bt- сланец с графитом	1300.70	2.75	4.49	5.31	2.88	19.6	28.8
ODB-1317_75	Рудный черный сланец	1317.75	2.85	5.27	5.62	3.31	10.2	2.5
ODB-1327_80	Рудная Di-Trem порода с карбонатом	1327.80	3.22	6.43	6.56	3.92	2.9	2.9
ODB-1394_60	Serp-Trem порода с рудным минералом	1394.60	2.80	6.24	6.48	3.33	5.5	5.9
ODB-1414_75	Серпентинит	1414.75	2.49	4.09	4.18	2.16	2.7	7.9
ODB-1416_95	Серпентинит с более к/з прожилком Serp	1416.95	2.51	4.08	4.15	2.25	6.0	10.2
ODB-1427_85	Серпентинит с Trem	1427.85	2.69	5.71	5.84	2.85	4.0	6.9
ODB-1458_00	Серпентинит	1458.00	2.63	5.27	5.43	2.62	3.8	9.4
ODB-1465_40	Серпентинит с прожилками талька	1465.40	2.54	4.72	4.70	2.41	1.2	9.1
ODB-1473_60	Серпентинит	1473.60	2.52	1.61	3.42	2.07	64.9	24.0
ODB-1488_65	Di- Trem порода	1488.65	3.26	4.79	5.01	3.08	9.1	10.3
ODB-1513_88	Черный сланец с прожилками рудного м-ла	1513.88	2.88	5.61	5.60	3.33	0.5	7.5
ODB-1664_80	Пегм. гранит с Ms	1664.80	2.66	4.61	4.94	3.07	8.6	5.0
ODB-1700_85	Bt- сланец	1700.85	2.74	3.23	4.44	2.48	34.3	8.9
ODB-1724_75	Рудный черный сланец	1724.75	2.84	4.69	5.06	3.01	10.3	14.3
ODB-1751_05	Grt-Bt сланец	1751.05	2.77	2.33	3.45	2.20	39.7	23.0
ODB-1803_80	Bt- сланец	1803.80	2.75	3.58	4.08	2.65	17.9	4.6
ODB-1850_85	Bt- сланец	1850.85	2.77	2.99	4.26	2.30	37.6	42.3
ODB-1893_80	Mc-Pl, Grt- содержащий к/з гранит (Мусковитовый пегматоидный гранит с гранатом)	1893.80	2.65	4.67	4.93	3.08	7.0	6.0
ODB-1940_10	Bt-Sill сланец	1940.00	2.79	2.33	3.85	2.03	48.6	57.0
ODB-1995_00	Bt- сланец	1995.00	2.78	2.32	3.80	1.96	48.5	40.9
ODB-2041_30	Ms-Sill пегматоидн. гранит	2041.30	2.64	4.87	4.93	2.95	6.1	4.5
ODB-2105_20	Двуслюдяной пегм. гранит	2105.20	2.60	5.10	4.14	2.41	35.4	10.4
ODB-2155_15	Mc- пегматит с Grt	2155.15	2.62	5.08	4.70	2.90	6.6	10.9
ODB-2199_80	Пегм. гранит с Grt	2199.80	2.65	3.99	3.94	2.65	4.9	5.4
ODB-2253_00	Grt-Bt сланец	2253.00	2.73	2.57	3.71	2.37	45.1	19.4
ODB-2297_85	Bt- сланец	2297.85	2.72	3.35	4.24	2.32	25.9	42.9

Выводы

Из анализа показателей анизотропии A_p и B_s можно сделать вывод о том, что наиболее анизотропные породы залегают на глубинах около 900, 1460 м и в интервале 1650–2300 м. Полученные данные позволяют заключить, что плотность пород практически не изменяется по глубине. В то же время скоростные характеристики V_p и V_s , а так же показатель анизотропии B_s имеют тенденцию к снижению по отношению к глубине скважины.

На упругие характеристики влияет минеральный состав, наличие микротрещиноватости и неоднородностей в образцах. Так присутствие биотита в образцах влияет на тенденцию к увеличению скоростных характеристик. Наличие плагиоклаза и кварца характеризуются тенденцией к уменьшению скоростных характеристик.

В интервале глубин 1300–1488 м происходит резкое изменение в минеральном составе горных пород, практически полное замещение основных минералов *Pl*, *Qtz* и *Bi* на *Serp*, *Di*, *Trem* и рудные минералы. По всей видимости, это характеризуется смещением данного массива в субгоризонтальном направлении, что предполагает интенсивную палеогеодинамическую активность в этом массиве в прошлом.

Авторы выражают признательность и благодарность В.Р. Ветрину за составление петрографической характеристики пород. Работа выполнена по тематике гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 07-05-00100-а, гранта президента РФ МК–1908.2008.5.

Список литературы

1. Волкова Е.А. Поляризационные измерения. М.: изд-во Стандартов, 1974. 156 с.
2. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1995. С. 203.
3. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 140 с.
4. Горбачевич Ф.Ф., Губерман Д.М., Головатая О.С. и др. Свойства, структура и состояние пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Строение литосферы российской части Баренц-региона Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербь, К. Гиллена. Петрозаводск: изд-во КарНЦ РАН, 2005. С. 97–130.
5. Ковалевский М.В., Горбачевич Ф.Ф., Тришина О.М. Упруго-анизотропные свойства горных пород по разрезу финской скважины (ODB) в диапазоне глубин до 1 км. // Физическая акустика. Оптоакустика. Нелинейная акустика. Распространение и дифракция волн. Геоакустика. Сборник трудов XIX сессии Российского акустического общества. Т.1. М.: Геос, 2007. С. 288–292.
6. Ковалевский М.В., Горбачевич Ф.Ф., Тришина О.М. Упруго-анизотропные свойства пород нижней части разреза Финской исследовательской скважины Оутукумпу // Физическая акустика. Нелинейная акустика. Распространение и дифракция волн. Геологическая акустика. Сборник трудов XX сессии Российского акустического общества. Т.1. М.: ГЕОС, 2008. С. 336–340.
7. Тришина О.М., Горбачевич Ф.Ф., Ковалевский М.В. Сравнительные характеристики упругих свойств образцов горных пород по разрезу финской скважины Оутукумпу // Вестник МГТУ / Мурман. гос. техн. ун-т. – 2007. Т. 10. № 2. С. 296–303.
8. Kukkonen I.T. The Outokumpu deep drilling project – background, aims and current status of drilling. Int. Workshop. Espoo, Finland, Oct. 25–26, 2004. Espoo: Geol. Survey of Finland. Rep. Q10.2/2004/1. P 9–11.

Влияния ультразвуковых колебаний на магнитную структуру магнетита (по данным порошкографии)

В.А. Тюрменов, Л.Г. Осипенко, Ю.Н. Нерадовский

Учреждение РАН Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты osipenko@geoksc.apatity.ru

В данной работе рассмотрен результат влияния акустических колебаний на магнитную структуру магнетитов Ковдорского железорудного месторождения (Кольский полуостров).

Формирование Ковдорского щелочно-ультраосновного массива связывается с девонским рифтогенезом, который на заключительном этапе интрузивного магматизма сопровождался образованием апатит-форстерит-магнетитовых, форстерит-магнетитовых, кальцит-форстерит-магнетитовых, магнетитовых и других руд [2, 3]. Главными минералами, слагающими эти разновидности, являются магнетит и другие железосодержащие минералы: ильменит, гематит, маггемит, псевдобрукит. Магнетит представлен достаточно крупными (до 8 мм) октаэдрическими монокристаллами, а также сростками более или менее идиоморфных зерен.

Ковдорские магнетиты представляют собой продукты распада, окисления и реакционно-метасоматических преобразований первичного твердого раствора с выделением магнетита, содержащего 5–10% мелких вростков немагнитных продуктов (шпинели-плеонаста и, в меньшем количестве, ильменита), которые образуют решетчатые и сетчатые структуры и которые уменьшают размеры отдельных обособлений собственно магнетита. Эти на-

блюдения подтверждают, что титаномagnetит это неустойчивое образование, распадающееся на магнетитовую и ульвошпинелевую составляющие. Magnetиты Ковдорского месторождения занимают промежуточное положение между чистым магнетитом $\text{Fe-Fe}_2\text{O}_4$ ($\text{Fe-72.4\%}$) и магнезиоферритом ($\text{Fe-55.8\%}$).

Магнитоупругие эффекты характерны для ферритов (например, иттриевого феррита-граната). Однако свойствами ферритов могут обладать природные железосодержащие окислы с иным химическим составом, например, члены серии гематит-ильменит $\text{Fe}_2\text{O}_3 - x \text{FeTiO}_3$ при определенных значениях x . Для образования ферритовых включений в магнетите требуется некоторое количество примеси магния, марганца или титана. В природных условиях при кристаллизации магнетита всегда требуется хотя бы один из этих элементов. Наиболее частым спутником магнетита является титан, который обычно составляет основу гемоильменитовых включений [1]. Кроме того, постоянно отмечается мелкокристаллический и мелкозернистый (до 0.02 мм) магнетит в форме скоплений зерен и агрегатов среди более крупных кристаллов, а также в виде рассеянной вкрапленности в нерудной массе.

Исследования влияния акустических колебаний на намагниченность проводились на образцах различных руд из структурной скважины Ковдорского месторождения и на монокристалле магнетита. Использовались стандартные пьезоэлектрические датчики с диапазоном пропускания 25 кГц – 5 МГц и задающий генератор импульсов ГИ-1. Контроль изменения вектора остаточной намагниченности, после воздействия ультразвуковых колебаний, проводился с помощью аstaticеского магнитометра МАЛ – 036. Эксперименты проводились на образцах с естественной остаточной намагниченностью, на образцах, которые намагничивались в поле 0.8 кА/м, и образцах, размагниченных в поле 40 кА/м.

Изменение остаточной намагниченности при воздействии ультразвуковых колебаний носит сложный характер и требует дальнейших исследований [4].

В данной работе представлены результаты эксперимента по изучению воздействия ультразвуковых колебаний на ферромагнитные свойства магнетита, подтвержденные данными порошкографии, которая позволяет визуально наблюдать степень изменения намагниченности образцов под влиянием ультразвуковых колебаний.

Изучение ферромагнитных свойств магнетита проводилось способом порошкографии по методике, используемой в Воронежском государственном университете: порошок феррита-600, разводится в мыльном растворе и наносится на поверхность образца ровным слоем, через 2 минуты смывается сильной струей воды. Магнитные участки образца притягивают магнитный порошок и удерживают его. После высыхания образец рассматривается под микроскопом в отраженном свете. Результат фиксируется фотографированием.

По данным порошкографии установлено, что ферромагнитные свойства поверхности кристаллов магнетита исходно имеют различия, связанные с ориентировкой кристаллов, присутствием химических примесей и продуктов распада твердого раствора. Кристаллы магнетита, не содержащие продуктов распада твердого раствора обладают большей намагниченностью, чем кристаллы магнетита содержащие продукты распада твердого раствора ульвошпинели. Высокой намагниченностью обладают участки кристаллов, в которых наблюдаются продукты распада твердого раствора ильменита, а также контакты магнетита с зернами ильменита. Магнитные свойства поверхности кристаллов неравномерны, характерна доменная структура (рис. 1, 2). Под воздействием сильного магнитного поля (160 кА/м) первоначально доменная структура магнетита нарушается, появляются ориентированные структуры, типа ветвящихся молний (рис. 3).

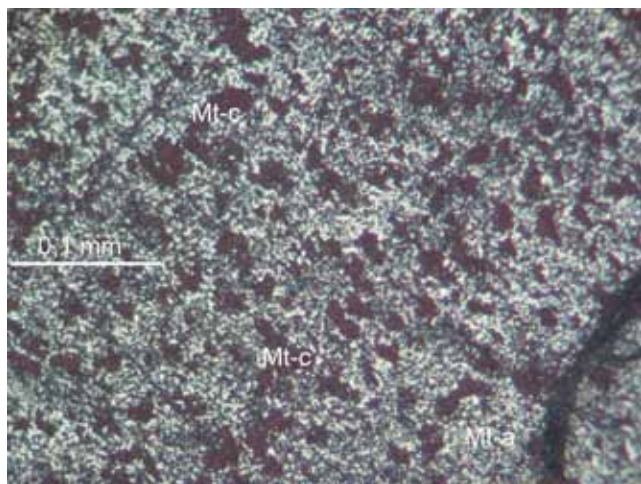


Рис. 1. Равномерное распределение доменов (темное) на поверхности магнетита, в слабых магнитных полях (0.8 кА/м), размеры магнитных участков, установленных по концентрации магнитного порошка феррит-600, около 10–20 мкм.

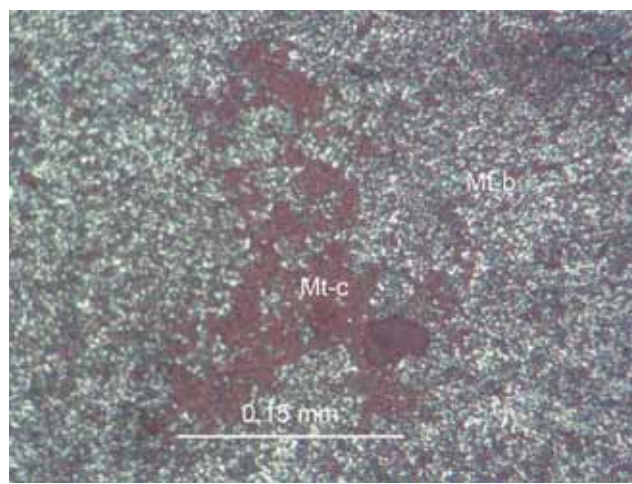


Рис. 2. Сгусток доменов (темное) размером 150 мкм.

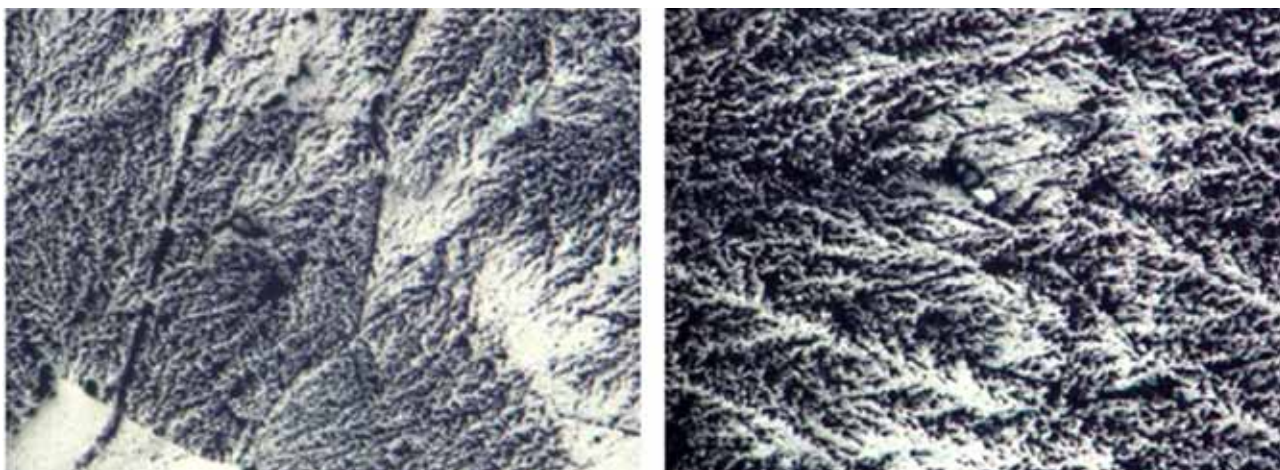


Рис. 3. Форма распределения намагниченности в магнетите после воздействия сильных магнитных полей (160 кА/м).

В эксперименте мы проводили сравнение воздействия сильного магнитного поля (160 кА/м) и ультразвукового прозвучивания на одни и те же образцы магнетита. На рис. 4 приведено исходное состояние зерна магнетита (а), образец, покрытый ферритом 600 (б), после воздействия сильным магнитным полем (в), после ультразвукового прозвучивания (г). На рис. 4 (г) видим, что после прозвучивания намагниченность магнетита практически вернулась к первоначальному состоянию, исчезли магнитные силовые линии, вызывавшие радиально-лучистое распределение доменов.

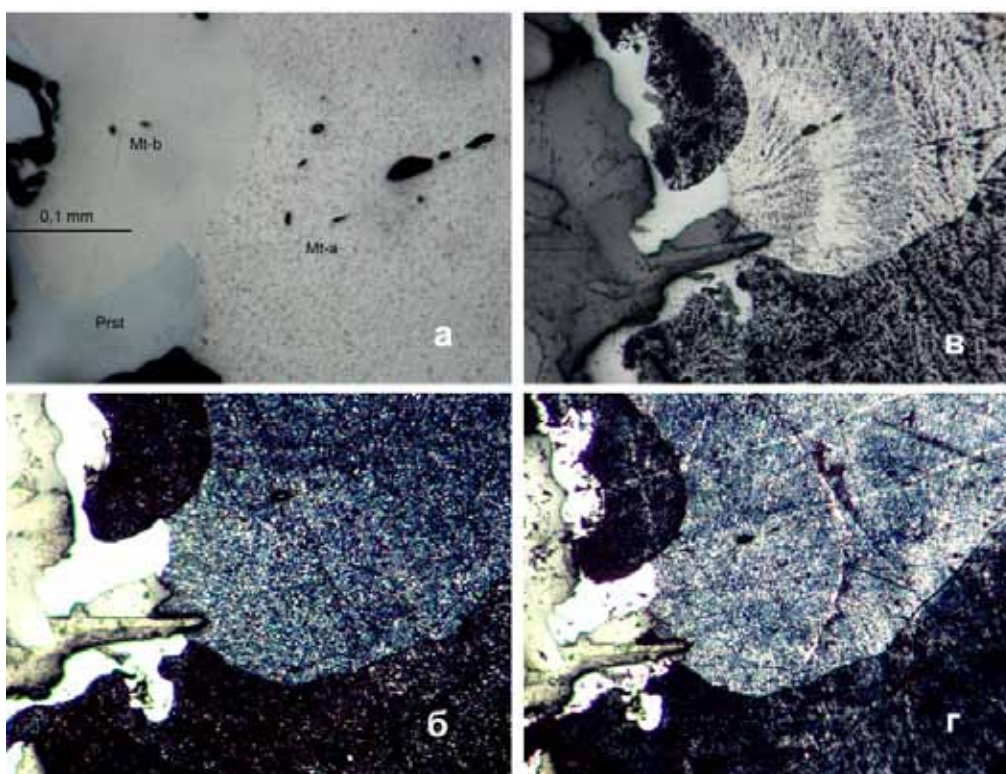


Рис. 4. Пример переориентации доменов в зернах магнетита под воздействием сильного магнитного поля (160 кА/м) и ультразвукового прозвучивания. А – исходное состояние образца, б – равномерное распределение магнитного порошка на образце, в – радиально-лучистая структура распределения порошка в одном зерне, а в других – укрупнение доменов после воздействия сильным магнитным полем, г – намагниченность образца после прозвучивания; распределение порошка феррит 600 стало равномерным, исчезли магнитные силовые линии, вызывавшие радиально-лучистое распределение доменов.

При изучении влияния акустических колебаний на намагниченность монокристалла магнетита, выяснилось, что если подвергнуть ультразвуковому прозвучиванию предварительно размагниченный образец, в нем появляется слабая намагниченность, (при порошкографии появились черные крапинки феррита 600) (рис. 5).

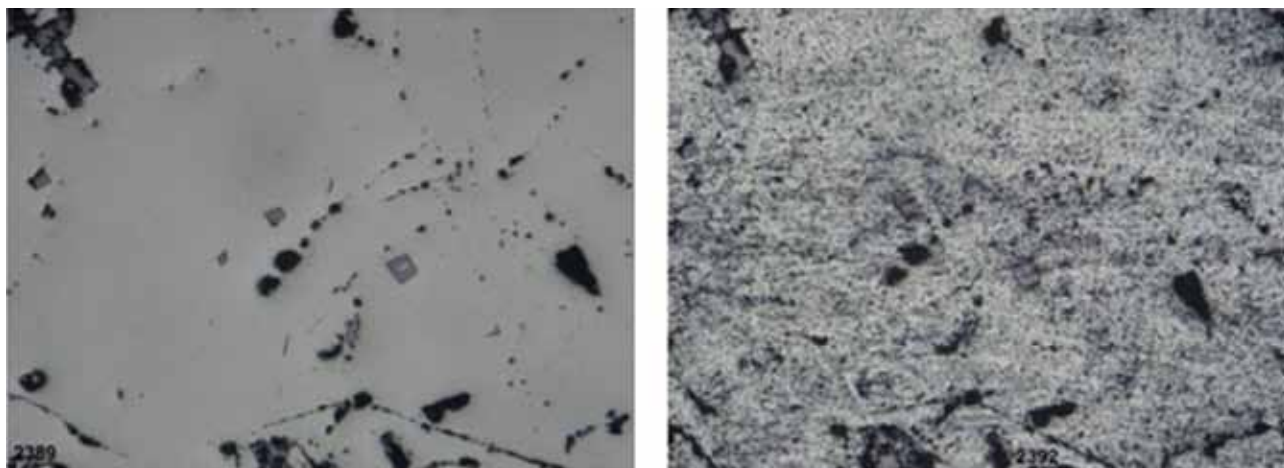


Рис. 5. Намагниченность монокристалла магнетита (срез по грани куба) до и после ультразвукового воздействия. Монокристалл предварительно размагничен.

Ультразвуковое прозвучивание предварительно намагниченного монокристалла магнетита уменьшает намагниченность образца, количество феррита 600 при порошкографии уменьшилось (рис 6).

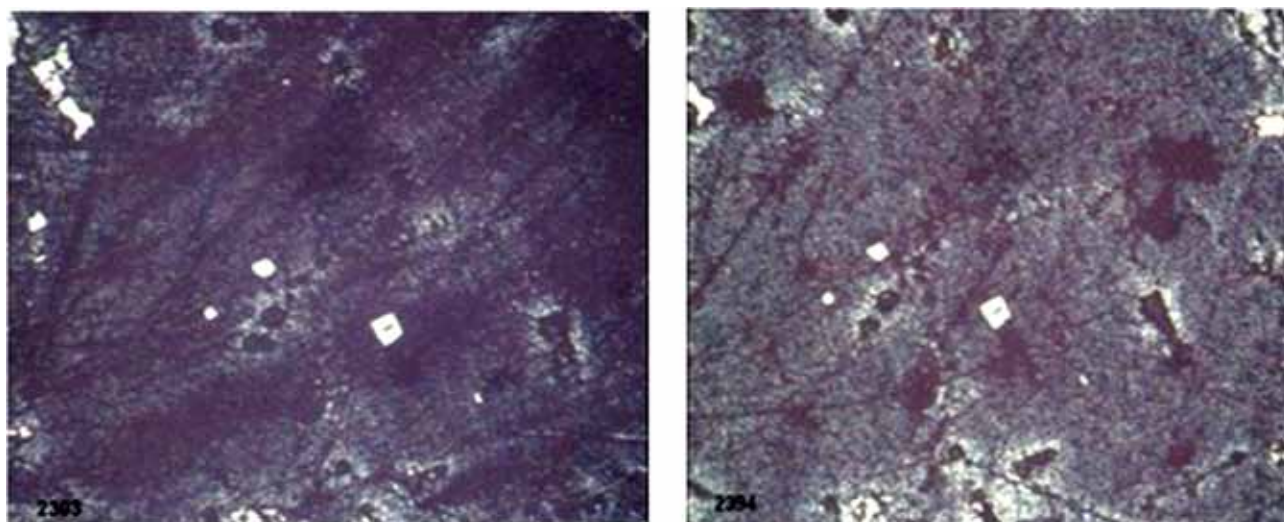


Рис. 6. Намагниченность монокристалла магнетита (срез по грани куба) до и после ультразвукового воздействия. Монокристалл предварительно намагничен в поле 0.8 кА/м.

Вывод: проведенный эксперимент показал, что акустическое воздействие на магнетит изменяет его магнитную структуру, что визуально подтверждается методом порошкографии.

Список литературы

1. Герник В.В. Магнитные методы в геологии. С. Пб.: Недра, 1993. 203 с.
2. Кацеблин П.Л., Тюремнов В.А., Шапошников В.А. Магнитные параметры Ковдорских магнетитов в связи с их составом // Сб. Методика и результаты геофизических исследований северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: изд-во Кольского филиала АН СССР, 1980. С. 111–119.
3. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. М.: Недра, 1966. 772 с.
4. Tyuremnov V.A., Neradovsky Yu.N. The magnetic-elastic effects in magnetite // Abstracts 7th International conference «Problems of Geocosmos» St. Petersburg, Petrodvorets. 26–30 May, 2008. P. 212–213.

Флюидная и тепловая модели электропроводности литосферы по лабораторным данным

И.С. Фельдман¹, А.А. Жамалетдинов^{2,3}

¹ ООО «Центр ЭМИ», Москва; ² СПбФ ИЗМИРАН, С.-Петербург; ³ Геологический институт КНЦ РАН

Введение

Электропроводность твердой кристаллической оболочки Земли, литосферы определяется, главным образом, двумя факторами – горизонтальной неоднородностью, обусловленной влиянием коровых аномалий проводимости [21, 11] и параметрами «нормального» геоэлектрического разреза, наблюдаемого в отсутствие влияния коровых аномалий [3]. Параметры «нормального» электрического разреза зависят от изменения на глубину влажности, пористости, вещественного состава и термодинамического состояния горных пород. В настоящей работе рассмотрены параметры «нормального» разреза для тепловой и флюидной моделей на основе лабораторных данных.

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) горных пород в естественном залегании определяется, прежде всего, наличием в них влаги и структурными особенностями минерального скелета, контролирующего характер межкапиллярных связей. Диапазон изменения УЭС для разных типов пород в естественном залегании охватывает, в среднем, 5 порядков – от единиц и десятков омметров для глин и песчаников до десятков и сотен тысяч омметров для кристаллических пород типа гранитов и гнейсов. УЭС сухих горных пород и минералов изменяется в значительно более широких пределах – от 10^{-5} Ом·м для электронно-проводящих рудных минералов до 10^{16} Ом·м для слюд и нефтей [9].

Основным фактором, понижающим УЭС горных пород в естественном залегании, является их насыщенность растворами электролитов и, прежде всего, растворами хлористого натрия. Зависимость УЭС электролита от концентрации хлористого натрия подчиняется эмпирическому линейному закону. $\rho \equiv d \cdot \frac{10}{c}$ [Ом·м], где c – концентрация соли NaCl в г/л; $d = 1 \frac{\text{Ом} \cdot \text{м} \cdot \text{г}}{\text{л}}$, размерный коэффициент. Можно видеть, что сопротивление электролита тем меньше, чем выше концентрация растворенных в нем солей. На территориях кристаллических щитов среднее сопротивление приповерхностных вод в реках и озерах изменяется в пределах от 200 до 600 Ом·м, на территориях платформ и складчатых осадочных бассейнов – от единиц до десятков и первых сотен омметров. Отметим, что на территориях щитов, в экологически неблагоприятных условиях удельное сопротивление приповерхностных вод может также снижаться до единиц омметров, как это наблюдается, например, в озерах Мончегорского и Оленегорского районов Кольского полуострова.

Существенным фактором, влияющим на УЭС электролита является температура. Зависимость УЭС электролита от температуры определяется выражением: $\rho = \rho_{18} \frac{1}{[1 + 0.025(t - 18^\circ)]}$. Из выражения (2) вид-

но, что при возрастании температуры сопротивление электролита уменьшается. Например, при температуре 58°C сопротивление электролита уменьшится примерно вдвое. Связь УЭС горных пород ($\rho_{\text{гп}}$) с сопротивлением электролита ($\rho_{\text{эл}}$) и с пористостью пород p в относительных единицах определяется с помощью закона

Арчи, $\rho_{\text{гп}} = \rho_{\text{эл}} \frac{p^n}{p^n}$, Ом·м], где n – безразмерный коэффициент, изменяющийся от 1.5 до 2 в зависимости от степени связности электрических каналов. Например, при пористости 5 % ($p = 0.05$) и сопротивлении электролита 250 Ом·м сопротивление пород, в зависимости от степени связности каналов, может изменяться в пределах от $2.2 \cdot 10^4$ до 10^5 Ом·м. С глубиной пористость пород уменьшается под действием литостатического давления, что приводит к увеличению сопротивления пород.

На глубинах в десятки километров и более удельное сопротивление горных пород определяется не столько присутствием влаги, сколько свойствами минерального скелета и воздействием на его электропроводность температуры, возрастающей с глубиной со средним геотермическим градиентом от 10 до 20–30 °C/км. Зависимость удельного электрического сопротивления силикатных горных пород от температуры

в этом случае описывается экспоненциальным законом. $\rho = \rho_0 \cdot e^{\frac{E_0}{kT}}$, где ρ_0 – предэкспоненциальный коэффициент, численно равный удельному сопротивлению горной породы при $T \rightarrow \infty$; E_0 – энергия активации ионов, осуществляющих ток (в электрон-вольтах, 1 эВ = $1.6 \cdot 10^{-19}$ Дж); k – постоянная Больцмана ($1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/град.); T – абсолютная температура по шкале Кельвина.

Прологарифмировав левую и правую части приведенного выше уравнения, найдем $\lg \rho = \lg \rho_0 + 0.43 \cdot \frac{E_0}{kT}$.

Поскольку предэкспоненциальный коэффициент ρ_0 является некоторой константой, определяющей тип носителей электричества, то зависимость УЭС от температуры принято изображать в линейно-логарифмическом

масштабе, как это показано на рис. 1, где приведены средние диаграммы зависимости удельного сопротивления кислых и основных-ультраосновных горных пород Балтийского щита от температуры [2].

Можно видеть, что сопротивление пород уменьшается с ростом температуры, в среднем, на 1 порядок на каждые 100 градусов. На фоне примерно линейной зависимости $\lg \rho$ от $1000/T^\circ K$ на рис. 1 можно отметить изломы. Природа изломов объясняется изменениями энергии активации E_0 , которая, в свою очередь, указывает на смену типов носителей электричества.

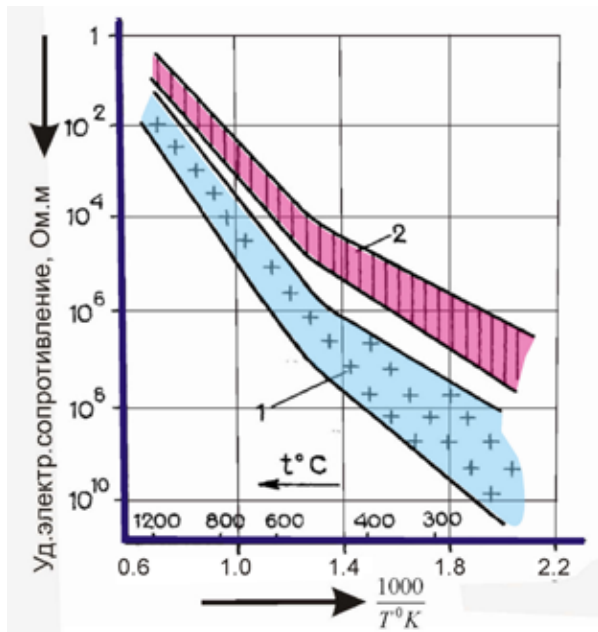


Рис. 1. Осредненные диаграммы зависимости удельного электрического сопротивления сухих горных пород от температуры [20]. 1 – кислые породы (граниты), 2 – основные и ультраосновные породы (перидотиты, пироксениты).

слоя ДД, тем более, что его продольная проводимость весьма незначительна и составляет в условиях Балтийского щита доли и первые единицы сименс.

Тепловая модель электропроводности литосферы

Нормальное распределение электропроводности литосферы на глубину может быть оценено путем изучения электрических свойств наиболее распространенных типов горных пород при высоких термодинамических параметрах и последующего перевода полученных оценок в масштаб глубин с учетом имеющихся априорных представлений о температуре и составе земных недр, получаемых на основе косвенных геофизических и отчасти геологических данных.

Оценки распределения температуры в литосфере. Глубина влияния сезонных и годовых колебаний температуры Земли не превышает первых десятков метров; лишь иногда, в условиях сложного рельефа, она может достигать сотен метров. Глубже основную роль в температурном режиме Земли играет явление радиоактивного разогрева, приводящее к увеличению температуры с глубиной. В приповерхностной зоне скорость увеличения температуры с глубиной (геотермический градиент) колеблется в широких пределах от 10 °С/км на территориях щитов, до 70 °С/км в областях молодого вулканизма. Возможности прямых измерений геотермического градиента ограничиваются глубинами существующих скважин и рудников. Массовые измерения в скважинах Кольского полуострова, выполненные М.П. Харламовым и частично обобщенные в [8, 16] дают средние значения геотермического градиента 10 °С/км. Наряду с этим измерения в массивах ультраосновных пород Мончегорского плутона показывают устойчивую величину геотермической ступени 7 °С/км [23]. Частично это явление может быть объяснено влиянием рельефа. Измерения проводились в относительно неглубоких скважинах (300–400 м), пробуренных в массивах, возвышающихся также примерно на 300–400 м над уровнем моря. В этих условиях наблюдается закономерность: чем выше устье скважины, тем более низкие значения температуры наблюдаются на одинаковых глубинах бурения. Тем не менее, общая устойчивая картина понижения геотермического градиента в толще массивов ультраосновных пород указывает на значительное влияние состава пород и на необходимость учета этого фактора при глубинных геотермических оценках.

Экстраполяция температуры на большие глубины обычно осуществляется на основе общих физических соображений с учетом косвенных оценок, основанных на изучении метаморфических преобразований в минералах, связи теплогенерации с возрастом и составом пород, привлечения химических геотермометров и различных

Представленная на основе лабораторных данных картина градиентного изменения электропроводности с глубиной в зависимости от пористости, влажности и температуры принято описывать моделью типа «К» с мощным плохо проводящим промежуточным слоем [30; 22]. Однако результаты экспериментальных исследований показывают, что приведенная модель разреза осложняется влиянием упругих напряжений, которые приводят к появлению дилатансионной трещиноватости и понижению сопротивления горных пород. Эта область фиксируется на результатах частотных электромагнитных зондирования с контролируемыми источниками в виде промежуточного проводящего слоя дилатантно-диффузионной природы (слоя ДД) в верхней части земной коры [12]. Механизм дилатансии определяется как необратимое увеличение объема поликристаллических агрегатов при сдвиге [19]. Условия для сдвиговых деформаций появляются вследствие более быстрого увеличения тангенциальной компоненты горного давления в сравнении с вертикальной, литостатической компонентой. В качестве одной из причин, объясняющих это явление, может служить тектоно-кессонный эффект в земной коре, приводящий к появлению так называемых литрических разломов. Область распространения слоя ДД занимает диапазон глубин от 2 до 10 км. В настоящей статье мы остановимся на рассмотрении модели электропроводности континентальной литосферы на всю ее мощность, до глубин 200–300 км, без

предположений о петрохимическом составе земных недр [7]. Как правило, такие оценки дают более или менее достоверное представление о тепловом режиме крупных регионов. В зависимости от характера привлекаемой косвенной информации данные авторов существенно расходятся. В качестве примера подобных построений

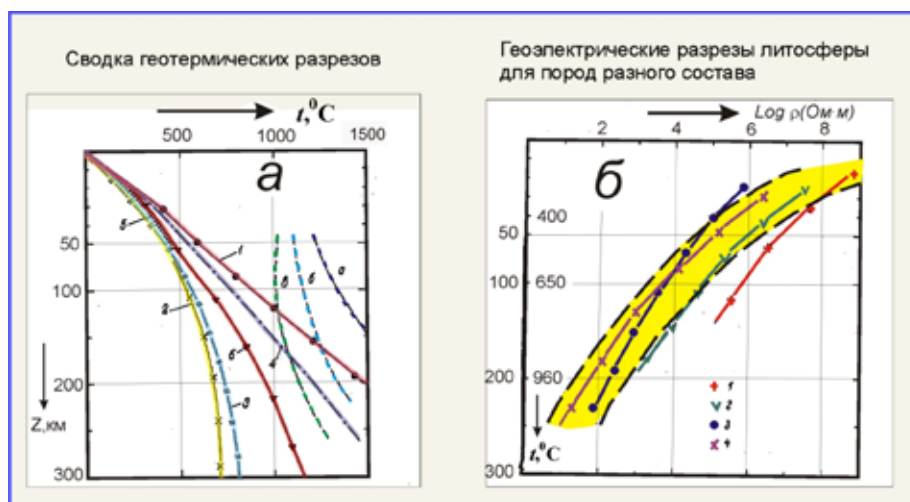


Рис. 2. Сводка геотермических разрезов (а) и тепловая модель электропроводности литосферы по лабораторным данным для сухих образцов горных пород (б). Обозначения температурных разрезов на рис. 1а: 1 – [27], 2 – [34], 3 – [22], 4 – [24], 5 – [26], 6 – [6]. Штриховые линии – кривые температуры плавления пород: (а) – сухих, (б) – частично насыщенных и (в) – полностью насыщенных флюидами.

Обозначения электрических разрезов на рис. 1б: породы 1 – гранитоиды, 2 – габброиды, 3 – базальтоиды, 4 – оливиниты. Желтой полосой показан разрез с учетом переменного состава литосферы с глубиной для геотермического разреза б на рис. 2а.

(рис. 2а) приведены модели распределения температуры по данным разных авторов [6, 22, 24, 26, 27, 34]. Приведенные зависимости позволяют оценить верхнюю и нижнюю границы возможного диапазона распределения температуры в литосфере стабильных регионов.

Можно видеть, что расхождения между оценками температуры по данным разных авторов на глубине 150 км достигают 600°C. На рис. 2а приведены также кривые изменения температуры плавления с глубиной, рассчитанные для пород, в разной степени насыщенных водой [24]. Можно видеть, что в случае распределения температуры по Кларку и Рингвуду [27] плавление пород может наблюдаться на глубине 130 км (полное насыщение водой) и на глубине 160 км (частичное насыщение водой). В случае сухой мантии плавление не наблюдается ни в одной из рассмотренных моделей распределения температуры. Более детальные оценки выполняются на основе расчетов уравнения теплового баланса с учетом тех или иных предположений о распределении источников энергии в Земле и о теплофизических свойствах отдельных ее слоев. После введения ряда упрощений (пренебрежение конвекцией, кривизной Земли, масштабом времени) уравнение теплового баланса записывается в следующем виде:

$$\partial Q(Z) / \partial Z = q(Z), \text{ где } Q(Z) - \text{плотность теплового потока на глубине } Z.$$

$$Q(Z) = \lambda(Z) G(Z) [\text{Å} \cdot \text{Å} / \text{Å}^2], \text{ где } \lambda(Z) [\text{Å} \cdot \text{Å} / \text{Å} \cdot \text{Å}] - \text{теплопроводность и } G(Z) = \partial T(Z) / \partial Z [^\circ\text{C} / \text{Å}] - \text{геотермический градиент. Коэффициент теплогенерации } q(Z) \text{ измеряется в единицах } [\text{Å} \cdot \text{Å} / \text{Å}^3].$$

Методы расчета температуры в Земле на основе уравнения теплового баланса различаются способами задания априорных сведений о теплогенерации и теплопроводности горных пород. В работе Я. Шафанды и др. [24] для этой цели использована слоистая одномерная модель, в которой послойно определяются радиогенная генерация тепла. Она связана со средним поверхностным тепловым потоком и падает с глубиной по экспоненциальному закону до глубины 120 км. Глубже радиоактивность мантии принята постоянной. Эффективная теплопроводность рассчитывается по линейному закону, учитывающему рост ее с глубиной. Рассчитанная таким образом модель для областей с тепловым потоком 40 мВт/м² (средний для Балтийского щита) приведена на рис. 2а (кривая 4). В работе В.Н. Глазнева [7] предложен способ расчета теплогенерации на глубине с помощью сейсмических данных. Подход основан на использовании корреляционной зависимости между уменьшением теплопроводной способности пород с глубиной $q(Z)$ и увеличением скорости прохождения продольных волн $Vp(z)$ относительно Vcp для верхней части коры. На рис. 2а приведена кривая распределения температуры на глубину для Балтийского щита (кривая 6), рассчитанная на основе описанного подхода [6]. Теплопроводность пород верхней

части коры принята в пределах $(1.5-3) \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$. Наблюдается тенденция к уменьшению теплопроводности с ростом температуры (10% на каждые 100°С) и к увеличению ее с ростом основности. На глубине 300 км теплопроводность оценивается величиной $3.5 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$.

Средняя оценка теплогенерации пород верхней части гранито-гнейсового слоя q_{cp} принята в расчетах равной 2.1 мкВт/м^3 . Экстраполяция этой оценки на глубину выполнена на основе скоростного разреза по профилю Феннолора [28], пересекающему Балтийский щит вдоль западного побережья Ботнического залива. На нем достигнуты рекордные базы регистрации волн искусственных взрывов (до 2000 км), что позволило построить скоростной разрез до глубины 400 км . Полученный разрез характеризуется градиентно-ступенчатым нарастанием V_p с глубиной от $5.5-6.0 \text{ км/с}$ у дневной поверхности до $8.0-8.3 \text{ км/с}$ на границе Мохо (45 км) и 9 км/с на глубине 300 км . Рассчитанная по сейсмическим данным теплогенерация на глубине 300 км составляет 10^{-2} мкВт/м^3 . Представленный на рис. 2а по этим данным температурный разрез (кривая 6) верхней части практически совпадает с температурной кривой 5 [26] для земной коры щитов. Согласно кривым 5 и 6 на рис. 2а, температура вещества литосферы на глубине 50 км составляет 450°С , а геотермический градиент – $(6-7)^\circ\text{С/км}$; на глубине 300 км – 1100°С и 2°С/км , соответственно. Кривые температуры не выходят в область плавления даже в предположении существенного насыщения мантии флюидами, что косвенно указывает на отсутствие астеносферного слоя, связываемого с частичным плавлением пород [3].

Тепловая модель электропроводности литосферы с учетом вещественного состава. Вопросам оценки вещественного состава литосферы континентов посвящена обширная научная литература, указывающая на крайнюю сложность вопроса. Однако существуют общепринятые положения, основанные на большом числе геологических и геофизических данных. Главные из них – повышение основности пород с глубиной и допустимость выделения в литосфере нескольких «слоев» разного состава, характеризующихся, по-видимому, плавными переходами, гранито-гнейсового, гранулитово-базитового, ультрабазитового. На Кольском полуострове до бурения сверхглубокой скважины предполагалась небольшая мощность гранито-гнейсового слоя ($\sim 10 \text{ км}$), ниже которого намечалось залегание гранулитово-базитового слоя с подъемом его кровли (границы Конрада) до 7 км под Печенгской структурой [18]. Данные СГ-3 позволили существенно уточнить эти представления. Под образованиями печенгского комплекса скважина вскрыла разрез кольской серии гнейсов в интервале глубин $7-12 \text{ км}$. Согласно одной из принятых моделей [16], предполагается, что этот разрез продолжится до глубины 15 км . Ниже, в интервале глубин $15-20 \text{ км}$, должны быть развиты гранито-гнейсовые породы (граниты-тоналиты), отвечающие по составу разностям, слагающим Мурманский блок (так называемый протофундамент кольского комплекса, нижний архей). Эта часть разреза земной коры мощностью около 20 км (включая печенгский комплекс) определяется как «гранито-гнейсовый» слой. Ниже, в интервале глубин $20-40 \text{ км}$, выделяется гранулит-базитовый слой. На основе сейсмических данных он подразделяется на два подслоя – верхний, габбро-амфиболитовый ($20-30 \text{ км}$), и нижний, гранулит-эклогитовый ($30-40 \text{ км}$). Ниже 40 км залегает верхняя мантия перидотит-пироксенитового состава. Таким образом, разрез Кольской сверхглубокой скважины указывает на значительную мощность верхней части земной коры гранито-гнейсового и гранулитово-базитового состава, в которой преимущественно развиты породы с высоким (более 15%) содержанием кварца. Породы ультрабазитового ряда, основным породообразующим минералом которых является оливин, залегают глубже 40 км . Построение электрического разреза литосферы по лабораторным данным осуществляется путем перевода температурных зависимостей пород разного состава в масштаб глубин с учетом той или иной принятой схемы распределения температуры на глубину. Роль давления в пределах мощности литосферы считается несущественной [20]. Непосредственно параметры электрического разреза оцениваются на основе построенных зависимостей $\rho(t^\circ)$ для отдельных типов пород и учета ожидаемого изменения вещественного состава на глубину. Пример построения электрического разреза литосферы Балтийского щита представлен на рис. 2б. Распределение температуры на глубину принято по кривой 6 на рис. 2а. Распределение дано для трех групп пород – базальтоидов, габброидов и гранитоидов. Дополнительно приведена кривая для оливинитов. Все данные получены на основе изучения образцов пород Карело-Кольского региона [2]. Видно, что наиболее высоким сопротивлением обладают породы группы гранитоидов; промежуточное положение занимают габброиды. Наиболее низким сопротивлением характеризуются оливиниты. В измерениях использовались оливиниты с 10% -ным содержанием фаялита $\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)$.

Ожидаемое распределение сопротивления на глубину (геоэлектрический разрез) на рисунке показано штриховкой. Электропроводность верхней части разреза определяется породами гранитоидной группы ($\rho = 10^8-10^9 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). С глубины 20 км свойства разреза оценены по породам группы габброидов ($\rho = 10^6-10^8 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). Ниже 40 км на всю мощность верхней мантии геоэлектрический разрез определен по температурным кривым для базальтоидов и оливинитов. На глубине 200 км сопротивление находится в пределах $50-500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Описанная выше тепловая модель электропроводности литосферы по лабораторным данным сопоставлена ниже на рис. 3 с моделями электрического разреза по экспериментальным данным глубинных электромагнитных зондирований с естественными и мощными контролируруемыми источниками.

Наиболее хорошее согласие между лабораторными и экспериментальными данными наблюдается в интервале глубин $100-200 \text{ км}$. Выше этого интервала глубин, особенно в диапазоне $10-50 \text{ км}$ экспериментальные значения удельного сопротивления существенно ниже лабораторных. Это связано, прежде всего, с неучтенным влиянием влажности и трещиноватости пород на лабораторной модели (рис. 3). До глубины 10 км можно предпо-

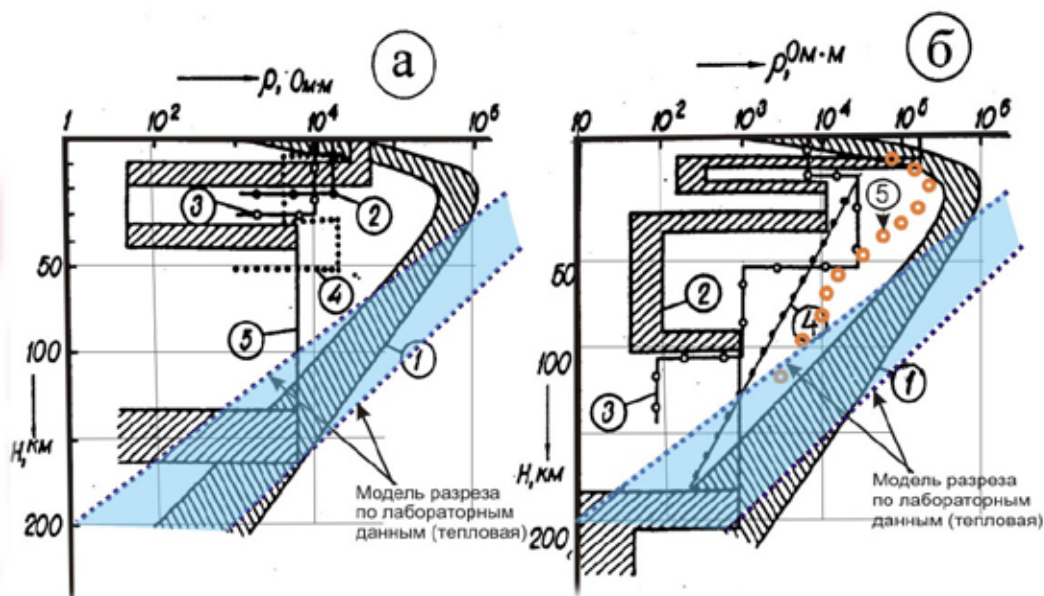


Рис. 3. Сопоставление тепловой модели электрического разреза континентальной литосферы по лабораторным данным с моделями разрезов по результатам зондирований с естественными и контролируемыми источниками.

Литературные ссылки на кривые зондирования на рис. 3а: 1 – [10]; 2 – [17]; 3 – [34]; 4 – [36]; 5 – [26]. То же на рис. 2б: 1 – [10]; 2 – [15]; 3 – [4]; 4 – [3]; 5 – [13].

лагать заметную роль свободной воды. В интервале глубин 10–20 км, по-видимому, некоторую роль в понижении сопротивления играют пленочные и капиллярные воды. Возможно также, что сравнительно высокое сопротивление, полученное по лабораторным данным в этом диапазоне глубин (10–50 км), обусловлено тем, что на модели принят кислый (гранитоидный) состав коры, тогда как он может быть существенно более основным. Если внести соответствующую корректировку, то совпадение лабораторных и экспериментальных данных, будет более полным. Но, тем не менее, расхождения остаются существенными и для их учета необходимо привлечение флюидной модели электропроводности литосферы.

Флюидная модель электропроводности литосферы

Вода в земной коре является одним из наиболее важных факторов в процессе регионального метаморфизма и гранитизации. С позиции оценки удельного электрического сопротивления вещества земной коры вода, может играть существенную роль в формировании объемной проводимости, поскольку считается, что на больших глубинах она находится в виде высокоминерализованных растворов [3].

В горных породах вода может присутствовать в трех состояниях: (1) в поровых пространствах в виде свободных растворов; (2) в пограничном слое на границах кристаллов и зерен в форме слабосвязанных растворов; (3) в кристаллизационно-связанном состоянии.

В первых двух состояниях вода может занимать до 20% общего объема (например, в осадках). По мере погружения, уплотнения и в результате повышения температуры до 150–200°C поровая и адсорбированная вода почти полностью удаляется [14]. В нижней части земной коры вода находится почти исключительно в кристаллизационно связанном состоянии и не участвует в переносе электричества. Вопрос о воде, идущей снизу, из мантии, является в большой степени дискуссионным. Вся имеющаяся на поверхности Земли вода является продуктом дифференциации мантии, поэтому с самых общих позиций необходимо допустить, что в какой-то степени такой процесс дифференциации идет и в настоящее время. В пользу этого говорит специфическая минерализация вдоль глубинных разломов, а также повышенная концентрация некоторых элементов (Fe, Mg и др.) в метаморфических породах. Концентрация и форма нахождения водных растворов, идущих из мантии, зависят от двух факторов: активности отдачи воды из мантии и проницаемости земной коры. В тектонически стабильных районах роль обоих этих факторов незначительна и проникновение воды ограничивается диффузионным процессом, скорость которого не превышает 1 см за 10^4 лет [14].

Вода на больших глубинах в земной коре находится в надкритическом состоянии (флюид). В таком состоянии она значительно более активна и обладает повышенной способностью к растворению различных элементов и соединений. Поэтому флюид представляет собой насыщенный солями ионный раствор (рассол) с низким удельным сопротивлением, в десятые доли омметров.

Рост электропроводности на глубине принято связывать с процессами дегидратации. Некоторые исследователи считают, что земная кора крупных участков континентов целиком сложена из серпентинизированных пе-

ридитов до самой поверхности Мохо [29] и легко поддается процессам дегидратации, сопровождающейся появлением свободной воды в толще земной коры.

Однако при многократной термической активизации возникает проблема с источником воды. Если породы прошли уже не одну стадию регионального метаморфизма, то внутренние ресурсы воды в горных породах уже должны быть исчерпаны. Вода может поступить только снизу, поэтому выполним оценки поступления, распределения и динамики воды мантийного происхождения. В настоящее время в океане и литосфере сосредоточено $2.3 \cdot 10^8 \text{ км}^3$ воды, которая выведена из мантии за время существования Земли. Будем ориентироваться на оценки сверху, и выполним расчеты скорости поступления воды, исходя из начала времени формирования водной оболочки 2.3 млрд. лет. Тогда скорость поступления составит $10^5 \text{ км}^3/\text{млн. лет}$. Поскольку площадь поверхности Земли на современном эрозионном срезе составляет примерно $5 \cdot 10^8 \text{ км}^2$, то через единицу поверхности в 1 кв. метр должно поступать 20 м^3 воды за 1 млн. лет. Положим, что вся поступающая вода в период между циклами тектонической активизации кристаллизационно связывается в низах земной коры в слое мощностью 10 км. В этом случае за 100 млн. лет здесь должно накопиться 0.2 % кристаллизационно-связанной воды. При температурной активизации скорость распространения теплового фронта намного быстрее скорости диффузии воды (10^{-2} см/год), поэтому можно ожидать, что вода, которая будет освобождаться при ретроградном метаморфизме, поднимаясь вверх, повысит свою концентрацию на порядок, т.е. достигает 2 %. Эти цифры являются оценками сверху и в реальности могут быть только существенно меньшими по многим причинам. Во-первых, вынос воды и других эманаций из мантии в основном сосредоточен в областях активных тектонических преобразований, где проницаемость земной коры много выше. Во-вторых, только часть воды связывается в низах земной коры, а остальная поступает в атмосферу и гидросферу Земли. В-третьих, темпы дифференциации мантии на современном этапе меньше, чем в прошедшие периоды формирования гидросферы. Тем не менее, даже такие оценки сверху весьма полезны с точки зрения анализа возможной природы проводящих образований в земной коре.

Рассмотренные выше процессы, которые могут быть причиной появления свободной воды, являются следствием активных преобразований вещества земной коры. Именно в этих активных на современном этапе провинциях мы можем связывать аномалии электропроводности с флюидами или плавлением. При этом, как будет показано ниже, накладывается ограничение на уровень минимального значения удельного электрического сопротивления флюидонасыщенных пород – оно не должно быть меньше $1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Однако большая часть аномалий электропроводности в земной коре составляют десятки и первые единицы омметров, опускаясь иногда до десятых долей омметров. Они приурочены к регионам, тектоническая стабильность которых очевидна в последние десятки и сотни миллионов лет. Такие процессы, как дегидратация или десерпентинизация, возможно, и проходили здесь раньше, но после затухания тектонической активности не осталось причин для развития процессов дегидратации и обводнения, а следовательно, и не может быть связанных с ними аномалий.

Нужно учесть еще и приведенные выше данные о скорости диффузии воды (10^{-2} см/год). При такой скорости свободная, кристаллизационно не связанная вода улетучивается с глубин 20 км за 2 млн. лет. И это без учета наличия более проницаемых участков, связанных с разломами.

Темпы прогревания коры в стадии температурной активизации превышают скорость проникновения воды. Поэтому изотерма $600\text{--}700^\circ\text{C}$, поднимаясь вверх, выводит накопленную воду в свободное состояние. Вода поднимается вверх со скоростью, существенно превышающей скорость диффузии, и снова связывается выше критической изотермы. Содержание мобилизованной таким образом воды может достичь 2 % в некотором ограниченном по мощности слое на уровне критической изотермы, если последняя стабилизируется в течение какого-то времени. Такая стабилизация, обычно соответствующая пику активизации, наступает при достижении температуры $500\text{--}700^\circ\text{C}$ на глубинах 10–15 км, отвечающих зоне перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации. Содержание воды в указанных количествах является уже критическим для развития описанных выше процессов.

Работы по экспериментальному изучению электропроводности неизмененных монолитных разностей метаморфических и магматических горных пород, насыщенных минерализованными растворами, в условиях больших давлений и температур не так многочисленны, поскольку требуют использования достаточно сложных как технических устройств, так и методических приемов анализа. Основные результаты сводятся к следующим. Электропроводность горных пород, насыщенных водным раствором, существенно зависит от пористости и минерализации (сопротивления) капиллярных вод. При неглубоком залегании пород (первые километры) открытая и общая пористость еще достаточно велика. Зависимость удельного сопротивления от минерализации указывает на выполаживание графиков уже при минерализации 0.1 г/л, т.е. на независимость удельного сопротивления породы от дальнейшего засоления раствора [9]. Значительно больше сопротивление зависит от пористости и коэффициента водонасыщенности. Она может уменьшаться на два порядка при максимальной для этой группы пород пористости 4–5%. Для больших глубин электропроводность насыщенных горных пород определяется тремя факторами или тремя путями протекания тока – по трещинам, порам и границам кристаллов.

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) трещиноватых пород достаточно быстро возрастает с ростом давления до 1.5–2 кбар и определяется объемным сжатием. У различных разностей одних и тех же пород эта величина, фактически соответствующая пористости за счет трещиноватости, может быть различна. При дальнейшем увеличении давления УЭС определяется «чистой» пористостью и возрастает у различных пород в 10–100 раз (рис. 4а).

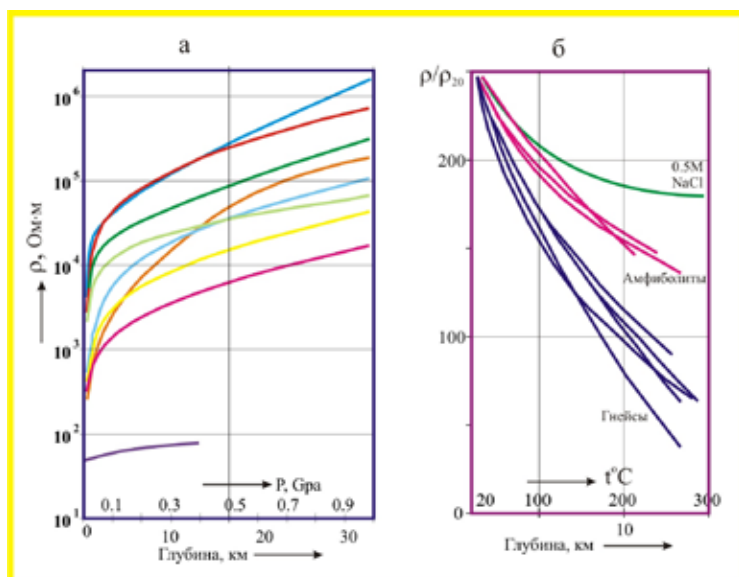


Рис. 4. Зависимость удельного электрического сопротивления от давления (а) и температуры (б) для различных образцов метаморфических и магматических горных пород при их полном насыщении минерализованными растворами [32].

Увеличение температуры приводит к уменьшению УЭС в несколько раз, причем графики зависимостей выполаживаются при больших температурах (свыше 300 °С) (рис. 4б). Поверхностная проводимость (по границам кристаллов) начинает проявляться только при практическом отсутствии проводимости по трещинам и низкой пористости, менее 0.01%. Для таких пород она определяет некоторый верхний предел УЭС. В реальных условиях вклад данного механизма проводимости крайне мал.

Анализ приведенных и других результатов изучения влияния минерализованных растворов на сопротивление горных пород свидетельствует о следующем. При пористости 1–2 % сопротивление уменьшается на два-три порядка при небольших давлениях и температурах, однако не может быть меньше 10^3 Ом·м при сопротивлении растворов 0.3 Ом·м. С ростом давления и температуры, примерно соответствующим увеличению глубины в земной коре ($P = 12\text{--}15$ кбар, $T = 400\text{--}600^\circ\text{C}$), происходит возрастание со-

противления на 2–3 порядка за счет роста давления и уменьшение за счет температуры в 5–8 раз.

Таким образом, сопротивление более проводящих метаморфических и магматических пород должно лежать в диапазоне $10^4\text{--}10^5$ Ом·м. Если мы увеличим минерализацию водных растворов или флюидов и тем самым уменьшим их сопротивление до минимально возможной величины 0.03 Ом·м, то наши оценки будут соответствовать пределам $10^3\text{--}10^4$ Ом·м. Это согласуется с результатами работ по изучению УЭС горных пород в лабораторных условиях при высоких значениях давления и температуры и их обобщением, выполненным М.П. Воларовичем, Э.И. Пархоменко и А.Т. Бондаренко [5].

Сформулируем основные выводы настоящего раздела, которые, в основном, соответствуют результатам опубликованных нами ранее работ [1; 32].

1. В тектонически-стабильных регионах, где термодинамические условия, необходимые для процессов преобразования пород под действием метаморфизма и плавления не достигаются, вода в глубоких горизонтах находится в кристаллизационно связанном состоянии. Поступающая из мантии вода в этих условиях кристаллизационно связывается в нижней части земной коры, не изменяя существенно их электропроводность. Сопротивление всех магматических и метаморфических пород, которые должны преобладать в составе земной коры и прилегающей мантии при соответствующих термодинамических условиях, остается достаточно большим.

2. В тектонически-активных регионах в земной коре при выполнении ряда условий могут происходить процессы дегидратации и плавления, которые сопровождаются образованием флюидов (ионных проводников). Последние образуют связные системы и могут существенно изменить физические свойства пород. Однако при этом флюиды составляют не более 1–2 % от общего объема пород. Водные растворы солей (флюиды) в количестве 1–2 % от общего объема образуют связную структуру и, являясь значительно более проводящим компонентом, понижают сопротивление горных пород на 2–3 порядка. При этом нижний предел удельного электрического сопротивления земной коры на глубине составляет 1000 Ом·м.

3. Все аномалии электропроводности в земной коре, характеризующиеся удельным сопротивлением пород ниже 10^3 Ом·м, необходимо интерпретировать в рамках других концепций, не имеющих отношения к флюидной природе проводимости. В качестве наиболее приемлемой концепции в этом случае нам представляется электронно-проводящая [21; 11], хотя не исключен и целый ряд других механизмов понижения сопротивления пород, например за счет газовой-жидких включений. Но эти вопросы требуют специального рассмотрения, за пределами настоящей статьи.

Работа выполнена при поддержке проекта 6 ОНЗ РАН «Геодинамика и физические процессы в литосфере»

Список литературы

1. Бердичевский М.Н., Бондаренко А.Т., Ваньян Л.Л. и др. Электропроводность верхней мантии и проводящие слои в земной коре и верхней мантии по данным электромагнитных зондирований // Земная кора и верхняя мантия континентов и океанов. М.: изд-во Наука, 1973.
2. Бондаренко А.Т. Обобщение данных электропроводности изверженных горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и верхней мантии // ДАН СССР, 1966. Т. 178. С. 1058–1060.
3. Ваньян Л.Л. Электропроводность земной коры в связи с ее флюидным режимом // Коровые анома-

лии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 27–35.

4. Владимиров Н.П. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в западной части СССР // Изв. АН СССР, сер. «Физика Земли», 1971. № 11. С. 116–119.

5. Волярович М.П., Пархоменко Э.Н., Бондаренко А.Т. Исследование электросопротивления основных, ультраосновных и щелочных горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1966. Т. 37 (204).

6. Глазнев В.Н., Жамалетдинов А.А., Мирошников В.П. и др. Одномерная геофизическая модель строения литосферы северо-востока Балтийского щита // Нормальные разрезы верхней мантии (тезисы докладов), Киев: ИГ АН УССР, 1987. С. 20.

7. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: изд-во «Ка&М», 2003. 252 с.

8. Гордиенко В.В., Смыслов А.А., Моисеенко У.И. Карта теплового потока Европейской части СССР (масштаба 1:5000000) // Л.: ВСЕГЕИ, 1987.

9. Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (справочник геофизика). М.: Недра, 1984. 454 с.

10. Жамалетдинов А.А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 159 с.

11. Жамалетдинов А.А. Графит в Земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли, 1996. № 4. С. 12–29.

12. Жамалетдинов А.А. Дилатантно-диффузионная модель электропроводности земной коры по результатам комплексного анализа данных СГ-3 // Российский геофизический журнал. СПб.: изд-во ФГУНПП «Геолого-разведка», 2006. № 41–42. С. 22–28.

13. Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г., Токарев А.Д. и др. Сверхглубинное зондирование литосферы Балтийского щита с применением промышленных ЛЭП // ДАН, 2005. Т. 405. № 5. С. 666–669.

14. Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: изд-во Мир, 1968.

15. Ковтун А.А., Моисеев О.Н., Вагин С.А. и др. МТ- и АМТ-зондирования на Кольском полуострове и в Карелии // Глубинная электропроводность Балтийского щита. Под ред. Ваньяна Л.Л. и Хьелта С.Э. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1986. С. 34–48.

16. Кольская сверхглубокая. Гл. ред. Козловский Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.

17. Краев А.П., Семенов А.С., Тархов А.Г. Сверхглубокое электрозондирование // Разведка недр, 1947. № 3. С. 40–41.

18. Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 183–190.

19. Николаевский В.Н. Катаклизмическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Известия РАН. Физика Земли, 1996. № 4. С. 41–50.

20. Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород // М.: Наука, 1965. 164 с.

21. Семенов А.С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вестник ЛГУ, 1970. № 12. С. 19–26.

22. Семенов А.С. Электрический разрез кристаллических пород древних щитов // Вопросы геофизики. Л.: изд-во Ленингр. ун-та, 1978. Вып. 27. С. 108–113.

23. Семенов А.С., Владимиров О.К. Геотермические наблюдения на Мончегорском плутоне ультраосновных пород // Вестник ЛГУ, 1971. № 12. С. 27–33.

24. Шафанда Я., Чермак В., Бодри Л. Методы расчета глубинного распределения температур // Изучение литосферы геофизическими методами. Киев, 1987. Ч. 2. С. 102–118.

25. Blohm E.K., Worzyk P., Scriba H. Geoelectrical deep soundings in Southern Africa using the Cabora Bassa power line. // Journal of Geophysics, 43. P. 665–679 Geophys. Research. vol. 94, No. D11, pp. 13.135– 13.140, 1989.

26. Cermak V., Lastovickova M. Temperature profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models // Pageoph, 1987. V. 125. P. 255–284.

27. Clarc S.P., Ringwood A.E. Density distribution and constitution of Mantle // Res. Geophys, 1964. No 1. P. 35–88.

28. Guggisberg B., Ansorge J., Mueller St. Structure of the upper mantle under southern Scandinavia from Fennolara data // First EGN Workshop, the northern segment. Copenhagen, 28–30 Oct. 1983. P. 49–52.

29. Hess H.H. History of ocean basins. Petrologic studies. A.F. Baddington volume. Geol. Soc. Amer. 1962. P. 599–620.

30. Keller G.V. Electrical properties in the deep crust // IEE Trans. Antennas and Propagat., 1963. V. 11. No 3.

31. Lee C.D., Vine F.J., Ross R.G. Electrical conductivity models for the continental crust based on laboratory measurements on high-grade metamorphic rocks. Geophys. J.R. astr. Soc. 1983. V. 72. P. 353–371.

32. Lubimova E.A. and Feldman I.S. Heat flow, temperature and electrical conductivity of the crust and upper mantle in USSR. Tectonophysics. 1970. V. 10. P. 245–281.

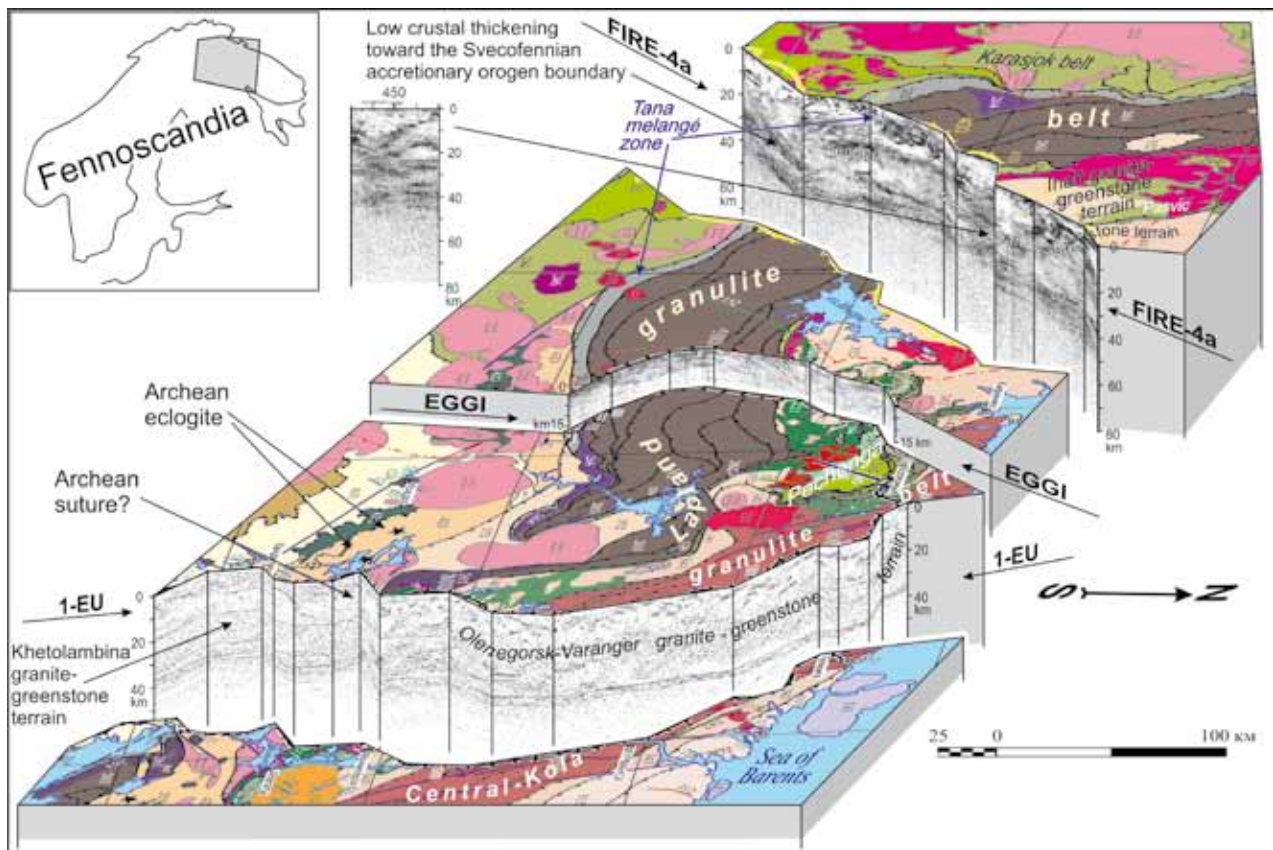
33. Lundholm R. The experimental sending of d.c. through the earth in Sweden // Proceedings of the Conference internationale des Grands Reseaux Electriques a Haute Tension. Paper No 134. 1946.

34. Valle P.E. Sull'aumento di temperatura nel mantello della terra per compressioni adiabatica // Ann. Geofis. 1951. V. 5. N 4. P. 475–478.

35. Zijl J.S.V. A deep slumberger sounding to investigate the electrical structure of the crust and upper mantle in South Africa // Geophysics. 1969. V. 34. No 3. P. 450–462.

Раздел 3

Тектоно-геофизические исследования



Палеопротерозойская тектоника сорванного чехла: геологические и геофизические данные по Кейвскому террейну, северо-восток Балтийского щита

В.В. Балаганский¹, А.Б. Раевский¹, С.В. Мудрук^{1,2}

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты; balagan@geoksc.apatity.ru

² Мурманский государственный технический университет, Мурманск

Кейвский террейн расположен в центральной части Кольского региона, северо-восток Балтийского щита, и очень отличается от смежных тектонических блоков. Отличия обусловлены наличием в нем неоархейских пород, которых больше нет ни в одной другой структуре щита (уникальные гигантозернистые кианитовые, ставролитовые и гранатовые парасланцы, щелочные граниты и габброанортозиты), а также весьма широким развитием мезоархейских кислых метавулканитов (см. обзор в работе [14]). Выполненные нами в 2006–2009 гг. геолого-геофизические исследования в районах хр. Серповидный и гор Большой Ров–Ягельурта–Колокольная (рис. 1) показали, что породы северной окраины Кейвского террейна также заметно отличаются спецификой палеопротерозойских деформаций, краткому рассмотрению которых и посвящена данная работа.

Главные черты строения Серповидной структуры. Палеопротерозойская структура хр. Серповидно-го сложена тремя толщами, смятыми в сильно сжатую складку длиной 8 км, шириной 2 км, с пережатым ядром и осевой поверхностью, падающей к ССВ (рис. 2, А). Южное ее крыло почти полностью срезано падающим к ССВ разломом, что ранее уже было показано в работе [5]. Эта складка выявляется как по геологическим наблюдениям, так и по магнитным данным. Средняя, метабазальтовая толща почти везде обнажена в виде



Рис. 1. Схема тектонического районирования Кольского региона (по работе [2], с изменениями).

1 – рифей; 2 – парагранулиты, гранитоиды, 1.9–2.0 млрд. лет; 3 – тектонические пакеты островодужных супракrustов и ТТГ комплексов, 1.9–2.0 млрд. лет; 4 – гранитоиды и супракrustальные толщи (2.6–2.9 млрд. лет) с тектоническими пластинами супракrustов и ТТГ комплексов (1.9–2.0 млрд. лет); 5 – рифтогенные комплексы (1.85–2.5 млрд. лет); 6 – тектоническая смесь базитовых вулканоплутонических (1.9–2.1 и 2.4–2.5 млрд. лет) и гранитоидных (~2.7 млрд. лет) комплексов; 7 – гранитоиды и супракrustы, 2.6–2.9 млрд. лет; 8 – разломы: а – главные, б – второстепенные, в – надвиговые; БП – Беломорская провинция (составной террейн); ЛК и ПИВ – Лапландско-Кольская и Печенга-Имандра-Варзугская коллизионные сuture, ~1.9 млрд. лет; Колвицкий меланж и Умбинский аккреционный террейн составляют Колвицко-Умбинскую покровно-надвиговую структуру (~1.9 млрд. лет). Прямоугольники: районы хр. Серповидный (1) и гор Большой Ров–Ягельурта–Колокольная (2).

коренных глыб и развалов и является идеальным маркирующим горизонтом. В ее составе преобладают сильно магнитные породы (κ до 130×10^{-3} ед. СИ), тогда как северная толща сложена парагнейсами, парасланцами, амфиболитами и мраморами, которые, как и все окружающие палеопротерозойскую структуру парасланцы кейвского комплекса, практически немагнитны ($\kappa \leq 1 \times 10^{-3}$ ед. СИ). В результате на карте магнитных аномалий граница между северной и средней толщами устанавливается однозначно (пикет 1340 на левом краю рис. 3). В отличие от северной, южная толща парагнейсов, парасланцев и амфиболитов является сильно магнитной (κ до 250×10^{-3} ед. СИ), но отделена от магнитных метабазальтов горизонтом немагнитных парасланцев, и этот горизонт надежно маркирует границу между средней и южной толщами (пикет 940 на левом краю рис. 3). Карта структуры, составленная под руководством В.Г. и Л.А. Гаскельбергов с использованием съемочных материалов геологов 1950-х годов [5], в целом верно отражает границы всех трех толщ.

Морфология структуры по структурным данным. Породы в западном замыкании складки круто падают к СЗ (см. рис. 2, А), что исключает пологое погружение шарнира к ВЮВ, обязательное при обычной морфологии синклинали складки. Близ восточного замыкания на обоих крыльях породы залегают (суб)вертикально, и шарнир должен быть также (суб)вертикальным. Положение шарниров, (суб)нормальное простираанию складки, следует и из погружения к северу линейности в сильно деформированных зонах палеопротерозойских пород (рис. 2, Б). Таким образом, мы имеем дело с колчановидной складкой (*sheath fold* в англоязычной литературе).

Эти складки образуются при больших величинах деформации простого сдвига

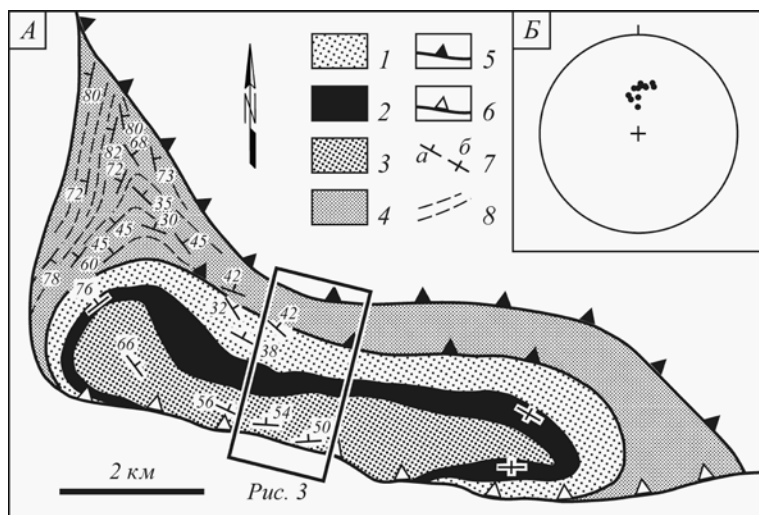


Рис. 2. Геологическая карта района хр. Серповидного (А) и ориентировка линейности в палеопротерозойских породах (Б; равноплощадная проекция на нижнюю полусферу).

Палеопротерозой: 1 – парасланцы, парагнейсы, амфиболиты и мраморы северной толщи, 2 – метабазальты средней толщи, 3 – парапороды и амфиболиты южной толщи. Архей: 4 – слюдяно-кварцевые парасланцы. 5 – надвиги, взбросы. 6 – сбросы. 7 – залегание пород наклонное (а) и вертикальное (б). 8 – структурные линии.

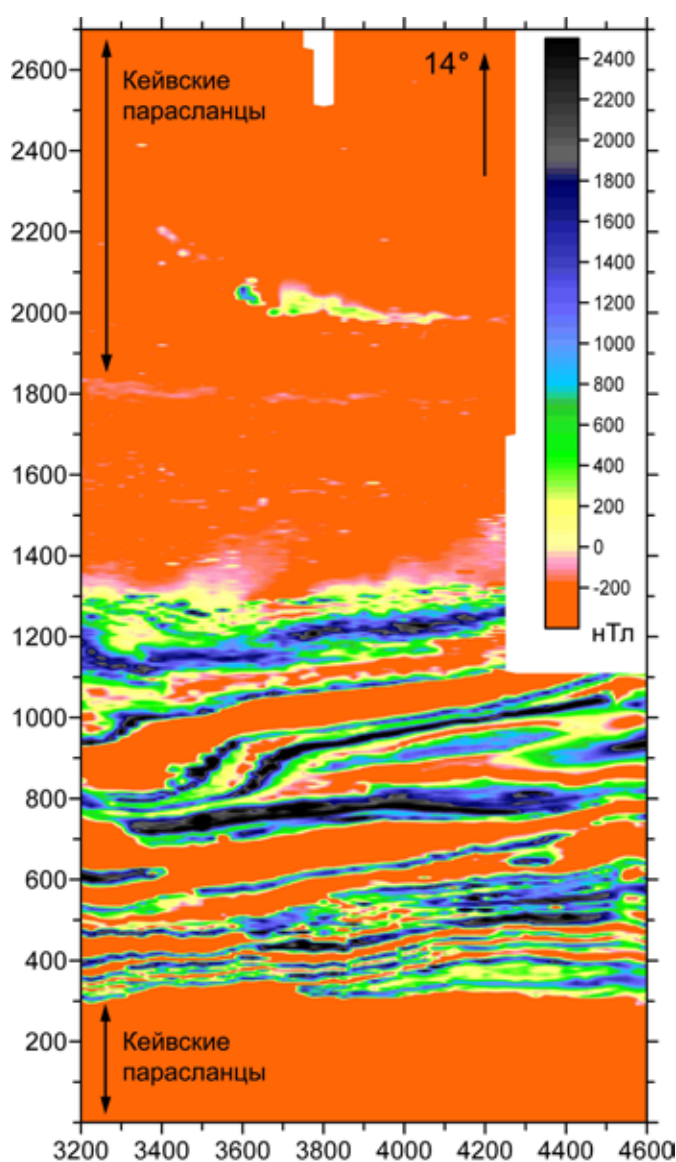


Рис. 3. Карта локальных магнитных аномалий центральной части палеопротерозойской структуры хр. Серповидный и обрамляющих кейвских парасланцев (сетка 25×5 м; по горизонтали – номера профилей, по вертикали – пикетов, отвечающие расстоянию в метрах от начала координат).

($\gamma \geq 10$ [16]). Наклонные колчановидные складки, размеры которых измеряются километрами, отражают значительные горизонтальные движения, при которых линейность располагается параллельно осям этих специфических, заметно вытянутых структур, что было показано на примерах Альпийского орогена [17] и близкого по возрасту орогенного пояса в Оманских горах [22].

Морфология структуры по магнитным данным. Залегание сильно магнитных средней и южной толщ среди почти немагнитных пород и небольшая мощность рыхлых отложений (обычно 1 м и даже меньше) позволили оценить морфологию складки по магнитным данным. По методике [13] интерпретировались магнитные наблюдения, сделанные по сетке 25×5 м (профили ориентированы перпендикулярно простиранию складки, их длина варьировала от 2.2 до 6.0 км), и в первом приближении оценивались углы наклона южной и северной границ ансамбля магнитных пород и глубина их распространения. Была подтверждена колчановидная морфология складки, а также были выявлены осложняющие ее структуры (рис. 4, А). Длина ядра складки, сложенного магнитными толщами, должна составлять вдоль оси «колчана» не менее 4 км. Так как в складку смята и немагнитная северная толща, длина всего «колчана» оценивается не менее чем в 5 км (рис. 4, Б).

Границы структуры. Разлом, срезающий южное крыло складки, является южной границей Серповидной структуры. Северная граница этой структуры является несогласной относительно простирания пластов мраморов северной толщи (углы между границей и пластами составляют не менее $15 - 20^\circ$). Это указывает на то, что северная граница также является тектонической. Так как тектоническая граница, разделяющая палеопротерозойские породы и кейвские парасланцы, смята в колчановидную складку, ее образование следует связывать с более ранними деформациями. Таким образом, колчановидная складка и смятые в нее породы находятся внутри линзы с тектоническими границами разного возраста: северная является более ранней (до

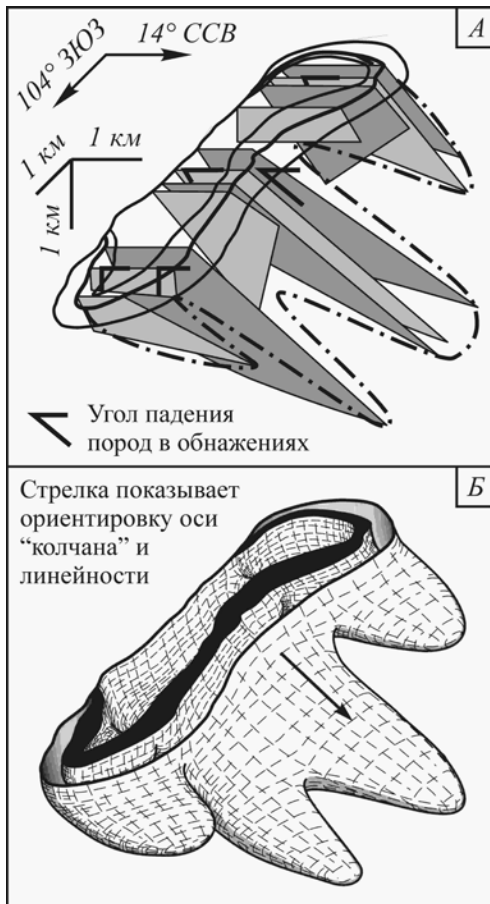


Рис. 4. Примерная морфология ядра складки, сложенного магнитными породами, которые залегают среди немагнитных толщ (А; двумерные приближения разрезов магнитных толщ показаны в серых тонах; штрих-пунктир – линия шарнира на поверхности контакта между средней магнитной толщей и северной немагнитной), и всей складки по структурным и магнитным данным (Б).

нормальных осей «колчана» в природных складках, так и в складках, полученных в экспериментах по изучению их зарождения и развития в процессе сдвигового течения, наблюдаются сплюснутые овалы. Эти овалы (контуры складчатых слоёв, замыкающихся сами на себя; иногда их называют очковыми складками) нередко находятся внутри более мощного пласта с ровными и протяжёнными границами без каких-либо признаков складчатых деформаций (см., например, рис. 5 в работе [16]). Более детальная магнитная съёмка рассматриваемой аномалии открыла, что она является кольцевой – в её центре находятся слабо магнитные породы (рис. 6). Мы интерпретируем эту кольцевую аномалию как пласт сильно магнитных пород, замкнутый сам на себя в вытянутом замке колчановидной складки размером $\sim 80 \times 20$ м и образующий в результате этого сплюснутый овал на эрозионной поверхности.

Тектоническая линза кейвских парасланцев. Серповидная структура с запада, севера и востока окаймляется слюдяно-кварцевыми парасланцами пачки Д (по И.В. Белькову [6]) кейвского комплекса. Контуры выходов этой пачки отвечают слегка искривленной линзе с острыми западным и восточным окончаниями (см. рис. 2, А). Южная граница и восточное окончание линзы являются тектоническими, что ранее уже было показано в работе [5]. Резко заострённый характер западного окончания линзы также предполагает его разломный, а не складчатый характер. Структурные наблюдения в западном окончании этой линзы пачки Д показывают, что плоскостные текстуры расходятся веером к юго-востоку от точки западного окончания, угол которого составляет $\sim 25^\circ$, и образуют при этом антиформную структуру (рис. 2, А). В целом данная антиформа занимает несогласное положение по отношению к границам западного окончания линзы. Более того, в обнажениях выс. Серповидная (крайняя северо-западная точка линзы парасланцев) хорошо устанавливается резко несогласное залегание слюдяно-кварцевых парасланцев пачки Д относительно сильно линеализированных мусковитовых кварцитов пачки Г, прилегающих к ним с северо-востока. Таким образом, рассматриваемая линза слюдяно-кварцевых сланцев пачки Д, аналогично всей Серповидной структуре в целом, имеет деформационную природу и отражает

складки), а южная – более поздней (после).

Разломы внутри структуры. Южная толща состоит из чередующихся пластов пород мощностью от 5–10 до 100 м, магнитная восприимчивость которых варьирует от 0 до 250×10^{-3} ед. СИ. В результате детальная магнитная карта этой толщи является своеобразным рентгеновским снимком, на котором видны все особенности залегания пород (рис. 5, А). Изучение немногих обнажённых участков, а также канав и шурфов позволило скоррелировать локальные магнитные аномалии с пластами конкретных пород. В результате была построена карта структурных линий (рис. 5, Б), а затем по срезанию одних линий другими были установлены разломы (рис. 5, В). Были выделены древние разломы, параллельные границам между породами или срезающие их под острым углом, и молодые, срезающие под большим углом границы между породами и древние разломы; был подтверждён тектонический характер южной границы Серповидной структуры. Также было установлено, что граница между северной и средней толщами является тектонической. Выявление разломов, параллельных границам пластов – очень трудная задача даже в хорошо обнажённых районах, и в данном случае в результате проведения детальной магнитной съёмки, сопряжённой с геологическим картированием и структурными работами, были получены убедительные доказательства этих разломов. Более того, выявленные разломы, (суб)параллельные плоскостям напластования, имеют специфическую морфологию, почти строго идентичную морфологии надвигов, характерных для тектоники сорванного чехла (*thin-skinned tectonics* в англоязычной литературе [21, 23]) (рис. 5, Г). Таким образом, в колчановидную складку сминались надвиговые пластины палеопротерозойских пород. Предположение о развитии в Серповидной структуре надвиговых пластин и линз ранее была высказана в работе [8].

Колчановидная складка низкого порядка. В южной толще в точке с координатами 650/4300 была выявлена интенсивная положительная аномалия размером $\sim 80 \times 20$ м, расположенная внутри линейной отрицательной аномалии, отвечающей относительно мощному пласту почти немагнитных парагнейсов. Литературные данные о колчановидных складках (прежде всего, работа [22]), а также наши собственные материалы по ним в породах кольского докембрия показывают, что они, как и обычные складки, нередко осложнены складками более низких порядков. В разрезах, (суб)

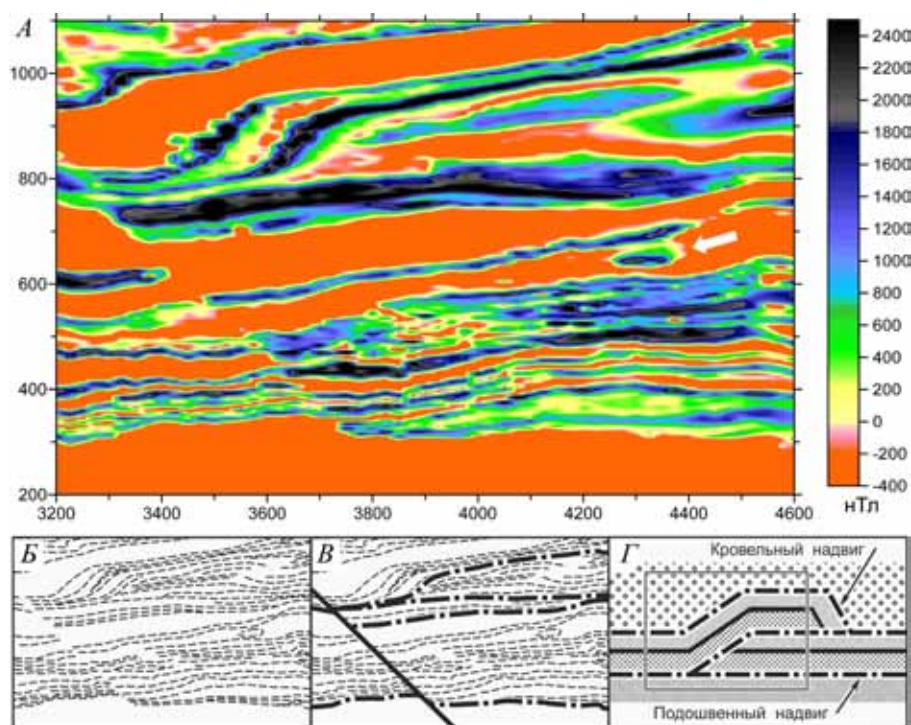


Рис. 5. А. Карта локальных магнитных аномалий в южной толще центральной части палеопротерозойской структуры хр. Серповидного (сетка 25×5 м; система координат та же, что и на рис. 3); стрелкой отмечена овальная аномалия, показанная на рис. 6. Б. Структурные линии, реконструированные по магнитным аномалиям. В. Разломы, установленные по срезанию структурных линий. Г. Структурный узор надвиговых структур, характерных для тектоники сорванного чехла (по работам [21, 23]); прямоугольником обведена деталь узора, выявленная на В.

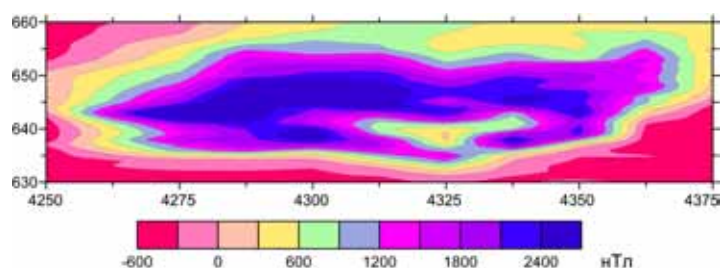


Рис. 6. Кольцевая магнитная аномалия (очковая структура) в южной толще (сетка 12.5×1 м; система координат та же, что и на рис. 3); положение аномалии в общей структуре показано стрелкой на рис. 5, А.

значительные надвиговые движения и высокую при этом величину деформации пород. Следовательно, не только палеопротерозойские породы, но и архейские кейвские парасланцы залегают в виде тектонических пластин и линз, образование которых, скорее всего, следует связывать с надвиганием Мурманского кратона на Кейвский террейн к юго-западу, отмеченным в работе [9]. Залегание слюдяно-кварцевых парасланцев кейвского комплекса в виде антиформы не согласуется с общепринятым синформным характером как Серповидной структуры, так и всего Кейвского складчатого сооружения и указывает на более сложное строение последнего. Детальный анализ этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи.

Колчановидные складки в кейвских парасланцах. Из литературных данных следует, что гигантские очковые складки (до 25×5 км) развиты во всей полосе кейвских парасланцев. Изучение одной из таких структур размером 16×8 км, хорошо обнаженной в районе Большой Ров–Ягельурта–Колокольная и включающей в себя две очковые структуры размером первые километры (рис. 7), выявило многочисленные складки с искривленными шарнирами размером от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Колчановидными называются складки, у которых величина искривления шарнира при остающейся ровной (не изогнутой) осевой поверхности превышает 90° [21]. На рис. 8 показаны складки с подобным образом искривленными шарнирами. Таким образом, наше заключение о широком развитии в Кейвском террейне колчановидных складок получило подтверждение прямыми наблюдениями. Аналогичный ряд колчановидных складок размером от первых метров до 15 км в надвиговых пластинах в фанерозойских породах северного Омана подробно описан в работе [22].

Тектоника сорванного чехла. Как уже было отмечено выше, развитие крупных колчановидных складок во всей полосе парасланцев, которая интерпретируется как крупная пластическая сдвиговая зона [15], расположенная вдоль северной окраины Кейвского террейна, было обусловлено надвиганием с севера на этот террейн Мурманского кратона. Структурные формы этих же надвиговых деформаций (милонитовая полосчатость, зоны расланцевания, линейность) также отмечаются в архейских кислых метавулканитах лебяжинской толщи и в эндоконтактных зонах массивов архейских щелочных гранитов. С этими породами ярко контрастируют гранитоиды, гранитоиды и метагабброанортозиты архейского фундамента, подавляющая часть которых слагает в юго-западной части Кейвского террейна овальную структуру размером 90×20 км (рис. 9). Индикатором отсутствия палеопротерозойских деформаций в этой структуре является выдержанное СЗ–ССЗ простирание протяженных даек метагабброанортозитов (см. рис. 9), образующих единый комплекс с массивами этих пород при высокой со-

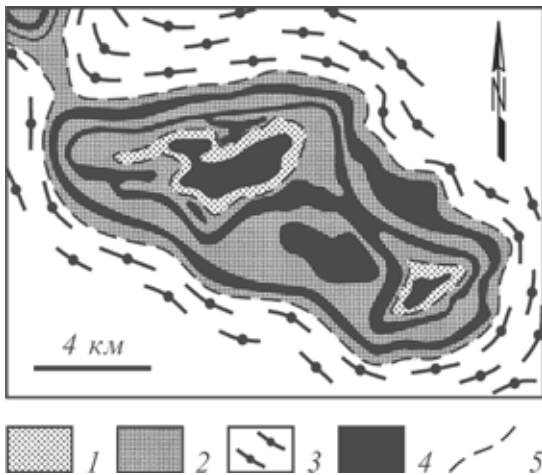


Рис. 7. Крупная очковая складка в районе Большой Ров–Ягельурта–Колокольная (по работе [6]).

Архей: 1 – мусковитовые кварциты, порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые и плагиоклаз-ставролит-кианитовые парасланцы; 2 – кианитовые и ставролит-кианитовые парасланцы; 3 – биотитовые, гранат-биотитовые и отчасти амфиболовые ортогнейсы (лебяжинские метавулканы); 4 – metabазиты. 5 – границы предполагаемые.

Рис. 8. Мелкие колчановидные складки с отпрепарированными эрозией искривлёнными шарнирами в кианитовых парасланцах пачки Б (номенклатура пачек по работе [6]) в районе горы Колокольная; яркая линейность по кианиту погружается к югу под крутыми углами параллельно оси «колчанов». Высота обнажения примерно 3 м. Фото В.В. Балаганского.

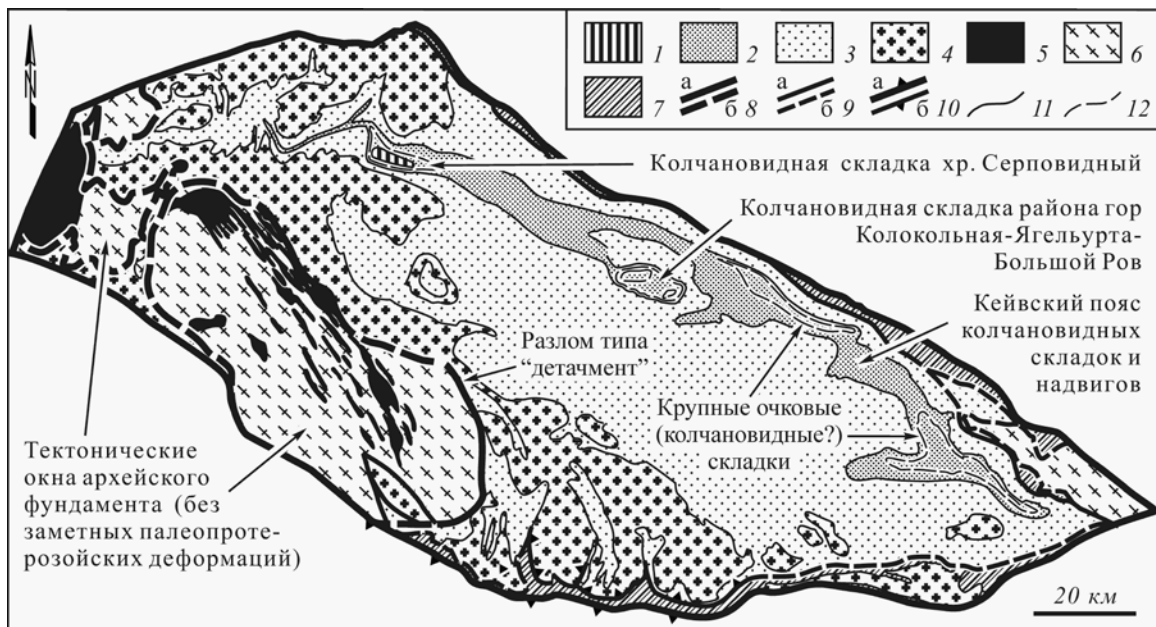


Рис. 9. Схема тектонического строения Кейвского террейна (геологическая основа по работе [7]).

1 – палеопротерозойские супракрустальные толщи хр. Серповидный. 2–7 – архей: 2 – кейвский комплекс парасланцев, 3 – лебяжинский комплекс кислых метавулканитов (~2.9 млрд. лет [4]), 4 – щелочные граниты (~2.7 млрд. лет [4]), 5 – габброанортозиты (~2.7 млрд. лет [4]), 6 – гранитоиды фундамента, 7 – тектоническая смесь архейских пород. 8–10 – палеопротерозойские разломы: 8 – первого и 9 – второго порядка (а – установленные, б – предполагаемые), 10 – надвиги первого (а) и второго (б) порядка. 11 – геологические границы неясной природы. 12 – главные структурные линии.

хранности в них первичных структур и минералов [12].

На примере коллизионных орогенов фанерозоя (Аппалачи, каледониды Скандинавии) было показано, что на краях сходящихся континентов осадочный чехол был сорван с фундамента, смят в складки и перемещён по надвигам на десятки и даже сотни километров. Мы полагаем, что Кейвский террейн являет собой пример сорванного с недеформированного в палеопротерозое архейского фундамента супракрустального чехла, который испытывал интенсивные деформации во время Лапландско-Кольской орогении 2.0–1.9 млрд. лет тому назад. Щелочные граниты Кейвского террейна, которые содержат эгирин и арфедсонит, являются анорогенными образованиями [3, 10], однако их специфическая морфология подобна морфологии массивов синтектонических гранитов. Учитывая интенсивное развитие расщеливания и милонитизации в эндоконтактных зонах массивов, а также участие щелочных массивов в надвиговых структурах в самой южной части террейна (см. рис. 9), мы полагаем, что щелочные граниты, подобно супракрустальным породам, слагают крупные тектонические пластины, которые приобрели в процессе надвигания специфическую морфологию. Вхождение тектонических пластин фундамента в состав сорванного чехла является обычным явлением в фанерозойских коллизионных орогенах.

В итоге супракрустальный чехол (с телами щелочных гранитов) и архейский фундамент в Кейвском террейне выделяются нами как компоненты единого палеопротерозойского структурного парагенеза высшего порядка. Овальная структура архейского гранитогнейсового фундамента в юго-западной части террейна рассматривается как тектоническое окно среди палеопротерозойских тектонических покровов.

Глубина поверхности срыва. Сорванный чехол сложен достаточно глубоко метаморфизованными породами, и поверхность срыва (разлом типа «*detachment*») должна была находиться на относительно большой глубине. Эту глубину можно оценить на основе P – T условий образования линейности.

Анализ ориентировки линейности, возникшей 1.90–1.95 млрд. лет назад, выявил в Кольском регионе специфическую внутрикоровую границу [1]. В породах, метаморфизованных при $P > 6$ –7 кбар (беломориды, лапландские гранулиты), развита пологая линейность, которая параллельна простиранию структур сжатия и отражает (суб)горизонтальные движения по простиранию. Линейность в породах, метаморфизованных при $P < 6$ –7 кбар, является результатом взбросовых и надвиговых движений вкрест простирания структур сжатия. «Субнормальная» линейность характерна для южных окраин пояса Печенга–Имандра–Варзуга, а также для Кейвского террейна, в котором она развивалась во время пика метаморфизма как раз при давлении 5–7 кбар [11]). Следовательно, рассматриваемая граница должна была находиться на глубине 20–23 км. Как известно, континентальная кора по реологическим свойствам делится на два слоя с переходной зоной на глубинах 20–25 км. В Кейвском террейне срыв с фундамента чехла, произошел именно на этой глубине, и мы считаем, что поверхность срыва, возможно, является одним из конкретных проявлений этой важнейшей внутрикоровой переходной зоны.

Региональная корреляция. Рубежу 1.97 млрд. лет отвечает пик метаморфизма и деформации пород чехла в районе хр. Серповидный, которые завершились 1.93 млрд. лет назад (рис. 10, А), когда породы остыли до ~450 °C [19]. С этим рубежом связаны первые тоналит-трондьемит-гранодиоритовые породы и диориты в ядре Лапландско-Кольского орогена, знаменующие начало субдукции океанической коры Лапландско-Кольского палеоокеана ([2] и ссылки там). Межконтинентальная коллизия в ядре орогена, расположенном к юго-западу от Кейвского террейна, началась 1.93–1.95 млрд. лет назад (рис. 10, Б). Таким образом, до начала коллизии супракрустальный чехол уже был сорван с архейского фундамента, а после её начала глубинные надвиги развивались в нижней коре ядра орогена (лапландские гранулиты и их аналоги) и прилегающей с юга части Беломорской провинции в условиях пика метаморфизма 1.92–1.93 млрд. лет назад (рис. 10, В). Далее к юго-западу – на границе Беломорской провинции и Карельского кратона, – пик метаморфизма был достигнут 1.89–1.91 млрд. лет назад (неопубликованные данные Н.Л. Алексеева, П.Я. Азимова и В.В. Балаганского) (рис. 10, Г). Затем орогенные события с развитием надвигов происходили в Свекофеннской области, при этом они также смещались к юго-западу и западу и омолаживались (Саво-Лапландская орогения вдоль южной границы КК, 1.92–1.89 млрд. лет, далее Феннская орогения, 1.89–1.85 млрд. лет, и, наконец, Свекобалтийская орогения в самой южной и западной частях Балтийского щита, 1.83–1.80 млрд. лет [18]).

Выводы. В заключение сформулируем главные выводы проведённых исследований.

1. Считавшейся тектонически спокойной Кейвская структура несёт следы значительных проявлений тектоники сорванного чехла во время палеопротерозойской Лапландско-Кольской орогении. Ярким свидетельством этой тектоники является Кейвский пояс надвигов и гигантских колчановидных складок. Установление тектоники сорванного чехла в структуре, являвшейся эталоном для стратиграфии раннего докембрия северо-востока Балтийского щита, подтверждает выводы многих геологов о необходимости перекартирования раннедокембрийских комплексов (прежде всего, архейских; например, [20]).

2. Палеопротерозойские деформации архейских супракрустальных толщ Кейвского террейна и расположение этого террейна в составе Балтийского щита занимают закономерное место в пространственно-возрастной последовательности образования палеопротерозойского суперконтинента, фрагментом которого является Балтийский щит. Эта последовательность началась на севере щита с амальгамации и деформации архейских террейнов, причём Кейвский террейн несёт следы самой ранней переработки, и окончилась на юге щита аккрецией к континенту островодужных террейнов, сложенных ювенильной палеопротерозойской корой.

Благодарности. Исследования поставлены в рамках инициативы Ф.П. Митрофанова по изучению Кейв-



Рис. 10. Миграция коллизии (надвигообразования) как отражение последовательности соединения тектонических блоков Кольского региона друг с другом в палеопротерозое.

1–2 – палеопротерозой: 1 – островодужный, 2 – континентально-рифтовый. 3 – палеопротерозой и архей нерасчленённые. 4 – архей. 5 – направление надвигания при коллизии. Террейны: ИТ – Инари, Кейв. т. – Кейвский, СТ – Стрельнинский, УТТ – Умбинский и Терский; ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс; крат. – кратон, Мурм. – Мурманский, Кар. – Карельский; пров. – провинция.

ского террейна, финансировались программой ОНЗ–6 и РФФИ (грант 09–05–00160а), а также Мурманским государственным техническим университетом и являются вкладом в проекты РФФИ 08–05–90416–Укр-а и IGSP–509. Большую помощь в проведении работ в 2009 г. оказали А.М. Арлашин, М.Ю. Носатенко, И.В. Чехина (студенты ПетрГУ), И.А. Горбунов, И.О. Манютин (студенты МГТУ), А.А. Кучук и О.В. Рундквист.

Список литературы

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минерал. наук. СПб. 2002. 32 с.
2. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2006. С. 158–171.
3. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
4. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
5. Белоліпецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
6. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР, 1963. 322 с.
7. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500000 / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1996.
8. Милановский А.Е. Структурное положение и история формирования карельских образований хребта Серповидного // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: изд-во Кольского филиала АН СССР, 1984. С. 102–112.
9. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 503).
10. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // ДАН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.
11. Петров В.П., Глазунков А.Н. Этапность и термодинамический режим метаморфизма Кейвского блока (Кольский полуостров) // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1987. С. 50–59.
12. Радченко М.К. Габбро-анортозитовый комплекс района озер Большое и Малое Ельские–Медвежье (Верхнепонойский блок) // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 40–48.
13. Раевский А.Б. Итерационное решение обратной задачи модуля магнитной индукции // Физика Земли. 2008. № 7. С. 34–41.
14. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. No. 6. С. 3–32.
15. Bushmin S., Alexejev N., Dolivo-Dobrovolsky D.,

Shcheglova T. Metasomatic processes, P-T retrograde evolution and tectonic dynamics in thrust structures, Lapland-Kola mobile belt, eastern Baltic Shield // Eurobridge Workshop. Abstracts. Vilnius: GSL. 1997, p. 15–17.

16. Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // Journal of Structural Geology. 1980. V. 2. Nos. 1/2. P. 119–126.

17. Lacassin R., Mattauer M. Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps // Nature. 1985. V. 315. P. 739–742.

18. Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes. 2008. V. 31. N. 1. P. 20–28.

19. Marker M., Kaulina T.V. New constraints for the evolution of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula, from recent U-Pb single zircon dating at NORDSIM // 5th SVEKALAPKO workshop abstracts. Oulu: University of Oulu, Department of Geophysics, 2000. Report No. 23. P. 51.

20. Myers J.S. Protoliths of the 3.8 – 3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland // Precambrian Research. 2002. V. 105. Nos. 2 – 4. P. 129–141.

21. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press, 1987. P. 309–700.

22. Searle M. P., Alsop G. I. Eye-to-eye with a mega-sheath fold: A case study from Wadi Mayh, northern Oman Mountains // Geology. 2007. V. 35. No. 11. P. 1043–1046.

23. Tozer R. S. J., Butler R.W. H., Corrado S. Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy // European Geosciences Union, Special Publication Series, 1. 2002. P. 181–194.

Строение и состав континентальной коры северо-восточной части Балтийского щита по данным сверхглубокого бурения и результатам изучения глубинных ксенолитов

В.Р. Ветрин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru

Сейсмические исследования свидетельствуют об расслоенности земной коры, состоящей из верхнего, среднего и нижнего коровых слоев [12, 18, 22]. Если верхняя часть континентальной коры доступна для геологических наблюдений и опробования, то изучение ее глубинных частей часто сопряжено со значительными трудностями. Для оценки состава глубинных пород применяются следующие методические приемы:

- сейсмическое зондирование земной коры и измерение поверхностного теплового потока для оценки как общего состава пород, так и концентраций в них радиоактивных элементов;
- изучение керна глубоких и сверхглубоких скважин;
- исследование глубинных ксенолитов, вынесенных с больших глубин расплавами щелочного и щелочно-ультраосновного составов;
- изучение пород высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций, образованных в глубинных условиях и обнаженных на современном эрозионном срезе в результате восходящих тектонических подвижек.

Для земной коры Балтийского щита по результатам сейсмических исследований и изучения глубинных пород принята трех- или пятислойная модель строения со сложной слоисто-блоковой структурой, отражающей многоэтапность ее тектономагматической и метаморфической переработки. В пятислойной модели строения, помимо базовых верхней, средней и нижней коры выделяются слои с пониженными скоростями прохождения упругих волн, залегающий в низах верхней коры, и переходный корово-мантийный слой [10]. В северо-западной части Кольского полуострова нижняя граница верхней коры проводится на глубинах 13–15 км. Ниже, до глубин 20–21 км и 37–38 км, выделены, соответственно, средняя кора предположительно диоритового состава, и базитовая нижняя кора, через переходный слой мощностью около 5 км граничащая с верхней мантией. По данным сейсмических исследований смена верхней коры породами средней коры сопровождается увеличением скоростей прохождения упругих волн (V_p) от 6.0–6.4 км/с в верхней коре до 6.4–6.7 км/с в средней коре, что может быть обусловлено, как следует из экспериментальных данных, повышением степени метаморфизма, приводящее к увеличению плотности пород [13].

Ниже представлены результаты исследования состава, возраста и условий образования земной коры региона, полученные при геолого-геохимическом и геохронологическом изучении пород как на уровне современного эрозионного среза, так и вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной, а также ксенолитов нижней коры, вынесенных на поверхность щелочно-ультраосновными расплавами палеозойского возраста.

Верхняя кора. Наиболее представительный разрез докембрийской верхней коры региона вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), до глубины 6842 м пересекающей палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс и далее до забоя на глубине 12262 м – неоархейские породы фундамента Печенгской

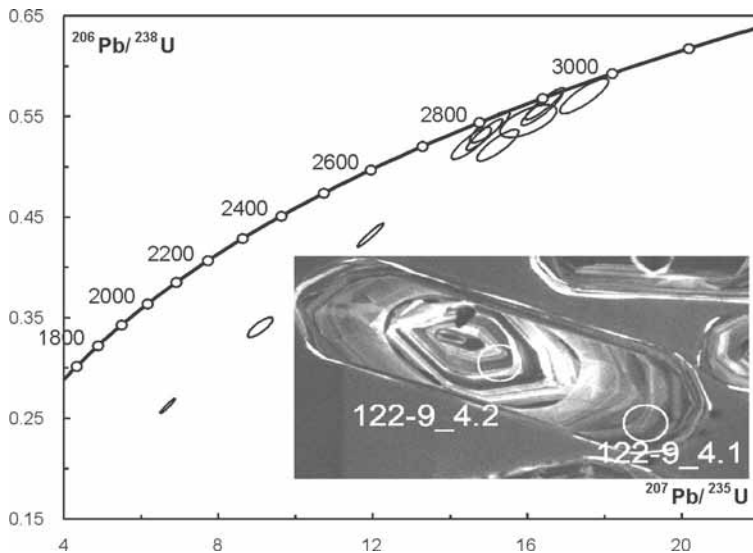


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитовых гнейсов северо-западного обрамления Печенгской структуры. В правой нижней части рисунка – катодолуминесцентное изображение внутренней структуры кристаллов циркона. Отчетливо видно округлое резко зональное ядро и оболочка с менее четко проявленной зональностью. Кругами обозначены места определения U-Pb возрастов. Обр. 122-9_4.2: $T = 2993 \pm 13$ млн. лет, обр. 122-9_4.1: $T = 2929 \pm 23$ млн. лет.

– 2753 ± 22 млн. лет [4]. Последнее наряду с морфологическими особенностями кристаллов позволяет предполагать реликтовый характер изученных зерен циркона, захваченных из древнего гнейсового субстрата, испытавшего процессы неоархейской гранитизации и палингенеза. Время формирования магматических протолитов «серых гнейсов» верхней и нижней частей разреза скважины установлено, соответственно, в 2798 ± 12 и 2830 ± 8 млн. лет, что определяет временной интервал их кристаллизации в 30 млн. лет [16]. По результатам геологического изучения и глубинного сейсмического зондирования аналогичные породы северо-западного обрамления Печенги прослеживаются под этой структурой и образуют существенную часть ее фундамента [12]. Среди цирконов из тоналитовых гнейсов северо-западного обрамления Печенги отчетливо выделяются три разновозрастных генерации с возрастами 2860 ± 10 , 2925 ± 17 и 2997 ± 13 млн. лет (результаты определения на ионном микрозонде SHRIMP-II, г. Санкт-Петербург). Наиболее древний возраст (> 2.9 млрд. лет) установлен для центральных частей кристаллов, представляющих собой округлые отчетливо зональные ядра, окруженные оболочкой с менее четко проявленной зональностью (рис. 1, 2). Дискретность проявления как минимум трех этапов мезопротерозойского магматизма, определяемых наличием ритмичной зональности в кристаллах циркона, подтверждается и наличием соответствующих максимумов на диаграмме в координатах «возраст, млн. лет» – «частота встречаемости» (рис. 3). Процессами неоархейского метаморфизма было обусловлено, по-видимому, появление двух дополнительных пиков, соответствующих возрастам 2675 ± 5 и 2772 ± 14 млн. лет, и резко дискордантное положение ряда точек состава цирконов на диаграмме в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (рис. 1). Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ тоналитовых гнейсов и архейских амфиболитов СГ-3 и этих же пород окружения скважины варьирует, соответственно, в пределах 2.84–3.16 и 2.80–3.42 млрд. лет.

рифтогенной структуры [1, 7]. Печенгская структура располагается в краевой юго-западной части Кольско-Норвежского блока и разделена Порьиташским разломом на Северную и Южную структурно-формационные зоны, различающиеся по составу пород и стилю тектонических деформаций. В строении архейских пород фундамента Печенгской структуры, вскрытых разрезом СГ-3, установлена ритмичность, нижний элемент которой сложен метавулканитами дацит-плагиориодацитового состава («серыми гнейсами»), занимающими $\sim 45\%$ разреза. Верхний ритм образован гнейсами с высокоглиноземистыми минералами ($\sim 20\%$), протолиты которых относятся к породам аргиллит-алевролитового и грауваккового состава. Около 30% разреза занимают амфиболиты, железистые кварциты и $\sim 5\%$ – жильные гранитоиды. Максимальные значения возраста для пород архейского комплекса СГ-3 (2933 ± 54 млн. лет) установлены U-Pb методом по цирконам из «серых гнейсов» с глубины 9745 м и из жилы пегматоидного гранита (2932 ± 44 млн. лет), пересекающей тоналит-трондьемитовые гнейсы более позднего времени образования

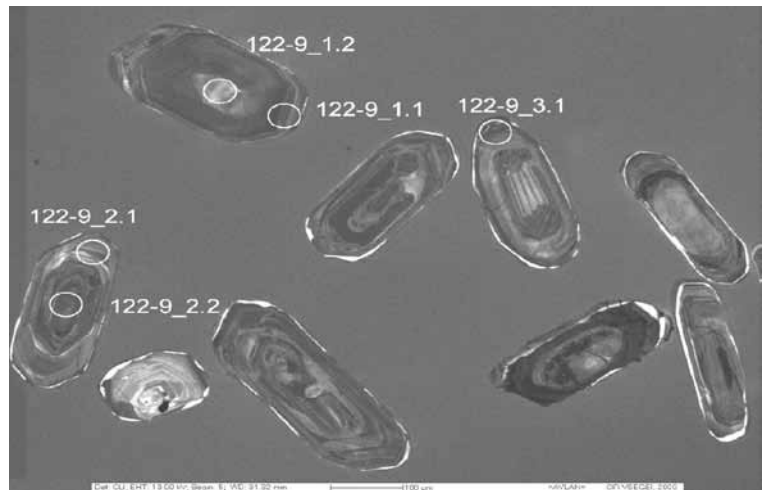


Рис. 2. Катодолуминесцентные снимки кристаллов циркона из тоналитовых гнейсов северо-западного обрамления Печенгской структуры. Во внутренних частях кристаллов отчетливо видны округлые ядра, на периферии окруженные слабо зональными оболочками.

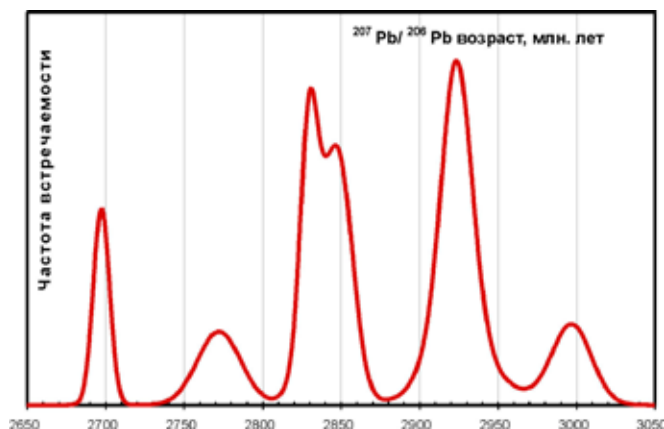


Рис. 3. Диаграмма «возраст, млн. лет» – «частота встречаемости», построенная по данным изучения изотопного состава свинца в цирконах из тоналитовых гнейсов северо-западного обрамления Печенгской структуры.

Средняя кора. К породам средней коры отнесены комплексы высокотемпературных пород Кольско-Норвежского блока, расположенные к востоку и юго-востоку от Печенгской структуры. Преобладающий в составе этих сегментов гнейсовый комплекс кольской серии имеет трехчленное строение с постепенными переходами между нижней толщей биотитовых гнейсов, средней толщей переслаивающихся биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и верхней толщей, сложенной преимущественно глиноземистыми гнейсами. Для гнейсов установлена латеральная метаморфическая зональность от гранулитовой до высокотемпературной амфиболитовой фаций [6, 15].

Температуры метаморфизма составляют 630–820°C, и давление – 4–7 кбар, определяющие отнесение метаморфизма к наиболее глубинной фациальной серии андалузит-силлиманитового типа [17]. В позднем архее глиноземистые гнейсы были прорваны интрузиями гранодиоритового (2.76–2.72 млрд. лет) и монцит-сиенитового (2.73 млрд. лет) составов, относящихся, соответственно, к син- и постметаморфическим интрузиям [20, 21]. Более ранние магматические производные представлены интрузиями габбро-тоналитового состава и полосчатыми эндробитами с включениями двупироксеновых кристаллосланцев. Эти породы имеют тектонические контакты с глиноземистыми гнейсами и наиболее древний $U-Pb$ возраст среди магматических пород региона (2902 ± 9 млн. лет; [20]) и рассматривались ранее в качестве фундамента для гнейсов кольской серии. Принимая во внимание важность получения дополнительной возрастной информации для этих пород, произведено датирование циркона из гиперстен-биотитовых эндробитов вблизи пос. Винтерволлен, Сев. Норвегия. Изученные цирконы образуют кристаллы бурого цвета, характеризуются ритмичной зональностью, трещиноваты и содержат включения микролитов циркона и апатита. Определение возраста цирконов производилось в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, на вторично-ионном микроанализаторе SHRIMP-II. Средние содержания U и Th в цирконе из центральных частей зерен составляют, соответственно, 405 и 161 г/т ($Th/U = 0.40$). В краевых зонах кристаллов увеличиваются концентрации урана (среднее 1015 г/т) и снижается величина отношения Th/U (0.17), что характерно для метаморфизованных цирконов. На диаграмме Аренса-Везерилла верхнее пересечение с конкордией соответствует 2844 ± 7 млн. лет, и нижнее – 448 ± 28 млн. лет при $СКВО = 1.2$ (рис. 4). Эти цифры интерпретируются нами, соответственно, как возраст магматической кристаллизации цирконов и время нарушения $U-Pb$ системы в результате палеозойской тектоно-магматической активизации региона. Полученные $U-Pb$ данные позволяют отнести протолиты полосчатых эндробитов к дометаморфическим магматитам, более поздним по отношению к протолитам гнейсов кольской серии, образование которых происходило ~2.9 млрд. лет назад [9]. Пониженные цифры возраста краевых частей кристаллов, определяемые по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляют 2744 ± 9 млн. лет и 2327 ± 20 млн. лет и были обусловлены, по-видимому, потерями свинца из древних цирконов при неоархейском гранулитовом метаморфизме и прогреве коры расплавами основного состава в процессе формирования палеопротерозойской рифтогенной структуры Печенга-

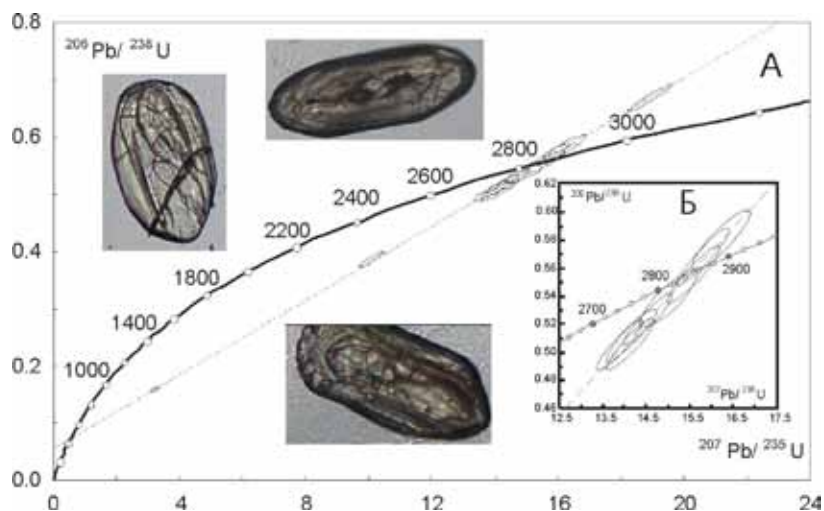


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из эндробитов: А – для всех цирконов ($T = 2844 \pm 7$ и 448 ± 28 млн. лет, $СКВО = 1.2$), Б – для 8-ми конкордантных и субконкордантных датировок ($T = 2845 \pm 10$ и 305 ± 350 млн. лет).

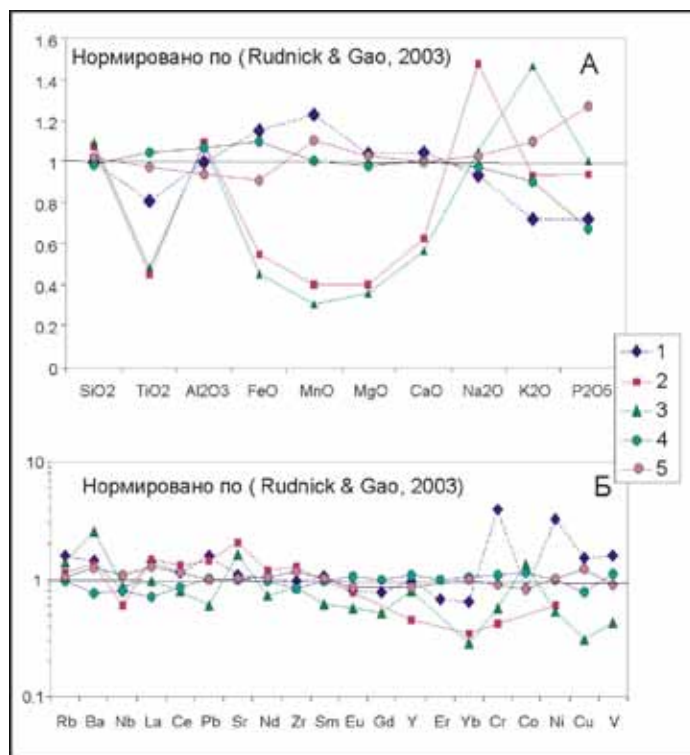


Рис. 5. Состав средней коры по авторам: 1 – наши данные, 2 – Weaver, Tarney [24], 3 – Shaw et al., [23], 4 – Rudnick, Fountain [22], 5 – Gao et al., [19].

породных ассоциаций с пониженными, вплоть до отрицательных, значениями $\epsilon Nd(T)$, вероятно существенный вклад вещества древней коры. Приведенная *Sm-Nd* систематика пород верхней и нижней коры свидетельствует об имевшем место в неогарее поступлении ювенильного вещества, обусловившего рост неогарейской коры региона, а также о процессах рециклинга ранее сформированной коры мезо- и палеогарейского возраста.

Нижняя кора. В результате изучения глубинных ксенолитов показано, что ранняя нижняя кора была образована неогарейскими базит-гипербазитовыми породами, близкими по возрасту и составу к вулканитам Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов [5], и испытала процессы парциального плавления с образованием тоналит-трондьемитовых расплавов (≥ 2.79 млрд. лет), и регионального метаморфизма (~ 2.75 млрд. лет). На раннем палеопротерозойском этапе (2.47–2.41 млрд. лет) усложнение состава нижней коры произошло при внедрении базитовых расплавов, образующих в верхней коре многочисленные расслоенные интрузии и ассоциирующие с

Имандра-Варзуга (полисарская и ахмалахтинская свиты, 2324 ± 28 млн. лет [2]). Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ эндербитов колеблется от 2.82 до 3.27 млрд. лет.

Состав средней коры, оцененный по методике [14], соответствует кварцевому диориту и лишь незначительно отличается от составов средней коры других регионов наличием повышенных концентраций *Fe*, *Cr*, *Ni* (рис. 5), что может быть объяснено присутствием здесь значительного количества тел железистых кварцитов.

Результаты изотопного изучения *Sm-Nd* системы в породах верхней и средней коры региона представлены на рис. 6. Из них следует, что для части пород мантийного генезиса характерны повышенные положительные значения ϵNd_p , близкие к этим значениям в деплетированной мантии соответствующего возраста, а также величины $T_{Nd}(DM)$, сходные с возрастными образования изученных пород, определенными *U-Pb* методом по циркону (рис. 6, А). Поскольку ошибки определения $T_{Nd}(DM)$ составляют ± 100 млн. лет, нахождение точек составов пород в пределах поля, ограниченного пунктирными линиями (рис. 6, Б), может рассматриваться, по-видимому, как свидетельство вклада ювенильного материала в состав коры, образованной на протяжении данного возрастного интервала. Для

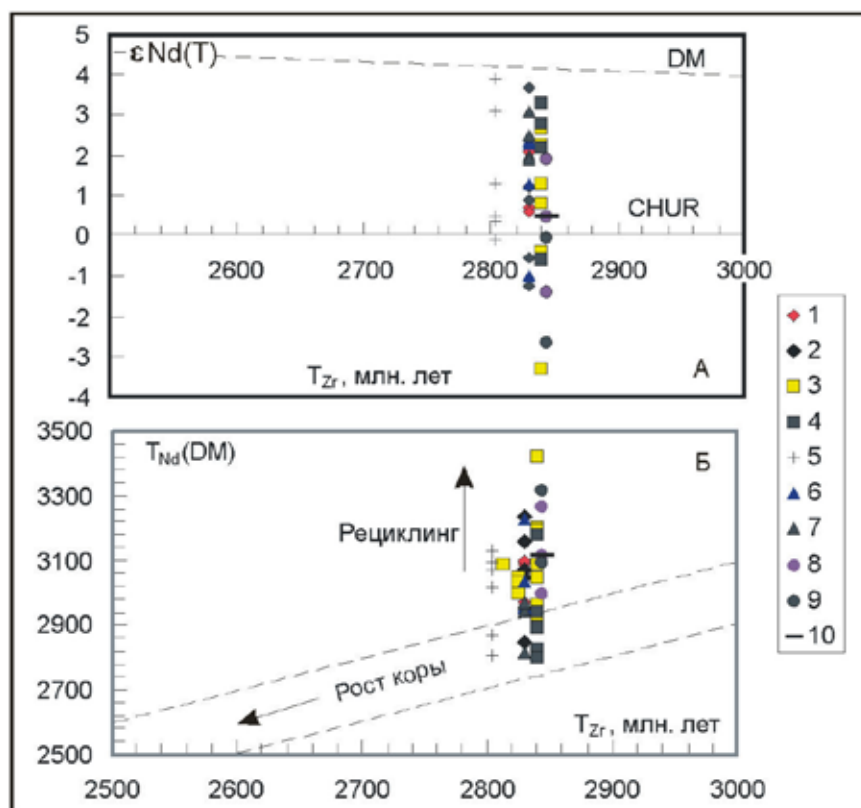


Рис. 6. *Sm-Nd* систематика неогарейских пород верхней (1–5, 10) и средней (6–9) коры.

1, 3, 5 – тоналитовые гнейсы; 2, 4 – амфиболиты;

6, 8 – эндербиты, 7, 9 – двуциркононовые кристаллосланцы, 10 – гранат-биотитовый гнейс.

ними вулканы. В поздний палеопротерозойский этап (1650–1800 млн. лет) нижняя кора подвергалась интенсивным процессам калиевой гранитизации и анатексиса, обусловившим внедрение в верхнюю кору постскладчатых интрузий калиевых гранитов. Заключительный – палеозойский этап формирования нижней коры связан с воздействием на нее щелочных расплавов и связанных с ними флюидов и фиксируется значениями возраста в 0.26 – 0.33 млрд. лет. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$, определенный для ограниченного числа образцов кольских ксенолитов, колеблется в пределах 2.57–2.68 млрд. лет.

Обсуждение и выводы. Полученная позднемезоархейская датировка кристаллизации эндербитов западной части Кольско-Норвежского блока (2844 ± 7 млн. лет) согласуется с нео- и мезоархейскими возрастами эндербитов других районов Кольского полуострова (2830 ± 70 млн. лет [3]; 2790 ± 9 млн. лет [11]; 2772 ± 7 млн. лет [8]) и свидетельствует о более молодом возрасте этих пород по отношению к гнейсам кольской серии. В то же время *Sm-Nd* систематика гнейсов и неоархейских гранитоидов, а также мезоархейские датировки цирконов из «серых гнейсов» СГ-3 и окружения скважины позволяют предполагать существование в регионе реликтов древнего фундамента, сложенного мезо- и палеоархейскими породами и служившего источником сноса древних цирконов с возрастными 3.1–3.6 млрд. лет [9].

Можно полагать, что в период 2.9–2.7 млрд. лет этот древний фундамент подвергся деструкции при внедрении в основание верхней коры больших масс основного-ультраосновного состава. В результате этого была образована ранняя нижняя кора, система зеленокаменных поясов в верхней коре, а также произошел рециклинг пород древнего фундамента с формированием протолитов гнейсов кольской серии и неоархейских гранитоидов тоналит-трондьемитового состава. Образование средней коры происходило в процессе неоархейского метаморфизма 2.7–2.8 млрд. лет назад по протолитам пород верхней коры в глубинных условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Грант РФФИ 07-05-00100.

Список литературы

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.
2. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1996. Т. 4. № 1. С. 3–25.
3. Бибикина Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
4. Бибикина Е.В., Ветрин В.Р., Кирилова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Доклады АН. 1993. Т. 332. № 3. С. 360–363.
5. Ветрин В.Р., Лепехина Е.Н., Падерин И.П., Родионов Н.В. Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров) // Доклады АН. 2009. Т. 424. № 5. С. 676–681.
6. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Метаморфизм пород кольской серии и проблемы оценки перспектив слюдоносности северо-западной части Мурманской области // Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: изд-во КФ АН СССР, 1973. С. 19–30.
7. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: изд-во МПР, 1998. 260 с.
8. Кудряшов Н.М., Козлова Н.Е. Изотопный возраст Канентъявского эндербитового массива (Кольский полуостров) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2007. С. 165–167.
9. Мысцова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Доклады АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–86.
10. Павленкова Н.П. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2006. С. 33–58.
11. Петровский М.П., Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Эндербиты района Гремихи Мурманского архейского домена: U-Pb- и Sm-Nd-данные // Доклады АН. 2008. Т. 418. № 1. С. 90–94.
12. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Часть I. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1998. 237 с.
13. Соболев С.В., Бабейко А.Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли. 1994. № 11. С. 3–19.
14. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Москва: Мир, 1988. 384 с.
15. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.
16. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А. и др. Магматические включения в цирконе из архейских «серых гнейсов» Кольской сверхглубокой скважины как показатель происхождения и возраста протолитов // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. С-Пб.: ИП Каталкина, 2009. С. 266–269.
17. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). Л.: Наука, 1990. 184 с.
18. Cristensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global

view // J. Geophys. Res. 1995. 100 (B7). P. 9761–9788.

19. Gao S., Luo T.-C., Zhang H.-R. et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 1959–1975.

20. Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen Ø. et al. U-Pb zircon ages from Sørvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 7. 1995. P. 7–27.

21. Nordgulen Ø, Vetrin V.R., Dobrzhinetskaya L.F. et al. Aspects of Late Archaean magmatism in the Sørvaranger-Kola terrane, northern Baltic Shield // Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 7. 1995. P. 49–63.

22. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crust perspective // Rev. Geophys. 1995. V. 33. No. 3. P. 267–309.

23. Shaw D. M., Dickin A. P., McNutt R. H. et al. Crustal geochemistry in the Wawa-Foley region, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1994. V. 31. No. 7. P. 1104–1121.

24. Weaver B. L., Tarney J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust // Nature. 1984. V. 310. 575–577.

Анизотропия упругих свойств горных пород как признак тектонической расслоенности литосферы (по керну Кольской сверхглубокой и образцам с земной поверхности)

В.Л. Ильченко, Ф.Ф. Горбачевич

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) была заложена в 1970 г. К тому времени, как глубина СГ-3 на забое составляла около 11 км, в Кольском научном центре АН СССР, для изучения анизотропии упругих свойств горных пород, были разработаны акустополаризационный метод и прибор – акустополарископ [1]. Совпадение этих двух событий во времени и пространстве привело к широкомасштабным исследованиям анизотропии упругих свойств керна СГ-3 [2]. При сопоставлении результатов акустополарископии (величины показателя анизотропии B , вычисляемого из скоростей распространения поперечных волн в образце кубической формы) с различными видами каротажей, оказалось, что графики кавернометрии (вариации вывалов из стенок скважины) практически повсеместно ведут себя в соответствии с величинами показателя B , т.е. находятся от него в прямой зависимости (рис. 1).

Наиболее резко по величине показателя B и размерам вывалов (рис. 1) отличаются глубинные интервалы 1.7–1.9 км (сдвиг с внедрением базитов с медно-никелевым оруденением), зона Лучломпольского разлома – её кровля вскрыта на глубине 4.43 км (вдоль разлома в породах широко развиты катаклаз и более поздняя мигматизация), высокие объёмы вывалов и значений анизотропии B сохраняются примерно до границы со сложнодислоцированным складчатым архейским фундаментом (глубина 6.84 км), где размеры вывалов и значения показателей анизотропии B самые высокие. Ниже, до глубины ~9.45 км эти цифры монотонно снижаются до средних величин (типичных для интервала от поверхности до Лучломольского разлома). Глубже ~9.45 км снова наблюдаем резкое увеличение показателей B и объёма вывалов до значений, схожих с глубинным интервалом 4.43–6.84 км (происходит как бы их стабилизация до забоя). Итак, разрез СГ-3 в первом приближении (*условно*) представляет собой пачку из четырёх близких по мощности (~2.6 км) тектонических пластин (они тоже расслоены на более мелкие чешуи), перекрытую пластиной мощностью ~1.8 км (на рис. 1 эти пластины выделены скобками и пронумерованы римскими цифрами).

Затем были более детально изучены образцы керна из означенных глубинных интервалов и, по мере возможности, построены кинематические схемы геодинамических событий. Базиты, по мере внедрения в сдвиговую зону 1.7–1.9 км стали (внутри вывалоопасных участков) упруго анизотропными. Последовавший сдвиг затронул краевые части тел базитов и приконтактные вмещающие породы (рассланцевание, бластомилонитизация и брекчирование) с увеличением в них напряженного состояния и значений показателя B . Вторичная минерализация трещин (хлорит, карбонаты, серпентин, тальк, пирротин = слабый цемент) не добавило им прочности и сдвиговые напряжения не были сняты.

Проходка скважины через участок метабазитов, хранящих память о сдвиговых напряжениях, инициировала их разгрузку, что и выразилось в образовании вывалов из стенок скважины в интервале 1.7–1.9 км [4]. Пространственное положение поверхности зоны сдвига из интервала 1.7–1.9 км почти совпадает с положением зоны Лучломпольского разлома, и, по-видимому, эти нарушения являются следствиями одного и того же тектонического события. Но, поскольку зона Лучломпольского разлома охватывает более мощный интервал, то и построена она сложнее. В работе [6] на керне СГ-3 из зоны Лучломпольского разлома (интервал 3.9–5.4 км) проведены измерения и анализ, аналогичные сделанному ранее для интервала 1.7–1.9 км. Установлено, что изученный

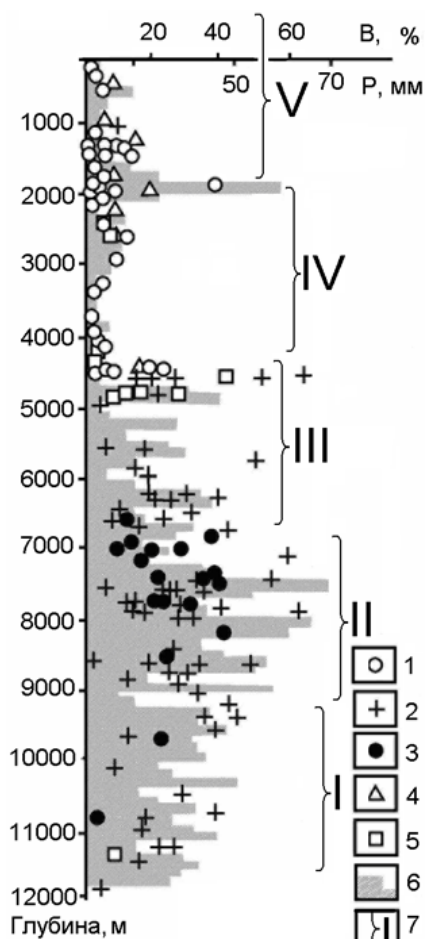


Рис. 1. Распределение значений показателя анизотропии V . 1 – диабазы, порфириты, 2 – амфиболиты, сланцы, 3 – гнейсы, граниты, мигматиты, 4 – туфы, филлиты, 5 – песчаники, алевролиты, 6 – средний интервальный поперечный размер сечения скважины P , 7 – тектонические пластины (условное деление, см. текст).

интервал представляет собой пачку тектонических пластин, в которых наблюдаются те же вариации: повышение показателей анизотропии в краевых частях (у кровли и подошвы) и понижение их внутри пластин с соответственными вариациями объемов вывалов из стенок скважины в прямой зависимости от величины показателей анизотропии Ar (по скоростям распространения продольных волн) и V (рис. 2).

Затем была проведена дополнительная работа по сравнению упругих характеристики керна СГ-3 из зоны Лучломпольского разлома и пород-аналогов этого керна, отобранных по профилю, пройденному по поверхности поперёк зоны разлома [8]. Этим исследованием показано

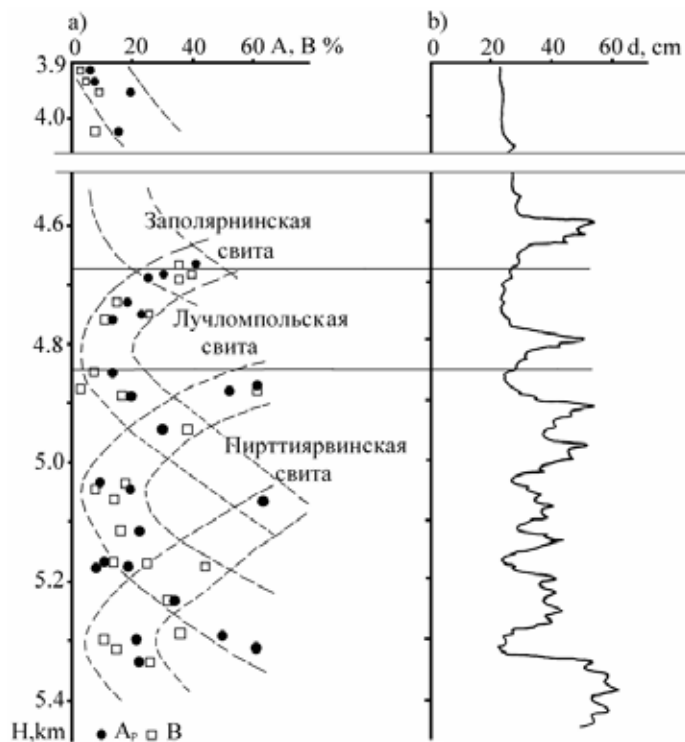


Рис. 2. Анизотропия упругих свойств образцов керна и диаметр ствола СГ-3 в зоне Лучломпольского разлома: а) величины коэффициентов Ar и V , штриховыми линиями выделена волнообразность распределения значений анизотропии в тектонических пластинах; б) диаметр скважины.

отсутствие принципиальных различий между анизотропией упругих свойств керна и его аналогов. Общим в проявлении напряженно-деформированного состояния керна и образцов с земной поверхности является волнообразное распределение по разрезу анизотропии упругих свойств. Различие состоит лишь в том, что на поверхности волна вариаций значений анизотропии затухает по мере сокращения мощности тектонизированного надвигового клина. Помимо этого, здесь обнаружена инверсия, заключающаяся в несоответствии уровней расланцевания пород в скважине (ниже разлома) и их аналогов на поверхности (выше). Построена вероятностная кинематическая схема строения тектонических областей инверсии (рис. 3).

По аналогии с вышесказанным, можно полагать, что интервал 6.84–9.45 км также представляет собой пачку тектонических пластин, обладающую примерно таким же строением, как и вышележащая зона Лучломпольского разлома. Схожие черты строения описанных интервалов предполагают, что они имеют общую природу и, по-видимому, возникли в результате одних и тех же тектонических событий.

Не менее интересным представляется самый глубокий интервал СГ-3 – 9.45–12.26 км. Он обладает любопытной особенностью: при бурении СГ-3 здесь отмечены аномально высокие скорости про-

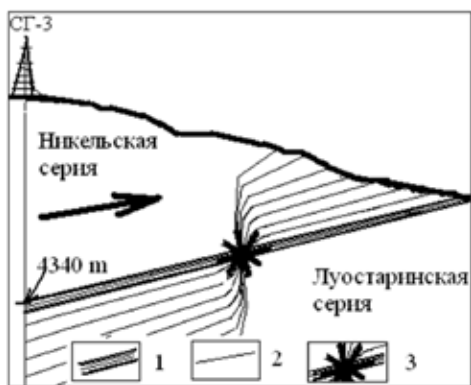


Рис. 3. Кинематическая схема инверсионной зоны. 1 – главная разломная зона, 2 – границы отдельных надвиговых чешуй, 3 – область инверсии.

ходки и сверхвысокие показатели такого специфического параметра, как «проходка на долото», т.е. породы данного интервала оказались необычайно податливыми к воздействию бурового инструмента. Акустополаризационным методом установлено, что во многих случаях породы из этого интервала проявляют наличие «аномальных» элементов упругой симметрии, а именно: часто встречаются акустополариграммы с 3, 5 и более лепестками, что подразумевает наличие элементов (осей) упругой симметрии соответственных порядков [7]. Помимо элементов упругой симметрии 3 и 5-го порядка, в большинстве акустополариграмм образцов этого интервала наблюдается отчетливое стремление к трансформации «нормальных» акустополариграмм с элементами симметрии 2-го порядка к более сложным формам с осями симметрии 3-го или 5-го порядков. Как известно, оси симметрии 5-го и больше чем 6-го порядка не свойственны неживой природе. Это следует из попытки построения плоских сеток, составленных из равносторонних многоугольников с осями симметрии 1... 8-го порядков [11]. При построении сеток из многоугольников с осями 5, 7 и 8 порядков неизбежно возникают незаполненные пространства, приводящие к дефектности сеток. Перенесение этих графических построений на упругую симметрию горной породы предполагает появление в ней, при наличии элементов 5-го и более чем 6-го порядков, аналогичных незаполненных пространств, нарушающих плотнейшую упаковку. Такого рода дефектность будет лишь способствовать облегчению разрушения пород буровым инструментом. Природу этой дефектности можно объяснить наложением на породу нескольких полей напряжений, когда действие предыдущего поля, запечатлённое в породе, сохраняется, усложняя тем самым структуру нового поля. Отсюда следует, что этот интервал СГ-3, в период проходки находился в состоянии смены полей напряжений и являлся (и является) активной геодинамической зоной.

Анизотропия упругих свойств керна в значительной мере обуславливается релаксацией поля напряжений, действовавших в массиве во время отбора керна – тектоно-кессонным эффектом [5]. Известно также, что проявление тектоно-кессонного эффекта (дилатансия) как в кернах, так и в стенках скважины (вывалы) не имеет прямой зависимости от глубины [10], а высота столбиков керна отличается тенденцией к сокращению с глубиной по закону затухающего колебания (рис. 4).

Максимальными величинами показателей анизотропии упругих свойств образцов керна и напряженно-деформированного состояния стенок скважин отличаются участки, совпадающие с тектоническими границами [2]. Природа современного напряженного состояния может иметь довольно древние корни. В особенности, если речь идет о кристаллических щитах, завершивших активную тектоническую жизнь в докембрийские времена.

Нередко вывалоопасными оказываются глубинные интервалы, породы которых, на первый взгляд, не затронуты тектоническим процессом [10]. Анизотропия керна из таких интервалов обусловлена системами микротрещин, возникающих после снятия литостатических нагрузок. Так или иначе, упругие свойства и анизотропия керна отражают современное напряженно-деформированное состояние в точках его отбора.

Упругие свойства и анизотропия образцов с поверхности, по-видимому, также обусловлены снятием напряжений, изрядно усугубленным процессами выветривания. При этом трудно сказать что-либо определенное о сроках начала и завершения разгрузочного процесса. По-видимому, скорость разгрузки пропорциональна скорости эрозийных процессов, которые в разные исторические периоды могли существенно различаться. На основании исследований упругих и плотностных свойств образцов, отобранных с интервалом 200 м по пройденному субширотно через два смежных геоблока архейского возраста из обрамления Печенгской структуры 22-километровому профилю, были сделаны следующие выводы. Во-первых, величина показателя анизотропии упругих свойств обратно пропорциональна высоте точки отбора образца (над уровнем моря). Чем выше показатель анизотропии, тем больше в нем накоплено деформаций и, соответственно, тем легче порода разрушается. Во-вторых, распределение показателей анизотропии упругих свойств пород вдоль профиля в каждом геоблоке индивидуально. Из вариаций распределения элементов упругой симметрии в породах вдоль профиля также следует, что динамическое воздействие на породы каждого геоблока избирательно и консервативно [12].

Обобщение и выводы. На основании достаточно большого количества наблюдений, заключающихся в систематических измерениях анизотропии упругих свойств образцов керна и горных пород с поверхности, ранее уже был сделан вывод, что как в недрах массивов горных пород, так и на поверхности вариации их упругих свойств и анизотропии в геопространстве подчиняются одним и тем же закономерностям. Закономерности эти таковы, что: 1) каждый геоблок отличается индивидуальной картиной пространственных вариаций величин показателей анизотропии упругих свойств и 2) такое распределение, в большинстве случаев, может быть описано графиком гармонического затухающего колебания как для керна [9], так и для образцов из поверхностных обнажений [12] (рис. 5).

Явление волнового распределения горных пород по показателям

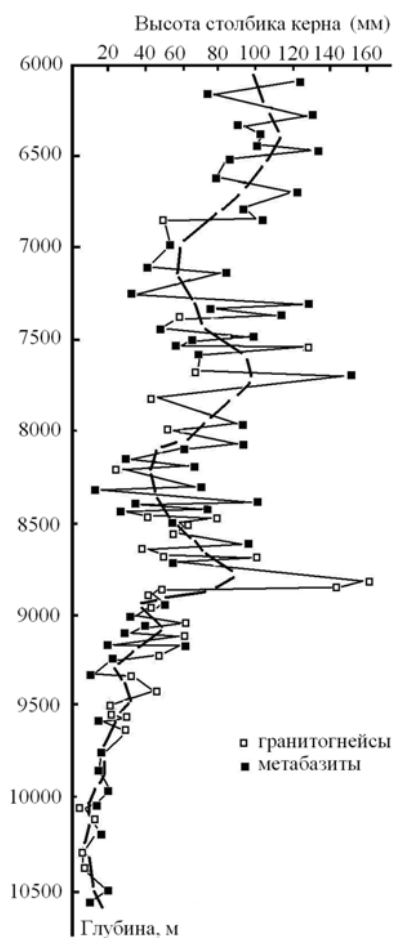


Рис. 4. Волнообразность в зависимости вариаций распределения высоты столбиков керна от глубины (из [3]).

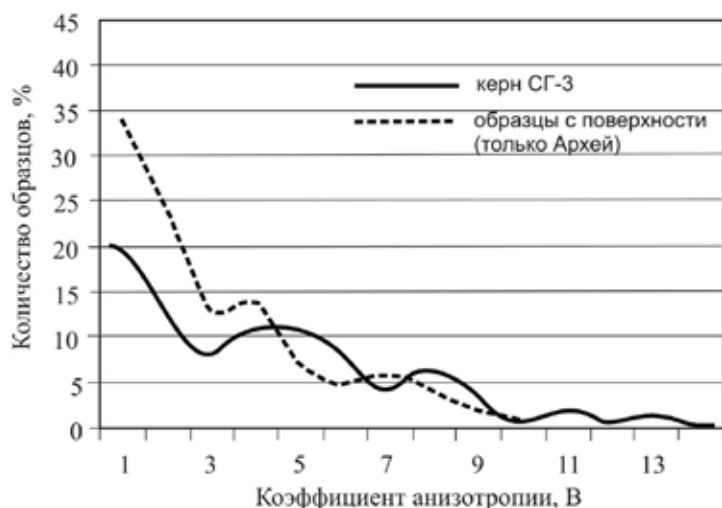


Рис 5. Волновое распределение по величине показателя анизотропии упругих свойств В ядра СГ-3 и их аналогов с поверхности.

анизотропии упругих свойств в массивах, по-видимому, отражает динамику литосферных волновых процессов и является поводом для попытки проведения в будущем спектрального анализа контролирующих геодинамические процессы волновых полей, подобно тому, как сложный звук может быть разложен по обертонам. Информация о структурах волновых полей в геоблоках может быть использована в самых неожиданных целях.

Расчленение (на рис. 1) разреза СГ-3 на 4 одинаковых по мощности тектонических пластины (меньшая мощность (1.8 км) верхней (пятой) пластины может быть объяснена процессами денудации) позволяет сделать некоторые выводы по этому поводу. А именно: тектоническое расслоение верхней части литосферы на пластины одинаковой мощности есть геодинамический процесс, протекающий под контролем литосферного волнового поля. Каждый литосферный блок также является колебательной системой (своеобразным аналогом резона-

тора с низкой добротностью) и вся динамика его внутренних процессов контролируется волновым полем. Выражаясь образно: «все струны звучат». А поскольку нет двух одинаковых геоблоков, то нет и одинаковых звучаний. Со времени обособления каждый блок звучит по-своему, в своей тональности и своим «голосом». Возможно, спектральный анализ волновых полей литосферных блоков сгодится для проведения работ геодинамического или инженерно-геологического характера.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00100-а.

Список литературы

1. Горбачевич Ф.Ф. Акустополаризационный метод изучения анизотропии горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 11. С. 74–79.
2. Горбачевич Ф.Ф. Акустополаризация горных пород. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.
3. Горбачевич Ф.Ф. Определение величин скорости распространения упругих волн в анизотропных образцах малых размеров. Методические рекомендации. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1997. 26 с.
4. Горбачевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П. Геодинамическая обстановка в интервале 1.7 – 1.9 км Кольской сверхглубокой скважины // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2000. № 1. С. 70–77.
5. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбачевич Ф.Ф. и др. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явление дезинтеграции), геодинамические следствия // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 136–144.
6. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Анизотропия упругих свойств ядра и состояние пород околоствольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2005. № 3. С. 1–11.
7. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Упругая анизотропия образцов ядра Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7–11.4 км // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. № 3. С. 151–159.
8. Ильченко В.Л. О результатах изучения анизотропии упругих свойств горных пород из зоны Лучломпольского разлома (Печенгский район, Кольский полуостров) // Физика Земли. 2009, № 3. С. 64–72.
9. Ильченко В.Л. О плотностных и упруго-анизотропных свойствах пород Кольской сверхглубокой скважины и их поверхностных гомологов // Вестник МГТУ. 2007. Т. 10. № 2. С. 251–255.
10. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: ТЕХНОНЕФТЕГАЗ, 1998. 260 с.
11. Шаскольская М.П. Кристаллография. М.: Высш. школа, 1976. 391 с.
12. Il'chenko V.L. Wave distribution of anisotropy of elastic properties of rock samples collected along sections from the surface // 7th International Conference «PROBLEMS OF GEOCOSMOS». Book of Abstracts. St.Petersburg, 2008. P. 234.

Акустополаризационные эффекты горных пород

М.В. Ковалевский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Для решения многих фундаментальных проблем по изучению строения земной коры и прикладных задач (оценка устойчивости стволов скважин и горных выработок, сейсмическое изучение глубин и напряженного состояния горных массивов) необходимы знания об упругих свойствах горных пород. Наиболее информативными на сегодняшний день являются методы определения упругих характеристик породы с использованием поляризованных акустических волн ультразвукового диапазона. В таких неоднородных средах как горные породы упругие свойства определяются характеристиками минералов, степенью упорядоченности их в пространстве горной породы и наличием предпочтительных ориентировок минеральных зерен.



Рис. 1. Автоматизированный программно-аппаратный комплекс для изучения физических свойств упруго-анизотропных сред с использованием акустополаризационного метода.

В неоднородных материалах скорость и амплитуда поперечных акустических волн непосредственно зависят от пространственного положения элементов упругой симметрии. Исследования разных ученых с применением различного оборудования показали, что видимая симметрия породы (текстура, структура) не всегда соответствует положению плоскостей или осей упругой симметрии. Для выявления пространственного положения элементов упругой симметрии нами предложен акустополаризационный метод [3]. В этом методе регистрируются амплитуды прошедших через образец квазипоперечных ультразвуковых волн при разной ориентации вектора линейной поляризации излучателя и приемника (параллельной - ВП и скрещенной - ВС). Для повышения точности измерений, чувствительности метода, а также производительности работы был разработан новый автоматизированный программно-аппаратный комплекс (рис. 1). В его состав входят ультразвуковой дефектоскоп УД2-12, акустополарископ, контроллер передачи данных, частотомер и компьютер с программным обеспечением «Acoustpol ©» [5]. Наиболее подробно методика проведения измерения описывается в работах [4, 5–7].

Проводя измерения горных пород с использованием акустополаризационного метода, становится возможным определение различных явлений и эффектов, которые проявляются при распространении сдвиговых линейно-поляризованных волн в упруго-анизотропных средах (рис. 2). Наиболее известные из них приводятся ниже.

Явление упругой анизотропии (УАН) [3]. Проявляется в средах, упругие свойства которой отличаются в различных направлениях. При этом поляризованные сдвиговые волны распространяются вдоль направлений элементов симметрии (акустических осей) анизотропных сред. Явление упругой анизотропии наблюдается наличием четырех и более лепестковой фигуры на акустополариграмме ВС (рис. 2с). Чаще всего фактором, формирующим упругую анизотропию породы, являются напряжения, в особенности, если эти напряжения действуют в земной коре в течение длительного (геологического) времени [4]. Переход горной породы в анизотропное состояние происходит под воздействием палеонапряжений и деформаций в процессе структурно-метаморфической эволюции метаморфических комплексов. Явление возникает в анизотропных средах с различным типом упругой

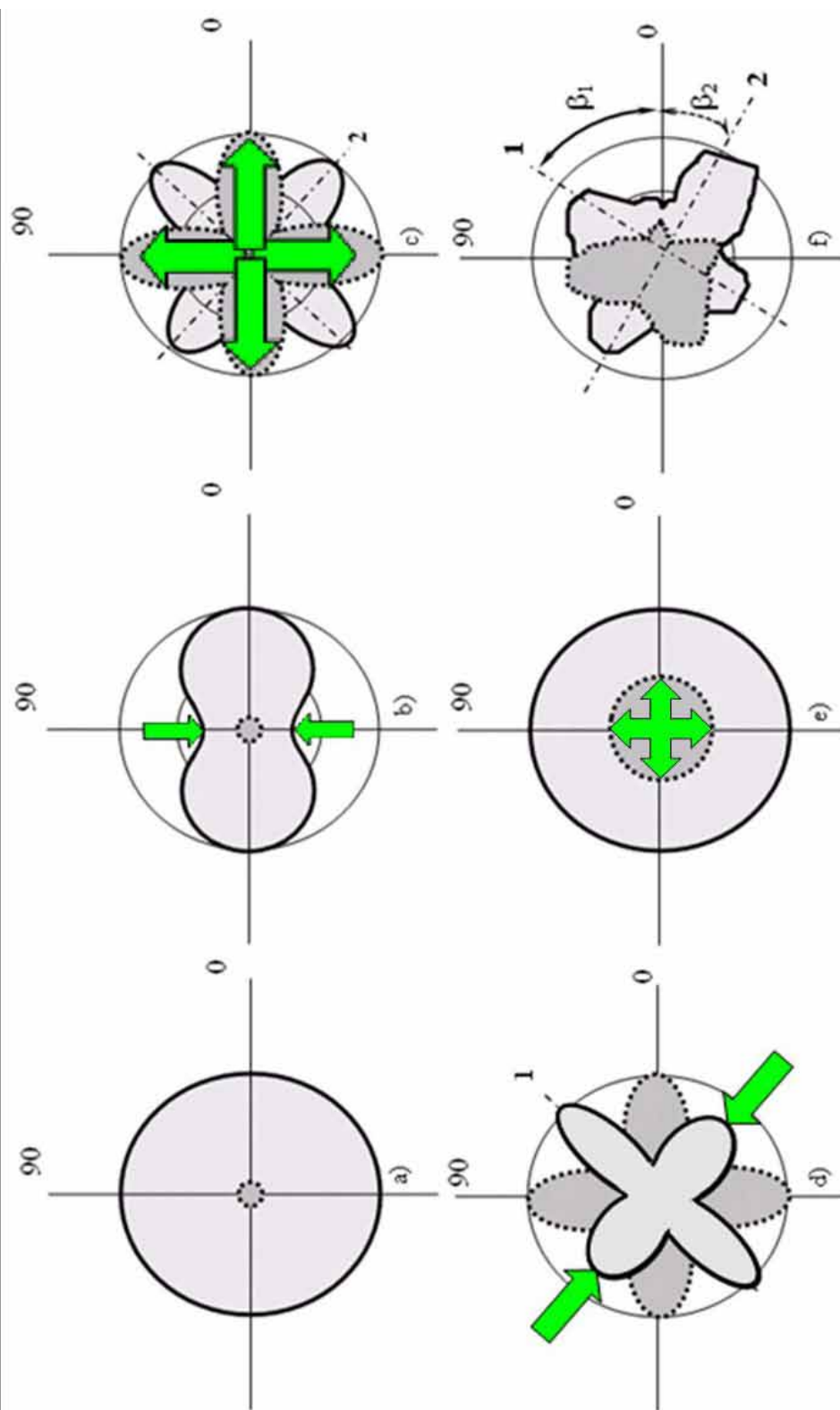


Рис. 2. Эффекты и явления, возникающие при распространении упругих волн в горных породах. Акустополаризация образца (сплошная линия – векторы параллельны; пунктирная линия – векторы скрещены; 1, 2 – проекции элементов симметрии; B_1 , B_2 – углы между направлениями проекций элементов симметрии и гранью образца):

- a) – изотропный образец;
- b) – изотропный образец с проявлением эффекта ЛАП;
- c) – анизотропный образец;
- d) – анизотропный образец с проявлением эффекта ЛАП;
- e) – образец с проявлением эффекта деполаризации сдвиговых волн (ДСВ);
- f) – реальный анизотропный образец с проявлением эффекта ЛАП.

симметрии, к которым относятся горные породы и породообразующие минералы. Наблюдается у минералов, а также регистрируется в изверженных, метаморфических и осадочных породах [8, 9].

Эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [4]. Эффект отражает способность различным образом поглощать пучок сдвиговых линейно-поляризованных колебаний при повороте его вектора поляризации относительно структурных элементов среды (рис. 2d). При этом, как правило, наибольшее поглощение поляризованного света наблюдается в случае, когда вектор поляризации направлен по перпендикуляру к линейно вытянутым структурным элементам среды. Эффект ЛААП проявляется наиболее значимо в изменении конфигурации акустополяриграмм, полученных в положении ВП излучателя и приемника. По мере увеличения разности фазы в пределах $0-\pi$ акустополяриграмма ВП анизотропного образца становится более вытянутой, на ней появляются дополнительные минимумы. При этом, направления «наибольшего пропускания» и, соответственно, наибольшие диаметры акустополяриграмм ВП на соседних гранях будут направлены друг на друга и укажут пространственное положение плоскостных элементов. На грани, параллельной плоскостным элементам, будут зарегистрированы акустополяриграммы ВП, близкие к изометрическим. Эффект ЛААП объясняется наличием спайности в минералах и по своей физической сущности аналогичен эффекту плеохроизма (дихроизма) проявляемого в области оптических явлений [1]. Эффект позволяет: оценить степень слоистости исследуемой среды; выявить направления наибольшего и наименьшего пропускания сдвиговых волн. Он возникает в текстурированных, слоистых, с линейной текстурой средах, в которых наблюдается правильное чередование одних элементов, вытянутых в определенном направлении, с другими. Эффект ЛААП зарегистрирован в образцах природных силикатных минералах (амфибол, ортоклаз, микроклин, турмалин, кунцит, кордиерит и др.). Впервые эффект обнаружен в породах нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины [2]. Его наличие зарегистрировано в 90% от числа образцов пород из интервала глубин 4.5–12.06 км [3]. Особенности явления является зависимость степени проявления эффекта ЛААП от частоты ультразвуковых волн (дисперсия). Например, в микроклине, также как и в ортоклазе, при одной частоте наибольшее поглощение происходит на структурных элементах одной спайности, при другой – на элементах другой. Проявление ЛААП в массивах пород при проведении геофизических работ может приводить к существенному поглощению одной из компонент поперечных волн в волновом поле [4].

Явление углового несогласия (УНС) между направленностью элементов симметрии УАН и ЛААП [4]. Пространственное положение элементов симметрии упругой анизотропии и линейной акустической анизотропии поглощения в твердых телах может и не совпадать, так как эти явления имеют разную физическую природу. Признаком наличия УНС между элементами симметрии ЛААП и упругой анизотропии является неравенство размеров и площади лепестков акустополяриграммы ВС. При этом наблюдается ассиметричность акустополяриграмм при ВП и ВС. Явление объясняется несоответствием между слоистыми, линейными текстурами среды и элементами упругой симметрии. Позволяет оценить угол этого несоответствия. Возникает в средах, в которых пространственное положение элементов упругой симметрии и ЛААП не совпадает. При этом преимущественное направление микротрещин не совпадает с преимущественной ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен.

Эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ) [4]. Проявление эффекта состоит в том, что при распространении поляризованных сдвиговых волн, например, в средах с разноориентированными минеральными зернами, происходит деполяризация этих волн. Это явление диагностируется в том случае, когда зарегистрированные минимумы амплитуд на акустополяриграмме ВС либо велики, либо совсем не выделяются (рис. 2е). Проявление эффекта ДСВ можно объяснить веерным распределением ориентации кристаллоупругих элементов симметрии в минеральных зернах, слагающих породу. Сопровождается изменением степени поляризации цугов сдвиговых волн (увеличение эллиптичности сдвиговых волн или деполяризации). Явление позволяет оценить угол между элементами упругой симметрии в разных зернах (слоях) моно- и полиминеральных горных пород. Эффект ДСВ возникает при распространении сдвиговых волн через среды, состоящие из слоев или зерен, слагающих, например горную породу, в которых наблюдается разная ориентировка элементов упругой симметрии. Также может наблюдаться в слоистых средах, если в слоях ориентация элементов симметрии материала не будет совпадать. Явление зарегистрировано в образцах песчаника, андезито-базальтового туфа, биотит-плагиоклазового гнейса, роговообманкового амфиболита и др. Среди минералов оно наблюдается в образце турмалина. Эффект ДСВ наблюдался в метаморфизованных архейских породах по разрезу Кольской сверхглубокой скважины.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №07-05-00100-а, Президента РФ МК-1908.2008.5.

Список литературы

1. Волкова Е.А. Поляризационные измерения. - М.: Изд-во стандартов, 1974. 156 с.
2. Горбачевич Ф.Ф. Акустополяризационный метод оценки упругой анизотропии горных пород // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты: изд-во Кольского филиала АН СССР, 1982. С. 112–124.
3. Горбачевич Ф. Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.
4. Горбачевич Ф.Ф. Акустополярископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 140 с.
5. Ковалевский М.В. Повышение информативности акустополяризационного метода определения упругих характеристик горных пород: автореф. дис... канд. техн. наук: спец. 01.04.06, 05.11.13. СПбГЭТУ. СПб.,

2002. 16 с.

6. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополярископии // Информационные материалы 12-й научной конференции: структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 123–125.

7. Ковалевский М.В. Методика определения скоростных соотношений упругих волн в задачах акустополярископии // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 69–72.

8. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 179 с.

9. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 144 с.

Применение двумерного вейвлет-анализа при интерпретации геофизических данных на примере Печенгского рудного района

В.А. Любчик

ООО «Печенгагеология», Никель, lubchich@yandex.ru

Известно, что многие геологические системы, такие как, например, архейские железорудные комплексы Кольского полуострова, сети тектонических нарушений и другие, обладают иерархической структурой организации [2]. Естественно, что при проведении геофизических работ над такими структурами полученные массивы геофизических данных обладают фрактальными свойствами. Как показано в работе [1], для исследования фрактальных свойств пространственных рядов данных удобно использовать вейвлет-анализ. Этот метод более всего подходит для выявления иерархической организации среды по результатам геофизического профилирования. Вейвлетпреобразование одномерного сигнала представляет собой его разложение по базису солитоноподобных функций (вейвлетов) и обеспечивает своеобразную двумерную развертку исследуемого сигнала в физическом (координата) и частотном пространствах, при этом частота и координата рассматриваются как независимые переменные. Функция $\psi(t)$ является вейвлетом, если, во-первых, ее среднее значение (интеграл по всей оси) равно нулю, и, во-вторых, она быстро убывает при $t \rightarrow \pm\infty$. Базис, по которому раскладывается сигнал $f(t)$, конструируется из данного вейвлета $\psi(t)$ с помощью масштабных преобразований и сдвигов. Таким образом, непрерывное вейвлетпреобразование одномерного сигнала можно записать в следующем виде:

$$Wf(b, a) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \bar{\psi}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (b, a) \in \mathbb{R},$$

где b — параметр сдвига анализирующего вейвлета вдоль координатной оси, a — масштабный параметр растяжения вейвлета. Этот параметр играет такую же роль, как период T в преобразовании Фурье. Вейвлетанализ пространственных и временных рядов данных обладает неоспоримыми преимуществами по сравнению с традиционным спектральным анализом, основанном на преобразовании Фурье исследуемого сигнала.

Во-первых, вейвлетпреобразование обеспечивает хорошую частотновременную локализацию информации об особенностях сигнала. Дело в том, что базисные функции вейвлетпреобразования локализованы не только во временном пространстве, но и в частотном. При фиксированном значении параметра сдвига b мы получаем частотную развертку сигнала в окрестности данной точки. Если задан масштабный параметр a , то задана некоторая частота ω_0/a , вокруг которой локализован фурьеобраз растянутого вейвлета. Так как свертка функций во временном пространстве эквивалентна их перемножению в частотном, то из спектра анализируемого сигнала вырезается область частот, близких к ω_0/a , и мы получаем информацию о временной эволюции изучаемой функции на данных частотах. Кроме того, вейвлетпреобразование автоматически обладает подвижным частотновременным окном, с узким временным интервалом на высоких частотах (малые значения параметра a) и с широким на низких.

Во-вторых, вейвлетпреобразование более наглядно представляет полученные результаты и позволяет рассмотреть особенности сигнала на различных масштабных уровнях, динамику их изменений вдоль масштабной и координатной осей. Причем основная информация об особенностях сигнала сосредоточена в так называемом скелетоне вейвлетпреобразования — множестве точек на плоскости (b, a) , в которых находятся локальные максимумы непрерывного вейвлетпреобразования.

В-третьих, базис вейвлетпреобразования является автомодельным, так как он конструируется из одного вейвлета $\psi(t)$ посредством масштабных растяжений и сдвигов. Свойство самоподобия базисных функций позволяет успешно применять вейвлетпреобразование для анализа не только гармонических сигналов, но и сингулярных фрактальных рядов, имеющих иерархическую структуру. Для таких рядов распределение локальных максимумов (скелетон) непрерывного вейвлетпреобразования также будет иметь иерархическое строение. По скорости

ветвления хребтов скелетона можно оценить фрактальную размерность геофизического ряда $D = \ln(N(a))/\ln(a)$, где $N(a)$ — число максимумов вейвлетпреобразования на данном масштабе a . С помощью скелетона возможно также вычислить так называемую последовательность показателей масс $\tau(q)$:

$$\tau(q) = \ln\left(\sum_i |Wf(b_i, a)|^q\right) / \ln(a),$$

где суммирование коэффициентов непрерывного вейвлетпреобразования $Wf(b_i, a)$ производится по локальным максимумам на данном масштабе a . С помощью преобразования Лежандра из последовательности показателей масс $\tau(q)$ можно получить спектр сингулярности ряда (мультифрактальный спектр) $f(\alpha)$:

$$\alpha(q) = -\frac{d\tau(q)}{dq}$$

$$f(\alpha(q)) = q\alpha(q) + \tau(q).$$

Свойства автомодельности базиса и частотно-временной локализации вейвлет-преобразования позволяют исследовать локальные неоднородности сигнала. Если анализируемый ряд имеет в некоторой точке сингулярность с показателем Гельдера α $|f(t+t_0) - f(t)| = c|t_0|^\alpha$, где $\alpha < 1$, то коэффициенты вейвлет-преобразования ряда в окрестности этой точки должны подчиняться соотношению [1] $W(a, t_0) \approx c a^\alpha$ при $a \rightarrow 0$.

В качестве примера использования вейвлет-анализа для интерпретации геолого-геофизических данных рассмотрим результаты двумерного вейвлет-преобразования данных магнитной съемки в пределах Печенгского рудного района. В двумерном случае коэффициенты вейвлет-преобразования зависят от четырех параметров, однако для удобства будем рассматривать только те коэффициенты, у которых масштабные параметры по разным осям совпадают. В составе печенгской серии, в пределах которой находится рудный район, выделяются четыре свиты, в нижних частях которых располагаются толщи осадочных пород, а в верхних — покровы вулканитов. Самой мощной является четвертая туфогенно-осадочная толща, сложенная филлитами, песчаниками, алевролитами, туффитами и туфами. Она называется продуктивной, так как почти все известные медно-никелевые месторождения и рудопроявления расположены в ее пределах [3]. Локализация никеленосных массивов в продуктивной толще контролируется складчатыми и разрывными структурами. Среди разрывных нарушений отчетливо выделяются разломы северо-западного и северо-восточного простираний, а также продольные межпластовые

тектонические зоны, прослеживающиеся через все рудное поле. Эти тектонические зоны являются важнейшими структурными элементами, контролирующими размещение никеленосных массивов и локализацию богатых сплошных и брекчиевидных руд. Главная масса медно-никелевых руд размещается в серпентинитах и серпентинизированных перидотитах. Основными рудными минералами во всех типах руд являются магнитный пирротин, пентландит и халькопирит, в оруденелых серпентинитах к ним относится и магнетит. Вследствие этого размещение медно-никелевых рудных зон хорошо отображается в магнитном поле. Таким образом, видно, что Печенгская структура обладает признаками иерархической организации, а размещение никеленосных массивов контролируется сложно-разветвленной иерархической системой тектонических нарушений, поэтому для исследования фрактальных свойств геофизических данных магнитной съемки целесообразно использовать двумерный вейвлет-анализ.

На рис. 1 видно, что основная масса интенсивных локальных максимумов вейвлет-преобразования на малых масштабах группируется в пределах четвертой продуктивной толщи печенгской структуры, в местах расположения никеленосных интрузивных массивов. Фрактальная размерность

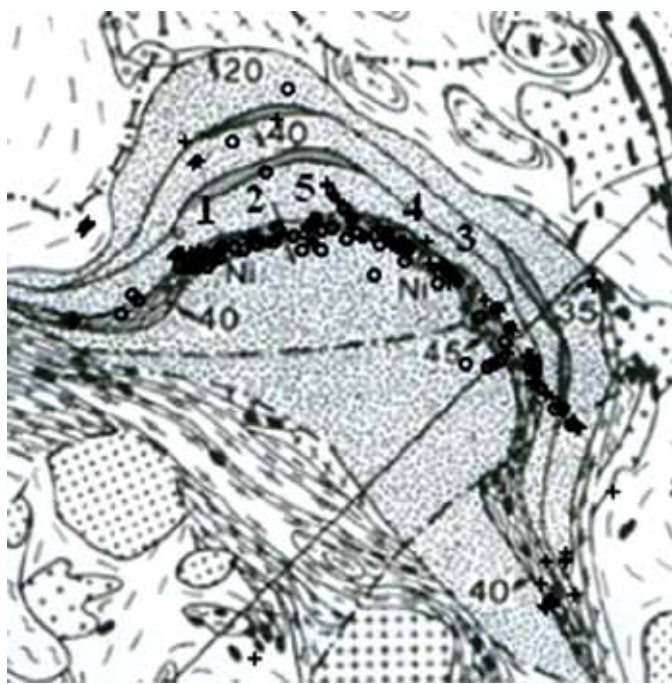


Рис. 1. Распределение максимумов вейвлет-преобразования. + — локальные максимумы вейвлет-преобразования, o — расположение медно-никелевых месторождений и рудопроявлений. 1 — Каула, 2 — Семилетка, 3 — Жданова-Онки, 4 — Киерджи-пор, 5 — Соукер.

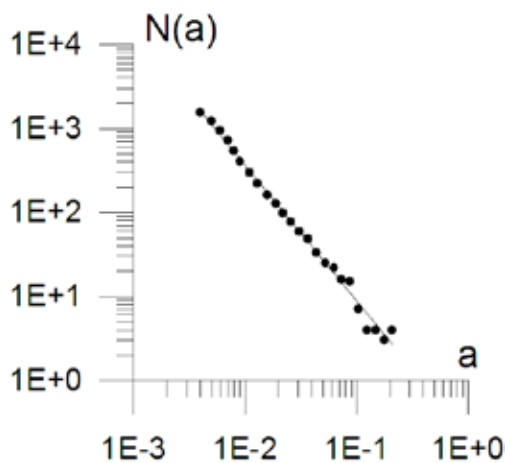


Рис. 2. Зависимость числа максимумов вейвлет-преобразования.

Фрактальная размерность значений магнитного поля. $d_f = 1.60 \pm 0.03$.

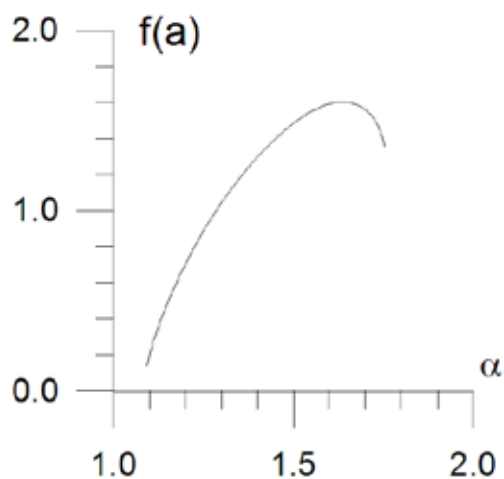


Рис. 3. Мультифрактальный спектр распределения от масштабного параметра a .

Фрактальная размерность $f_{max} = 1.60$.

df , параметр неоднородности и сложности организации среды, оцененная по скорости ветвления хребтов скелетона и ординате максимума мультифрактального спектра $f_{max}(a)$, составляет 1.60 ± 0.03 (рис. 2 и 3). Данное значение свидетельствует о существенной фрактальности среды.

Рассмотрим теперь локальные свойства максимумов вейвлет-преобразования. Из рис. 1 видно, что максимумы вейвлет-преобразования в пределах продуктивной толщи распределены неравномерно и концентрируются в местах расположения медно-никелевых месторождений и рудопроявлений. Медно-никелевые месторождения Печенгского рудного района группируются в двух рудных узлах [3]. В западной части рудного поля месторождения Каула, Семилетка и другие образуют линейно вытянутый Западный рудный узел. Структура месторождения Каула определяется сочетанием синклинальной складки и Главной межпластовой тектонической зоны. По простиранию зона имеет волнообразно-изогнутые очертания, повторяющие большие складки, на флангах она сложно ветвится. В пределах месторождения зона выполнена богатыми медно-никелевыми рудами и на всем протяжении сопровождается жилами сплошных руд вдоль трещин отслоения в складчатых филлитах. Месторождение Семилетка включает рудные тела нескольких никеленосных дифференцированных интрузивов сложно изогнутой линзовидной формы; тектонические нарушения объединяют отдельные интрузивы и связанные с ними рудные тела в единый сложно разветвленный структурный узел. В рудных телах основную часть составляют вкрапленные руды, но на участках сопряжения тектонических нарушений с рудоносными интрузивами отмечаются сплошные и брекчиевидные руды. Восточный рудный узел, месторождения Жданова, Онки состоят из серии взаимосвязанных рудных тел линзо- и пластообразной формы, залегающих в приподошвенной части крупного сложнорасчлененного Главного массива, который представляет собой расслоенное тело с раздувом в центре. В общей структуре Восточного рудного узла значительную роль играют крутые синклинальные складки, в которых локализуются рудоносные интрузивы, а также сложно разветвленная межпластовая тектоническая зона, выраженная брекчированием и расланцеванием перидотитов с вкрапленным медно-никелевым оруденением и на отдельных участках

выполненная сплошными сульфидными рудами. В центральной части рудного поля размещены никеленосные массивы Соукер, Мирона, Киерджибор и другие. В этих массивах вкрапленное оруденение связано с нижними серпентинитовыми частями, распределение сульфидной вкрапленности является неравномерным.

Если исследовать локальные свойства максимумов вейвлет-преобразования, а именно, показатели Гельдера α для отдельных максимумов, характеризующие степень сингулярности поля в данной точке пространства, то можно обнаружить интересную закономерность. Наименьшие значения показателя α , что свидетельствует о значительной неоднородности поля и фрактальной иерархической структуре среды, соответствуют западному рудному узлу, характеризующемуся сложной структурой рудоконтролирующей Главной тектонической зоны и представленному богатыми медно-никелевыми рудами. Так, в районе месторождения Каула среднее значение показателя составляет 0.51 ± 0.06 , а для месторождения Семилетка – 0.66 ± 0.10 . Затем по степени неоднородности поля выделяется восточный рудный узел, также характеризующийся сложнорасчлененным Главным массивом, в пределах которого распределение рудных тел контролируется той же разветвленной Главной межпластовой тектонической зоной. Среднее значение показателя Гельдера для месторождений Жданова–Онки составляет 0.87 ± 0.06 . Для месторождений центральной части рудного поля, представленных менее богатыми вкрапленными рудами, значения показателя близки к единице; так, для участка Киерджибор – 0.94 ± 0.05 , для участка Соукер – 0.99 ± 0.09 . Это показывает относительную однородность поля и меньшую иерархичность организации среды. Примеры графиков зависимости амплитуды максимумов вейвлет-преобразования от значения масштабного параметра a для разных участков приведены на рис. 4. Значительный разброс значений показателя Гельдера, что отражается и в ширине спектра сингулярности $f(a)$ (рис. 3), говорит о мультифрактальном характере распределения неоднородностей, с геологической точки зрения можно говорить о значительном

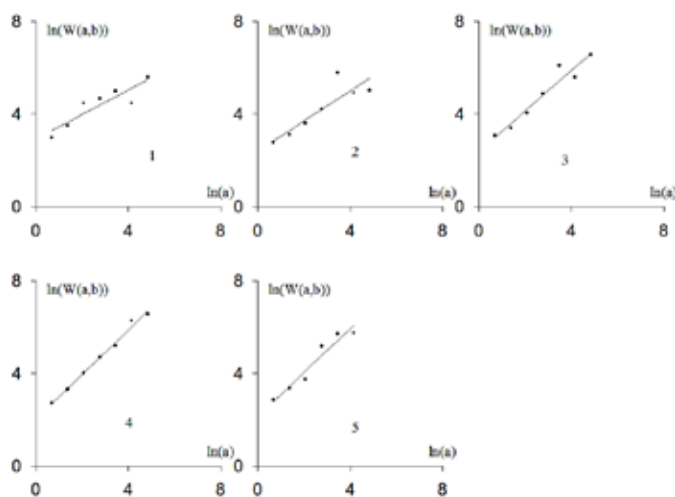


Рис. 4. Примеры графиков зависимости амплитуды максимумов вейвлет-преобразования от значения масштабного параметра a : 1 – участок Каула, $\alpha = 0.53$; 2 – участок Семилетка, $\alpha = 0.65$; 3 – участок Жданова–Онки, $\alpha = 0.87$; 4 – участок Кьердзипор, $\alpha = 0.96$; 5 – участок Соукер, $\alpha = 0.95$.

диапазоне концентраций медно-никелевого оруденения в различных рудных телах от бедно вкрапленного до богатых сплошных руд.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что двумерный вейвлет-анализ является удобным инструментом изучения фрактальных свойств среды, позволяющим выявлять иерархическую структуру организации геологической системы в целом и делать выводы о локальных свойствах данной системы.

Список литературы

1. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
2. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: изд-во ГЕОС, 2001.
3. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985.

Магнитные свойства палеопротерозойских пород хребта Серповидный (Кейвская структура, Кольский полуостров)

А.В. Матюшкин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Хребет Серповидный сложен палеопротерозойскими породами и является частью Кейвской структуры (рис. 1), которая в остальном сложена архейскими породами. Кейвская структура как по характеру геофизических полей, так и по вещественным комплексам, многие из которых не имеют аналогов на Кольском полуострове, выделяется среди всех изученных доменов архейской коры. Первыми исследователями хребет Серповидный изображался в виде синклинальной складки (Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., 1975 г., [1]), но ряд более поздних наблюдений дали основание предполагать, что хребет сложен тектоническими пластинами и не является простой складкой. В свою очередь подтверждение такого строения может давать представление о геодинамических условиях, в которых был сформирован как сам хребет, так и вся Кейвская структура. Для этих целей были запланированы геолого-геофизические работы, геологическая съемка и магниторазведка; предварительно были изучены магнитные свойства по существующей коллекции образцов. Результаты представлены на рис. 2. Гистограммы магнитной восприимчивости показывают, что в среднем большая часть пород имеет относительно малую магнитную восприимчивость порядка ед. СИ, в основном это слабомагнитные кварциты и кварцитоподобные породы (за исключением обогащенных магнетитом разностей, значения магнитной восприимчивости которых может превышать ед. СИ), гнейсы, сланцы. Амфи-

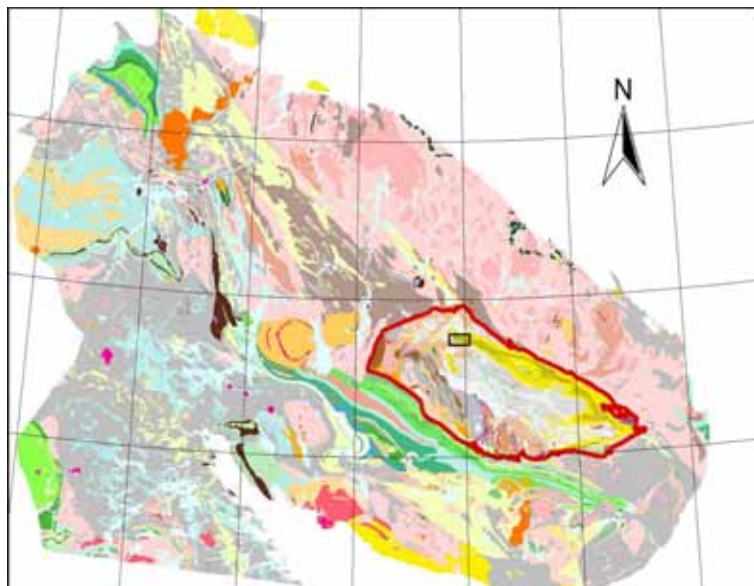


Рис. 1. Положение хр. Серповидный на геологической карте Кольского полуострова (красным показан контур Кейвской структуры, черным прямоугольником – положение хр. Серповидный).

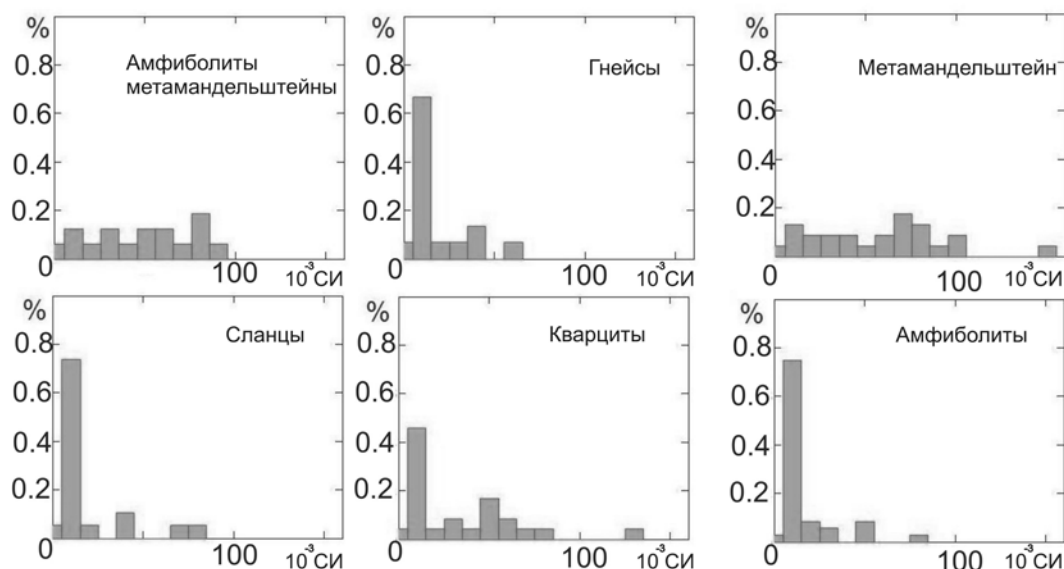


Рис. 2. Гистограммы магнитной восприимчивости пород хр. Серповидный.

болиты, метамандельштейны имеют значительно более плавное распределение значений магнитной восприимчивости, без выраженных максимумов, с широким диапазоном изменения. В целом породы хребта Серповидного обладают хорошей дифференциацией по магнитным свойствам, что позволяет использовать магниторазведку для картирования структуры.

В дальнейшем, по ориентированным образцам, взятым из пород структуры в ходе полевых работ, была изучена остаточная намагниченность ряда комплексов. Как правило, остаточная намагниченность представляет собой намагниченность, возникшую в породе в результате ее формирования или процессов метаморфизма, физические условия которого меняют магнитные свойства минералов в породе. Таким образом, остаточная намагниченность может отражать глобальное магнитное поле в момент формирования комплекса пород или вторичных процессов, также она может свидетельствовать о положении структуры (в географическом смысле) и о последующих перемещениях (о геотектонической истории).

С целью изучения остаточной намагниченности во время полевых работ был отобран ряд ориентированных образцов, для которых была проведена процедура магнитной чистки. Эта процедура заключается в воздействии на образец переменного по амплитуде синусоидального магнитного поля, образец при этом должен последовательно размагничиваться по трем перпендикулярным осям, или вращаться в магнитном поле [2]. В ходе такой процедуры, согласно принципам палеомагнетизма, последовательно должны разрушаться наименее стабильные компоненты остаточной намагниченности; самая устойчивая компонента, уверенно выделяющаяся в образцах, будет считаться самой древней. В ходе такой процедуры были получены результаты продемонстрированные на рис. 3.

Из каждого ориентированного образца было изготовлено от 8 до 12 кубиков. Образцы 608-12А и 608-12Г представляют собой кварцитогнейсы, взятые примерно из центра южной части структуры, сами образцы были взяты на расстоянии нескольких метров друг от друга. Образец 608-30А представляет собой амфиболит, взятый на расстоянии порядка 500 метров от первых двух образцов. Результаты измерений по образцу 608-30А демонстрируют большой разброс в углах склонения и наклонения вектора остаточной намагниченности. Результаты измерений по образцу 608-12Г также демонстрируют большой разброс в углах склонения и наклонения вектора остаточной намагниченности, хотя их величины в среднем по склонению одинаковы, а по наклонению, в среднем различны. Наименьший разброс имеют результаты измерений образца 608-12А, причем в среднем как склонение, так и наклонение отличаются от измеренных значений образцов 608-12Г и 608-30А.

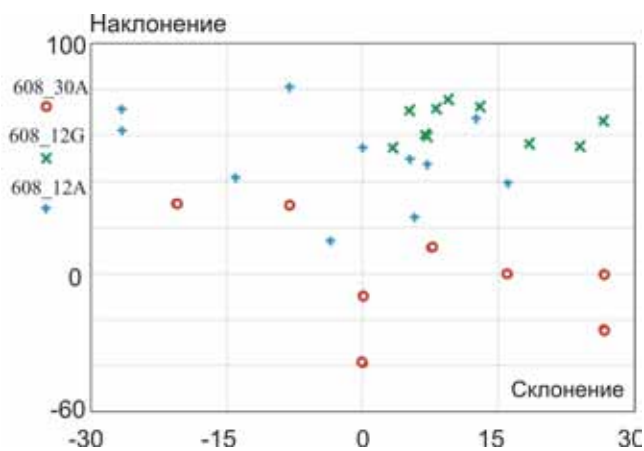


Рис. 3. Результаты измерения палеосклонения и палеонаклонения вектора остаточной намагниченности.

Дальнейшее размагничивание с большей амплитудой размагничивающего поля показало отсутствие другой стабильно выделяющийся компоненты магнитного поля. При этом величина самого вектора практически не ме-

нялась (после первого цикла размагничивания), а величины склонения и наклонения менялись случайным образом, что может объясняться как ошибками измерения, так и случайностью намагничивания образцов во время магнитной чистки.

В целом наши предварительные результаты подтверждают сделанный ранее В.А. Тюреновым вывод о принципиальной возможности проведения палеомагнитных измерений на палеопротерозойских породах хр. Серповидный.

Данная работа является вкладом в проект РФФИ 09-05-00160а.

Список литературы

1. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
2. Храмов А. Н., Гончаров Р. А., Комисарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов по профилям 1-ЕВ, ЭГГИ, FIRE-4-4А; геологические следствия

М.В. Минц

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

Разработка комплексных моделей глубинного строения земной коры Северо-Востока Фенноскандинавского щита всегда была одной из приоритетных задач геофизических исследований лаборатории геофизики Геологического института Кольского филиала АН СССР (ныне Кольского научного центра РАН). Наша первая совместная работа в этом направлении началась почти 20 лет назад и завершилась созданием 3-мерной модели геологического строения верхней части земной коры Кольского полуострова [4, 5]. Можно смело утверждать, что база для наших сегодняшних исследований, опирающихся как на результаты моделирования источников потенциальных полей, так и на новейшие сейсморазведочные данные была создана именно в тот период.

Новые данные, полученные в результате сейсмопрофилирования МОГТ на сопредельных территориях России и Финляндии [5, 8], совместно с результатами геологического картирования и комплексных геологических исследований на уровне дневной поверхности [6, 7 и ссылки там же] позволили обратиться к разработке объемной модели глубинного строения коры и верхней части мантии северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1–4). В свою очередь, объемное представление главных тектонических подразделений архейского и палеопротерозойского возраста открыло путь к обсуждению на новом уровне целого ряда давних геологических проблем, которые на протяжении многих лет были предметом оживленных дискуссий.

Главные черты современной тектонической структуры региона сформированы в палеопротерозое. К концу палеопротерозойской эволюции возник грандиозный Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский вентриконтиентальный коллизионный ороген протяженностью 3500 км и шириной до 400 км, охватывающий Карельский кратон с севера, востока и юга и протягивающийся к западу в Прибалтику [6]. Вдоль западной границы архейского Кола-Карельского континента был сформирован Свекофеннский аккреционный ороген. Архейские тектонические структуры представлены фрагментами, в той или иной степени переработанными в палеопротерозое.

1. Палеопротерозойские тектонические структуры

1.1. *Структурные и эволюционные соотношения Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) с гранулитами в нижней коре.* Известно, что ЛГП представляет собой тектонический покров, перекрывающий породы более низкого уровня метаморфизма. Структурно-вещественные комплексы ЛГП формировались в течение длительного интервала времени – с 2.5 до 1.87 млрд. лет, однако скоротечная последовательность «решающих» событий началась позже – внедрением габбро-анортозитов второй генерации ~2.0–1.95 млрд. лет назад. Тектонический покров деформирован и представляет собой асимметричную синформу с пологим южным и более крутым и частично запрокинутым северным крылом (рис. 3, 4). Предполагаемые аналоги лапландских гранулитов представлены глубинными ксенолитами в девонских трубках взрыва [1, 2]. Сечение ЛГП вдоль профиля FIRE-4а свидетельствует об отсутствии (или полном исчезновении) структурных связей ЛГП с акустически расслоенной нижней корой. Эту особенность показывает, что Лапландский гранулитогнейсовый комплекс не является «протым отторженцем» протяженного комплекса пород нижней коры.

1.2. *Строение и тектоническая позиция пояса Тана.* Пояс Тана и его аналоги, обрамляющие ЛГП, включают палеопротерозойские и архейские породы низкой и умеренной степени метаморфизма, а также фрагменты

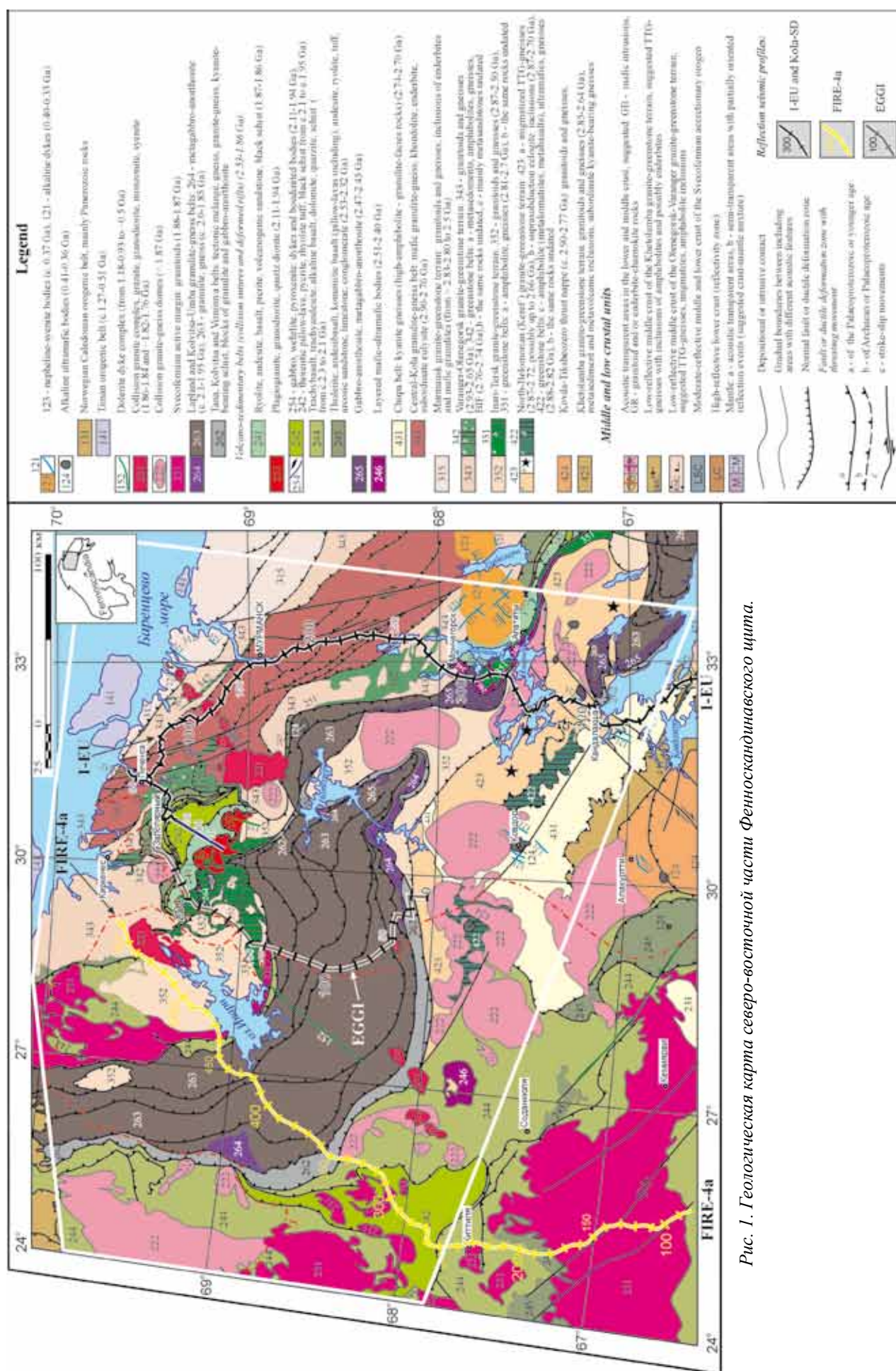


Рис. 1. Геологическая карта северо-восточной части Феноскандинавского щита.

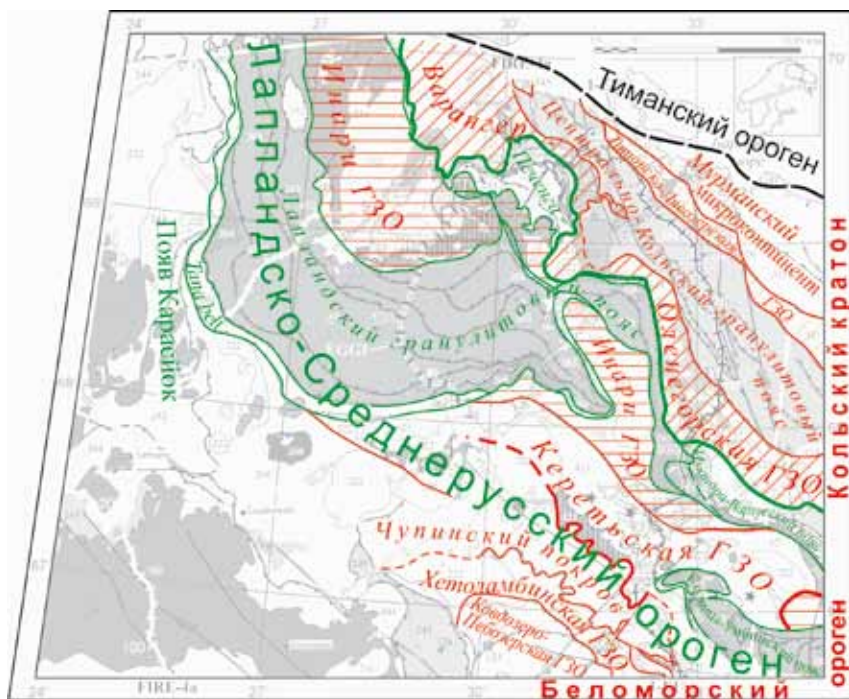


Рис. 2. Тектоническое районирование северо-восточной части Фенно-скандинавского щита.

Красным цветом обозначены неархейские тектонические структуры, зеленым цветом – палеопротерозойские.

щих на его формирование на месте закрывшегося океана. Геохимические и геологические свидетельства такого рода известны практически только для вулканогенно-осадочного выполнения Печенгской структуры, глубинное строение которой до основания коры остается слабо изученным. Возможно, рифтогенная структура ПИВП эволюционировала по-разному в разных участках, разрывы континентальной и формирование океанической коры были характерны для ограниченных отрезков пояса – типа Печенгской структуры.

2. Архейские тектонические структуры

2.1. *Строение Центрально-Кольского гранулитового пояса (ЦКГП).* В течение длительного времени предполагалось, что ЦКГП представляет древнейший в регионе «Кольско-Норвежский блок» континентальной коры. Впервые получены очевидные свидетельства, что этот пояс представляет собой эрозионный фрагмент деформированного тектонического покрова, мощность которого в сечении профилем 1-ЕВ не превышает 5–6 км (рис. 3, 4).

2.2. *Гранит-зеленокаменные области.* Ниже ЦКГП в разрезе коры на всем протяжении профиля 1-ЕВ размещены породы гранит-зеленокаменной ассоциации, принадлежащие *Варангер-Оленегорской гранит-зеленокаменной области*. Разрезы по профилям 1-ЕВ и FIRE-4а (рис. 3) с очевидностью свидетельствуют, что все гранит-зеленокаменные комплексы этого региона (Варангер, Восточно-Печенгский, Титовский, Оленегорский, а также по-видимому, и Лявозерский) принадлежат единой области архейской коры. Южнее Печенга-Варзугского пояса также размещены гранит-зеленокаменные ассоциации, которые я рассматриваю в составе *Инари-Стрельнинской гранит-зеленокаменной области*. Под этим названием они показаны и на рис. 2. Анализ объемной модели коры (рис. 3, 4) позволяет заключить, что обе области представляют собой части одного и того же геологического объекта, который можно назвать «Инари-Кольским континентом, ИКК». Частичное фрагментирование ИКК, по-видимому, произошло в результате палеопротерозойского рифтогенеза, однако в большинстве мест масштабы этого разделения были ограничены.

2.3. *Структурные соотношения, местоположение и природа границы Кольского кратона и Беломорско-го аккреционно-коллизийного орогена* длительное время остаются одним из невыясненных коренных вопросов геологии Кола-Карельского региона. Длительное время считалось, что преобладающая часть коры Беломорского орогена принадлежит Керетьскому и Хетоламбинскому гранит-зеленокаменным микроконтинентам и Чупинскому гнейсовому поясу, последовательно погружающимся в северном направлении под ИКК (рис. 3, 4). Граница между Хетоламбинским и Керетьским микроконтинентами обладает специфическими особенностями. Эти микроконтиненты в плане и в разрезе (рис. 3) разделены цепочкой зеленокаменных структур, в строении которых участвуют породы офиолитового типа (Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс [7]), что позволяет рассматривать названную зону в качестве офиолитовой сутуры. Гранито-гнейсы Керетьского микроконтинента, размещенного поверх сутуры, вмещают тела эклогитов, которые согласно геохимическим характеристикам были

пород ЛГП (рис. 1, 2). Сечения пояса Тана профилями FIRE-4а и ЭГГИ (рис. 3, 4) демонстрирует неразрывную структурную взаимосвязь этого пояса и ЛГП. Низко- и умеренно метаморфизованные палеопротерозойские породы в составе пояса Тана, вероятно, формировались в окраинной части бассейна и в результате коллизийных процессов были перекрыты высокометаморфизованными комплексами внутренних частей того же бассейна.

1.3. *Глубинное строение Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса (ПИВП) и структурные соотношения ПИВП и ЛГП* осталось слабо изученными, так как все глубинные сейсмопрофили пересекли ПВП в мало информативных участках (рис. 3–4). Для ПИВП характерно моноклинальное строение с погружением тектонических пластин в южных румбах. В полученных сечениях отсутствуют признаки, позволяющие интерпретировать ПИВП в качестве сутуры, то есть указывающих

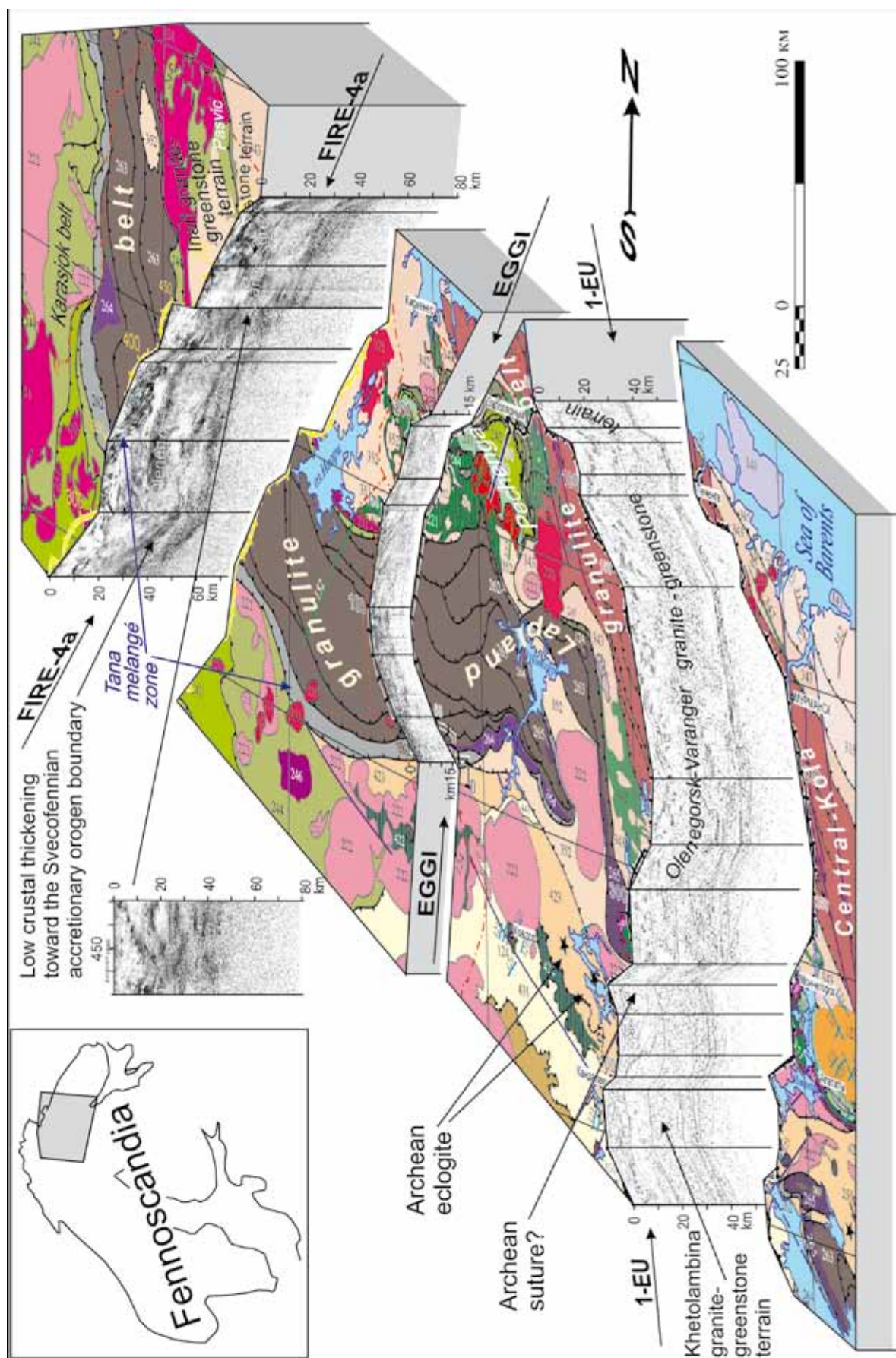


Рис. 3. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры северо-восточной части Фенноскандинавского щита, демонстрирующая соотношения геологических структурно-вещественных комплексов на дневной поверхности и картин сейсмических отражений (сейсмических образов) в сечениях коры вдоль профилей МОГТ. Условные обозначения – см. на рис. 1.

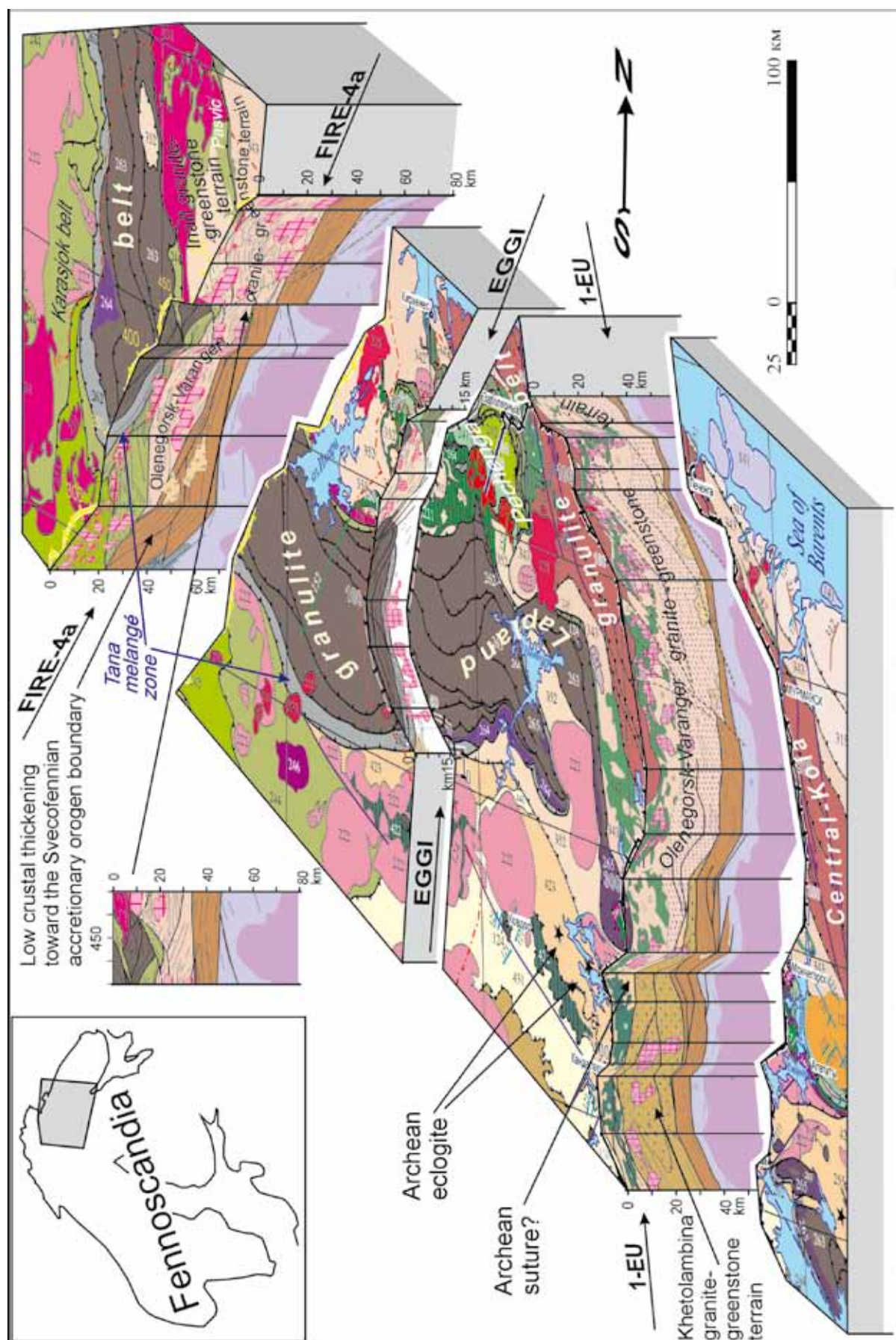


Рис. 4. Объемная модель (блок-диаграмма) земной коры северо-восточной части Фенноскандинавского щита: геологическая интерпретация сейсмических образов коры, совмещенная с геологической картой. Условные обозначения см. на рис. 1.

сформированы по породам архейской океанической коры. Эти особенности можно интерпретировать следующим образом: Керетский микроконтинент представляет собой нижнюю область коры активной окраины неархейского Кольского континента, выдавленную в ходе коллизионного процесса. Для решения этого вопроса необходимы специальные геохронологические исследования всех пород – участников возможных сценариев тектонической эволюции.

Исследования по интерпретации сейсмических данных по профилю 1-ЕВ выполнены в соответствии с Программой глубинных исследований МПР РФ. Автор благодарен сотрудникам ГНПП «Спецгеофизика» Н.Г. Заможней и В.М. Ступаку за плодотворные обсуждения и консультации. Исследования поддержаны РФФИ: проекты № 05-05-65012 и 08-05-00350. Результаты исследований образуют также вклад в решение задач Программы № 6 ОНЗ РАН «Геодинамика и физические процессы в литосфере».

Список литературы

1. Ветрин В.Р. Состав и строение нижней коры Беломорского мобильного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 415–438.
2. Ветрин В.Р., Лепехина Е.Н., Падерин И.П., Родионов Н.В. Этапы формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса (Кольский полуостров) // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 676–681.
3. Минц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–22.
4. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры Москва, Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН, вып. 503).
5. Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Ступак В.М. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: профиля 1-ЕВ, ЭГГИ, FIRE-4а км // Матер. Межд. научно-практ. семинара «Модели земной коры и верхней мантии» (по результатам глубинного сейсмопрофилирования). С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 110–114.
6. Минц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 3–29.
7. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология и геодинамика // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
8. Partison, N.L., Korja, A., Lahtinen, R., Ojala, V.J. and FIRE working Group. FIRE seismic reflection profiles 4, 4a and 4B: insights into the crustal structure of the Northern Finland from Ranua to Näämö // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001 – 2005. Geological Survey of Finland, Special paper 43, 2006. P. 161–222.

Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ, 4В, FIRE-1; геологические следствия

М.В. Минц

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

Разработка комплексных моделей глубинного строения земной коры Северо-Востока Фенноскандинавского щита всегда была одной из приоритетных задач геофизических исследований лаборатории геофизики Геологического института Кольского филиала АН СССР (ныне Кольского научного центра РАН). Нашей первой совместной работой в этом направлении была разработка трехмерной модели геологического строения верхней части земной коры Кольского полуострова [1, 2].

В предлагаемом докладе охарактеризованы главные геологические результаты исследований глубинного строения Карельского кратона и Беломорского орогена, относящихся к числу главных тектонических подразделений юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Рассмотрены их структурные взаимоотношения, роль и значение в эволюции коры, а также соотношения с соседними тектоническими единицами – архейским Кольским кратоном, палеопротерозойским Свекофеннским аккреционным орогеном и внутриконтинентальными палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами (рис. 1, 2). Сейсмические образы высокого разрешения для коры и верхней части литосферной мантии, использованные в качестве основы для разработки модели глубинного строения, были получены в течение последнего десятилетия с использованием технологии МОВ ОГТ вдоль профилей 1-ЕВ (интервал от 300 до 1250 км) и 4В (около 270 км) в пределах Российской территории и вдоль профиля FIRE-1 в Финляндии [3–6].

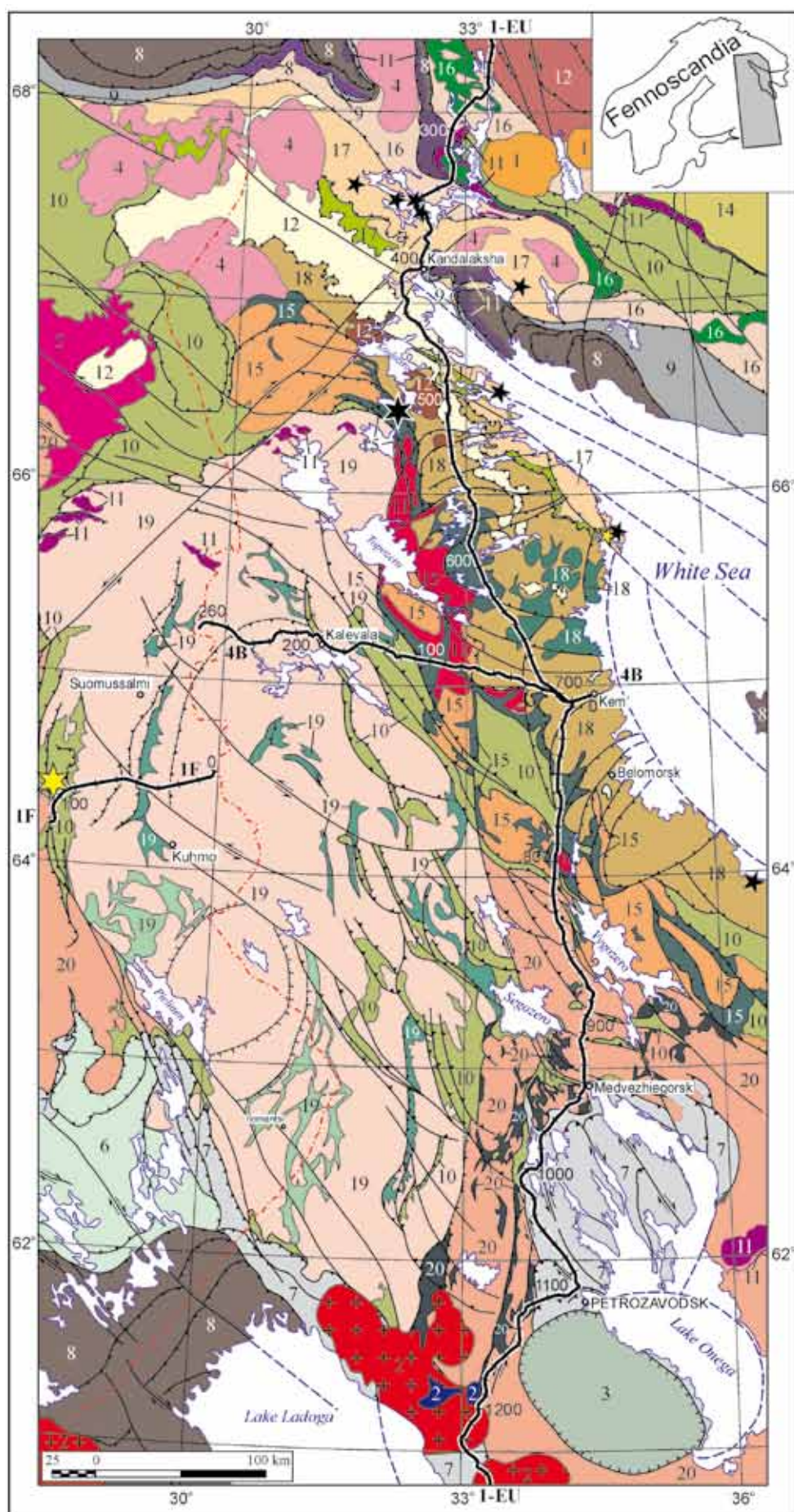
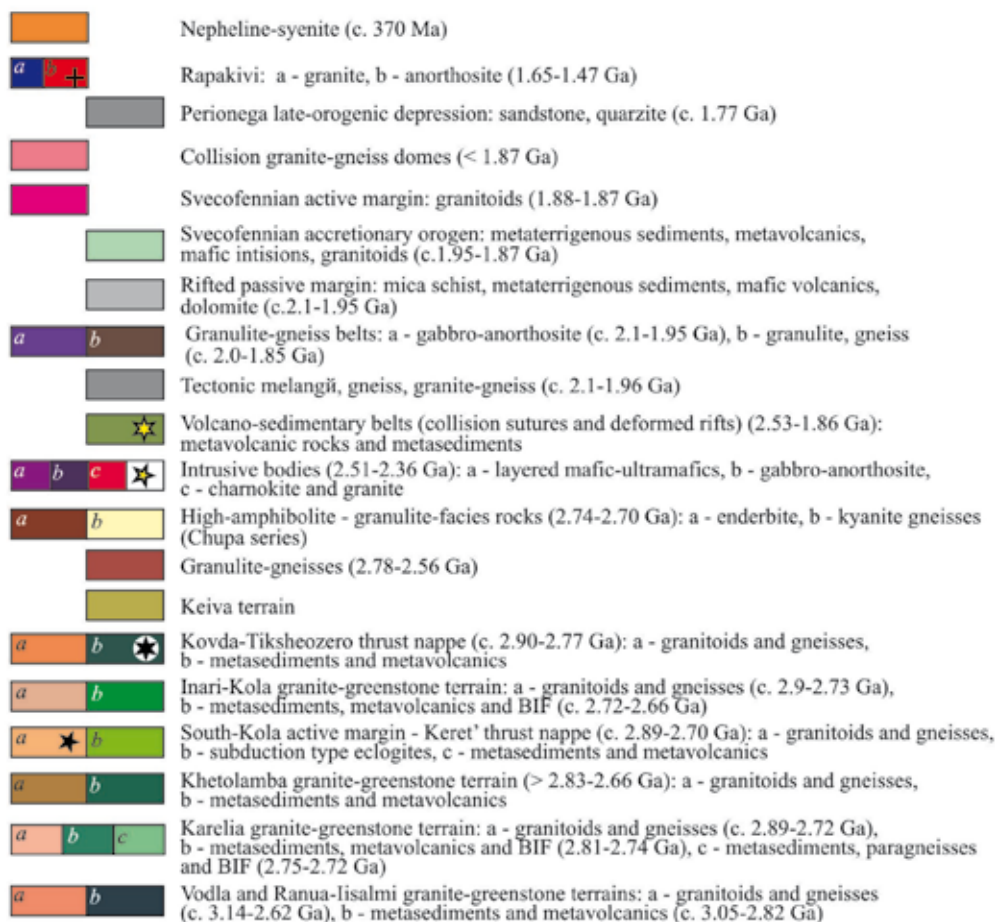


Рис. 1. Геологическая карта Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита. Условные обозначения см. на след. стр.

Legend



Middle and low crustal units

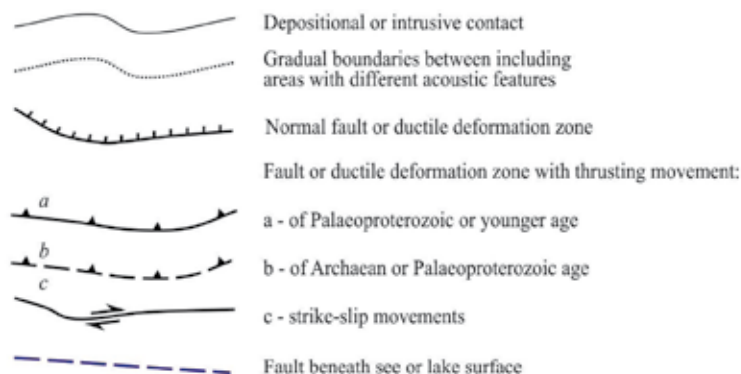
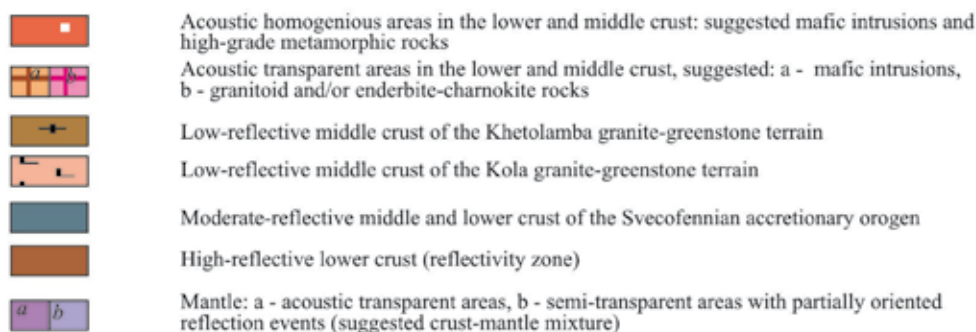


Рис. 1. (продолжение).

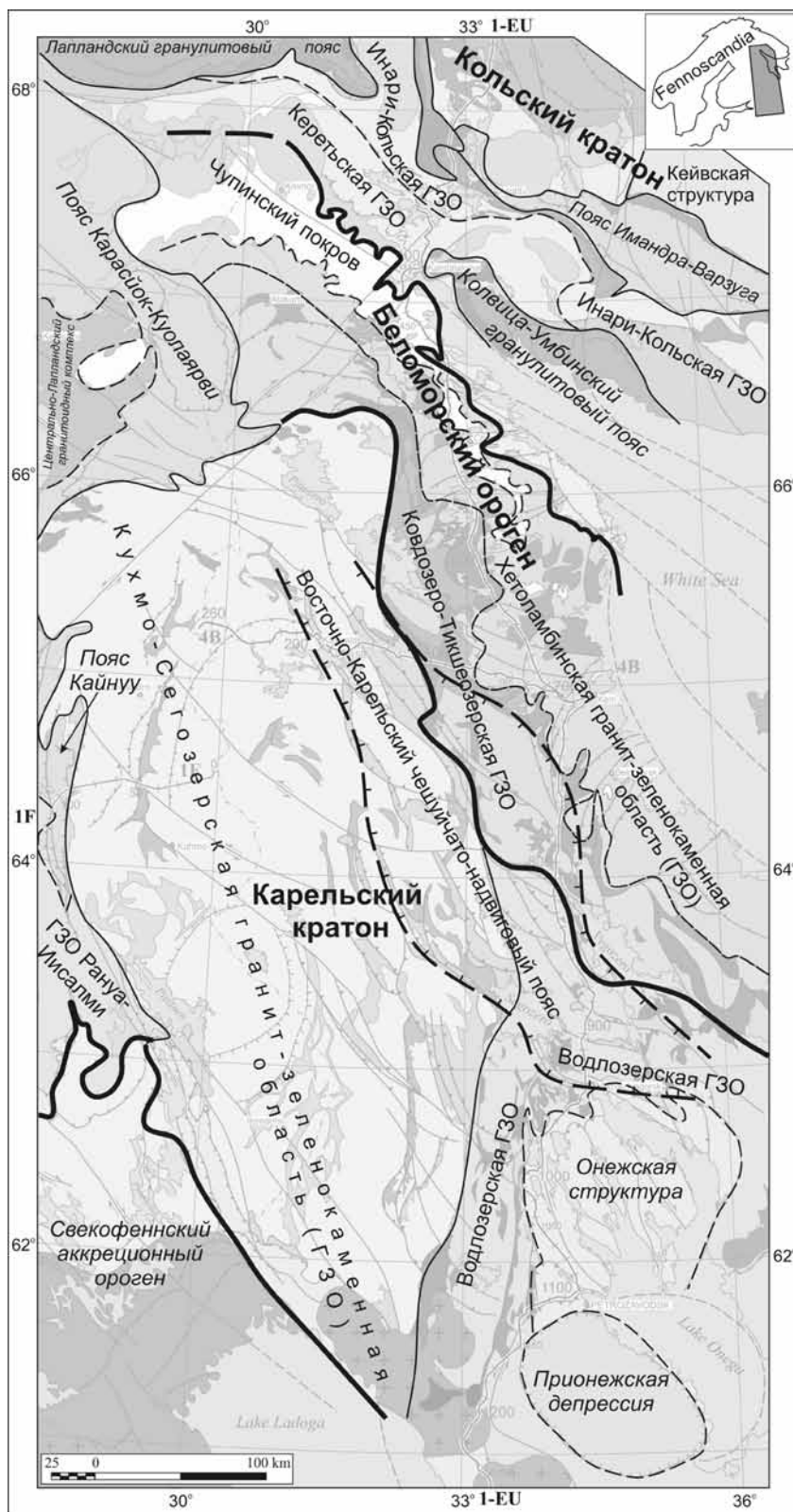


Рис. 2. Схема тектонического районирования Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита. Прямым шрифтом обозначены неогарейские тектонические структуры, курсивом – палеопротерозойские.

указывают на то, что этот фундаментальный раздел имеет как вещественную, так и тектоническую природу.

Тщательная корреляция геологических структур, закартированных на дневной поверхности, и результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ и 4В позволили разработать детальную объемную модель строения коры и верхней части мантии Карело-Беломорского региона (рис. 4). Важную дополнительную информацию доставили недавно опубликованные данные по профилю FIRE-1 в Финляндии [5, 6]. Опубликованные сейсмические образы, частично переинтерпретированные автором, создали основу для разработки западной части объемной модели, в частности, позволили охарактеризовать границу Карельского кра-

В качестве примера, демонстрирующего особенности геологической модели, базирующейся на интерпретации сейсмического образа коры (данные ГНПП «Спецгеофизика»), распределения значений эффективной акустической жесткости (материалы В.М. Ступака, «Спецгеофизика») и данных геологических исследований на уровне дневной поверхности, представлены на рис.3 (профиль 4 В).

Картины сейсмических отражений выявили значительно более сложную и, в определенной степени, иную структуру земной коры, чем предполагалось ранее. Оказалось, кора повсеместно образована полого погружающимися «пластинами», обычны крутонаклонные границы и локальные структуры сложной морфологии. Многие сейсмические границы, которые удается распознать на картинах сейсмических отражений, могут быть прослежены к дневной поверхности. В этом состоит их принципиальное отличие от субгоризонтальных поверхностей раздела «коровых слоев» с различными скоростными характеристиками, которые выделяются методом ГСЗ с использованием преломленных волн. Как известно, эти границы никогда не достигают земной поверхности.

Геологическая интерпретация сейсмических образов приводит к заключению, что коро-мантийная граница (отождествляемая в моделях ГСЗ с разделом Мохо) в большинстве случаев имеет сложную морфологию. Детальная картина сейсмических отражений в нижней коре и непосредственно вдоль коро-мантийной границы и их структурная интерпретация свидетельствуют о важной роли тектонических процессов в формировании этой границы, которая предстает как мощная зона тектонического течения, взаимного перемещения коровых пластин и погружения отдельных пластин или их фрагментов в мантийную область. Строение нижней коры и коро-мантийной границы совместно

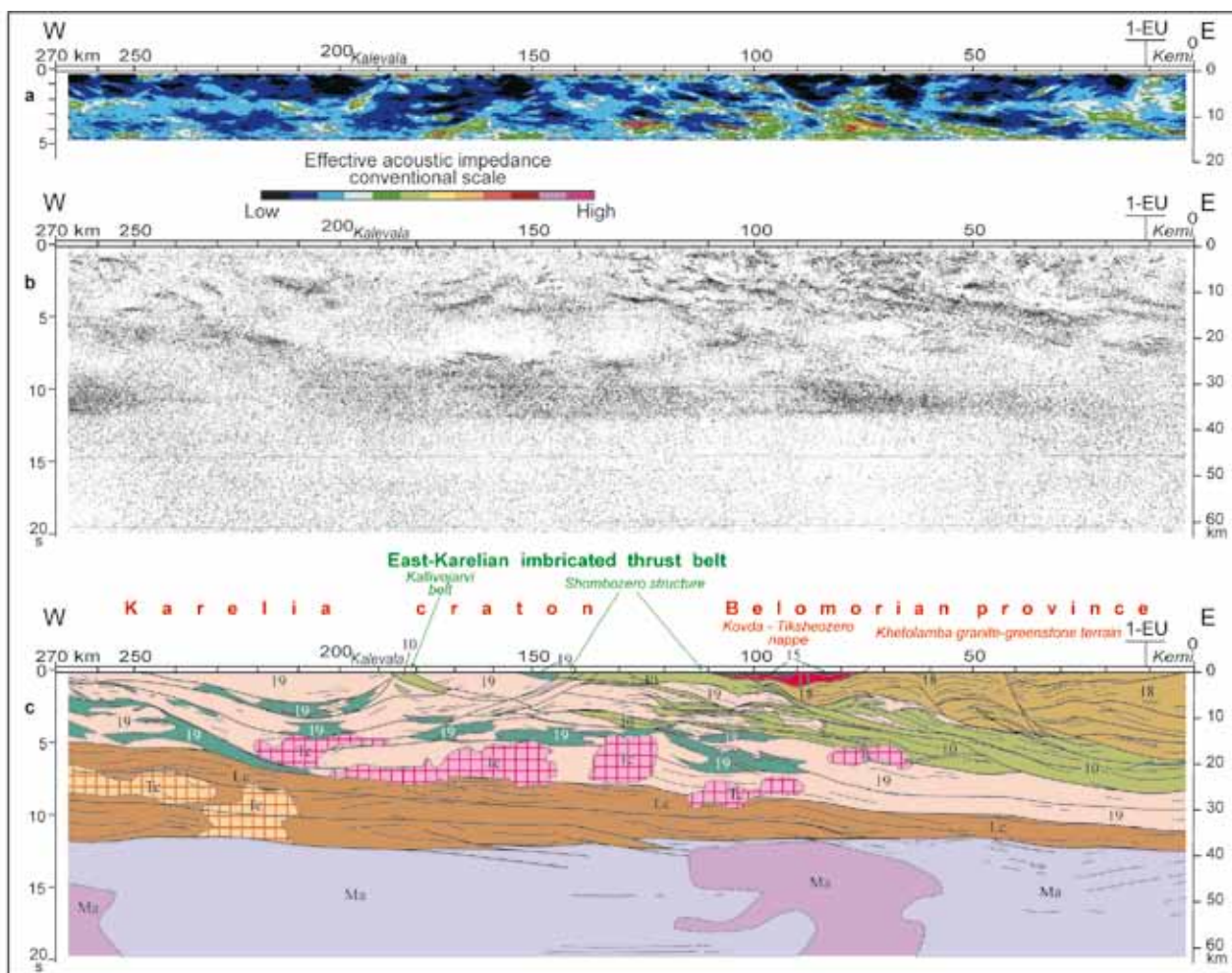


Рис. 3. Геологическая интерпретация сейсмического образа коры вдоль профиля 4В.

a – разрез эффективной акустической жесткости, *b* – картина сейсмических отражений, *c* – модель геологического строения.

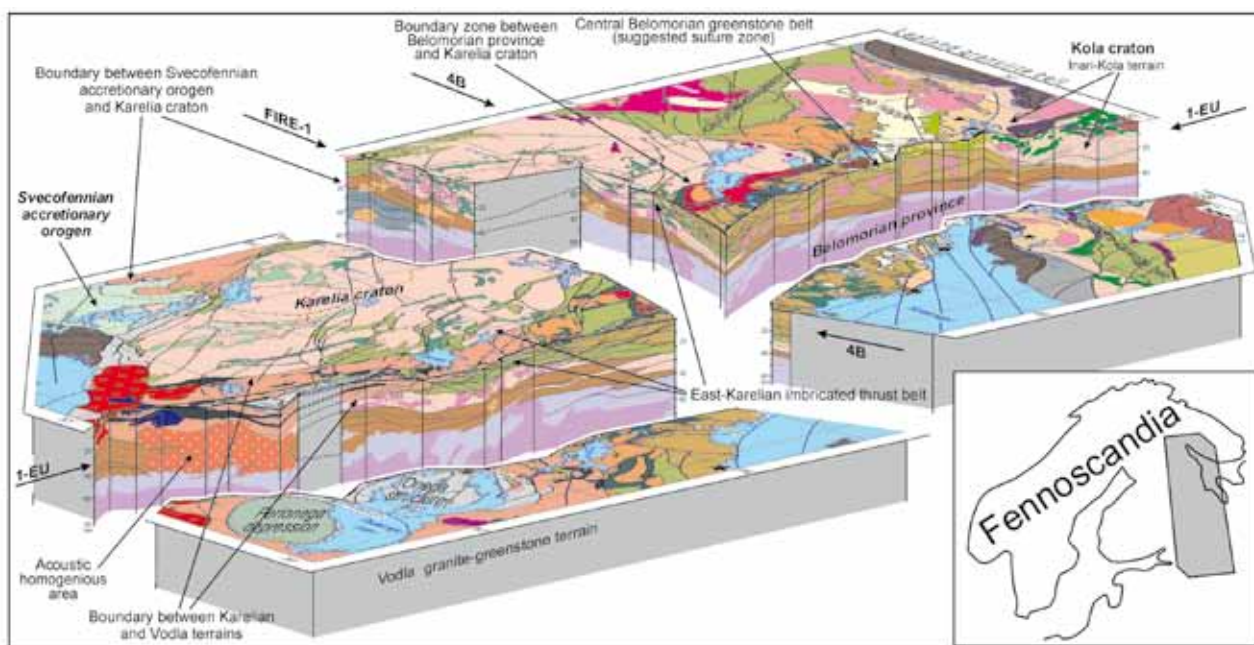


Рис. 4. Объемная (трехмерная) модель земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита, демонстрирующая геологическую интерпретацию картин сейсмических отражений (сейсмических образов), совмещенных с геологической картой. Условные обозначения см. на рис. 1.

тона со Свекофеннским аккреционным орогеном [7].

В рамках полученной объемной модели Карельский кратон (гранит-зеленокаменная область) слагает клинообразную область коры с максимальной мощностью порядка 30 км вдоль западной и юго-западной окраин кратона. Кора кратона постепенно утоняется по мере погружения в восточном направлении под Хетоламбинский гранит-зеленокаменный микроконтинент (террейн). В свою очередь, этот микроконтинент является одной из главных составляющих области коры, отвечающей Беломорскому орогену («подвижному поясу»), надвинутому в западном направлении на Карельский кратон. Юго-восточная окраина Карельского кратона надвинута на древний Водлозерский микроконтинент. В свою очередь, Хетоламбинский микроконтинент погружается в северо-восточном направлении под Инари-Кольский гранит-зеленокаменный микроконтинент. К сожалению, сейсмический образ коры вдоль границы этих микроконтинентов не слишком выразителен. Граница между названными микроконтинентами непосредственно подстилается Керетской тектонической пластиной, расположенной в верхней части надвиго-поддвигового ансамбля Беломорского орогена, которая образована гранит-зеленокаменной ассоциацией, включающей неогархейские надсубдукционные эколгиты и эколгитизированные мафитовые дайки палеопротерозойского возраста. Полученные к настоящему времени геохронологические данные свидетельствуют о продолжительной субдукции океанической литосферы (по крайней мере, с 2.86 до 2.70 млрд. лет) под окраину Кольского кратона. Эксгумация эколгитсодержащих фрагментов нижней коры могла явиться результатом коллизионных процессов около 2.7 млрд. лет назад, или, что также вероятно, – результатом более поздних, палеопротерозойских коллизионных событий. Анализируя геологическую ситуацию в целом, можно заключить, что граница между Хетоламбинским и Инари-Кольским микроконтинентами одновременно является северной (в современных координатах) границей Беломорского аккреционного орогена, *сформированного вдоль юго-восточной окраины Кольского кратона*, а не вдоль окраины Карельского кратона, как это ранее предполагалось. Неоархейская коллизия завершилась столкновением и объединением Кольского и Карельского кратонов и заключенного между ними Беломорского аккреционного орогена, пододвинутого под Кольский и выдавленного на Карельский кратон.

Палеопротерозойская эволюция включала формирование Свекофеннского аккреционного и Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизионного орогенов. Последний «захватил» неоархейский Беломорский ороген и сопредельные области Кольского и Карельского кратонов. В пределах Карело-Беломорского региона расположена юго-восточная пограничная зона Лапландского сектора коллизионного орогена. Она образована тектоническим ансамблем Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, образованного чередованием тектонических пластин, сложенных архейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными ассоциациями. Основанием пояса является поверхность тектонического срыва (детachment), размещенная в современной структуре преимущественно на глубине 10–15 км и погружающаяся до глубины 27 км в месте пересечения профилей 1-ЕВ и 4В.

С формированием Свекофеннского аккреционного орогена вдоль юго-западной окраины Карельского кратона связано возникновение пограничных структур типа «крокодил» или «пасть крокодила»: субдукция литосферы Свекофеннского океана под окраину Карельского кратона сопровождалась надвиганием островодужных и окраинно-континентальных комплексов на ту же окраину.

Главной особенностью интенсивно отражающей и лишь локально акустически прозрачной нижней коры в пределах Карело-Беломорской области является закономерное изменение ее мощности. Максимальная мощность скученных тектонических пластин, слагающих нижнюю кору – до 25–30 км (профиля 1-ЕВ и FIRE-4), характерна для пограничной со Свекофеннским орогеном области Карельского кратона. Мощность нижней коры закономерно сокращается по мере удаления от этой области вглубь Карельского кратона и далее к северо-востоку под тектоническими покровами Беломорского орогена. В районе границы с Инари-Кольским микроконтинентом мощность нижней коры составляет лишь 8–10 км. Анализ сейсмического образа коры позволяет заключить, что перекрывающая нижнюю кору тектоническая пластина, образованная гранит-зеленокаменной ассоциацией, подверглась тектоническим перемещениям и заняла наклонное положение уже после формирования изометрических и грибообразных акустически прозрачных областей, которые, вероятно, отвечают гранитоидным плутонам. Их формирование естественно связать с завершением неоархейской эволюции. Эта особенность, как и закономерное изменение мощности нижней коры, в свою очередь, ведет к заключению, что современная нижняя кора образована аккретивными палеопротерозойскими океаническими и островодужными комплексами. Альтернативно, она могла быть сформирована в неоархее, но подверглась значительному наращиванию, скучиванию и деформациям в палеопротерозое. Более реальной представляется версия свекофеннского происхождения скученных нижнекоровых пластин. Это заключение следует из строения коры в интервале 275–175 км по профилю 4В и вдоль профиля FIRE-1 (восточная половина этого профиля показана на рис. 2). Сейсмический образ коры по профилю FIRE-1 в целом (Прил. 2 и 3 в [6]) свидетельствует, что тектонические пластины, образованные островодужными и/или океаническими комплексами, могут быть непосредственно прослежены от дневной поверхности в районе г. Киурuvesи (пк 275 км) до г. Кухмо, где они достигают раздела кора-мантия и последовательно погружаются и «растворяются» в мантии. Суммарная мощность скученной нижней коры в этой области превышает 30 км.

В целом, архитектура коры образована сочетанием неоархейских и палеопротерозойских покровно-надвиговых и надвиго-подвиговых структурных ансамблей, совместно образованных неоархейскими и палеопротерозойскими породами, подвергшимися последующим деформациям при внедрениях коллизионных и постколлизионных плутонов и всплывании гранито-гнейсовых куполов. Охарактеризованная выше модель строения

и эволюции раннедокембрийской коры существенно отличается от существующей до настоящего времени концепции, согласно которой кора восточной части Фенноскандинавского щита представляет собой комбинацию «блоков» с субвертикальными ограничениями и индивидуализированным характером внутренней расслоенности.

Исследования по интерпретации сейсмических данных по профилю 1-ЕВ выполнены в соответствии с Программой глубинных исследований МПР РФ. Автор благодарен сотрудникам ГНПП «Спецгеофизика» Н.Г. Заможней и В.М. Ступаку за плодотворные обсуждения и консультации. Исследования поддержаны РФФИ: проекты № 05-05-65012 и 08-05-00350. Результаты исследований образуют также вклад в решение задач Программы № 6 ОНЗ РАН «Геодинамика и физические процессы в литосфере».

Список литературы

1. Минц М.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Трехмерная модель геологического строения верхней коры района Кольской сверхглубокой скважины и сопредельных территорий Кольского полуострова // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3–22.
2. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН, вып. 503).
3. Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля 4В // Геотектоника. 2004а. № 2. С. 10–29.
4. Минц М.В., Берзин Р.Г., Андрющенко Ю.Н. и др. Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита. Геотектоника, 2004б. № 5. С. 10–25.
5. Korja, A., Lahtinen, R., Heikkinen, P., Kukkonen, I.T. and FIRE working Group. A geological interpretation of the upper crust along FIRE 1 // Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special paper. 2006. V. 43. P. 45–76.
6. Kukkonen, I.T., Lahtinen, R. (eds.). Finnish Reflection Experiment FIRE 2001 – 2005. Geological Survey of Finland, Special paper. 2006. V. 43. 247 p.
7. Mints, M., Suleimanov, A., Zamozhniaya, N., Stupak, V. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // Tectonophysics. 2009. V. 472, No. 1–4. P. 323–339.

Возможности геофизических методов при изучении перспективных участков на блочный камень (на примере гранитоидов месторождения Пувашвара)

О.В. Мясникова, С.Я. Соколов, А.А. Иванов, В.А. Шеков

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, okmyasn@krc.karelia.ru

Поиски и изучение массивов горных пород на блочный камень чаще всего проводятся с поверхности измерением параметров трещиноватости по площади с выделением перспективных участков. При этом наиболее распространен метод подсчета выхода блоков по обнажениям либо по шурфам и канавам. На сегодняшний день большая часть таких участков уже изучена и встает вопрос об оценке трещиноватости слабо обнаженных массивов горных пород или территорий, перекрытых в той или иной степени четвертичными отложениями. Решение таких задач требует дополнительных мероприятий для повышения информативности о наличии дополнительных систем трещин, которые невозможно наблюдать с поверхности.

Для проверки возможности применения геофизических методов при изучении месторождений блочного камня [1, 2] на объекте «Пувашвара», расположенных в северо-западной Карелии, был проведен комплекс геолого-геофизических исследований. Геоморфологически участок «Пувашвара» приурочен к южной части возвышенности, вытянутой в запад-северо-западном направлении, являющейся частью Кармангского массива плагио-микроклиновых гранитов Вичанско-Нуоруненского комплекса раннепротерозойского возраста. Участок Пувашвара сложен красными, розово-красными, мелко-среднезернистыми, крупно-среднезернистыми гнейсовидными, рассланцованными, реже массивными гранитами. Характерная особенность пород – наличие крупных выделений округлой или вытянутой формы голубого кварца и порфиро-клас-т микроклина. В гранитах присутствует линейность, выраженная ориентировкой крупных порфиро-клас-тов полевого шпата, совпадающая с основными структурными элементами сланцеватости. Вмещающими породами являются образования Таваярвинского комплекса, представленного диоритами и плагиогранитами. Геофизические исследования включали в себя электроразведку (профилирование в модификации симметричной установки – СП, – вертикальные электрические зондирования – ВЭЗ) и магниторазведку на участке 300×300 м, перекрытом четвертичными отложениями на глубину

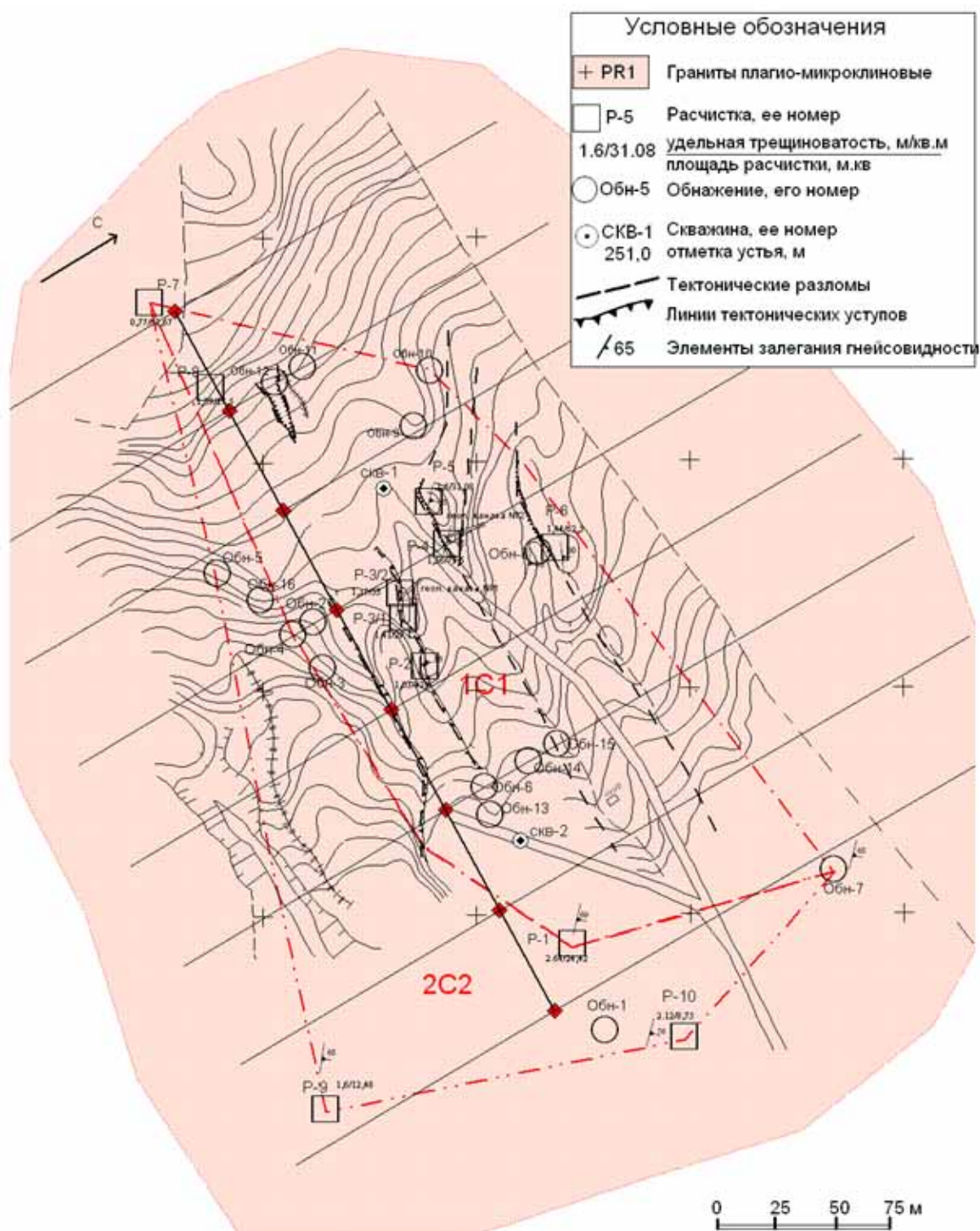


Рис. 1. План участка Пувашвара с вынесенными геофизическими профилями.

0.5–2.5 метров. На данной площади была проложена магистраль по простиранию структуры и разбита система профилей по сети 20×10 метров вкрест структуры.

Электропрофилирование выполнено с использованием двух разносов питающей линии АВ (30 и 20 м) при длине приемной линии MN 10 и 5 м, соответственно, с шагом 10 м. Работы с использованием АВ = 20 м проведены на всей площади, с целью получения дополнительной информации и более точного истолкования полученных данных были изучены профили 60, 80, 100, 120, 240, 260, 280 и 300 при длине питающей линии АВ = 30 м.

Измерения методом ВЭЗ проведены с целью изучения поведения массива на глубину, с использованием аппаратуры АНЧ-3 по профилю 60. Кроме того, дополнительно отработаны 2 точки в местах заложения канав.

Магниторазведочные работы осуществлены на всей площади исследования по сети 20×5 м с регистрацией вариаций, в качестве магнитовариационной станции использовался магнитометр ММП-203, рабочие измерения проведены при помощи аппаратуры «МИНИМАГ».

План работ приведен на рис. 1.

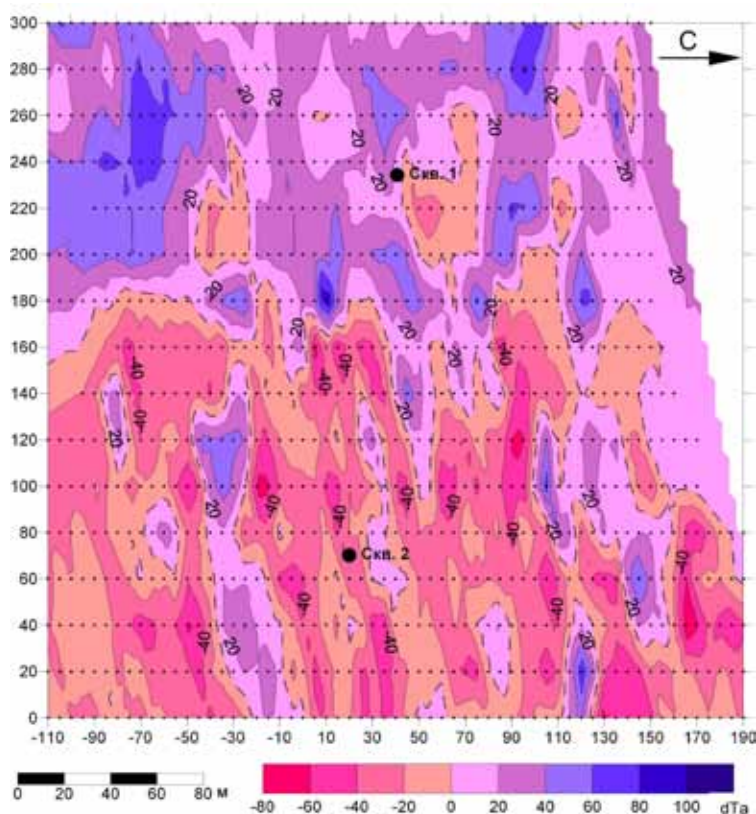


Рис. 2. Карта изолиний аномального магнитного поля участка Пувашвара.

родного камня, перспективного для добычи на блоки, и прилегающего к нему некондиционного участка, были проведены геофизические работы по профилю 60 с дополнительным применением метода ВЭЗ (АВ до 120 м). На геоэлектрическом разрезе по профилю 60 (рис. 4; пикеты от 0 до 75) наблюдается повышение кажущегося сопротивления, однородное на глубину до 60 м, что свидетельствует о ненарушенности горных пород и перспективности получения блоков хорошего качества. В районе пикетов 100÷110 прослеживается зона тектонических нарушений северо-восточного простирания, породы имеют повышенную трещиноватость, особенно с поверхности, на глубине породы более монолитны, сопротивление их возрастает с глубины порядка 30 метров. В районе пикетов 160÷170 и далее прослеживается интенсивная зона дробления до глубины 60 метров. При проектировании карьера необходимо учитывать, что иногда на участках, где имеется хорошее сырье, встречаются незначительные площади пониженного качества.

По результатам предварительных работ были заложены две скважины по 20 метров: первая скважина (скв. 1) задана в зоне тектонических нарушений, картируемых по магниторазведке и методу кажущихся сопротивлений; вторая скважина (скв. 2) задана в относительно спокойном геомагнитном поле и повышенном уровне кажущегося сопротивления. Визуальное изучение керна обеих скважин подтвердило предположение о раздробленности пород скв. 1 и более массивных породах скв. 2.

Из керна скважин были отобраны технологические пробы для изучения физико-механических параметров горных пород и возможности их использования в качестве облицовочного камня.

Для повышения объективности были проведены параллельные испытания в двух лабораториях – Испытательном центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, Республика Карелия) и лаборатории Финского центра камня (Юуука, Финляндия). В табл. 1 приведены данные физико-механических свойств гранитоидов: пробы, отобранной из опытного карьера и испытанной в финской лаборатории, и технологических проб скв. 1 и скв. 2, изученных в Институте геологии КарНЦ РАН.

Анализ физико-механических свойств горных пород, представленных в табл. 1, показывает, что мелко-среднезернистые плагиомикроклиновые гранитоиды из скв. 1 обладают невысокими показателями прочности при одноосном сжатии по сравнению со средне-крупнозернистыми плагиомикроклиновыми гранитоидами скв. 2 и, соответственно, более высокими показателями водопоглощения и открытой пористости, что характеризует микронарушенность изверженных пород [3]. Хотя, как правило, крупнозернистые породы обладают меньшей прочностью, в данном случае гранитоиды скв. 1 оказались менее прочными, что также характеризуется большей микронарушенностью. Это отчетливо прослеживается в геофизических полях и выражается в потере прочности.

По результатам геофизических измерений были построены карты параметров dTa и $Ig(Rok)$, и геоэлектрический разрез по профилю 60.

На рис. 2 представлена карта изолиний аномального геомагнитного поля гранит-гнейсогранитов участка «Пувашвара». Уровень геомагнитного поля на участке работ изменяется не более чем на 200 нТа, при этом юго-западная и северо-западная часть участка сложена породами, имеющими несколько большую намагниченность по сравнению с центральным и восточным участком, что объясняется, прежде всего, неравномерным распределением биотита и магнетита в гранитоидах. Слабые аномалии геомагнитного поля до 60 нТа отмечают зоны повышенной трещиноватости, которые трассируются и имеют субширотное и субмеридиональное направления.

Анализ данных, полученных методом электропрофилирования (рис. 3), выявил, что в центральной и юго-восточной части от профиля 100 и восточнее (пикеты – 110÷+60) наблюдается повышение кажущегося сопротивления более 8000 Ом×м. Зоны тектонических нарушений характеризуются понижением кажущегося сопротивления от 1500 Ом×м и ниже до 400 Ом×м, которое обусловлено степенью раздробленности пород.

Для оценки качества участка при-

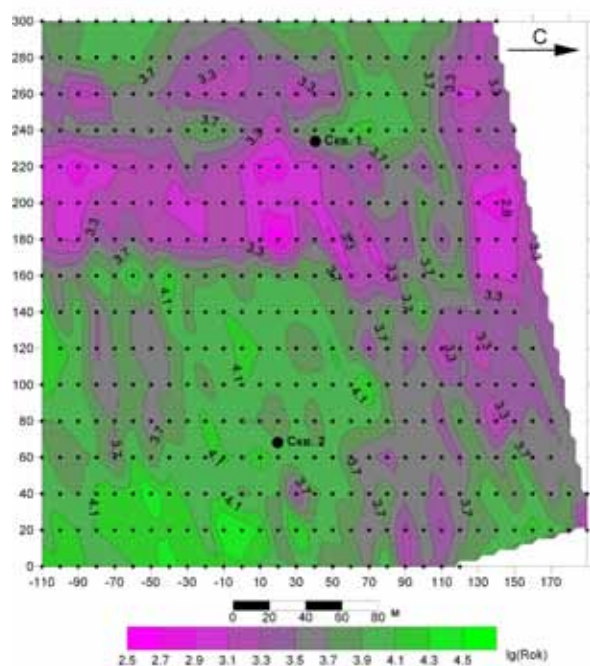


Рис. 3. Карта изолиний десятичного логарифма кажущегося удельного сопротивления участка Пувашвара.

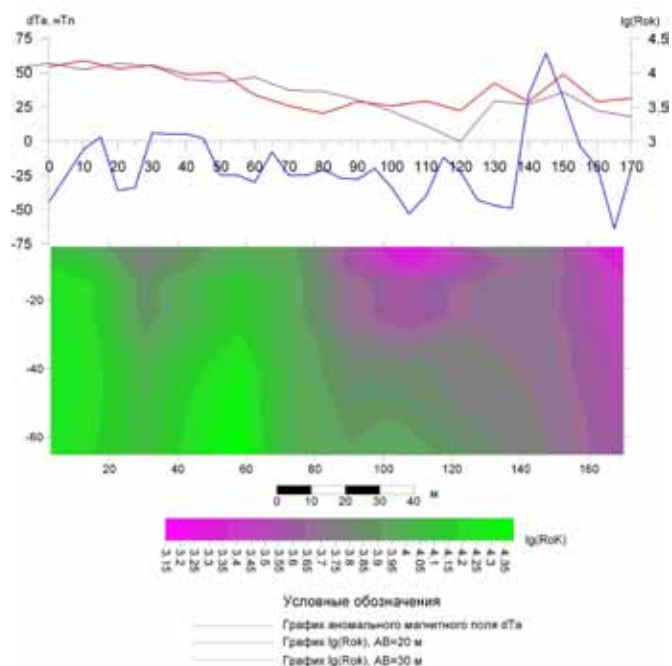


Рис. 4. Геоэлектрический разрез по профилю 60.

Таблица 1.

Физико-механические характеристики гранитоидов участка «Пувашвара»

Показатели	Скважина 1 (4.3–5.0 м)	Квар.%	Скважина 2 (4.0–5.7 м)	Квар.%	Проба из опытного карьера	Квар.%
Предел прочности при одноосном сжатии в сухом состоянии, МПа	$\frac{73-107}{92}$	18.61	$\frac{77-234}{156}$	40.21	$\frac{73-224}{156}$	38.39
Средняя плотность, кг/м ³	$\frac{2620-2650}{2630}$	0.47	$\frac{2630-2650}{2640}$	0.34	$\frac{2640-2650}{2650}$	0.21
Водопоглощение, %	$\frac{0.18-0.22}{0.20}$	7.74	$\frac{0.13-0.17}{0.15}$	9.76	$\frac{0.18-0.19}{0.19}$	2.17
Открытая пористость, %	$\frac{0.47-0.58}{0.52}$	7.54	$\frac{0.34-0.45}{0.40}$	9.49	$\frac{0.48-0.50}{0.50}$	2.26

Большой разброс показателя прочности для гранитоидов скв. 2 связан со структурными особенностями породы. Наличие порфировых выделений микроклина (размер от 0.5–1 мм до 5 мм) и зерен голубого кварца (размер 0.1–0.5 мм), которые по разному ведут себя в условиях нормальной нагрузки, приводит к значительным вариациям предела прочности при одноосном сжатии ($K_{вар.}$ –40%).

Комплексные геолого-геофизические исследования и проведенные по результатам их технологические испытания показали относительную эффективность применения некоторых геофизических методов для оценки нарушенности массива. Это позволило в сжатые сроки получить достаточно достоверную информацию о распределении в разной степени нарушенных участков на изученной территории и провести подсчет запасов блочного камня на перспективном проявлении гранитоидов Пувашвара. Однако использование геофизических методов для оценки выхода промышленных блоков из горной массы с учетом генетической и наложенной трещиноватости по-прежнему представляет собой серьезную задачу.

Список литературы

1. Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых / Под ред. П.В. Вишневого, Г.С. Вахромеева, И.Л. Шаманского. М.: Недра, 1984. 223 с.
2. Ржевский Б.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1984. 360 с.
3. Мясникова О.В., Шеков В.А. Некоторые аспекты оценки разрушения горных пород // Строительные материалы, №7, 2008, с. 26–27.

К вопросу о самовоздействии сейсмоакустической волны в сыром песчаном грунте и его нелинейном уравнении состояния

В.Е. Назаров, А.В. Радостин

Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

Изучение «необычных нелинейных эффектов при распространении волн в геофизических структурах» относится, согласно [1, 2], к одной из пяти актуальных проблем современной нелинейной акустики. В основном, это связано «с необычно большими нелинейностями таких сред» [3] (по сравнению с однородными). В работе [4] были представлены результаты натурного эксперимента по исследованию эффекта фазового самовоздействия продольной сейсмоакустической волны, возбуждаемой в сыром песчаном глинистом грунте за счет трансформации звуковой волны, создаваемой в воде мощным гидроакустическим излучателем. Такой эффект обусловлен нечетной упругой нелинейностью среды и проявляется в зависимости фазы $\Phi(\varepsilon_0)$ или скорости $C(\varepsilon_0)$ принимаемой волны от ее амплитуды (или амплитуды излучаемой волны ε_0). Анализ результатов этого эксперимента показал, что описание эффекта в рамках «классической» пяти- (или девяти-) константной теории упругости неправомерно (поскольку в этом случае $\Phi(\varepsilon_0) \sim \varepsilon_0^2$), что требует создания и привлечения других, отличных от традиционного, уравнений состояния, соответствующих наблюдаемой (сложной и немонотонной) амплитудной зависимости фазы $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$. На рис. 1 приведен пример такой зависимости, полученной при расстоянии r между излучателем и сейсмоприемником, равном 120 м (частота волны F была равна 227 Гц, а ее линейная (или малоамплитудная) скорость распространения C составляла около 1750 м/с). Из этого рисунка видно, что с ростом амплитуды ε_0 излучаемой волны вначале наблюдается уменьшение фазы $\Phi(\varepsilon_0)$ (это соответствует увеличению скорости распространения волны $C(\varepsilon_0) = C - \Delta C(\varepsilon_0)$, $\Delta C(\varepsilon_0) < 0$), а затем $\Phi(\varepsilon_0)$, достигнув минимума, начинает расти (скорость волны уменьшается $-\Delta C(\varepsilon_0 > \varepsilon_0^*) > 0$) и при достаточно больших амплитудах ε_0 фаза $\Phi(\varepsilon_0)$ стремится к насыщению. Отметим, что нелинейные акустические эффекты, связанные с зависимостью скорости распространения упругих волн от амплитуды, наблюдались во многих твердотельных консолидированных средах при проведении как лабораторных, так и полевых экспериментах. Так, при изучении эффектов амплитудно-зависимого внутреннего трения в акустических резонаторах из различных металлов и горных пород были обнаружены степенные зависимости $\Delta C(\varepsilon_0) \sim \varepsilon_0^q$, где $q = 1/2; 2/3; 1; 2$. Таким образом, твердотельные микронеоднородные среды, обладая сильной акустической нелинейностью (относительно однородных), демонстрируют большое разнообразие проявлений в них различных нелинейных волновых эффектов. Их изучение может быть использовано для диагностики таких сред, однако для этого необходимо построение адекватных моделей, связывающих сейсмоакустические свойства среды с ее структурой и состоянием.

В работе [4] было показано, что обнаруженную зависимость $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$ качественно можно объяснить в рамках следующего феноменологического уравнения состояния, содержащего неаналитическую «трехмодульную» упругую нелинейность:

$$\sigma(\varepsilon) = E[\varepsilon - f(\varepsilon)], \quad (1)$$

$$f(\varepsilon) = \begin{cases} \alpha_1(\varepsilon - \varepsilon_1), & \varepsilon > \varepsilon_1; \\ 0, & -\varepsilon_2 \leq \varepsilon \leq \varepsilon_1; \\ -\alpha_2(\varepsilon + \varepsilon_2), & \varepsilon < -\varepsilon_2, \end{cases} \quad (2)$$

где E – модуль упругости, σ и ε – продольное напряжение и деформация, $f(\varepsilon)$ – нелинейная функция, $|f(\varepsilon)| \ll |\varepsilon|$. Из сравнения расчетной и экспериментальной зависимостей были получены оценки для параметров $\alpha_{1,2}$ и $\varepsilon_{1,2}$: $\alpha_1 \approx 4.1 \cdot 10^{-2}$, $\alpha_2 \approx 3 \cdot 10^{-2}$, $\varepsilon_2 \approx 10^{-10} - 10^{-9}$, $\varepsilon_1 \cong 2 \in \varepsilon_2$. Несмотря на кажущуюся простоту функции $f(\varepsilon)$, вследствие ее неаналитичности в двух ненулевых точках ($\varepsilon = \pm \varepsilon_{1,2}$), расчет нелинейных волновых процессов в рамках такой «трехмодульной» нелинейности представляет значительные трудности, особенно для сферической волны, для которой ее амплитуда уменьшается с расстоянием r . Кроме того, маловероятно, чтобы такая сложная (в реологическом смысле), дисперсная, т.е. мелко раздробленная, многофазная среда, как сырой песчаный глинистый грунт, обладала резкими переходами от малоамплитудного (линейного) модуля упругости к модулям упругости, соответствующим относительно большим ($|\varepsilon| \geq |\varepsilon_{1,2}|$), пороговым и различным деформациям сжатия и растяжения – подобные переходы должны быть плавными (или гладкими). Такая «плавность» и, соответственно, аналитичность нелинейной функции при деформациях сжатия и растяжения сырого песчаного грунта, и соответствующие зависимости при малых и больших амплитудах деформации, обеспечиваются, по-видимому, достаточно широкой функцией распределения по размерам, контактирующих и составляющих среду, песчинок (зерен), а также сырой глиной, водой и газом, находящихся в контактах между песчинками. Акустические (линейные и нелинейные) свойства подобных грунтов зависят не столько от упругости отдельных минеральных зерен, сколько от структурных особенностей и связей с этими зернами межзеренного материала. Природа таких связей чрезвычайно сложна; она определяется комплексом действующих в грунте внешних и внутренних

энергетических полей; в основе последних лежат молекулярные силы электромагнитной природы. Характер действия этих сил зависит от поверхностей раздела фаз, химической природы твердых минеральных частиц, структуры и свойств веществ, заполняющих межзеренное пространство, концентрации жидкости и газа в грунте, его напряженного состояния и т. д. Вывод нелинейного уравнения состояния сырого песчаного глинистого грунта при его динамическом деформировании, с учетом всего комплекса отмеченных выше сил (контактных – упругих, вязких – неупругих, капиллярных, адгезионных и т. д.) и особенностей его структуры, представляется чрезвычайно сложной задачей, поэтому здесь, на основе полученных экспериментальных результатов по самовоздействию продольной сферически-расходящейся сейсмоакустической волны, предлагается (или постулируется) аналогичное (и также феноменологическое, но лишенное недостатков уравнения (2)), уравнение состояния подобной среды. Затем, на основе предложенного уравнения состояния, будет приведено корректное, в отличие от работы [4], решение задачи о самовоздействии сферически-расходящейся сейсмоакустической волны. Предлагаемое уравнение состояния содержит менее «неаналитическую» нелинейность, имеющую неаналитичность только в нулевой точке, т.е. при $\varepsilon = 0$:

$$f(\varepsilon) = \alpha_{1,2} \varepsilon \left(\frac{\gamma_{1,2} \varepsilon^2}{1 + \gamma_{1,2} \varepsilon^2} \right) \operatorname{sign} \varepsilon, \quad (3)$$

где $0 < \alpha_{1,2} \ll 1$, $\gamma_{1,2} > 0$, а индексы 1, 2 соответствуют деформациям растяжения ($\varepsilon > 0$) и сжатия ($\varepsilon < 0$). Вообще говоря, эффект фазового самовоздействия волны можно описать и в рамках нелинейной функции более общего вида, а именно:

$$f(\varepsilon) = \alpha_{1,2} \varepsilon \left(\frac{\gamma_{1,2} |\varepsilon|^n}{[1 + \gamma_{1,2} |\varepsilon|^m]^{1/m}} \right) \operatorname{sign} \varepsilon, \quad (4)$$

где $0 < \alpha_{1,2} \ll 1$, $\gamma_{1,2} > 0$, а значения положительных чисел n и m могут быть различными при сжатии и растяжении среды, но мы рассмотрим наиболее простой и согласующийся с экспериментом случай, когда $n = 2$, $m = 1$.

На данной стадии все параметры уравнений (1)–(4) определяются экспериментально, т.е. из сравнения результата теоретического расчета с результатами эксперимента. В настоящее время феноменологический этап необходим, поскольку он дает возможность угадать или реконструировать уравнение состояния среды, адекватно описывающее протекающие в ней нелинейные волновые процессы. В дальнейшем, однако, возможно будут предложены и физические модели подобных сред, в рамках которых, будут получены нелинейные уравнения состояния, аналогичные (1)–(4), при этом их параметры будут определяться физическими характеристиками отдельных фаз грунта и его структуры.)

Из сравнения выражений (1)–(4) легко заметить, что прямые линии на графике кусочно-линейной зависимости (1), (2) являются касательными при нулевой деформации ($\varepsilon = 0$) и асимптотами – при больших деформациях ($\gamma_{1,2} |\varepsilon|^n \gg 1$) для плавно-нелинейной зависимости (4). Следовательно, при малых и больших амплитудах деформации (и правильном выборе параметров $\alpha_{1,2}$, $\gamma_{1,2}$, n и m) результат расчета на основе нелинейной функции (4) также будет согласован с результатом эксперимента.

Для получения аналитической зависимости $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$ решим нелинейное волновое уравнение для продольных радиальных смещений $U_r(r, t) = U(r, t)$ в среде с нелинейностью (3). В сферической системе координат (ее центр совпадает с центром излучателя) имеем (при $r > \lambda$) следующее нелинейное волновое уравнение для $U(r, t)$:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = C^2 \frac{\partial}{\partial r} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial r} + \frac{2U}{r} \right) - f \left(\frac{\partial U}{\partial r} \right) \right], \quad (5)$$

где $C = (E/\rho)^{1/2}$, ρ – плотность грунта, r – радиальная координата, $\varepsilon = \frac{\partial U}{\partial r}$ – радиальная компонента деформации, $\lambda = 2\pi C/\Omega$ – длина сейсмоакустической волны. (Здесь, также как и в работе [4], не учитываются линейные потери в среде.) Приближенное решение уравнения (4) будем искать в виде расходящейся сферической волны:

$$U(r, t) = \frac{U_0 d}{r} \cos[\Omega t - Kr - \Phi(\varepsilon_0, r)], \quad (6)$$

где U_0 – амплитуда смещения волны на расстоянии d от излучателя, $K = \Omega/C$, $Kr > 1$, $\Phi(\varepsilon_0)$ – медленно-меняющаяся по r поправка к фазе волны, обусловленная нелинейностью среды. Подставляя (6) в (5), получаем уравнение для $\Phi(\varepsilon_0)$:

$$\frac{\partial \Phi(\varepsilon_0)}{\partial r} = \frac{K\varepsilon_0^2 d^2}{2\pi r^2} \int_0^\pi \left(\frac{\alpha_1 \gamma_1 \sin^4 \Psi}{1 + A_1(r) \sin^2 \Psi} - \frac{\alpha_2 \gamma_2 \sin^4 \Psi}{1 + A_2(r) \sin^2 \Psi} \right) d\Psi, \quad (7)$$

где $A_{1,2}(r) = \gamma_{1,2} \varepsilon_0^2 d^2 / r^2$, $\Psi(r, t) = \Omega t - Kr - \Phi(\varepsilon_0)$, $\varepsilon_0 = KU_0$ – амплитуда деформации волны на расстоянии d от излучателя. Его решение имеет вид:

$$\begin{aligned} \Phi(\varepsilon_0) = & \frac{\alpha_1 Kr}{12} \left[\left(\frac{1 - \sqrt{1 + \gamma_1 (\varepsilon_0 d / r)^2} - 4\gamma_1 (\varepsilon_0 d / r)^2}{1 + \sqrt{1 + \gamma_1 (\varepsilon_0 d / r)^2}} \right) - \frac{d}{r} \left(\frac{1 - \sqrt{1 + \gamma_1 \varepsilon_0^2} - 4\gamma_1 \varepsilon_0^2}{1 + \sqrt{1 + \gamma_1 \varepsilon_0^2}} \right) \right] - \\ & - \frac{\alpha_2 Kr}{12} \left[\left(\frac{1 - \sqrt{1 + \gamma_2 (\varepsilon_0 d / r)^2} - 4\gamma_2 (\varepsilon_0 d / r)^2}{1 + \sqrt{1 + \gamma_2 (\varepsilon_0 d / r)^2}} \right) - \frac{d}{r} \left(\frac{1 - \sqrt{1 + \gamma_2 \varepsilon_0^2} - 4\gamma_2 \varepsilon_0^2}{1 + \sqrt{1 + \gamma_2 \varepsilon_0^2}} \right) \right] \end{aligned} \quad (8)$$

Из выражения (8) получаем простые асимптотики для $\Phi(\varepsilon_0)$ при малых и больших значениях параметров $\gamma_{1,2}(\varepsilon_0 d / r)^2$:

$$\Phi(\varepsilon_0) = \frac{3Kd\varepsilon_0^2}{16} (\alpha_1 \gamma_1 - \alpha_2 \gamma_2) \text{ при } \gamma_{1,2}(\varepsilon_0 d / r)^2 \ll 1, \quad (9)$$

$$\Phi(\varepsilon_0) = \frac{K(r-d)}{4} (\alpha_1 - \alpha_2) \text{ при } \gamma_{1,2}(\varepsilon_0 d / r)^2 \gg 1. \quad (10)$$

На рис. 1 показан пример расчетной (близкой к экспериментальной) зависимости (8), построенной при $d = 10$ м, $r = 120$ м и при следующих значениях параметров нелинейной функции (2): $\alpha_1 = 3.75 \cdot 10^{-2}$, $\alpha_2 = 2.5 \cdot 10^{-2}$, $\gamma_1 = 0.5 \cdot 10^{18}$, $\gamma_2 = 7 \cdot 10^{18}$; видно, что расчетная кривая демонстрирует основные свойства наблюдаемой зависимости $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$ – положение и глубину минимума и наличие насыщения разности фаз. Из сравнения выражений (9) и (10) с результатом эксперимента можно получить оценки для эффективных параметров $\Gamma_3 = (\alpha_1 \gamma_1 - \alpha_2 \gamma_2) / 2$ и $\Gamma = (\alpha_1 - \alpha_2) / 2$ кубичной и разномодульной нелинейности сырого песчаного грунта в месте проведения эксперимента (на трассе распространения волны) при малых и больших амплитудах деформации: $\varepsilon_0: \Gamma_3 \cong -7.8 \cdot 10^{16}$, $\Gamma \cong 6.2 \cdot 10^{-3}$.

На рис. 2 приведено семейство зависимостей $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$, построенных по формуле (8) при тех же

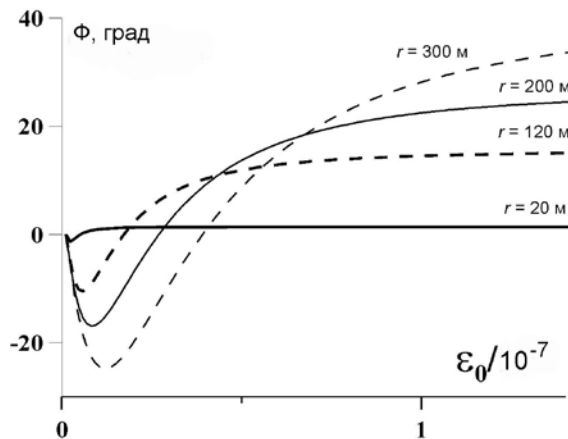


Рис. 1. Зависимость разности фаз $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$ от амплитуды излучаемой волны ε_0 при $r = 120$ м.

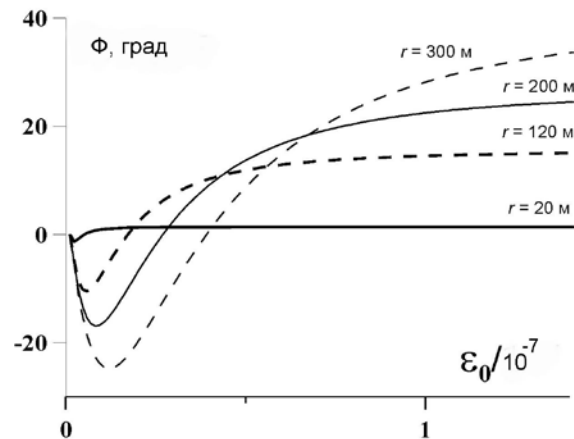


Рис. 2. Зависимость разности фаз $\Phi = \Phi(\varepsilon_0)$ от амплитуды ε_0 излучаемой волны для различных расстояний r .

(что и выше) параметрах $\alpha_{1,2}$ и $\gamma_{1,2}$ для различных расстояний r : $r = 20$ м, $r = 120$ м, $r = 200$ м и $r = 300$ м. Из этого рисунка видно, что с ростом расстояния r имеет место «усиление» эффекта фазового самовоздействия сейсмоакустической волны, т.е. на небольших расстояниях r фаза волны почти не зависит от ее амплитуды ε_0 , а при больших расстояниях r эта зависимость становится весьма существенной.

В заключение отметим, что источниками независимой информации о показателях степеней m и n нелинейной

функции (4) уравнения состояния среды являются зависимости амплитуд ε_p , высших гармоник (в основном, второй и третьей) от амплитуды волны основной частоты, причем из выражения (4) следует, что при малых $\varepsilon_0 - \varepsilon_p \sim$, а при больших ε_0 нелинейность грунта является разномодульной и в нем будут генерироваться только четные гармоники волны основной частоты, при этом $\varepsilon_p \sim \varepsilon_0^p$, p – четное.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант N08-02-97039-р_поволжье_a).

Список литературы

1. Зайцев В.Ю., Назаров В.Е., Таланов В.И. Экспериментальное исследование самовоздействия сейсмоакустических волн // Акуст. ж. 1999. Т. 45. № 6. С. 799–806.
2. Руденко О.В. Актуальные проблемы, связанные с нелинейной акустикой. Нелинейные волны – 2006 / Отв. ред. А.В. Гапонов-Грехов, В.И. Некоркин. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2007. 576 с.
3. Руденко О.В. Гигантские нелинейности структурно-неоднородных сред и основы методов нелинейной акустической диагностики // УФН. 2006. Т. 176. № 1. С. 77–957.
4. Руденко О.В. Какие проблемы, связанные с нелинейной акустикой, представляются сегодня наиболее важными и интересными // Ежегодник 2007. Акустика неоднородных сред. Сб. трудов семинара научной школы проф. С.А. Рыбака. С. 14–28.

Гравитационное напряженное состояние и реология горных пород

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва

Гравитационное напряженное состояние горных массивов считается наиболее простым из всех форм воздействий, которые могут испытывать горные породы. Если рассматривать это состояние в горном массиве в рамках чисто упругой модели при значении коэффициента Пуассона 0.25 (стандартное среднее значение горных пород коры и мантии по данным о скоростях сейсмических волн), то для него вертикальные сжимающие напряжения втрое превосходят значения горизонтальных сжимающих напряжений. Обычным является приближение влияния массовых сил на общее напряженное состояние одинаковым литостатическим давлением, направленным во все стороны – изотропное литостатическое давление. В этом случае полагают, что на длительных временах полностью релаксирует девиаторная компонента гравитационного напряженного состояния [12], вызванная действием сжимающих напряжений в вертикальном направлении, которые изначально (на упругой стадии деформирования) больше по величине, чем в горизонтальном направлении [3]. В работах [8, 9] показано, что для кристаллических пород верхней и средней коры, где уровень существующих девиаторных напряжений много ниже (в два и более раз) предела истинной упругости, такая релаксация возможна лишь вблизи тел разлома [10], структурно-вещественное состояние которых резко отлично от состояния пород в блоках. В силу этого внутри стабильных блоков коры девиаторная компонента гравитационного напряженного состояния с интенсивностью 100–1000 бар может действовать достаточно длительное время (10–100 млн. лет и более).

Подобная трактовка влияния массовых сил на общее напряженное состояние отличается от выводов, сделанных в свое время М.В. Гзовским [1], определившим времена релаксации кристаллических пород земной коры в первые тысячи – десятки тысяч лет. Наши выводы связаны с анализом результатов большого числа экспериментов по деформированию горных пород на закритической стадии, когда в нагружаемых образцах происходило разрушение или развивались большие неупругие деформации. Эти эксперименты показали, что при осевом сжатии для перевода образцов кристаллических горных пород в истинно пластическое состояние (дислокационное течение на уровне кристаллов и зерен) необходимо приложение дополнительного бокового обжатия большой интенсивности (несколько килобар). В противном случае происходило хрупкое разрушение образцов за счет существующих в них макро- и микроскопических дефектов без появления пластического деформирования кристаллов и зерен. Установленный в экспериментах уровень предела истинной упругости (начала текучести кристаллов) на сдвиг при комнатной температуре составляет 2–4 кбар. Поскольку подобный уровень девиаторных напряжений для пород коры не получен ни в одном из измерений *in situ* [11], а также по оценкам интенсивности девиаторных напряжений по методу катакlastического анализа разрывных нарушений [6], то отсюда следует, что механизм релаксации девиаторных напряжений, проявляющийся в горных массивах на больших временах, может быть связан только с диффузионной ползучестью (перенос вакансий) и с катакlastической ползучестью (трещинное течение).

Первый из указанных механизмов для пород коры обладает громадными временами релаксации – миллиарды лет, а второй проявляется в областях интенсивной раздробленности горных пород, т.е. в зонах разломов, а также в средней коре, которая, вероятно, имеет общее повышенное флюидное давление, приближающееся к

0.8–0.9 от литостатики. Важно отметить, что для этого механизма предел катакластической упругости и эффективность катакластической ползучести связаны с эффектами длительной кулоновой прочности на существующих трещинах (разрывах) разного ранга и, как следствие, зависят от уровня всестороннего эффективного давления (разница между давлением в твердых породах и давлением флюида в трещинах). Как только в результате действия этого механизма в горных породах произойдет снижение девиаторных напряжений и, следовательно, уровня кулоновых напряжений, эффективность действия этого механизма релаксации будет резко снижаться, падая практически до нуля. У нас сейчас нет данных, позволяющих оценить время катакластической релаксации для горных пород в условиях средней коры, но, вероятно, это времена порядка десятков и, возможно, сотен миллионов лет. В верхней коре, где уровень флюидного давления низкий (0.3–0.5 от литостатики), катакластическая ползучесть за счет трещин мегаскопического ранга (десятки сантиметров – сотни метров) может быть слабо выражена (вне зон разломов) из-за высокого уровня сопротивления сил поверхностного трения на трещинах. Все это подтверждает известный факт о длительном существовании горных сооружений и незначительной роли вязкого их растекания в сравнении с процессами денудации.

В нижней коре повышение флюидного давления в трещинно-поровом пространстве (0.9–1 от литостатики) приводит к резкому увеличению роли механизма катакластической релаксации девиаторных напряжений, падению катакластической вязкости. При этом уменьшается размерность разрывных дефектов, обеспечивающих действие данного механизма. Катакластическое течение опускается на макро- и микроуровень (межзерновое скольжение). Повышение с глубиной температуры постепенно приводит к снижению предела истинной упругости кристаллических пород, что позволяет включиться в процесс релаксации девиаторных напряжений и механизму дислокационной пластичности (дислокационная ползучесть).

Граница Мохо [4] является той физической границей, которая разделяет породы коры и верхней мантии. Вероятно, несколько факторов определяют невозможность проникновения флюида сверху в мантию. С одной стороны, эту преграду создает дислокационное течение, закрывающее все поры и микротрещины, а с другой, само литостатическое давление здесь столь высоко, что флюид в свободном виде становится неустойчивым, он стремится войти внутрь кристаллической решетки, формируя новые химические связи. Таким образом, учитывая снижение скорости релаксации девиаторных напряжений по мере снижения их уровня, можно предположить, что гравитационное напряженное состояние в коре практически повсеместно отличается от простого равномерного литостатического давления, сохраняя уровень девиаторных напряжений 100–1000 бар (с максимумом в средней коре). На границе Мохо уровень девиаторных напряжений зависит от предела упругости горных пород при данной температуре и давлении.

В мантии до глубин 100–200 км ведущую роль в механизме релаксации девиаторных напряжений за счет «вязкого» течения играет механизм дислокационной пластичности и, следовательно, уровень девиаторных напряжений, обусловленный действием только массовых сил, не может быть меньше 40–50% от уровня предела упругости (предела текучести) горных пород на данной глубине (10–100 бар). Большее снижение уровня девиаторных напряжений должно приводить к утрате ведущей роли этого механизма релаксации и превалированию механизма диффузионной текучести, который здесь уже значительно более эффективен, чем в коре. Оценка времени релаксации в 0.1–1 млрд. лет, выполненная по материалам работы [5], показывает, что при действии этого механизма в мантии стабильных кратонов возможно существенное снижение девиаторных напряжений, вызванных массовыми силами, до значений в первые десятки бар (10–30 бар). В тектонически активных участках коры с интенсивной вертикальной тектоникой и высокой скоростью осадконакопления девиаторные напряжения в мантии, вызванные действием массовых сил, мало изменяются в течении первых сотен миллионов лет. Данные измерений размеров зерен в глубинных включениях, выполненных в работе [13], позволили на основе теории рекристаллизационной ползучести оценить уровень дифференциальных напряжений (рис. 1) и коэффициент эффективной ползучести (рис. 2). Эти результаты хорошо согласуются с выполненными в этой работе оценками данных параметров.

На глубинах более 200 км температура пород приближается к температуре плавления, что предопределяет выход на ведущие позиции механизма диффузионной релаксации напряжений. Коэффициент вязкости (10^{19-21} Па с) этого механизма в отличие от двух предыдущих практически не зависит от уровня девиаторных напряжений (коэффициент катакластической вязкости зависит от кулоновых напряжений) и практически полностью определяется температурой пород. Поэтому результатом действия этого механизма может являться еще более существенная релаксация девиаторных напряжений, вызванных действием массовых сил. Можно ожидать, что за времена в первые десятки и сотни лет снижение девиаторных напряжений гравитационного напряженного состояния произойдет до уровня в первые бары. Сейчас нет природных данных о величинах девиаторных напряжений на данных глубинах (имеются данные теоретических оценок, вытекающих из моделей конвекции в мантии), но наличие предела ползучести (уровня девиаторных напряжений начала интенсивной диффузионной текучести) возможно определяет длительное существование некоторого небольшого уровня девиаторных напряжений (порядка 1 бара) от гравитационного напряженного состояния.

Отметим одно важное обстоятельство: для всех рассмотренных горизонтов тектоносферы релаксация (уменьшение) девиаторных напряжений, происходящая в условиях бокового стеснения (нет возможности свободного растекания), приводит к увеличению уровня изотропного (всестороннего) давления. В работе [7] показано, что такая релаксация, сопровождающаяся повышением горизонтальных сжимающих напряжений вплоть до литостатических значений, приводит к увеличению суммарной энергии упругих деформаций, состоящей из эне-

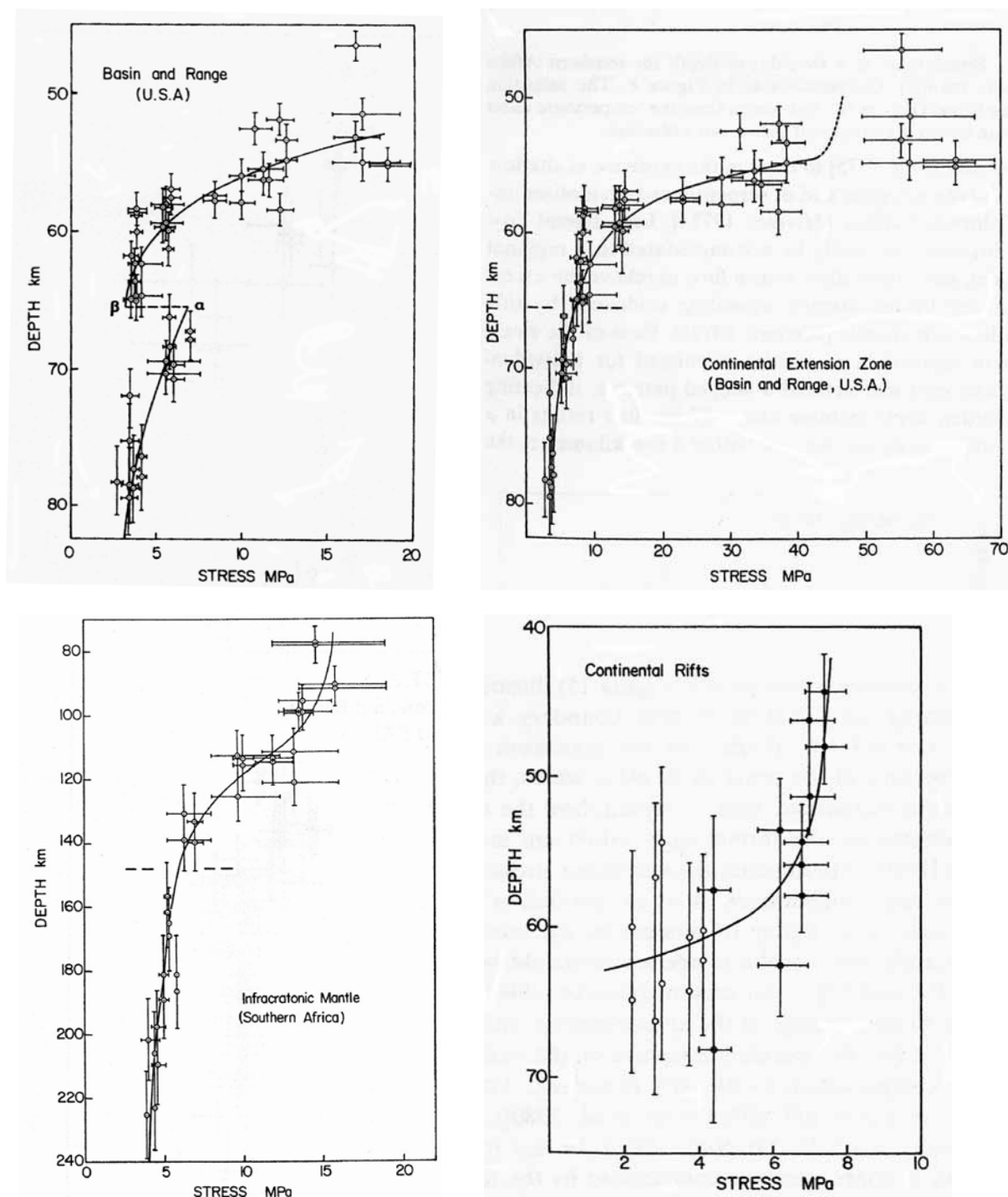


Рис. 1. Данные оценки дифференциальных напряжений (удвоенное значение максимальных касательных напряжений) для пород мантии, выполненные на основе замеров размеров зерен в глубинных включениях [13] для разных геодинамических режимов. Напряжения приведены в МПа (1 бар = 0.1 МПа), указан диапазон точности оценок напряжений и глубин для анализируемых включений.

гии упругого изменения объема и упругого изменения формы. Такое увеличение энергии упругих деформаций, а также разогрев пород в процессе катакlastического–пластического течения происходит за счет работы массовых сил на смещениях, вызванных упругим уплотнением горных пород. В мантии дополнительные в горизонтальном направлении сжимающие напряжения почти вдвое превосходят значения напряжений в этом направлении для чисто упругой модели геосреды. Обычно при численном моделировании конвекции забывают о причине выравнивания напряжений, действующих в разных направлениях, для гравитационного напряженного состояния, предполагая фактически значения коэффициента Пуассона для упругой стадии деформирования равными 0.5, т.е. такими же, как для пластической. Это в корне неверно, т.к. при этом теряется часть решения, часть девиаторного напряженного состояния [2, 7].

Работа выполнена при поддержке грантом РФФИ 09-05-01022.

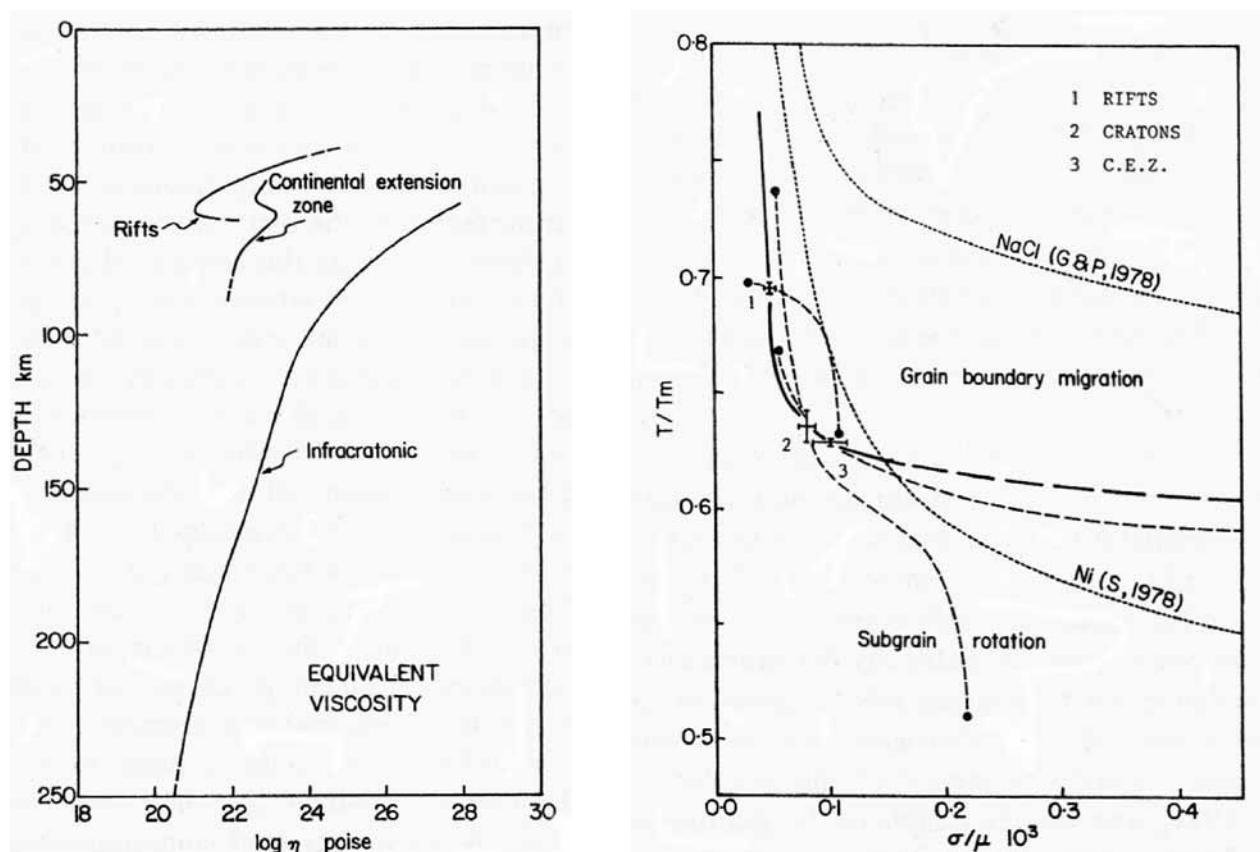


Рис. 2. Данные оценки: а) коэффициента эффективной вязкости в пузах ($1 \text{ Пз} = 0.1 \text{ Па с}$) и отношения дифференциальных напряжений к модулю сдвига как функция от относительной температуры (нормировка температуры мантии T производится на температуру плавления T_m) для пород мантии, выполненные на основе замеров размеров зерен в глубинных включениях [13] для различных геодинамических режимов (см. рис. 1).

Список литературы

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики // М.: Наука, 1975. 535 с.
2. Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 482 с.
3. Джагер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир, 1975. 255 с.
4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 446 с.
5. Осокина Д.Н. О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью твердых тел и жидкостей // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
7. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. М.: изд-во ИФЗ РАН, С. 431–466.
8. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 1. № 11. С. 66–73.
9. Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады АН. 2008. Т. 423. № 4. С. 538–542.
10. Ребецкий Ю.Л. Разлом – особое геологическое тело // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Материалы Всероссийского совещания, Иркутск, 17–22 августа 2009 г. 2009. Иркутск (в печати).
11. Brady B., Brown E. Rock mechanics for underground mining. Kluwer Academic Publishers, 2004. 688 p.
12. Heim A. Mechanismus der Gebirgsbildung. Bale. 1878.
13. Mercier J.-C.C. Magnitude of the continental lithospheric stresses inferred from rheomorphic petrology // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. No B11. P. 6293–6303.

Тектоническая модель разломной тектоники восточной части Балтийского щита и прилегающей части Русской плиты

А. Сим¹, Л.П. Свириденко²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, sim@ifz.ru

²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

На основе синтеза геологических данных о древней магматической активности Балтийского щита и исследований неотектонических напряжений Восточно-Европейской платформы составлена тектонофизическая модель развития разломной тектоники пограничной зоны крупных структур Европы – Балтийского (Фенноскандинавского) щита и Русской плиты.

Тектонический каркас Балтийского щита в докембрии характеризуется блоковым строением, которое обусловлено последовательным циклическим наращиванием первичной континентальной земной коры на древнейшую протокуру в интервале времени от раннего архея до позднего протерозоя. Главными историко-геологическими элементами делимости тектонического каркаса являются крупные геоблоки и соединяющие их геофлексуры, трансформированные в шовные зоны, а также краевая флексура Полканова. К шовным зонам СЗ простираения в восточной части Балтийского щита относятся радиальные к флекуре (с СВ на ЮЗ от Кольского п-ова к Карелии): Баренцевоморская или линия Карпинского, Колмозеро-Вороньинская, Печенгско-Варзугская, Терско-Аллареченская, Беломорская, Ладожско-Ботническая, а также Ладожская и Кандалакшская горсто-грабенные системы (рис. 1) [3].

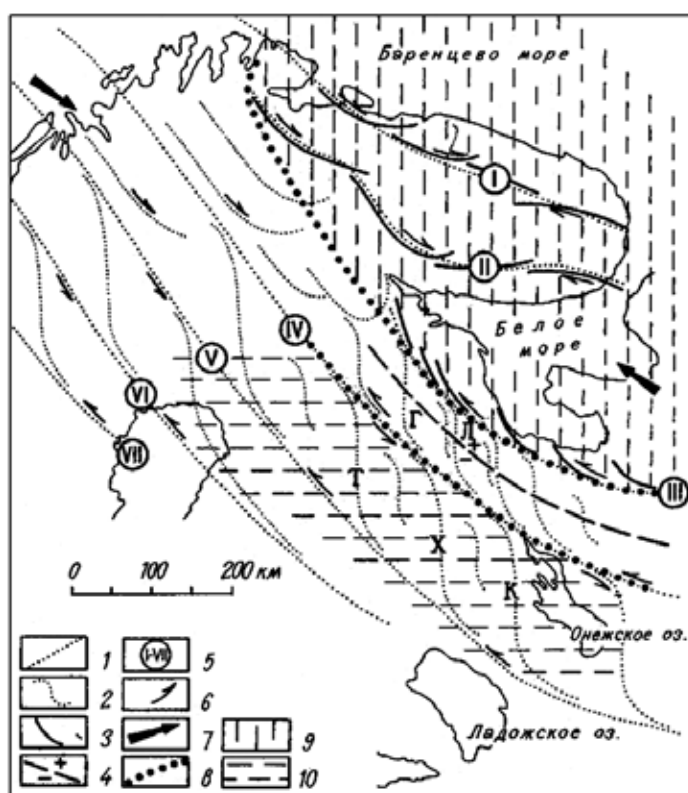


Рис. 1. Схема раннелопийских линейных сдвигов и осевых линий протокры северо-восточного сегмента Балтийского щита (по работе [3]).

1 – осевые линии зон линейных сдвигов 1-го порядка; 2 – осевые линии зон сдвиговых движений 2-го порядка; 3 – плоскости сдвиговых дислокаций; 4 – осевая линия заложения раннелопийской Беломоро-Карельской флексуры; 5 – оси линейных сдвигов: I – Колмозеро-Вороньинского, II – Терско-Аллареченского, III – Беломорского, IV – Карельского, V – Кухмо-Хаутаваарского, VI – Ладожско-Ботнического, VII – Северо-Ботнического; 6 – направления латеральных перемещений пластин протокры; 7 – главные направления латеральных перемещений сегментов протокры. Буквами обозначены структуры сдвиговых дислокаций: Г – Гайкальская, Л – Лехтинская, К – Койкарская, Х – Хаутаваарская, Т – Типасъярви-Суомуссалми; 8 – границы области знакопеременных радиальных движений; 9 – области устойчивого дифференцированного сводового воздымания; 10 – области устойчивого прогибания.

Шовные зоны сопровождаются ярко выраженными осевыми линиями зон сдвиговых движений второго порядка, указывающих на левосдвиговые раннелопийские перемещения. Формирование прототектонического каркаса щита происходило в условиях колебательных глыбово-волновых движений с тенденцией к общему воздыманию, а его главными элементами являются трансструктурные разрывные дислокации в виде разноамплитудных разломов, сдвигов, надвигов. Разломная тектоника является ведущим фактором проявлений блоковых движений. В фанерозойское время существовавший тектонический каркас не играет главной роли в образовании тектонических структур. Он проявляет местные реакции на волновые движения. При этом, как правило, наблюдается унаследованное положение разломов, в том числе и в новейший этап.

Большинство исследователей неотектонических разломов Балтийского щита принимает, что подновление или активизация разломов древнего заложения происходит с преобладанием вертикальной составляющей перемещений по ним (В.И. Бабак, А.Д. Лукашов, Н.И. Николаев и др.). Изучение неотектонических напряжений и разломной тектоники восточной части Балтийского щита показало, что в его пределах главные разломы – Онего-Сегозерский, Кандалакшские и др., – активизированы в новейший этап в сдвиговом поле напряжений [4, 5]. На сдвиговые перемещения наложилось, по всей вероятности, более кратковременные вертикальные перемещения, вызванные последним воздыманием Балтийского щита. Амплитуда вертикальных перемещений при этом должна иметь подчиненное значение.

Разломы и новейшее напряженное состояние в пределах восточной части щита изучались

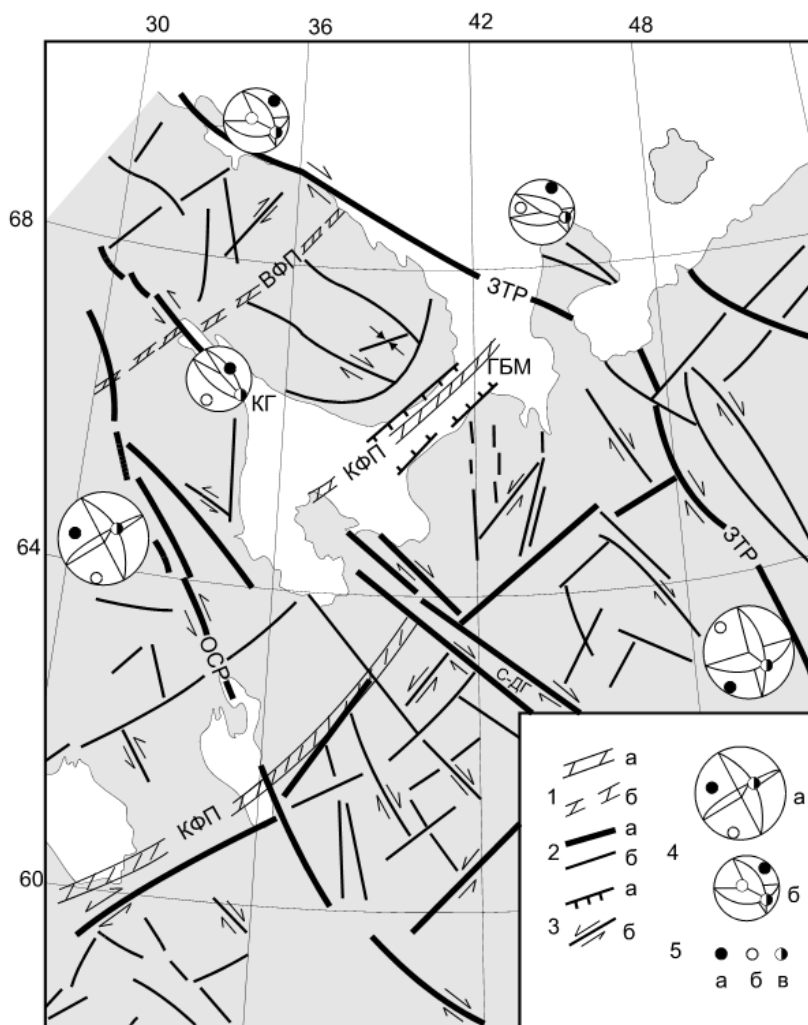


Рис. 2. Схема новейших разломов восточной части Балтийского щита.

1 – флексуры: а – краевая, б – внутренняя; 2 – неотектонические разломы: а – I, б – II и более мелких рангов; 3 – кинематические типы разломов: а – сбросы, б – сдвиги; 4 – стереограммы неотектонических напряжений (сетка Вульфа, верхняя полусфера): а – I, б – II рангов; 5–6 (на стереограммах): 5 – оси: а – максимальных, б – промежуточных, в – минимальных главных нормальных сжимающих напряжений, б – плоскости действия максимальных касательных напряжений.

менным региональным напряженным состоянием Балтийского щита, восстановленным по механизмам очагов землетрясений.

На Центрально-Карельском полигоне были проведены специальные геохимические исследования, целью которых являлась проверка соответствия восстановленных по бороздам скольжения поля напряжений современному напряженному состоянию. На двух опытных участках (Тикшозерка и хребет Нестерова) были отдешифрированы разломы, по которым произведен прогноз типа перемещения в восстановленном по бороздам скольжения поле напряжений. На этих опытных участках было проведено геохимическое профилирование с одновременным измерением содержания радона в почве (Rn), углекислого газа (CO_2) и радиоактивности (γ). Приуроченность высоких содержаний Rn и CO_2 при фоновой радиоактивности к определенным участкам разлома подтвердила, что разломы активны на современном этапе, а восстановленное поле напряжений обуславливает их активизацию. Так, аномально высокие содержания Rn и CO_2 были зафиксированы в районе широтного разлома (он в восстановленном поле напряжений должен иметь раздвиговую составляющую и максимально проницаем) и на участке (секторе) локального растяжения, образованного на пересечении разнонаправленных сдвигов. Напротив, в секторе локального сжатия на пересечении разнонаправленных сдвигов геохимические аномалии отражали минимальные содержания газов. Большинство выделенных нами новейших разломов совпадает с неотектоническими разломами, рассматривавшимися предшественниками. Таким образом, распределение геохимических аномалий согласуется с кинематическими типами разломов, прогнозированными по ориентации осей сжатия и растяжения восстановленного поля напряжений. Оно доказывает, что борозды на зеркалах скольжения образованы в поле напряжений, ответственном и за современные деформации района.

как кинематическим методом [1], так и структурно-геоморфологическим (СГ) методом [4]. Кинематический метод основан на анализе векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения по трещинам и ослабленным поверхностям любого генезиса, по которым, согласно теории пластичности Батдорфа-Будянского, вектора перемещений в наложенном поле напряжений совпадают с ориентировкой касательных напряжений. Главная проблема интерпретации восстановленных по зеркалам скольжения в породах архей-протерозойского возраста ориентаций главных нормальных напряжений заключалась в доказательстве того, что борозды скольжения образовались в неотектонический и, возможно, в современный тектонический этапы. Допускается, что они образовались в более ранние этапы, а новейший этап при этом унаследовал более древний структурный план. Этому предположению не противоречат осевые поверхности протерозойских складок в Центральной Карелии, ориентированные нормально к восстановленной оси сжатия. Складки картируются на участке между Повецким заливом и р. Чирка-Кемь и не противоречат идее реактивации в новейший этап дофанерозойского поля напряжений.

Региональное поле напряжений исследованной территории характеризуется субгоризонтальной осью сжатия, ориентированной в ЗСЗ направлении, а пологая ось растяжения практически меридиональна [5]. Такое поле напряжений регионального уровня находится в согласии с современными данными.

Свидетельством новейшего возраста восстановленных полей напряжений служат и неотектонические структуры – Кандалакшский и Онежский новейшие грабены, длинные оси которых ориентированы поперек оси регионального растяжения.

Крупные разломы СЗ простирания на исследованной территории щита являются в неотектонический этап левыми сдвигами. На Онего-Сегозерском разломе обнаружены палеосейсмотектонические деформации, а активизация разломов, ограничивающих Кандалакшский грабен, несомненна в связи с его яркой выраженностью в новейшей структуре. Признаком левосдвигового перемещения по нему может служить раскрытие горла Белого моря. Обсуждаемые разломы являются составной частью крупных разрывных нарушений, ограничивающих протяженный Кандалакшско-Северо-Двинский рифейский грабен, вдоль которого выделяется Кандалакшская сейсмогенная зона [2].

Применение СГ метода, основанного на анализе оперяющих разрывов в зоне динамического влияния сдвигов, на Балтийском щите оказалось непродуктивным, что связано с хорошей отпрепарированностью древних разновозрастных трещин под воздействием ледников. Лишь на разломах, новейшая активность которых не вызывает сомнений из-за приуроченности к ним современных землетрясений, СГ методом восстановлены оси сжатия в горизонтальной плоскости, меняющие ориентацию от СЗ через ЗСЗ до широтного.

В прилежащих к щиту участках Русской плиты тектонические напряжения восстановлены СГ методом. Практически на всей плите доминирует горизонтальная меридиональная ось сжатия. Граница разнотипных по ориентировке осей напряжений совпадает от горла Белого моря до ЮЗ побережья Онежского озера с краевой радиальной флексурой Полканова, уходящей от озера в Финский залив. В непосредственной близости от залива в поле неотектонических напряжений выделена специфическая область с неустойчивыми ориентировками осей напряжений и с обстановкой растяжения, являющейся, по всей вероятности, характеристикой режима формирования залива [5].

Так как в неотектонический этап по разломам на СЗ простирания произошла активизация в поле напряжений с разнонаправленными осями сжатия, то на щите разломы оказались левыми, а в Северо-Двинской части (на Русской плите) – правыми сдвигами. Вполне возможно, что из-за разного направления сдвиговых перемещений в кайнозой по беломорской части флексуры Полканова произошло раздвигание в тылу разнонаправленных сдвигов, обусловившее формирование горла Белого моря (рис. 2). Отчетливо выраженные прямолинейные берега СВ простирания, ограничивающие эту часть Белого моря, не противоречат их разломной природе. Перечисленные неотектонические левые сдвиги СЗ простирания, ограничивающие Кандалакшский грабен, находятся между Терско-Аллареченской и Беломорской левосдвиговыми шовными зонами – границами Беломорского геоблока [3]. Находящиеся от этого блока северо-восточнее шовные зоны, разделяющие Кольский п-ов на крупные блоки, в новейшей тектонике выделяются преимущественно в своей ЮВ части. СЗ часть этих шовных зон отсечена крупным новейшим разломом СВ простирания, который совпадает с Хибино-Ловозерской сейсмогенной зоной [2].

По Терско-Аллареченской зоне восстановлены правосдвиговые перемещения при оси сжатия, ориентированной в СЗ направлении, по Колмозеро-Вороньинскому разлому, отчетливо выраженному в рельефе, направление сдвиговой подвижки СГ методом установить не удалось. Кинематический тип Западно-Тиманского глубинного разлома, картируемого южнее Баренцевоморской шовной зоны на континентальной части платформы, изучался на п-ове Рыбачий и на Среднем Тимане. Оси сжатия II ранга на п-ове Рыбачий и на Северном Тимане, а также I ранга в зоне сочленения Среднего Тимана и Мезенской синеклизы ориентированы в ССВ и меридиональном направлении, палеонапряжения на исследованных участках характеризуются сдвиговым типом. Глубинный разлом является правым сдвигом и по этому признаку не вписывается в перечисленную выше систему левых сдвигов Балтийского щита. Он находится целиком в Мурманской сейсмогенной зоне [2] и является границей щита и плиты не только по геологическим, но и по тектонофизическим признакам.

Таким образом, сопоставление положения и кинематических типов новейших разломов Балтийского щита с архей-протерозойской историей их развития показывает значительное совпадение и свидетельствует об унаследованном развитии древних разломов.

На основании изложенных результатов тектонофизическая модель разломной тектоники восточной части Балтийского щита и прилегающих частей Русской плиты предусматривает длительное непрерывное развитие (начиная с архея) разломов. На ранних этапах на щите разломы развивались в сдвиговом поле напряжений с ЗСЗ ориентацией оси сжатия, повторяющейся (реактивированной?) в неотектонический этап. Крупная радиальная флексура Полканова, играя решающую роль в распределении магматических очагов на ранних стадиях развития Балтийского щита, является границей щита и Русской плиты и разнонаправленных главных нормальных напряжений регионального уровня в неотектонический этап. Сквозные разломы СЗ простирания, проходящие по обеим структурам, испытывают по разные стороны от флексуры Полканова разнонаправленные новейшие сдвиговые перемещения.

Список литературы

1. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
2. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова и др. Кн.1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007.

С. 173–218.

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

4. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–27.

5. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–348.

Петрофизический мониторинг пород керна Кольской сверхглубокой скважины

В.А. Тюремнов

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Изучение материалов бурения Кольской сверхглубокой скважины принесло новую информацию в познании строения и состояния геологической среды и её петрофизических характеристик [2, 5, 6]. Анализ изменения скоростей упругих волн в породах разреза СГ-3, помимо традиционных закономерностей, обусловленных глубиной залегания и вещественным составом, позволил установить существенные отличия упругих параметров, полученных в лабораторных условиях и по данным дистанционных методов (АК и ВСП). Этот факт в основном объяснялся техногенным влиянием процесса бурения на структуру пород.

Для исследования техногенного влияния процесса бурения на структуру пород было проведено сравнение скоростей продольных волн в образцах керна и эталонных кубиках, полученных из центральной части керна. При этом были отмечены существенные отличия в скоростях упругих волн и определённые закономерности их изменения (рис. 1, табл. 1).

Различие скоростей упругих волн объясняется образованием тонких микротрещин, соизмеримых с размерами минералов и являющихся следствием разгрузки напряжений. Это явление можно объяснить образованием так называемой «поверхности ослабления» [4], 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 ($V_{p_{\text{керна}}} - V_{p_{\text{кубик}}}$) по разрезу скважины (рис. 1). Наименьшие различия в этих характеристиках отмечены в верхних вулканогенных толщах (материт и заполярнинская), а наибольшие – в осадочных породах, подвергшихся дислокационному метаморфизму в зоне разлома. Метаморфизм такого типа в породах ждановской свиты сопровождается тонким избирательным расщеплением, образующим два интервала в разрезе скважины: на глубине 1500–2000 и 2250–2800 м, которые соответствуют тектонической зоне, контролирующей локализацию никеленозных интрузий. К этим же интервалам относятся возрастание пористости пород и интенсивность амплитуд сейсмоакустической эмиссии (САЭ), вызываемые динамической активностью трещиноватых пород [4]. Как следует из рис. 1, сложнапряженное состояние пород разреза СГ-3 сопровождается изменением не только интенсивности САЭ, но и относительным изменением скоростей упругих волн и, в частности, различием V_p в горизонтальной и вертикальной плоскости, т.е. анизотропией пород ($V_{p_{xy}} - V_{p_z}$), увеличивающейся с глубиной скважины. Высокая неоднородность поля напряжений в нарушенных горных породах приводит к возникновению локальных зон разрушения в виде каверн [6]. Поэтому при бурении скважин возникают технологические сложности, связанные с искривлением скважин, которые определяются геологическими факторами: характером залегания пластов, анизотропией механических и петрофизических характеристик пород, трещиноватостью и кавернозностью, а также тектоническими разломами с автономной внутренней структурой.

Изучение влияния временного фактора на петрофизические характеристики проводилось на образцах эталонной коллекции, начиная с ранних этапов исследования, т.е. непосредственно после подъёма керна и далее через 3, 24, 72 часа, 10 суток, несколько месяцев 1972 года и лет до 1998 года. Всего было выполнено более 1000 контрольных измерений плотности, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности и скорости упругих волн. Наиболее детально изучались скорости продольных и поперечных волн (табл. 2).

Эти изменения упругих характеристик по стволу скважины с глубиной можно объяснить сменой геодинамических режимов «сжатие-растяжение», которые проявляются в широком развитии трещиноватости, кусковатости и кавернообразовании и приводят к общему снижению прочности пород разреза СГ-3 (рис. 2). Поэтому изменения упругих свойств, удельного электрического сопротивления, пористости коррелируются с технологическими характеристиками (проходки на долото и т.д.) (рис. 3). Кроме этого отмечается влияние техногенных нагрузок на остаточную намагниченность пород [3]. 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). Почти синхронный характер изменения рассмотренных петрофизических характеристик и интенсивности САЭ позволяет согласиться с авторами [7] в том, что комплексное использование этих данных может быть основой нового геофизического параметра, характеризующего динамическую активность среды.

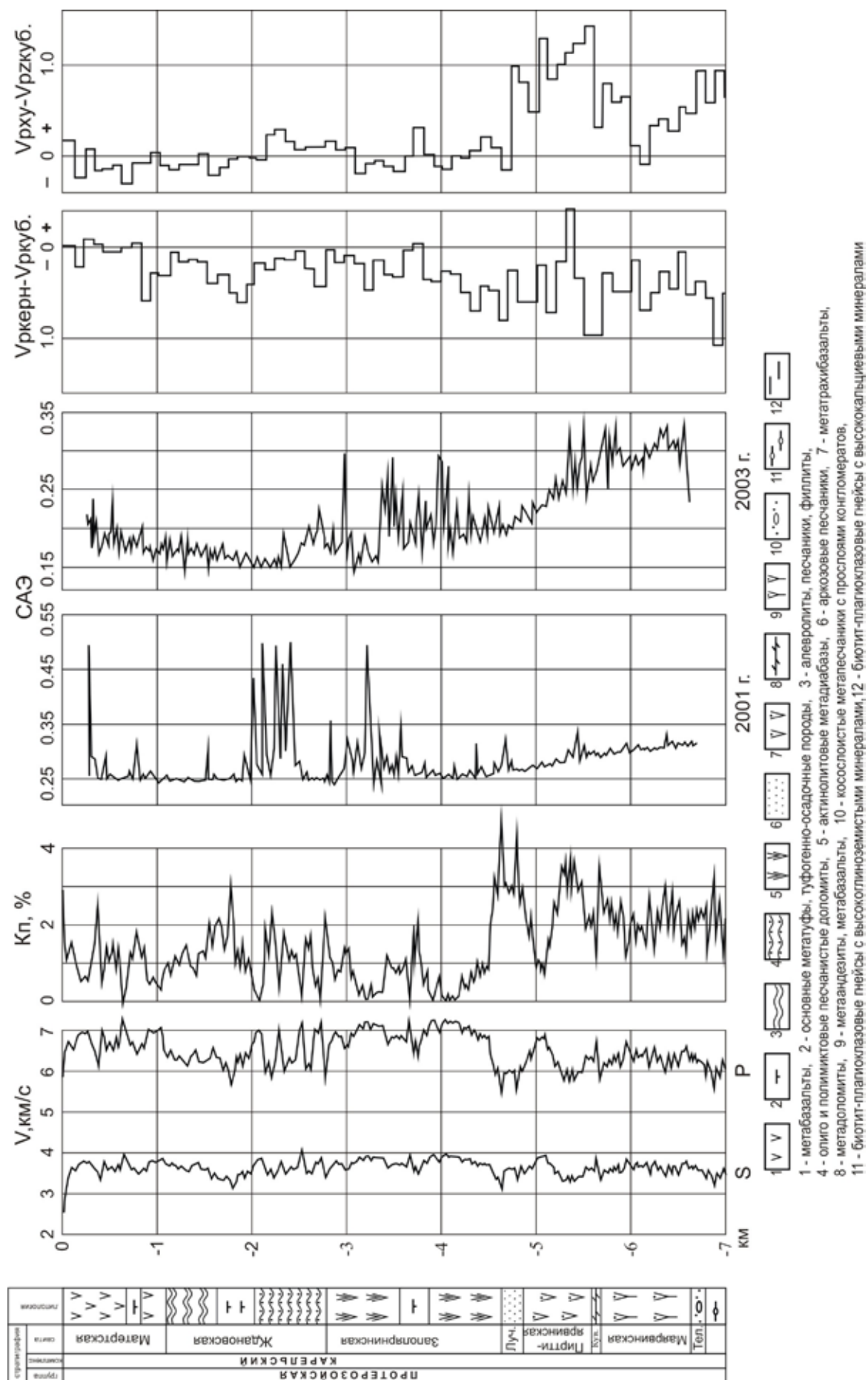


Рис. 1. Акустопетрофизический разрез СТ-3.

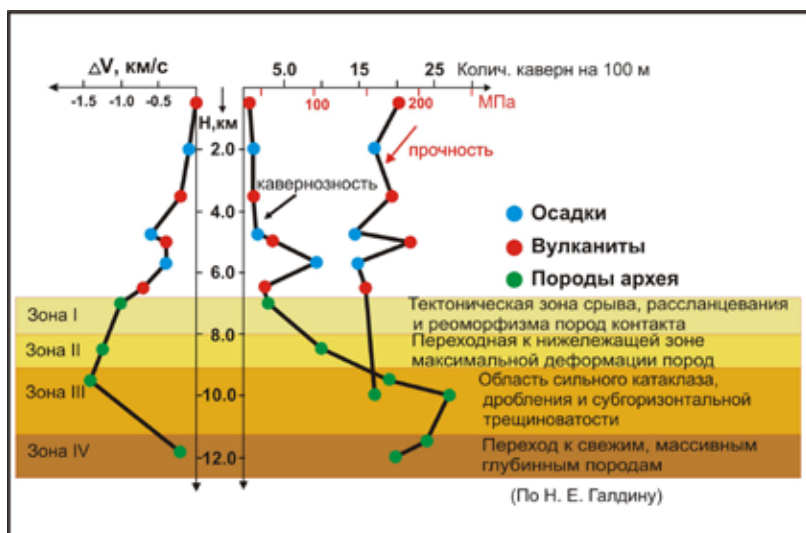


Рис. 2. Петрофизические и механические характеристики по СГ-3.

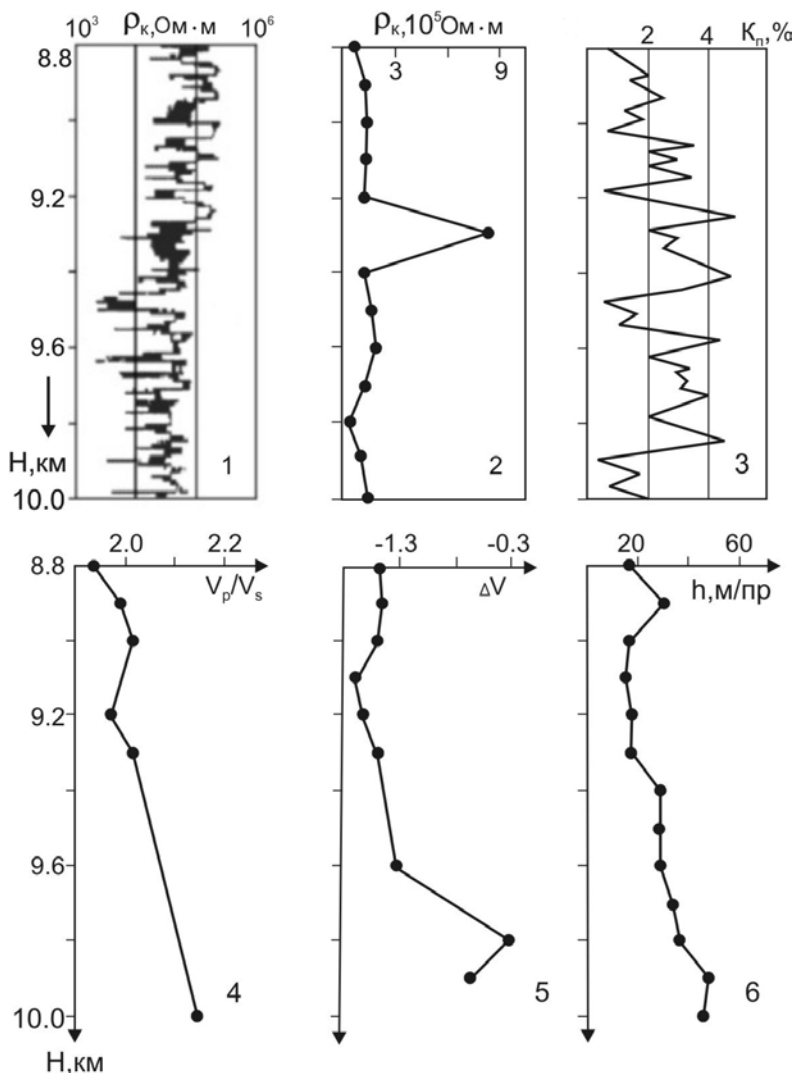


Рис. 3. Характер изменения физических параметров пород архейского комплекса в интервале 8.8–10 км. 1 – по данным электрокаротаж, 2 – электрическое сопротивление образцов горных пород, насыщенных минерализованным раствором ($\text{NaCl} - 3\text{г/л}$), 3 – открытая пористость, 4 – отношение V_p/V_s , 5 – (ΔV) – разница в скорости упругих волн в керне и в кубиках, 6 – проходка на долото за рейс.

Проведенный петрофизический мониторинг позволил установить, что характерной геофизической особенностью гравитационной модели Печенгского блока является его инверсионная структура и наличие двух волноводов, которые связаны с вещественно-структурными ансамблями протерозойского разреза. Кроме того, в архейском гнейсовом комплексе отмечается волновод, соответствующий специфическим геодинамическим обстановкам на разных этапах эволюции Балтийского щита.

Сложнонапряженное состояние Печенгского блока, проявление в породах различных фаций метаморфизма, палео- и техногенные геодинамические процессы определяют петрофизические характеристики докембрийских пород, которые формировались в различных тектонофизических структурах.

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 [1, 4, 7].

Список литературы

1. Адушкин В.В., Цветков В.И. Напряженное состояние и его связь со структурной горного массива // Физические процессы в геосферах при сильных возмущениях. М.: изд-во РАН, 1996. С. 111–116.
2. 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.
3. Глазнев В.Н., Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г. Исследования техногенных нагрузок и акустических колебаний на намагниченность горных пород геопроостранства СГ-3 // Физическая акустика, нелинейная акустика, распространение и дифракция волн, геоакустика. Сб. трудов XVIII сессии РАО. Т. 1. М.: Геос, 2006. С. 258–261.
4. Джегер Ч. Механика горных пород и инженерных сооружений. М.: Мир, 1975. 255 с.
5. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: Технонефтегаз, 1998. 260 с.

Таблица 1.

Различие в скорости продольных волн в образцах керна и эталонах

Свиты	Н(м)	ΔV_{p_z}		К	α°	Прочность ($\sigma_{сж}$, МПа)	
		Кол-во опред.	Среднее значение			Кол-во опред.	Среднее
Матерг	0–1059	115	-0.17	0.4	1	8	181
Ждановская	1059–2805	291	-0.27	1.0	1–5	26	157
Заполярининская	2805–4673	200	-0.54	1.0	4–5	12	175
Лучломпольская	4673–4884	21	-0.67	1.4	4–6	5	140
Пирттиярвинская	4884–5642	36	-0.52	3.6	6–9	6	192
Кувернерининская	5642–5717	7	-0.40	9.3	5–10	3	142
Маярвинская	5717–6823	72	-0.50	2.5	5–10	–	–
Архей	6823–12261	113	-0.90	19.1	6–30	132	158

Примечание: $\Delta V_{p_z} = V_p(\text{кern}) - V_p(\text{кубик})$; К – кавернозность ствола на стометровом интервале; α° – искривление скважины. Прочность измерялась по оси керна.

Таблица 2.

Относительное уменьшение скоростей упругих волн во времени
в образцах пород разреза СГ-3

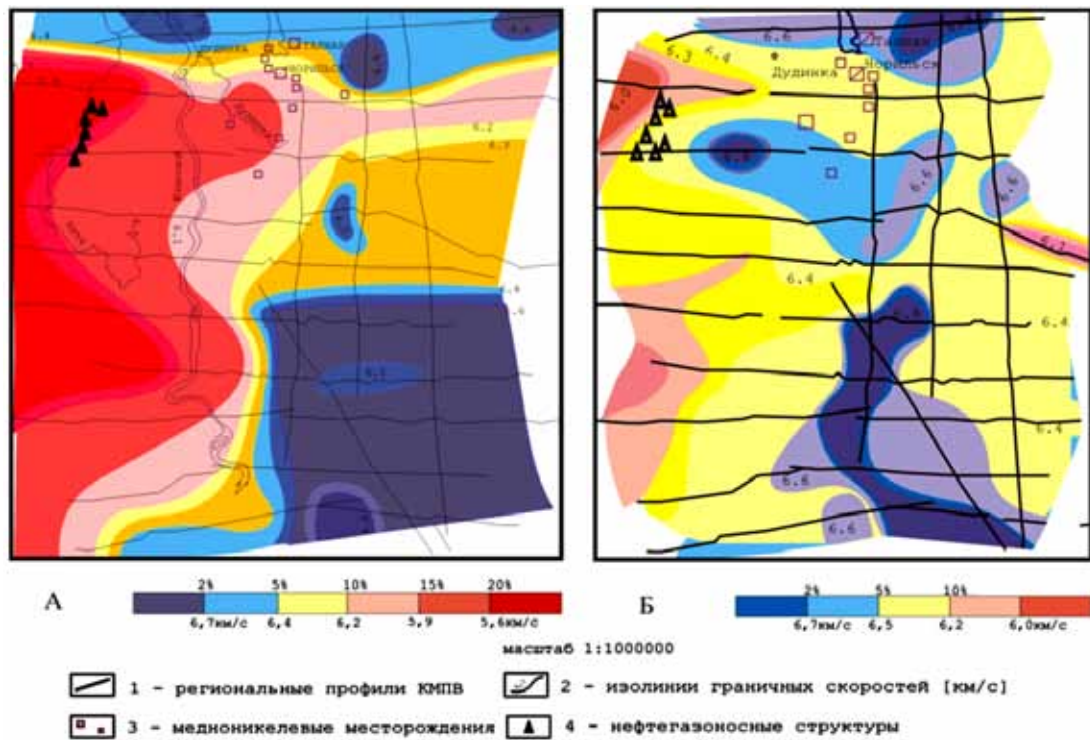
Свита	Интервал глубины, (м)	Порода	Число образцов	$\Delta V_p(\%)$	$\Delta V_s(\%)$
Матерг	7–338	базальт	23	3.6	0.6
	338–599	базальт	44	2.8	-
	599–762	базальт	22	7.0	3.5
	762–888	базальт	16	13.3	14.3
	888–1059	базальт	19	10.9	18.5
Ждановская		долерит	56	11.6	14.2
		метаосадки	51	10.4	16.6
Заполярининская	2805–2994	метабазальт	28	6.6.	13.0
	2994–3400	метабазальт	57	5.9	11.7
	3400–3682	метабазальт	24	2.9	10.4
Лучлампольская		риодацит	8	11.1	23.4
		метаосадки	39	4.0	11.1
Кувернерининская		метаосадки	9	9.5	6.4
Маярвинская		метавулканит	89	8.4	0.6

6. Рабинович Г.Я., Блохин Н.А., Певзнер С.Л., Смирнов Ю.П. Новое представление о сейсмоакустической модели Кольской сверхглубокой скважины // Разведка и охрана недр. 2000. №7–8. С. 28–31.

7. 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.

Раздел 4

Методика геофизических исследований



Скорости и плотности пород Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова

А.М. Жирова

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zhirova@geoksc.apatity.ru

Физические свойства пород Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления

При геофизических исследованиях и обработке результатов этих исследований необходимы данные о физических свойствах пород изучаемых объектов. В частности для моделирования глубинного строения Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова собраны петрофизические материалы, полученные за весь период изучения названных массивов. В рамках настоящего исследования выполнено обобщение и систематизация разнородных материалов по упругим и плотностным свойствам пород региона, которые включают в себя первичные и результативные данные о породах массивов и их обрамления [2–8, 10, 11, 13, 15].

Скорость пород Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления

Скоростные свойства пород Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления изучались на протяжении всего периода исследования региона. Лабораторные измерения на образцах пород Хибинского массива выполнены по методике насыщения образцов жидкостью Н.Б. Дортман и М.Ш. Магид [5]. Упругие параметры определялись, как правило, на образцах, изготовленных из неветрелых, сохранных пород. Измерения физических констант, в том числе и упругих свойств также проведены в районе геофизической обсерватории «Кукис-вумчорр» В.А. Тюремновым [11]. Измеряемые породы слагали стенки подземных выработок этой обсерватории.

Каждому типу пород соответствуют свои гистограммы частот значений скорости. Так, например, на гистограмме (рис. 1) представлено распределение частот значений скорости продольных волн для рисчорритов (на основе данных В.А. Тюремнова [11]). Заметны колоколообразная форма кривой и ее квазисимметричность, характерные для нормального распределения. Для рисчорритов максимальные значения частоты скорости продольных волн соответствуют диапазону 4.3–4.7 км/с со средней скоростью в данном разряде 4.5 км/с. Эти расчеты также учитывались при получении усредненных скоростных характеристик.



Рис. 1. Гистограмма частот значений скоростей продольных волн по образцам рисчорритов.

К сожалению, сведений о скоростных свойствах пород Ловозерского массива очень мало. По расчетным данным Г.Н. Шаблинского [13] и других исследователей скорость нефелиновых сиенитов Ловозерского массива составляет 5.8–6.2 км/с. Лишь в зонах внешнего контакта массива с архейскими гнейсами (зона фенитизации) и в зонах предполагаемых нарушений скорость падает до 5.00 км/с.

Усредненное значение скорости для осадочно-вулканогенных отложений Ловозерского массива по результатам исследований М.М. Протодажкова [8], Е.И. Баюк [2], Н.Е. Галдина [3] равно 5.61 км/с.

Скоростные свойства пород обрамления уникальных щелочных массивов изучались на основе измерений

на образцах горных пород [2]; [8]; [15] и др. Все эти данные представлены на диаграммах 2 и 3.

На первой диаграмме (рис. 2) представлены средневзвешенные значения скорости продольных волн для каждой породы как Хибинского массива, так и для пород, соответствующих породам его обрамления [2, 3, 10, 8, 15].

На второй диаграмме (рис. 3) приведены средние значения скорости по комплексам пород, в которые входят вышеперечисленные отдельные породы. По диаграмме заметно, что самые низкие значения соответствуют комплексу гранодиоритов, тоналитов и комплексу тоналитов, гнейсов, в то время как наиболее высокие – щелочным ультрамафитам, перидотитам расслоенного интрузивного комплекса и эффузивам Имандра-Варзуги.

Плотность пород Хибинского и Ловозерского массивов и их обрамления

Для настоящего исследования значительный интерес также представляют петроплотностные свойства, поскольку они необходимы для построения объемных сейсмоплотностных моделей изучаемых объектов.

Плотность пород и руд Хибинского и Ловозерского массивов, а также их обрамления изучены исследователями на основе петрофизических исследований [6, 11, 12 и др.]. Согласно многим исследователям [6, 12 и др.], хибиниты, рисчорриты и фойяиты, слагающие более 90% Хибинского плутона, имеют плотность

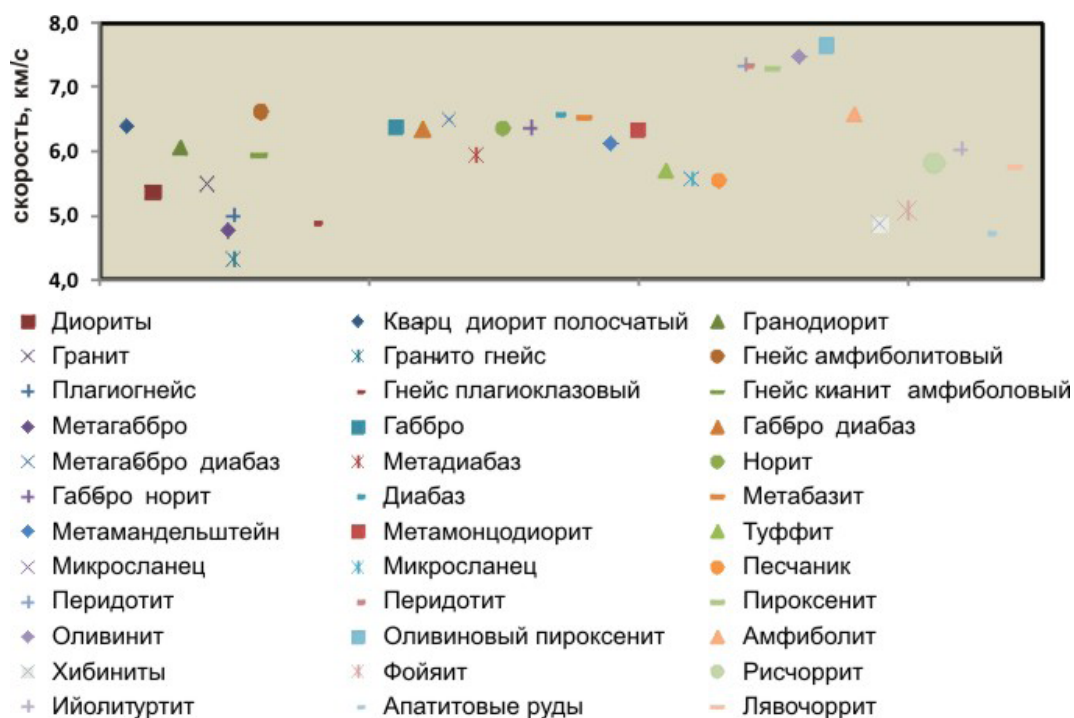


Рис. 2. Диаграмма средневзвешенных значений скорости продольных волн по породам Хибинского массива и его обрамления.



Рис. 3. Диаграмма средних скоростей по комплексам пород, вмещающим Хибинский массив.

2.64 г/см³. Плотность пород ультраосновных фойдолитов несколько выше. Так, средняя плотность уртитов по усредненным данным, основанным на результатах разных авторов, составляет 2.79 г/см³, средняя плотность ийолитов 2.87 г/см³.

Изучение физических свойств на основе керна скважин — один из важных результатов структурно-поискового бурения (Михеичев А.С. и др., 1973). Измерения проводились на 900 образцах керна лявочорритов, уртитов, ийолитов, мельгейгитов и апатит-нефелиновых руд различных участков.

Плотность апатит-нефелиновых руд в среднем составляет 3.02 г/см³, что на 0.23 г/см³ более плотности уртитов и на 0.38 г/см³ выше плотности хибиниты, рисчорриты и фойяитов.

Между петрографическим составом горных пород и их плотностью наблюдается тесная связь. Изменение плотности прямо пропорционально процентному содержанию в породе цветных минералов. Для руд минерало-

гический состав определяется содержанием апатита, нефелина и пироксена, но поскольку вариации содержания пироксенов в рудах незначительны (2.6÷7.0 %), изменение физических характеристик руд в основном определяется колебанием содержания апатита [1].

Повышение плотности фойдитов объясняется присутствием в этих породах значительных количеств окислов железа и других тяжелых минералов. Для ийолит-уртитов прослеживается четкая зависимость повышения плотности от увеличения содержания в них тяжелых темноцветных минералов [6] (см. рис. 4).

И.А. Турчанинов и Р.В. Медведев [9], выполнившие количественную оценку связей между минера-

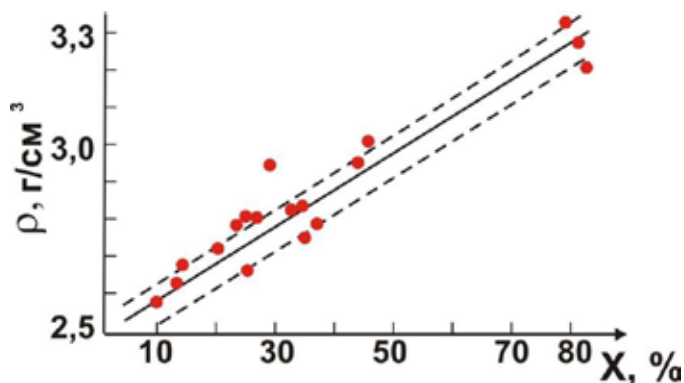


Рис. 4. Корреляционная зависимость плотности ийолит-уртитов и рискорритов (ρ) от содержания в них темноцветных минералов (X).

исследованиях образцов. Физические свойства, вынесенные на диаграмму, привязаны пространственно.

Средние значения плотности пород Хибинского массива и окружающей его с запада и юга эффузивно-осадочной толщи, вычисленные Н.А. Каверзневой [14] по данным нескольких тысяч образцов горных пород, соответственно равны 2.67 и 2.94 г/см³. Усредненные же значения плотности пород комплекса Имандра-Варзуга, основанные на петрофизических исследованиях различных авторов, составляют: 2.91 для эффузивных разностей и 2.90 г/см³ для осадочно-эффузивных (см. рис. 5).

Что касается контрастности пород краевой зоны Хибинского массива и вмещающих его пород (эффузивы Имандра-Варзуга и комплекс гранодиоритов, тоналитов) по петроплотностным свойствам, то можно отметить, что хибиниты (2.64 г/см³) и комплекс гранодиоритов, тоналитов (2.67 г/см³) имеют близкие значения плотности с небольшим перевесом в пользу последних (0÷0.03 г/см³). Контрастность же пород с юго-запада составляет 0.273 г/см³.

В диаграмму на рис. 5 вошли породы не только непосредственно контактирующие с Хибинским массивом (комплекс гранодиоритов, тоналитов и породы Имандра-Варзуга), но и все комплексы пород, входящие в регион исследования методом сейсмической томографии. По диаграмме заметно, что наиболее высокими значениями среди вмещающих массив пород отмечаются: а) комплекс, представленный перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами (3.01 г/см³) (район Мончегорского и Панского плутонов); б) щелочные ультрамафиты (2.98 г/см³); в) комплекс габброидов в районе Мончегорска, представленный габбро, габбро-анортозитами, диоритами (2.92 г/см³); г) комплекс пород Имандровского лополита, включающий нориты, габбро-нориты, диориты (2.91 г/см³); д) названный выше комплекс Имандра-Варзуга (2.90 г/см³).

Наименьшими значениями плотности отмечаются по диаграмме: а) гранодиориты, тоналиты (2.67 г/см³); б) комплекс основания (2.72 г/см³); в) слюдяные, гранат-слюдяные парагнейсы, сланцы, конгломераты (2.72 г/см³), распространенные на юго-востоке региона исследования.

Что касается свойств пород Ловозерского массива, то по результатам петроплотностных исследований для эвдиалитового комплекса массива характерно следующее (рис. 6). Минимальными значениями плотности обладают породы, мурманитсодержащие, цеолитизированные и альбитизированные. Максимальные значения соот-

логическим составом и плотностью пород, также приводят высокий коэффициент корреляции между плотностью и содержанием пироксена ($K_{\sigma, \rho} = 0.91$) для уртитов и ийолитов.

Породы, вмещающие массив, неоднородны по плотности. Комплекс гранодиоритов, тоналитов, плагиогранитов архея, примыкающий к Хибинскому массиву с севера, и комплекс основания биотитовых, амфибол и пироксен-биотитовых гнейсов, мигматитов, тоналитов, гнейсов, развитый к югу от протерозойских пород комплекса Имандра-Варзуги, имеют плотность 2.67 и 2.72 г/см³ соответственно (см. рис. 5).

Рис. 5 отображает петроплотностные свойства для различных комплексов пород, входящих в регион изучения, основанные на петрофизических

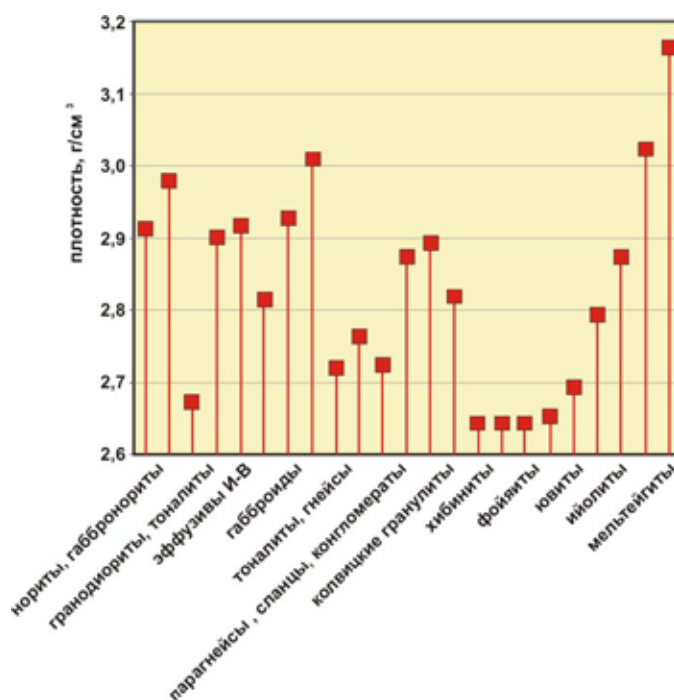


Рис. 5. Диаграмма плотностных свойства пород Хибинского массива и пород, вмещающих Хибинский массив.



Рис.6. Средние значения плотности главных комплексов пород Ловозерского массива.

равные 2.56 г/см³. Присутствие содалита, имеющего низкую плотность ($2.27 \div 2.33$ г/см³), понижает ее значение в породе. Данный комплекс в целом отличается от других наименьшими значениями плотности.

На основе обобщения результатов петрофизических исследований, а также с учетом результатов наземных полевых геофизических работ и исследований скважин, сформированы данные в виде цифровых массивов и диаграмм физических свойств (скорости продольных волн, плотности) пород Хибинского и Ловозерского плутонов и комплексов вмещающих их пород. Сформированные данные о физических свойствах необходимы в качестве основы для построения начальных и результативных объемных моделей скорости и плотности изучаемых объектов.

Список литературы

1. Атлас физических свойств минералов и пород Хибинских месторождений / Турчанинов И.А., Воларович М.П., Бондаренко А.Т. и др. Л.: Наука, 1975. 72 с.
2. Баяю Е.И., Воларович М.П., Скворцова Л.С. Скорость упругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов: Сб. статей / Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 127–137.
3. Галдин Н.Е. Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова: Сб. статей / Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 179–188.
4. Галдин Н.Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах / Ред. И.А. Резанова. М.: Недра, 1977. 127 с.
5. Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Новые данные о скорости упругих волн в кристаллических породах и ее зависимость от влажности // Сов. Геология. 1968. № 5. С. 123–129.
6. Игнатьева Т.С. Физические свойства пород и руд месторождений апатита: Сб. статей / Опыт применения радиоактивных и других физико-химических методов при поисках и разведке руд нерадиоактивных элементов. Л.: Недра, 1967. С. 112–123.
7. Петрофизика кристаллических пород рудных районов Кольского полуострова / В.А. Тюремнов, Л.Д. Галичанина, П.Л. Кацелин и др. Л.: Наука, 1982. 120 с.
8. Распределение и корреляция показателей физических свойств горных пород: Справочное пособие / М.М. Протодяконов, Р.И. Тедер, Е.И. Ильницкая и др. М.: Недра, 1981. 192 с.
9. Турчанинов И.А., Медведев Р.В. Комплексное изучение физических свойств горных пород. Л.: Наука, 1973.
10. Тюремнов В.А. Физические свойства горных пород в связи с глубинным строением структурной зоны Имандра-Варзуга (Кольский полуостров): Автореф. дис. канд. техн. наук. Апатиты: изд-во КФАН СССР, 1968. 21 с.
11. Тюремнов В.А., Зубарев А.И. Геолого-геофизические условия подземной части геофизической обсерватории «Кукисвумчорр»: Сб. статей / Сейсмические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты: изд-во КФАН СССР, 1979. С. 92–96.
12. Шаблинский Г.Н., Каверзнева Н.А. О применении геофизических методов для поисков апатитовых руд // Разведка и охрана недр. 1965. № 9. С. 32–35.
13. Шаблинский Г.Н. Метод отраженных волн при исследовании глубинного строения щелочных массивов Кольского п-ова // Записки ЛПИ. 1963. Т. 46. № 2. С. 28–32.
14. Шаблинский Г.Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона: Сб. статей / Химия в естественных науках. Л.: ЛГУ, 1965. С. 190–193.
15. Kern H., Walter C., Flue E.R. et al. Seismic properties of rocks exposed in the Polar profile region // Precamb. Res. 1993. V. 64. 1 – 2. P. 169–188.

Акустополаризационные эффекты горных пород немецкой сверхглубокой скважины КТВ

М.В. Ковалевский¹

¹ Учреждение РАН Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, koval@geoksc.apatity.ru

Немецкая сверхглубокая скважина КТВ (Германия, Виндишешенбах) достигла предельной глубины 9101 м. Среди континентальных скважин она является одной из самых глубоких в мире. Изучение физических, в том числе упругих, параметров массива, вскрытого скважиной открыло возможность представить реальную модель изменений свойств и состояния кристаллических пород верхней и средней части земной коры. Результаты, полученные в последнее время, позволяют составить общее представление об упруго-анизотропных свойствах кристаллических пород, извлеченных из больших глубин. Изучение свойств и состояния горных пород вдоль разреза КТВ позволит наиболее точно определить закономерные изменения свойств пород земной коры в большом диапазоне глубин.

Введение

Немецкая сверхглубокая скважина пробурена в кристаллическом основании Богемского массива на юге Германии [10]. Она расположена в тектонометаморфическом массиве (зона Ербендорф-Вохенштраусс – ZEV). Этот массив (рис. 1) рассматривается как сдвиговая зона, сформировавшаяся 330–400 млн. лет назад. Пилотная скважина КТВ достигла глубины 4000 м. Бурение главного ствола было остановлено в 1994 г. на глубине 9101 м при температуре на забое около 265° С.

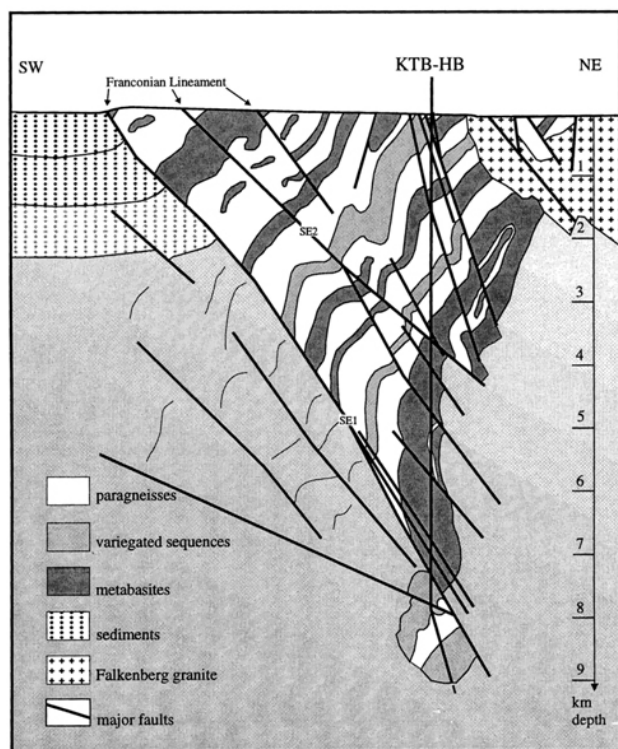


Рис. 1. Геологический профиль зоны Ербендорф-Вохенштраусс (ZEV), пересекающий немецкую сверхглубокую скважину КТВ [10].

Известно, что в неоднородных средах, таких как горные породы упругие свойства определяются характеристиками минералов, степенью упорядоченности их в пространстве горной породы и наличием предпочтительных ориентировок минеральных зерен [2]. Кроме того, в неоднородных материалах скорость, амплитуда и фаза поперечных акустических волн непосредственно зависят от пространственного положения элементов упругой симметрии. Также известно, что при проведении исследований горных пород и массивов сейсмическими методами при распространении упругих волн возникают различные эффекты и явления, которые могут влиять на окончательный вид сейсмограммы и которые в полной мере не могут быть определены существующими методами. В этой связи целью работы является определение явлений и эффектов (ЯВЭ), возникающих при распространении упругих поперечных (сдвиговых) волн через твердые анизотропные среды.

Для получения дополнительных данных нами выполнены исследования упруго-анизотропных свойств 13 образцов пород КТВ, отобранных в диапазоне глубин от 4.1 до 7.1 км из керна основного ствола скважины, среди них – 8 образцов амфиболитов (h001, h003, h005, h014, h023, h025, h028, h030), 2 -амфиболового роговообманкового гнейса (h007, h031), 3- гранатовых амфиболитов (h009, h010, h012). Образцы представлены сотрудниками GeoForschungsZentrum, г. Потсдам, Германия, докторами U. Harms и H.A. Dalhaim.

Обозначенная цель работы решается с использованием акустополаризационного метода [3, 4]. Вследствие того, что ряд ЯВЭ может определяться только данным методом, то данные ЯВЭ получили название - акустополаризационные.

Работы проводились с использованием автоматизированного программно-аппаратного комплекса «Acoustrol ©» с усовершенствованной методикой проведения измерений [4, 6–8]. Наиболее подробно известные ЯВЭ рассматриваются в работах [5, 9]. Проявления ЯВЭ на акустополариграммах [2–4] представлены на рис. 2.

Обсуждение результатов

Явление упругой анизотропии (УАН) [3].

Сравнение акустополариграмм разных типов пород показывает, что их форма не позволяет отличить амфиболиты от гранатовых амфиболитов или от амфиболовых роговообманковых гнейсов. Таким образом, упруго-анизотропный облик этих пород определяется не вещественным составом, а конкретными палеогеодинами-

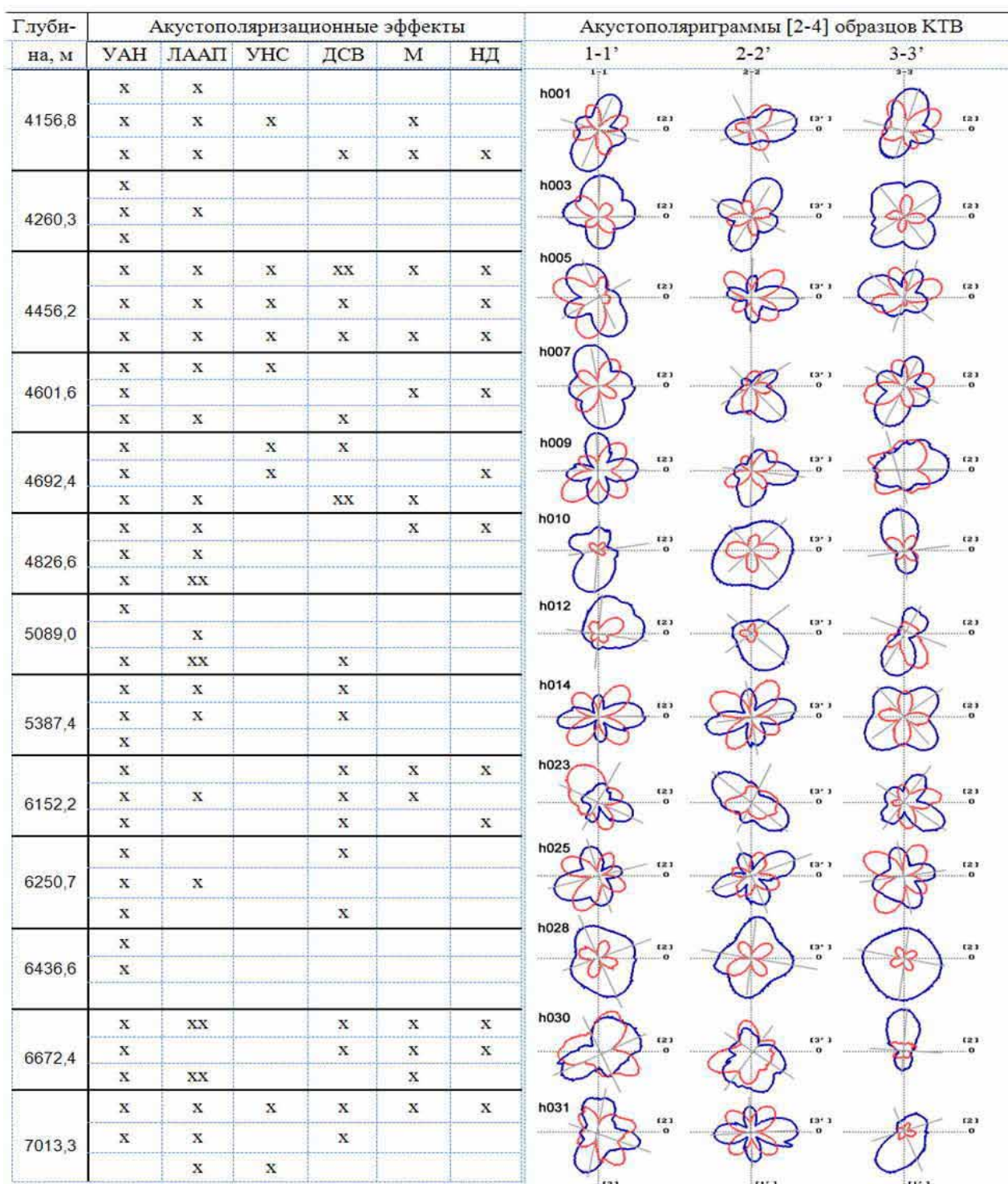


Рис. 2. Явления и эффекты (ЯВЭ) упругих волн в образцах немецкой сверхглубокой скважины КТВ: УАН – явление упругой анизотропии; ЛААП – эффект линейной акустической анизотропии поглощения; УНС – явление углового несогласия между направленностью элементов симметрии УАН и ЛААП; ДСВ – явление деполаризации сдвиговых волн; М – микротрещиноватость; НД – неоднородность. Визуальная степень проявления ЯВЭ по акустополариграмме: х – проявление; хх – значительное проявление.

Акустополариграммы образцов пород из разреза немецкой сверхглубокой скважины КТВ: амфиболиты: h001, h003, h005, h014, h023, h025, h028, h030; амфиболовые роговообманковые гнейсы: h007, h031; гранатовые амфиболиты: h009, h010, h012. Векторы параллельны – синяя линия, векторы скрещены – красная.

ческими условиями их формирования. На акустополариграммах ВП [3] и ВС (рис. 2) большей части образцов наблюдаются симметричные четырехлепестковые фигуры, что означает проявление в породах упругой анизотропии. На акустополариграммах ВС возможно провести прямые линии, соединяющие минимумы амплитуды сигнала и тем самым определить пространственное положение проекций элементов упругой симметрии. Практически

на всех образцах проекции элементов упругой симметрии выделяются достаточно четко. Наличие трех проекций по трем парам граней образца позволяет определить пространственное положение его элементов симметрии [3]. Три образца H012, H028, H031 относятся к поперечно-изотропному типу упругой симметрии, остальные к орторомбическому.

Эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [4].

Акустополярнограммы ВП некоторых образцов имеют отчетливо уплощенные очертания. Особо следует выделить образцы h001, h005, h007, h010, h012, h023, h030, h031. Соответственно, в этих образцах имеет место преимущественная ориентировка удлиненных зерен минералов. Судя по акустополярнограммам, эффект ЛААП, хотя бы по какой-то одной грани, проявился в образцах всех породных разновидностей. Максимальное проявление ЛААП наблюдается у образца гранатового амфиболита (обр. h012, гр. 3-3', $D = 0.72$). Также этот эффект существенно проявляется в образцах амфиболитов (обр. h001, гр. 2-2', $D = 0.48$; h010, гр. 3-3', $D = 0.67$; h023, гр. 2-2', $D = 0.45$; h030, гр. 1-1', $D = 0.54$, гр. 3-3', $D = 0.67$). Как правило, его проявление связано с наличием в породе ориентированных в одном направлении минералов (амфибол, биотит и др.). При этом наблюдается правильное чередование одних элементов, вытянутых в определенном направлении, с другими. Эффект ЛААП также может возникать из-за наличия систем ориентированных микротрещин в породе, например при разгрузке образца от литостатических напряжений в процессе его выбуривания и извлечения на поверхность [5]. Так как изучаемые образцы были извлечены с глубин 4.1–7.1 км, влияние микротрещин разгрузки на проявление эффекта ЛААП нельзя исключить.

Явление углового несогласия (УНС) между направленностью элементов симметрии УАН и ЛААП [4].

На акустополярнограммах образцов (обр. h001, гр. 2-2'; h005; h007, гр. 1-1'; h009, гр. 1-1', 2-2'; h031, гр. 1-1', 3-3') наблюдается отклонение направления наибольшего пропускания ЛААП от положения проекций элементов упругой симметрии. Такое явление, как правило, регистрируется при угловом несогласии направленности элементов, ответственных за проявление эффекта ЛААП с элементами упругой симметрии. Чаще всего такое рассогласование встречается, когда преимущественное направление микротрещин не совпадает с преимущественной ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен [4].

Эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ) [4].

Акустополярнограммы большинства образцов (обр. h001, гр. 3-3'; h005; h007, гр. 3-3'; h009, гр. 1-1', 3-3'; h012, гр. 3-3'; h014, гр. 1-1', 2-2'; h023; h025, гр. 1-1', 3-3'; h030, гр. 1-1', 2-2'; h031, гр. 1-1', 2-2') отличает аномально большие и округленной формы диаграммы ВС. Как показано ранее в работе [1] такие формы акустополярнограмм наблюдаются в случае, если в какой-либо плоскости кристаллоакустические оси минеральных зерен распределены в широком диапазоне углов. В этом случае проявляется эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ), прошедших по нормали к этой плоскости.

На форму акустополярнограмм образцов также влияют неоднородности и микротрещиноватости. Наименьшее влияние неоднородностей наблюдается на образцах h003, h012, h014, h025, h028. Несимметричная, угловатая форма акустополярнограмм ВП некоторых проекций образцов h005, h009, h023, h030, h031 свидетельствует о существенном влиянии неоднородностей и микротрещиноватостей на их строение.

Выводы

Изучение свойств образцов пород из диапазона глубин 4.1–7.1 км по разрезу немецкой сверхглубокой скважины (КТВ) показало, что все они являются упругоанизотропными и относятся к поперечно-изотропному и орторомбическому типам симметрии. На упругие характеристики пород в наибольшей степени влияют неоднородности и анизотропия. Практически во всех образцах зарегистрировано проявление эффекта линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП). Скорее всего, его проявление связано с направленной ориентировкой минеральных зерен, а также образованием систем микротрещин при выбуривании и освобождении породы от литостатических напряжений. На образцах зарегистрировано наличие углового несогласия параметров направленности эффекта ЛААП с элементами упругой симметрии. Также отмечено присутствие эффекта деполяризации сдвиговых волн.

Исследование линейных и нелинейных эффектов в твердых телах, возможно, позволит разработать полезные методы исследования различных микроскопических дефектов структуры кристаллических твердых тел. Также, при дальнейшем развитии, полученные знания о природе данных явлений и эффектов, безусловно, внесут полезный вклад в интерпретацию данных полученных при проведении геофизических работ с использованием сейсмических волн.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №07-05-00100-а, Президента РФ МК-1908.2008.5.

Список литературы

1. Горбачевич Ф.Ф. Анизотропия поглощения сдвиговых колебаний в горных породах // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1990. № 5. С. 70–79.
2. Горбачевич Ф.Ф. Акустополяризационный метод оценки упругой анизотропии горных пород // Геофи-

зические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. Апатиты: изд-во Кольского филиала АН СССР, 1982. С. 112–124.

3. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты. 1995. 204 с.

4. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 140 с.

5. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбачевич Ф.Ф. и др. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явления дезинтеграции), геодинамические следствия // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 136–144.

6. Ковалевский М.В. Повышение информативности акустополаризационного метода определения упругих характеристик горных пород: Автореф. дис... канд. техн. наук: Спец. 01.04.06, 05.11.13 / М.В. Ковалевский; СПбГЭТУ. СПб., 2002. 16 с.

7. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополарископии // Информационные материалы 12-й научной конференции: структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 123–125.

8. Ковалевский М.В. Методика определения скоростных соотношений упругих волн в задачах акустополарископии // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2007. С. 69–72.

9. Ковалевский М.В. Эффекты и явления, возникающие при распространении упругих волн в горных породах // Материалы XIX конф. молодых ученых. Геология и геоэкология: исследования молодых. Апатиты: изд-во К&М, 2008. С. 128–130.

10. Emmermann R. and Lauterjing J. The German Continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results. Journ. of Geoph. Res. 1997. V. 102. No B8. P. 18,179 – 18,201.

Семиканальная цифровая станция частотного зондирования КВВН-7

В.В. Колобов¹, Д.Н. Ку克林¹, А.Н. Шевцов²

¹ ЦФТПЭС КНЦ РАН, Апатиты

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, shevtsov@geoksc.apatity.ru

Задача определения электропроводности глубинных областей земной коры неизбежно приводит к необходимости использовать в методе частотного зондирования измерительные установки с все большими расстояниями между излучателем поля и точкой наблюдения.[2] Наличие естественных и промышленных шумов стимулирует как поиск более мощных средств возбуждения поля, так и развитие аналоговой шумоподавляющей аппаратуры и алгоритмов цифровой фильтрации. В последние годы благодаря развитию электротехнической базы стали по-

являться электронные компоненты для различных сфер электроники. В частности появились новые образцы операционных усилителей обладающих предельно низким значением внутреннего шума. Появление новых прецизионных и малошумных компонентов позволило сформулировать технические требования к новой семиканальной измерительной станции, позволяющей производить измерения магнитного поля и электрического потенциала контролируемых искусственных и естественных источников в широком частотном диапазоне 0.1–2500 Гц.

Усовершенствованная цифровая измерительная станция КВВН-7 состоит из измерительного блока, 14-разрядного аналого-цифрового преобразователя, полевого компьютера и системы электрических и магнитных датчиков. Внешний вид и схема станции показана



Рис. 1. Внешний вид станции. Измерительный блок – (а), индукционные датчики – (б), АЦП и фидера к нему – (в), GPS-приемник VT-359 – (г), фидера электрических каналов – (д), фидера магнитных индукционных датчиков – (е).

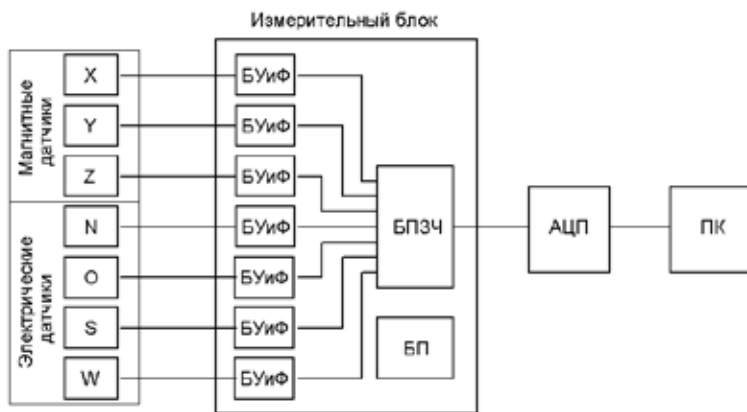


Рис. 2. Схема станции. БУиФ – блок усиления и фильтрации. БПЗЧ – блок подавления зеркальных частот. БП – блок питания. АЦП – аналого-цифровой преобразователь. ПК – персональный компьютер.

- 3 активных заградительных фильтра частот на 250 Гц, 350 Гц и 450 Гц.
- 3 усилителя сигнала, причём один из них регулируемый. Коэффициент усиления устанавливается с помощью галетного переключателя, расположенного на передней панели измерительного блока.
- Цепь индикации перегрузки при превышении амплитуды сигнала выше допустимого в ответственных участках блока, что необходимо для предотвращения появления амплитудных искажений сигнала.

В каждый блок усиления и фильтрации сигнала, поступающего с электрического датчика, входят:

- 5 заградительных фильтров частот на 50 Гц, 150 Гц, 250 Гц, 350 Гц и 450 Гц.

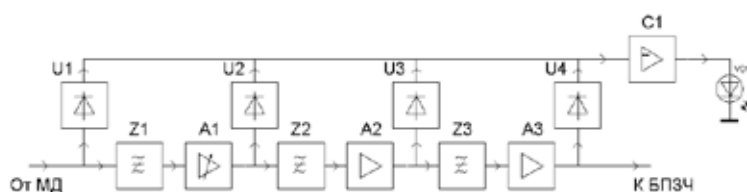


Рис 3. Структурная схема блоков усиления и фильтрации сигналов, поступающих с магнитных датчиков.

МД – магнитный датчик. U1-U4 – амплитудные детекторы. Z1-Z3 – заградительные фильтры. A1-A3 – усилители. C1 – компаратор.

ны соответственно на рисунках 1 и 2.

В измерительный блок входят:

- 7 блоков усиления и фильтрации сигналов, поступающих с электрических и магнитных датчиков (3 магнитных датчика и 4 электрических).

- Блок подавления зеркальных частот.

- Блок питания.

Структурные схемы блоков усиления и фильтрации сигналов, поступающих с магнитных и электрических датчиков, а так же структурная схема блока подавления зеркальных частот, показаны соответственно на рисунках 3, 4, 5.

В каждый блок усиления и фильтрации сигнала, поступающего с магнитного датчика, входят:

- 5 усилителей сигнала, причём два из них - регулируемые. Коэффициент усиления устанавливается с помощью галетного переключателя, расположенного на передней панели измерительного блока.

- Цепь индикации перегрузки.

Из теоремы Котельникова следует, что при дискретизации сигнала полезную информацию будут нести только частоты ниже частоты Найквиста, то есть частоты в два раза меньшей, чем частота дискретизации. Частоты выше частоты дискретизации.

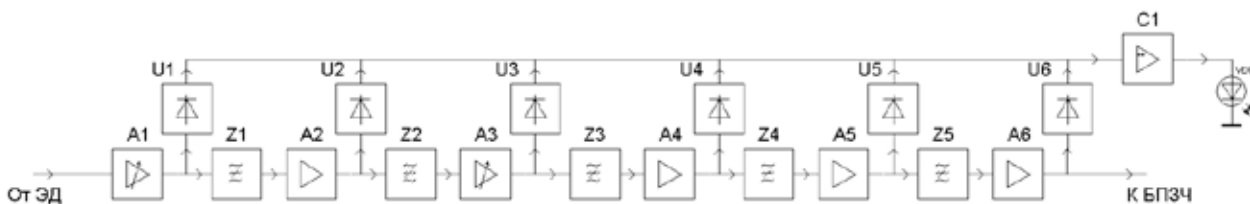


Рис 4. Структурная схема блоков усиления и фильтрации сигналов, поступающих с электрических датчиков.

ЭД – электрический датчик. U1-U6 – амплитудные детекторы. Z1-Z5 – заградительные фильтры. A1-A6 – усилители. C1 – компаратор.



Рис. 5. Структурная схема блока подавления зеркальных частот.

БУиФ – Блок усиления и фильтрации. АЦП – аналого-цифровой преобразователь. Z1-Z14 – фильтры нижних частот.

ты Найквиста являются зеркальным отображением нижних частот. Если спектр сигнала не имеет составляющих выше частоты Найквиста, то он может быть оцифрован и затем восстановлен без искажений. К примеру, в аудио компакт-дисках используется частота дискретизации 44100 Гц. Частота Найквиста для них — 22050 Гц, она ограничивает верхнюю полосу частот, до которой звук может быть воспроизведён без искажений.

Но это – теоретический предел. На практике есть некоторые нюансы. При оцифровке аналогового сигнала с широким спектром необходимо обеспечить срез спектра аналогового сигнала на частоте Найквиста при помощи фильтра очень высокого порядка, чтобы избежать зеркального отражения спектра для частот, лежащих выше частоты Найквиста. Практическая реализация такого фильтра весьма сложна, так как амплитудно-частотные характеристики фильтров имеют не прямоугольную, а колоколообразную форму, то образуется некоторая полоса «затухания». Поэтому максимальную частоту спектра дискретизируемого сигнала принимают несколько ниже частоты Найквиста, чтобы обеспечить надёжное подавление фильтром спектра дискретизируемого сигнала. При аналого-цифровом преобразовании сигнала неизбежно появляются зеркальные частоты. Для их устранения служит блок подавления зеркальных частот. Этот блок содержит по два фильтра нижних частот на каждый из семи каналов. Фильтр выбирается исходя из текущей частоты дискретизации АЦП. Фильтрация происходит до 40 Гц и до 2 кГц при частотах дискретизации соответственно 100 Гц и 5 кГц.

В блок питания входят гелевый аккумулятор напряжением 12 В и плата преобразования питания. Плата преобразования питания служит для формирования напряжения питания усилителей и фильтров (± 15 В).

Датчики магнитного поля представляют собой индукционные катушки. В корпус каждого датчика встроены: регулируемый усилитель, активные заградительные фильтры частот четвёртого порядка на 50 Гц и 150 Гц, а так же цепь индикации перегрузки.

С измерительного блока сигнал поступает на 14-разрядный АЦП фирмы L-card с частотами дискретизации 100 Гц и 5 кГц. Обработка данных производится в полевых условиях с помощью портативного компьютера и пакета программ PowerGraph 3.3.7 [1].

Все чувствительные цепи защищены варисторами для предотвращения попадания высоких пиковых напряжений в низковольтные цепи.

Заградительные фильтры.

Частотный диапазон исследования электрического и магнитного поля составляет 0.01–2000 Гц. При этом сигнал в большей его части состоит из промышленных помех, которые не могут нести полезной информации. В частности это основная и высшие гармоники промышленной частоты. Источниками этих частот являются линии электропередач, электрифицированный транспорт и прочие источники. Следует отметить, что из высших гармоник, наибольший вклад вносят только нечётные гармоники. Исследования показали, что в условиях удалённости от линий электропередач и электрифицированных железных дорог на расстоянии более 10 км, промышленные гармоники с частотами свыше 450 Гц сравнимы с невозмущённым полем, в то время как частоты 50, 150, 250, 350 и 450 Гц (1, 3, 5, 7 и 9-ая гармоника промышленной частоты) забивают весь полезный сигнал. Также в исследованиях отмечены значительные вариации во времени амплитуд гармоник помехи и незначительное изменение их частот. Таким образом, применение заградительных фильтров с узким диапазоном заграждения не даст необходимого результата. А с учётом того факта, что гармоники наиболее близкие к основной, имеют наибольшую амплитуду, то добротность фильтров настроенных на заграждение 1-ой, 3-ей, 5-ой, 7-ой и 9-ой гармоник должна

быть соответственно Q , $3 \times Q$, $5 \times Q$, $7 \times Q$ и $9 \times Q$. Где Q – добротность заградительного фильтра на 50 Гц, выбираемая таким образом, чтобы затухание полезного сигнала на частотах 40 Гц и на 62.5 Гц было на уровне 7 дБ. (рис. 6)

Т.к. станция эксплуатируется в широком диапазоне температур, то «уход» частоты заграждения недопустим. Особенно это относится к фильтрам с наивысшей добротностью. В свою очередь это накладывает требования к наивысшей термической стабильности применяемых пассивных компонентов. Следовательно, применяемые резисторы должны иметь наименьший ТКС (температурный коэффициент сопротивления) а конденсаторы наименьший ТКЕ (температурный коэффициент ёмкости). Резисторы, обладающие наименьшим ТКС, производят-

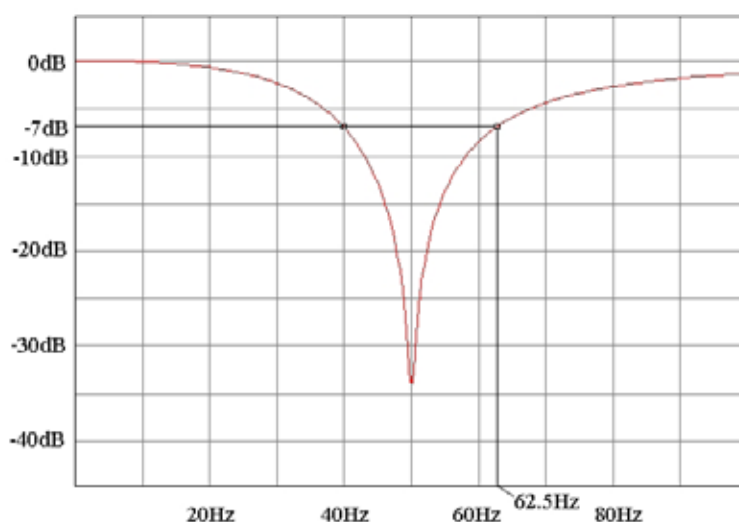


Рис. 6. Амплитудно-частотная характеристика заградительного фильтра на 50 Гц.

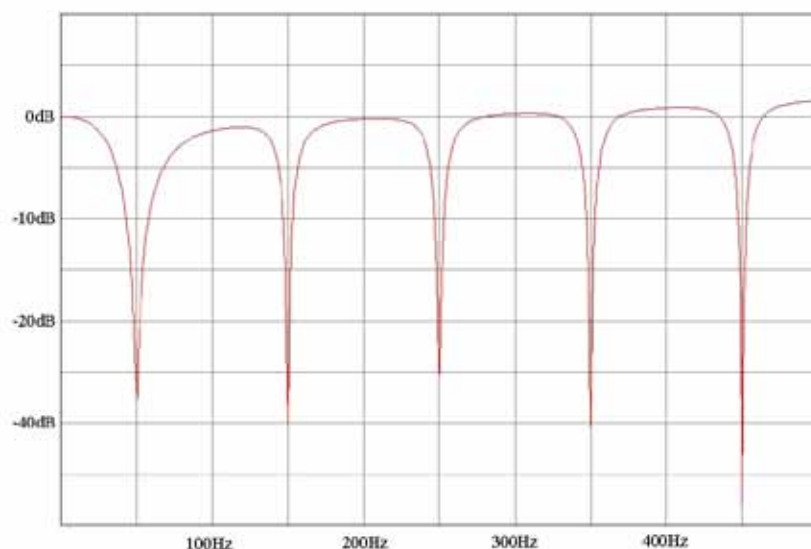


Рис. 7. АЧХ каскада фильтров измерительных каналов.

аппаратуры. Оценка собственных шумов получена путем измерения и сложения ЭДС датчиков, установленных параллельно и навстречу друг другу.

Аппаратура КВВН-7 прошла успешные испытания в период полевых работ 2009 г., в ходе эксперимента FENICS-2009.

Авторы выражают благодарность за материальную поддержку при создании аппаратуры КВВН-7, фонду РФФИ – гранты № 06-05-64429-а и № 07-08-00181-а), и ОНЗ Российской Академии Наук (проект N 6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы»).

Список литературы

1. Измайлов Д.Ю. Виртуальная измерительная лаборатория PowerGraph // «Пи-КАД – Промышленные измерения, Контроль, Автоматизация, Диагностика», 2007. № 3. С. 42–47.

2. Шевцов А.Н., Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г. и др. Методика и результаты частотных зондирований в Центральной части Кольского полуострова // Вопросы геофизики. Вып. 40. СПб.: изд-во С.-Петерб. ун-та, 2007. С. 54–64 – (Ученые записки СПбГУ, № 40).

ся зарубежной промышленностью. Они основаны на хромоникелевых сплавах. Значение их ТКС составляет менее $25 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. Конденсаторы, обладающие наименьшим ТКЕ, производятся с использование NP0 диэлектрика. Данный диэлектрик может иметь как положительный, так и отрицательный ТКЕ, который лежит в пределах $\pm 30 \times 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$.

На рисунке 7 приведена АЧХ каскада фильтров.

Собственные шумы магнитных каналов и индукционных датчиков станции КВВН-7 приведены на рис. 8 в сравнении с уровнем МТ-поля и собственными шумами некоторых отечественных и зарубежных аналогов измерительной

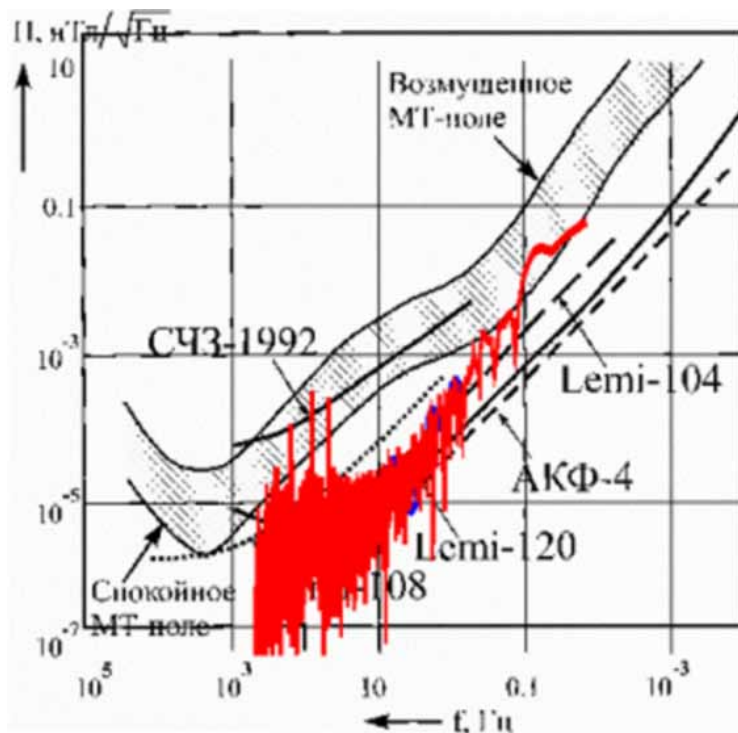


Рис. 8. Оценка спектральной плотности собственных шумов магнитных каналов и индукционных датчиков станции КВВН-7 – красная линия в зависимости от частоты, в сравнении с другими аналогичными датчиками

Отображение общих закономерностей в локализации месторождений флюидного генезиса по данным интерпретации сейсмических методов

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, amkouzin@yandex.ru

Ведущим методом изучения глубинного строения является сейсмический метод. Высокая плотность наблюдений, качественный и количественный характер информации определяют необходимость разработки общих методологических подходов интерпретации сейсмических данных и в первую очередь к прогнозированию месторождений флюидного генезиса.

Анализ и обобщение данных по условиям залегания рудных и нефтяных месторождений, а также разрывных нарушений позволил формализовать и унифицировать их общие свойства, которые можно охарактеризовать в следующих терминах: полиструктурность (по У.А. Асаналиеву), аформационность (по П.Н. Кропоткину) или полиформационность и полихронность (по В.И. Смирнову), полигенность, полифазность, полизональность.

Природа этих общих черт может быть объяснена главенствующей ролью кислорода - одного из самых распространенных в земной коре химических элементов. Его физико-химические свойства определяют фундаментальные свойства геологического пространства [18]. Низкая поляризуемость атомов кислорода обуславливает упругий и электромагнитный способы передачи энергии. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах и входит в химический состав воды, создавая тем самым единую взаимосвязь между горными породами и водными растворами.

Водородные связи определяют физико-химические свойства воды и, соответственно, ее растворов. Экспериментально доказано [9] наличие водородных связей даже при температурах и давлениях выше критической точки. Вода обеспечивает самый высокий по теплопроводности коэффициент полезного действия функционирования природной системы. Кислородными и водородными связями может быть объяснено то, что на заключительных стадиях развития различных геологических процессов наблюдаются по сути идентичные, независимые от геохронологии и пространственного положения процессов преобразования вещественного состава и структуры.

Волны деформаций, напряжений и температуры активизируют и меняют физико-химические свойства среды, контролируют перераспределение флюидных потоков в литосфере. Залежи флюидного генезиса (рудные и нефтяные) и разрывные нарушения образуются в процессе диссипации тектонической энергии, что определяет общие черты их залегания в геологическом пространстве. Все месторождения флюидного генезиса в той или иной мере связаны с уже сформировавшейся и развивающейся системой разрывных нарушений. Из физики очага землетрясений известно, что разрывное нарушение диссипирует энергию в направлении, ортогональном шовной зоне, создавая зональность упруго-деформационных свойств вмещающей среды и, тем самым, формируя ее миграционный потенциал по отношению к флюидным потокам. Движение растворов сопровождается преобразованием горных пород и, соответственно, их упругих свойств. Формируются зоны гидротермально-метасоматических изменений, которые присутствуют во всех рудных и большинстве нефтяных месторождений. В среде начинают проявляться общие свойства в залегании залежей. Кислородные и водородные связи, порождая общие черты в организации геологической среды, определяют основные подходы к интерпретации сейсмического метода, в котором общие черты залегания

залежей флюидного генезиса находят свое отображение в сейсмическом поле. Из сейсмических параметров наиболее универсальным параметром является скорость продольных упругих колебаний, которую можно измерить в любой среде и метрологически обосновать измерения. При этом в методическом плане ее относительные определения не менее значимы, чем абсолютные.

Анализ данных петрофизики и материалов полевых наблюдений позволил сделать следующие основополагающие выводы: 1 – в зонах гидротермально-метасоматически измененных пород (рудные интервалы) значения скорости продольной волны лежат в интервале между скоростями неизменных и сильнотрещиноватых пород; 2 – рассчитанные коэффициенты отражения для гидротермально измененных пород лежат в большинстве случаев в пределах от 0.008 до 0.07 и, соответственно, характеризуются как слабые сейсмические границы (рис. 1).

Учитывая шероховатость таких границ,



Рис. 1. Коэффициенты отражения пород, подвергнувшиеся гидротермально-метасоматическим изменениям [12].

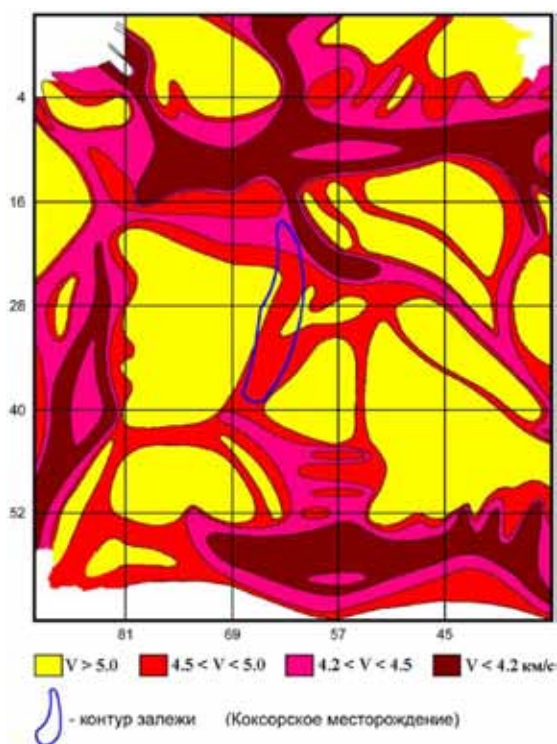


Рис. 2.

В настоящее время одной из самых актуальных задач является поиск урановых месторождений. Основные перспективы связываются с поисками стратиформных месторождений и месторождений, залегающих в осадочных бассейнах. Ведущие нефтяные компании с целью повышения капитализации лицензионных участков начинают проводить комплексные исследования на предмет добычи со-

вероятность регистрации отражения крайне мала, тем более зеркального; 3 – залежи отсутствуют в зонах вертикальных и наклонных разрывных нарушений, которые трассируются до рыхлых отложений самой верхней части разреза и характеризуются аномально низкими значениями скорости преломленной волны и/или наличием отражающей границы. Эти результаты позволили обосновать методику выделения зон гидротермально-метасоматических пород для прогноза уранового оруденения по комплексу преломленно-рефрагированных и отраженных волн [12, 16]. Наиболее эффективна эта методика в комплексе с данными радиометрии или геохимии, что позволяет классифицировать по перспективности геохимические аномалии. На рис. 2 представлена карта граничной скорости по Коксорскому урановому месторождению (Северо-восточное обрамление Кокчетавского кристаллического массива). Из рисунка можно видеть, что контур рудной залежи лежит в зоне промежуточных значений граничной скорости. Следует отметить, что пониженные значения скорости могут характеризовать область миграции флюидного потока, обеспечивающей перепад давлений для заполнения резервуара. Разрушенные или несформировавшиеся залежи совпадают с аномально низкими значениями скорости и, как правило, с выходом к поверхности отражающих границ разрывных нарушений. На рис. 3 и 4 проиллюстрировано положение о подобии отображения в волновом поле рудного (Джезказганского) и нефтяного месторождения (Южно-Татарский свод).

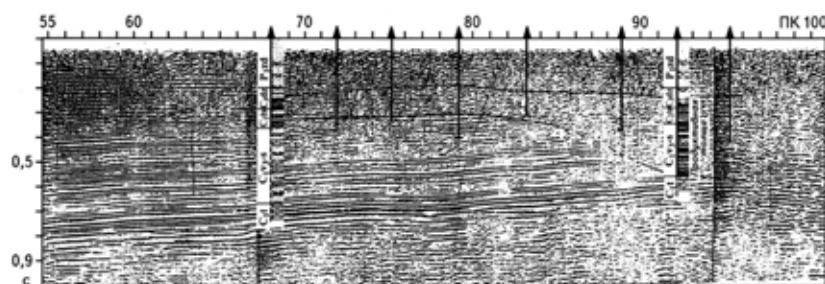


Рис. 3. Временной разрез МОГТ (Джезказганское месторождение) [10].

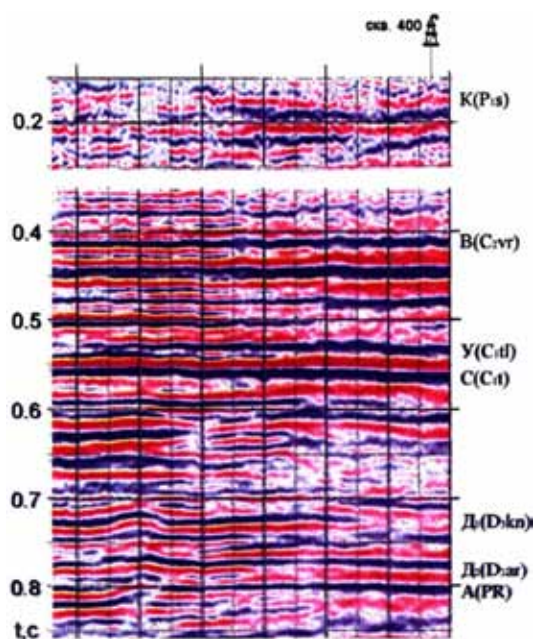


Рис. 4. Временной мигрированный разрез МОГТ (Татнефтегеофизика, 2001).

путствующих рудных полезных ископаемых. Поэтому использование общих подходов к прогнозированию месторождений флюидного генезиса определяет современный уровень поисковых геолого-геофизических исследований.

Общая закономерность в локализации рудных и нефтяных месторождения в зонах градиентных значений скорости наблюдается и для региональных наблюдений КМПВ и ГСЗ. Так, для Норильского рудоносного, нефтеносного и угленосного района на картах-схемах граничной скорости по «архейскому» и «палеозойскому» фундаментам (рис. 5) месторождения полиметаллов и углеводородов лежат на градиентных зонах широтной мегаструктуры [15].

Сходная картина по скорости преломленно-рефрагированных волн характерна для других районов. Например, на региональном профиле КМПВ переходные значения граничной скорости по фундаменту коррелируются с местоположением Мухановского месторождения нефти. Наличие таких относительно протяженных градиентных зон граничной скорости, образующих, по сути, тектонические блоки, позволяет их связывать с проявлением современного процесса дегазации недр.

На рис. 6 показан фрагмент профиля ГСЗ «Битум» в изолиниях отношения скоростей продольных и поперечных волн

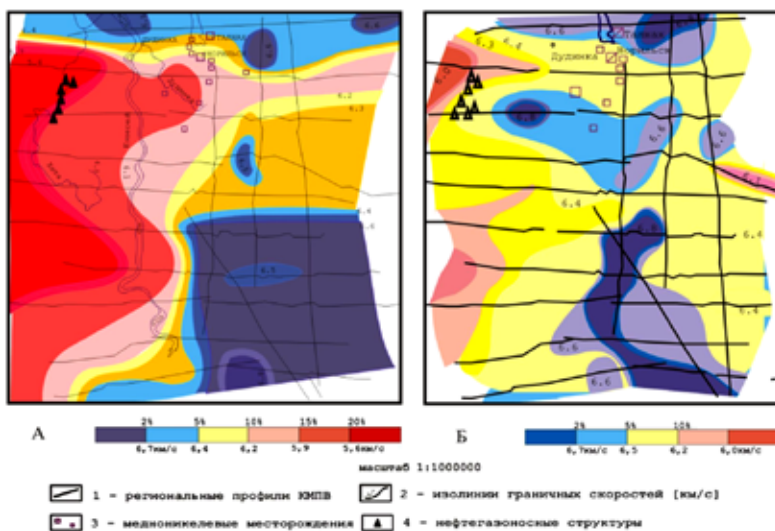


Рис. 5. Карта-схема граничной скорости. А – по «архейско-протерозойскому» фундаменту; Б – по «палеозойско-мезозойскому» фундаменту (составлена по материалам Верецагиной М.М.).

зависимо от происхождения коллектора и подстилающих его пород наблюдается аналогичная закономерность – залегание на областях относительно пониженных значений Vp/Vs [12]. Например, Астраханское месторождение залегает на массивных известняках, а Карачаганакское приурочено рифогенной структуре.

В теории поисков месторождений полезных ископаемых рассматриваются две тесно взаимосвязанные совокупности процессов: это процессы, обуславливающие условия образования, и процессы сохранения месторождений. В то же время в интерпретации геофизических данных несопоставимо мало внимания уделяется изучению взаимосвязи двух этих процессов с механически жесткими геологическими образованиями, которые выступают важнейшим фактором стационарности геодинамической обстановки, необходимой для накопления и сохранения залежей и месторождений.

Анализ и обобщение данных позволили прийти автору к выводу о фундаментальной роли механически жестких образований в геологических процессах [16, 17]: – на нефтеносных и рудоносных блоках фиксируются землетрясения [6]; – большинство очагов землетрясений расположено на границе жестких блоков [32]; – месторождения или залежи флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их границах [12, 16].

Для объяснения этой роли может служить геомеханическая модель «твердого тела со структурой» [21]. Помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях – увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений. В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой (рис. 7). Незначительная разница в упругости приводит к тому, что в кровле, в бортовом обрамлении напряжения более чем на 10 % меньше, а в самом массиве напряжения, наоборот, возрастают [29].

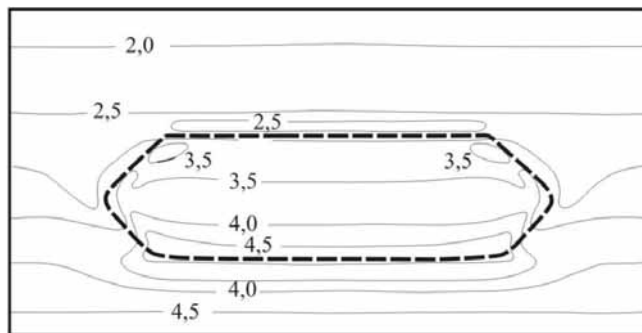


Рис. 7. Распределение вертикальных напряжений в массиве терригенных пород с включением интрузивного тела (линии равных напряжений в МПа, штриховой линией обозначены контуры интрузивного тела) [29].

(Vp/Vs), пересекающий в субмеридиональном направлении Норильский рудный район. На разрезе синим цветом выделены области относительно низких значений Vp/Vs . В центральной части разреза обращает на себя внимание наклонная область пониженных значений Vp/Vs , прослеживаемая от кровли фундамента и до границы Мохоровичича. В осадочном чехле над ней лежит линза также пониженных значений Vp/Vs относительно значений Vp/Vs для осадочного чехла. Совместная интерпретация карт граничной скорости и разреза Vp/Vs позволила прийти к выводу об уникальности образования месторождений Норильского рудного района [15, 16].

Для крупнейших месторождений углеводородов, обрамляющих Прикаспийскую впадину (Астраханское, Карачаганакское, Оребургское и т.д.), не-

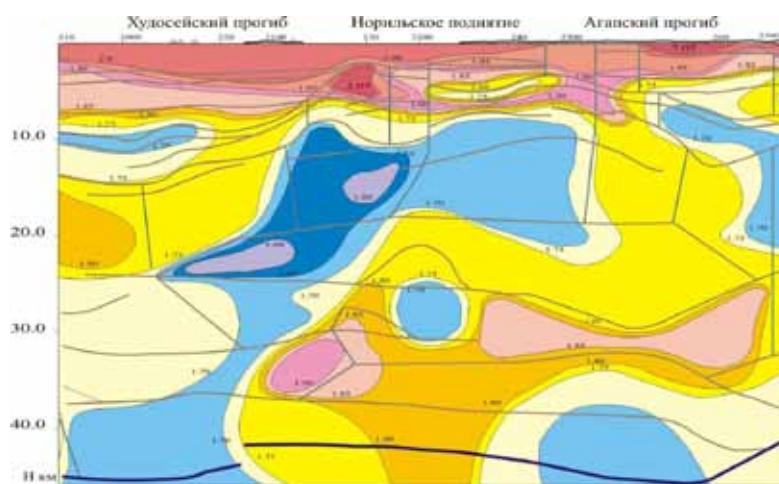


Рис. 6. Разрез отношения скоростей Vp/Vs по фрагменту профиля ГСЗ «Битум».

Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды. Перечисленные свойства жесткого тела позволяют объяснить миграцию магматических каналов.

Из данных сейсмической томографии [20, 25] можно увидеть, что магматические каналы расположены на периферии области низкой скорости и тяготеют к границам высокоскоростных блоков, независимо от типа земной коры. Причем контакт может быть проявлен не только в различии значений скорости продольных волн, но и в отношении скоростей продольных и поперечных волн, что наглядно было проиллюстрировано по профилю через Ключевскую группу вулканов (вулкан Безымянный) [23].

Эти же свойства жесткого тела могут объяснить приуроченность месторождений флюидного генезиса к узлам пересечения разрывных нарушений. Так, по данным физического моделирования процесса образования разломов [22], в том случае, когда развитие продольных трещин тормозилось поперечными трещинами, для модели наблюдалось явление упрочнения; ее разрушение происходило при больших на 8–15 % напряжениях. Упрочнение происходило на фоне увеличения количества трещин. Следовательно, в процессе неупругого деформирования даже в однородной среде образуются области с относительно более высокой механической жесткостью. Результаты физического моделирования подтверждаются данными сейсмической томографии. Дифференциация по скорости между тектоническими блоками (Чуйская впадина, Алтай) проявилась после землетрясения, до события здесь располагались два однородных низкоскоростных блока, наиболее интенсивные локальные максимумы плотности связаны с зонами сопряжения или пересечения разломов [24].

Образование зон упрочнения в среде может происходить и при флюидизации. За счет быстрого увеличения трещинно-пористого пространства флюидное давление падает, что приводит к увеличению эффективного давления и уменьшению кулоновых напряжений при сохраняющемся уровне девиаторных напряжений. При этом происходит некоторое уменьшение внутреннего сцепления ненарушенных участков горной породы, а из-за усилившегося всестороннего обжатия данная область упрочняется [5].

С дегазацией недр связаны выбросы угля, зоны объемного катаклаза [4] и трубок взрыва. Особенно высокое давление во флюиде может возникать за счет гидравлической взаимосвязи очагов флюидизации, расположенных на разных гипсометрических уровнях и/или иных тектонических напряжениях, что ведет к направленной передаче напряжений [3]. Экспериментальные исследования фильтрации при деформации выбросоопасных и невыбросоопасных песчаников [27] показали, что в зонах разрывных нарушений области упрочнения экранируют газообразные флюиды. Образование взрывоопасных зон в угольных шахтах происходит только там, где при повышенных концентрациях углеводородов присутствуют разрывные нарушения и флюидоизмененные породы – зоны упрочнения или «бронирования» с аномально высокими концентрациями Ti , Mn , W , Mo , Sc [30].

Рифогенные структуры можно назвать классическим примером тесной корреляции механически жесткого тела, разрывного нарушения и месторождений флюидного генезиса. В газонасыщенных рифогенных известняках [26], а также в зонах разрывных нарушений [13, 17] эффективные значения коэффициента Пуассона могут достигать отрицательных значений. Для рифов его низкие или отрицательные значения могут быть объяснены квазиконической формой пор. По данным реологических испытаний образцов горных пород [28] породы с квазиконической формой пустотного пространства обладают большей устойчивостью к деформациям по сравнению с другими формами.

Для залежей углеводородов в [7] особо подчеркивалось: что «...природный резервуар является неотъемлемой частью гидродинамической системы... Существование таких энергетических систем без подложки невозможно». Это положение в полной мере относится к рудным месторождениям. В качестве подложки могут выступать зоны разрывных нарушений с аномальными значениями коэффициента Пуассона [13, 14].

Современный период глубинных сейсмических исследований характеризуется тотальным применением МОГТ, фактически без комплексирования с другими сейсмическими методами КМПВ, ГСЗ, МОВЗ, что существенно снизило достоверность моделей глубинного строения. На рис. 8–10 представлены материалы совместного рассмотрения данных интерпретации профиля ГСЗ «Черемшан-Мелеуз» и геотраверса МОГТ «Татсейс». Южно-Татарский свод и его юго-восточное обрамление представляет собой один из наиболее интересных районов по изучению глубинного строения и его взаимосвязи с нефтеносностью. Профиль ГСЗ «Черемшан-Мелеуз» проходит приблизительно в 45 км южнее геотраверса Татсейс и примерно параллельно последнему. Здесь на границе перехода к складчатому Уралу и в пределах склона Татарского свода по данным сейсмологии в верхней мантии на глубинах 100–200 км присутствует обширная низкоскоростная зона.

Нужно отметить, что с Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления началась история глубинного изучения земной коры Волго-Уральской нефтегазоносной провинции по методу ГСЗ. В 1956 г. на профиле «Черемшан-Мелеуз» по инициативе В.В. Федынского и под научным руководством Ю.Н. Година были проведены полевые работы по системе непрерывного ГСЗ. Разработанные в 1956 г. принципиальные особенности методики наблюдений и интерпретации ГСЗ были широко использованы в последующих глубинных исследованиях территории СССР.

Для совместной интерпретации профиля «Черемшан-Мелеуз» и данных МОГТ (геотраверсы «Татсейс» и «Уралсейс»), были рассчитаны временные аномалии первых коровых Р-волн по наблюдаемым годографам этого профиля [11]. Принципиально новым результатом, полученным на этом профиле по сравнению с прежними вариантами интерпретации, является построение разреза отклонений времен прихода первых волн (Δt). Этот способ

обработки преломленно-рефрагированных волн ГСЗ изложен в [2]. Суть его заключается в построении отклонений времен прихода ($t_{набл}$) Р-волн от значений времен по отношению к среднестатистическому годографу ($t_{ср}$), например Джеффриса-Буллена ($\Delta t = t_{набл} - t_{ср}$). Из значений Δt , определенных на различных удалениях от источника и отнесенных к половине расстояния между пунктом взрыва и приема, формировался временной разрез Δt и суммарная кривая всех значений Δt на пикете профиля.

Этот способ имеет следующие преимущества: – не нужно учитывать неоднородности ВЧР, – до инверсии получить объективный портрет среды, – точно определить скоростные блоки, что особенно важно для выявления возможных каналов миграции флюидных потоков. В последние годы этот способ был усовершенствован, значения Δt на разрезе представляются не в удалениях, а в глубинах, что позволяет проводить не только качественную, но и количественную интерпретацию с другими сейсмическими характеристиками.

В результате расчетов была получена осредненная временная аномалия $\Delta t_{ср}$ и распределение аномалий $\Delta t(R)$ на глубину (рис. 8). Кривая $\Delta t_{ср}$, представляющая обобщенную скоростную характеристику среды, отчетливо показывает наличие двух блоков, Татарского свода на западе и Предуральского прогиба на востоке. Эти тектонические блоки хорошо известны. Следует подчеркнуть, что временные аномалии позволяют не только обособить тектонические структуры, но, что важно, – значительно точнее определить граничные области между ними и выявить особенности их строения (например, морфологию), которые в ряде случаев представляют собой области разгрузки глубинных флюидных потоков и генетически связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

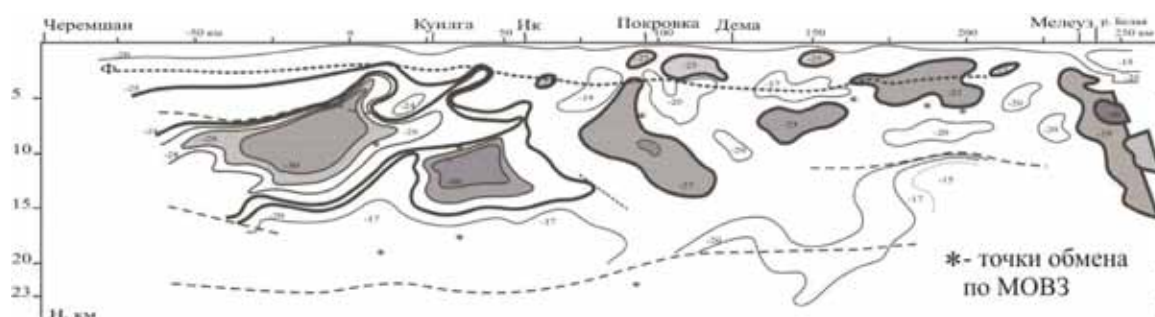


Рис. 8. Глубинный разрез по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз» временных аномалий $\Delta t(R)$ первых коровых Р-волн.

На профиле «Черемшан-Мелеуз» границная зона между блоками Татарского свода и Предуральского прогиба занимает участок протяженностью до 35–40 км. Он представлен низкоскоростной зоной, начало которой уходит в нижнюю кору и скорее всего, в мантию; в средней ее части существует маломощная сравнительно высокоскоростная «перемычка». Еще один контакт намечается на восточном конце профиля. В отличие от западной зоны восточный контакт более высокоскоростной относительно прилегающей среды.

В целом разрез во временных аномалиях первых Р-волн демонстрирует очень сложную структуру верхней части коры, насыщенной отдельными скоростными неоднородностями. Мощная высокоскоростная толща с отдельными плотностными образованиями распространена в пределах Татарского свода. Обширная низкоскоростная верхнекоровая толща с наличием ряда неоднородностей, различных по скоростным параметрам, характерна для Предуральского прогиба. Верхняя толща коры ограничена в поле $\Delta t(R)$ изолиниями со значениями – 2.0 сек; к верхней из них приближаются разные по значениям локальные аномалии $\Delta t(R)$, что вероятно, отражается в изменении значений граничных скоростей

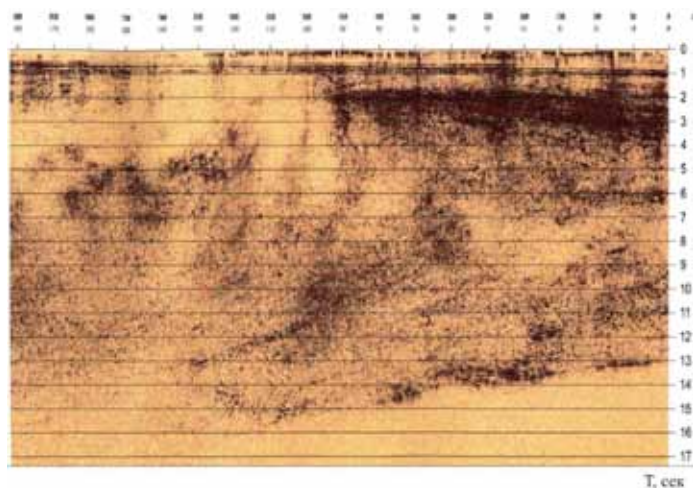


Рис. 9. Юго-восточная граница Южно-Татарского свода (центральная часть временного разреза).

на поверхности фундамента, полученного по данным ГСЗ-КМПВ. Нижняя непрерывная изолиния поля временных аномалий связана с зоной перехода верхней коры к средней, также различной в выделенных крупных блоках, но формирующей, вероятно, достаточно устойчивую сейсмическую волну, по которой построена граница на глубинах 19–23 км. Этим особенностям временных аномалий профиля «Черемшан-Мелеуз» отвечает: наличие внутри верхней толщи двух локальных отражающих границ, не связанных друг с другом; появление наклонной зоны в контактной области; увеличение количества «отражающих» (дифрагирующих?) элементов во всей толще коры этой же области. Глубинные построения показывают, что наклонная зона по кровле трансформируется в достаточно пологую структуру, имеющую угол падения на юго-восток приблизительно в 30–40°.

На рис. 9 представлен фрагмент временного мигрированного разреза по геотраверсу «Татсейс», соответствующий центральной части профиля ГСЗ. На следующем рисунке (рис. 10) – глубинные построения по этому фрагменту временного разреза. Сопоставление независимо выполненных построений по ГСЗ и МОГТ позволило существенно повысить достоверность сейсмической интерпретации: – граница на глубинах 19–23 км по ГСЗ неплохо совпадает с серией горизонтальных границ (на глубинном разрезе пунктирные линии); – контуры положительных и отрицательных аномалий Δt вписываются между наклонными отражающими границами, что позволяет сделать приблизительную оценку азимутов падения и простирания отражающих границ. Одним из наиболее интересных результатов оказалось совпадение зон интенсивной сейсмической записи с отрицательными аномалиями Δt , которые соответствуют повышенным значениям скорости продольных волн. Особенно четко это видно для вертикальных зон интенсивной сейсмической записи

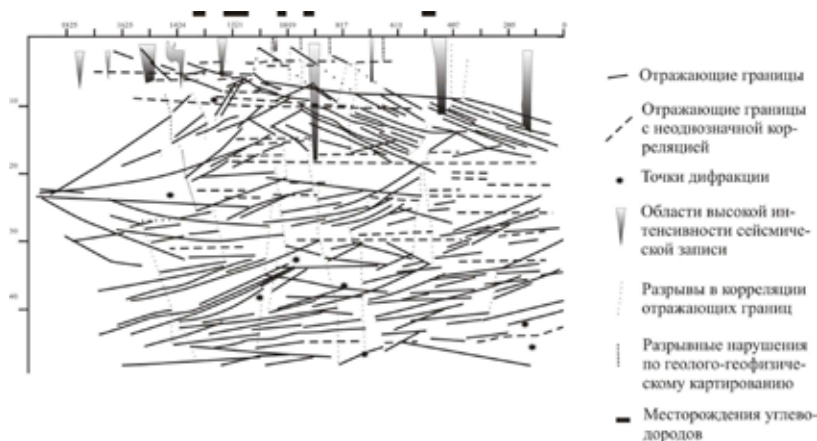


Рис. 10. Глубинный разрез по фрагменту временного разреза геотраверса «Татсейс».

При анализе временных разрезов МОГТ многими исследователями было обращено внимание на эти области. В геологической интерпретации эти зоны стали определяться как «канализированные» системы или зоны перемещения флюидов из недр к земной поверхности. Однако этого обоснования с позиции физики распространения волн нигде не дается. Еще в 1973 г. подобные субвертикальные зоны «звучащей записи» были описаны в [1]. В районе работ [1] было закартировано большое количество разрывных нарушений и, кроме того, встреченные ранее подобные динамические аномалии на нефтяном месторождении в Каспийском море по данным бурения совпада-

ли с разрывными нарушениями [8], в [1] был сделан вывод, что эти аномалии «звучащей записи», являются разрывными нарушениями. Важно отметить, что все эти аномалии зафиксированы в водной среде. В [14] выделение водонасыщенных разрывных нарушений было обосновано при интерпретации поперечных волн. По отраженным S-волнам выделяются проницаемые (открытые) разрывные нарушения, характеризующиеся сильным разуплотнением, наличием глинки трения, обводненностью шовной зоны РН. По преломленным S-волнам такие разрывные нарушения картируются аномально низкими значениями скорости.

В [31] было показано, что для продольных волн наличие влаги на границе шероховатых слоев нивелирует эффект рассеяния (рис. 11), резко сглаживает влияние мелкомасштабных неоднородностей и тем самым уменьшает хаотичность записи.

В свою очередь это ведет к увеличению энергии падающей волны и контрастности волновой картины. Объяснение водонасыщенности разрывных нарушений дано в геомеханике [19]. В случае роста и локализации трещин в полосы, растворы будут втягиваться в трещино-поровое пространство. Такую модель можно рассматривать по аналогии с дилатансионной моделью формирования очаговой зоны землетрясений.

На рис. 6В нанесены проекции нефтяных месторождений на линию профиля. Некоторые из зон интенсивной записи соприкасаются с контурами месторождений, причем отдельные зоны прослеживаются в верхние горизонты осадочного чехла. По-видимому, подобные зоны можно рассматривать как области диффузионного проникновения (восходящей и нисходящей фильтрации) жидкой фазы флюидов. Этот пример совместной интерпретации данных ГСЗ и МОГТ показывает, что отсутствие данных о распределении скорости может приводить к ошибочным представлениям о глубинном строении, в частности, области интенсивной сейсмической записи в верхней и средней части могут быть связаны не с понижением скорости, а наоборот с ее увеличением.

В общем случае для данных МОГТ, структурные построения автора и анализ данных опубликованных работ позволили прийти к заключению, что в большинстве случаев нефтяные и рудные месторождения находятся в

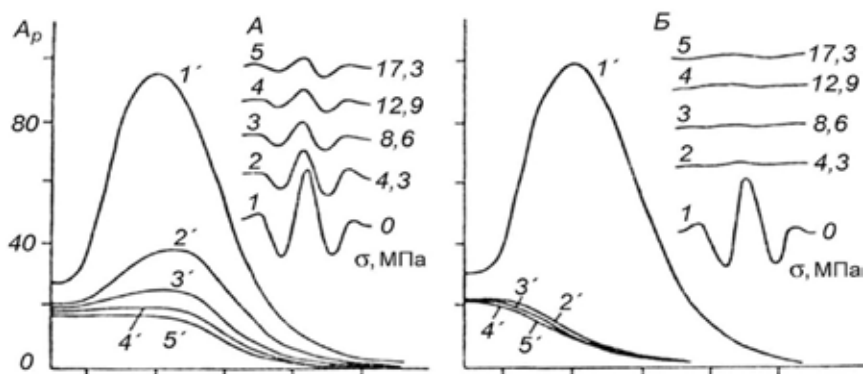


Рис. 11. Временной импульс отраженной Р-волны и ее АЧС на границе раздела медь-медь шероховатостью $h=0.008$ мм при разных давлениях: А – на сухой границе; Б – на смоченной маслом границе [31].

обрамлении наклонных и/или листрических разломов – отражающих границ; нередко область их пересечения совпадает с зоной вертикального разлома. В целом картину разрывной тектоники можно представить в виде цветка, лепестками которого являются отражающие поверхности [16].

Таким образом, общие закономерности в локализации месторождений флюидного генезиса находят отображения в сейсмическом поле независимо от минерального состава, генезиса породных массивов и масштабов.

Список литературы

1. Азими Ш.А., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Результаты акустического профилирования в среднем течении реки Оби // Разведочная геофизика, вып. 57, М.: Недра, 1973. 74–80 с.
2. Баранский Н.Л., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Методика изучения земной коры сейсмоопасных зон. Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР, М.: Наука, 1984. С. 36–53
3. Валяев Б.М. Роль активной вторичной флюидизации в изменении напряженного состояния, разупрочнении и деформациях минеральных комплексов // Докл. АН СССР, 1987. Т. 293. № 1. 177–181 с.
4. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1986. 231 с.
5. Добровольский И.П. Теория подготовки очага землетрясения. М. ИФЗ АН СССР, 1991. 224 с.
6. Егоркин А.В. Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика, 1996. № 4.
7. Еременко Н.А., Чилингар Г.В. Геология нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука, 1996. 176 с.
8. Калинин В.В., Ковальская И.Я. Результаты сейсмоакустических исследований на акватории Бакинского архипелага // Разведочная геофизика, вып. 38, М.: Недра, 1969.
9. Калинин А.Г., Горбатый Ю.Е. Роль водородных связей в структуре и свойствах гидротермальных флюидов // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998. 553 с.
10. Караев Н.А., Рабинович Г.Я. Рудная сейсморазведка, М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 366 с.
11. Краснопевцева Г.В., Кузин А.М. Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции, 22–25 апреля 2008. М.: ГЕОС, 2008. С. 233–236.
12. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика, вып. 131, М.: Недра, 1994. С. 396–406.
13. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика, 1999. № 5. С. 3–15.
14. Кузин А.М. О внутреннем строении зон разрывных нарушений по сейсмическим данным // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Всероссийская конференция, том 2, 20–25 октября 2008 г. Тезисы докладов, 49–51 с.
15. Кузин А.М. Условия сохранения как поисковый критерий для крупных месторождений флюидального генезиса // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа». М.: Геоинформмарк, 2004. 224 с.
16. Кузин А.М. Методологические аспекты прогнозирования месторождений флюидного генезиса по сейсмическим данным // Сборник трудов научной конференции посвященной 100-летию со дня рождения профессора, лауреата Ленинской премии Ф.И. Вольфсона (1900–1988) М.: ИГЕМ, 2007. 102–106 с.
17. Кузин А.М. О корреляции скорости продольных и поперечных волн и их отношения с рудной минерализацией, нефтегазосодержанием и алмазосодержанием // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV-международной конференции, 27–31 октября 2008. Петрозаводск, 2008. Т. 1, 293–297 с.
18. Макеев С.М. К внутренней динамике геохимических процессов // Российский геофизический журнал, 1999. № 13–14.
19. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.
20. Пийп В.Б., Гыльзов Р.М. Строение литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе по данным новой интерпретации материалов ГСЗ // Материалы XXXVIII тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. 89–91 с.
21. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
22. Ружич В.В. Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. 120 с.
23. Санина И.А., Усольцева О.А., Иванченко Г.Н., Еманов А.Ф. Модель глубинного строения зоны Чуйского землетрясения по данным сейсмической томографии и дистанционного зондирования // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. Под ред. академика РАН В.В. Адушкина. М.: ГЕОС, 2005. 266 с.
24. Санина И.А., Низкоус И.В., Гонтовая Л.И. Пространственная скоростная структура северной группы вулканов Камчатки // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. Под ред. академика РАН В.В. Адушкина. М.: ГЕОС, 2005. 266 с.
25. Славина Л.Б., Гарашин И.А., Горельчик В.И. и др. Скоростное строение и напряженно-деформированное состояние земной коры в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. № 1, 1999. 1–10 с.

2001. 49–59 с.

26. Справочник геофизика. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (петрофизика). Под ред. Н.Б. Дортман, 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1984. 455 с.

27. Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г. Экспериментальная физика и механика горных пород. СПб.: Наука, 2001. 343 с.

28. Стаховская З.И. Изменение упругих параметров при высоких давлениях в твердых материалах, обладающих пористостью и микротрещиноватостью // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. 196 с.

29. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы. Под ред. акад. Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1986. 254 с.

30. Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г. и др. Углеродная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса // Ростов на Дону: изд-во Рост. ун-та, 2004. 272 с.

31. Ушаков Г.Д., Ушаков М.Г. «Экспериментальное изучение рассеивания упругих волн на шероховатой границе раздела». «Геология и геофизика». 1993. № 2.

32. Шебакин Н.В. Сильные землетрясения. Избр. Труды. М.: Акад. горных наук, 1997. 541с.

Предварительные результаты обработки данных эксперимента FENICS-2009

**М.С. Петрищев¹, П.А. Сергушин¹, В.С. Исмаилов¹, Д.Б. Зайцев¹, Ю.А. Копытенко¹,
А.А. Жамалетдинов^{1,2}**

¹ Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, Санкт-Петербург, mp@izmiran.spb.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

В работе представлены предварительные результаты обработки данных СПбФ ИЗМИРАН по эксперименту FENICS-2009. Выполнен спектральный анализ измеренных сигналов и проведено построение кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса для ряда пунктов наблюдений.

Эксперимент FENICS-2009 направлен на решение фундаментальной проблемы «Глубинное электромагнитное зондирование Земли с применением мощных искусственных (контролируемых) источников крайне- и сверхнизкочастотного (КНЧ-СНЧ) диапазона» и на создание основ инновационных технологий поиска и разведки месторождений полезных ископаемых. Эксперимент FENICS-2009 является продолжением эксперимента FENICS-2007.

Целью FENICS-2009 является разработка метода тензорного частотного глубинного зондирования с двумя взаимно-ортогональными заземленными питающими линиями (промышленными линиями электропередачи) в комплексе с методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Метод получил название CSMT (Control Source MagnetoTellurics). Метод CSMT, в отличие от известного метода зондирования в звуковом диапазоне частот (CSAMT), направлен на изучение глубинной электропроводности земной коры в крайне- и сверх низкочастотном диапазоне (КНЧ-СНЧ) частот 0.1–200 Гц. Синхронно с записью сигналов от промышленных ЛЭП

выполняется магнитотеллурическое и аудиомангнитотеллурическое зондирование (МТ-АМТЗ). Разделение сигналов, создаваемых естественными и контролируемыми источниками, осуществляется путем спектрального Фурье-преобразования измеренных временных рядов. Схема установки CSMT зондирования приведена ниже на рис. 1.

Эксперимент проведен в августе 2009 г. В качестве излучающих антенн использованы две взаимно ортогональные промышленные линии электропередачи представленные на рис. 2: Л-1 – субширотная линия протяженностью 109 км и Л-2 – субмеридиональная линия протяженностью 120 км. Генерация синусоидальных сигналов выполнена в диапазоне частот 0.094–194 Гц с использованием генератора нового поколения «Энергия-2», мощностью до 200 кВт и с рабочим напряжением до 1100 В. Расположение пунктов регистрации электромагнитных сигналов в эксперименте представлено на рис. 2.

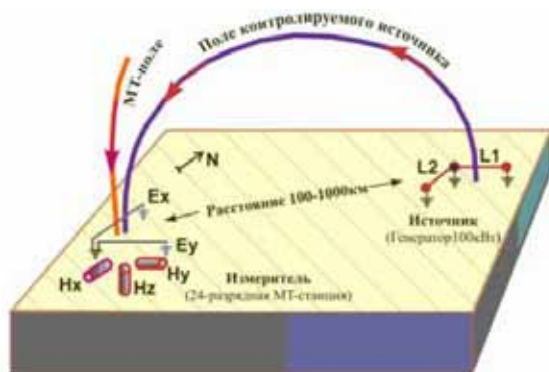


Рис. 1. – Схема установки CSMT тензорного частотного зондирования с двумя взаимно-ортогональными питающими линиями (промышленными ЛЭП) в комплексе с МТЗ.

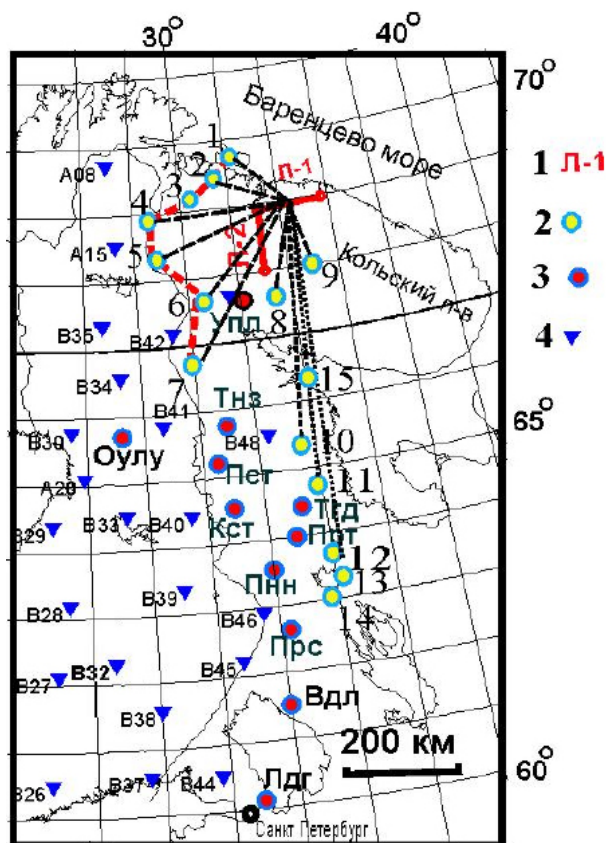


Рис. 2 – Схема расположения питающих линий и пунктов приема сигналов в эксперименте FENICS-2009 на «малых» удалениях

1 Л-1

Условные обозначения:

1 – положение ЛЭП Л-1 и Л-2 (излучатели),

2 (желтые кружки) – пункты приема 2009 года

3 (красные кружки) – пункты приема 2007 года.

4 (синие треугольники) – пункты МТЗ в эксперименте BEAR, 1998 г.

Организации-участницы измерений 2009 года

Генерация и измерение тока в ЛЭП Л-1 и Л-2 – ЦФПЭС
КНЦ РАН и ПГИ КНЦ РАН.

Измерения сигналов, номера у желтых кружков:

1–7 – полевые пункты ГИКНЦ РАН

8 – стационарный пункт «Array» ГС РАН;

9 – стационарный пункт «Ловозеро» ПГИ КНЦ РАН

10–14 – полевые пункты СПбФ ИЗМИРАН;

15 – стационарный пункт НИИФСПбГУ

Основные измерения сигналов выполнены двумя группами передвижных отрядов. Первая из них – группа Геологического института КНЦ РАН – выполняла наблюдения на территории Кольского полуострова (пункты 1–7 на рис. 2). Основной задачей работ на Кольском полуострове явилось получение новых данных о глубинном строении крупных рудоперспективных структур – Печенгской, Гранулитового пояса, Ковдорского блока. Предполагается, что применение двух поляризаций первичного поля в широком диапазоне частот позволит оценить протяженность на глубину проводящих горизонтов этих геологических структур и элементы их залегания. При этом предполагается не только исследовать их строение, но и попытаться решить фундаментальную задачу о протяженности на глубину геологически активной части земной коры. В данной работе проведен первичный анализ данных наблюдений передвижных пунктов СПбФ ИЗМИРАН в эксперименте FENICS-2009.

Вторая группа – группа СПбФ ИЗМИРАН – проводила наблюдения в пределах Карельского региона (пункты 10–14 на рис. 2). Основной задачей отрядов СПбФ ИЗМИРАН явилось решение фундаментальной задачи о глубинном электрическом разрезе литосферы в пределах земной коры и верхней мантии. Наблюдения проведены с помощью геофизического комплекса GI-MTS-1 разработки СПбФ ИЗМИРАН. Комплекс построен по модульному принципу с высокоточной GPS-привязкой по времени. Регистрация магнитных компонент тензора импеданса осуществлена с применением входящей в состав комплекса высокочувствительной магнитовариационной станции MS, основные характеристики которой приведены в таблице 1. По классификации, предложенной О. Ингеровым [3], данный комплекс можно отнести к электроразведочной аппаратуре пятого (последнего на настоящий момент) поколения. Регистрация горизонтальных электрических компонент тензора импеданса проведена с помощью системы латунных электродов в виде стержня и блока фильтров АФ, имеющего аналогичные со станцией MS частотные характеристики. Частота дискретизации комплекса GI-MTS-1 назначается в зависимости от региона проведения наблюдений для подавления промышленных частот и для России составляет 50 Гц.

Таблица 1.

Характеристики GI-MTS-1.

Наименование характеристики	Значение
Частотный диапазон измерения индукции переменного магнитного поля, Гц	0–15
Динамический диапазон измерения индукции переменного магнитного поля, нТл	±1800
Среднеквадратичное значение уровня собственного шума на частоте 1 Гц, пТл	≤ 2.0
Вес нетто, кг	6.5
Габаритные размеры комплекса в транспортной упаковке (длина, ширина, высота), мм	500 × 220 × 300

Регистрация сигналов осуществлялась на 3 комплектах аппаратуры: 1 стационарный, установленный на геофизической станции «Лехта» в п. Лехта Беломорского района р. Карелия; 2 переносных, схема установки которых частично представлена на рис. 2.

Во время проведения эксперимента на пунктах СПбФ ИЗМИРАН было зарегистрировано 4 включения линии Л-2 и 9 включений линии Л-1. Первичный анализ данных можно разделить на 2 задачи:

Решение задачи МТЗ.

Решение задачи электромагнитного зондирования с контролируемым источником для выбранного набора частот.

Первичная обработка данных МТЗ осуществлялась по методике В.Ю. Семенова [5] в программной реализации В.Э. Асминга (программа «МТЗ», программа разработана в НМЦ «Элран», Апатиты, 1992). Кратко процесс первичной обработки можно формализовать следующим образом:

1. Узкополосная фильтрация записей компонент естественного электромагнитного поля. Выбирается сетка частот. Характеристика математического фильтра в частотной области представлена на рис. 3.

2. Используя преобразования Фурье получаем комплексную временную характеристику фильтра:

$$f(t) = 1/\pi * \int_0^{\infty} F(\omega) e^{-i\omega t} d\omega$$



Рис. 3 – Характеристика фильтра.

Фильтрация выполняется с помощью операции свертки во временной области

$$X(t) = e^{i\omega t} \int_{t-T}^{t+T} X(\tau) f(t-\tau) d\tau$$

3. Вращение электромагнитного поля по методике В.Ю. Семенова [5] и определение компонент тензора импеданса (покомпонентно – кажущегося сопротивления и фазы импеданса). При этом определяются магнитотеллурические матрицы из системы избыточных уравнений, получаемых путем подстановки мгновенных значений комплексных амплитуд отфильтрованных полей в линейные соотношения:

$$E_x = Z_{xx} \cdot H_x + Z_{xy} \cdot H_y$$

$$E_y = Z_{yx} \cdot H_x + Z_{yy} \cdot H_y$$

$$H_x = Y_{xx} \cdot E_x + Y_{xy} \cdot E_y$$

$$H_y = Y_{yx} \cdot E_x + Y_{yy} \cdot E_y$$

При этом уравнения решаются методом наименьших квадратов.

4. Построение и анализ полярных диаграмм.

По результатам анализа полярных диаграмм имеется возможность сделать первичное заключение о типе неоднородности анализируемого участка. После получения компонент тензора импеданса и анализа полярных диаграмм проводится статистическая обработка и сглаживание кривых МТЗ (регуляризация). Нерегуляризованные кривые представлены на рис. 4 (кривые представлены для пяти углов поляризации, значения которых указаны в условных обозначениях).

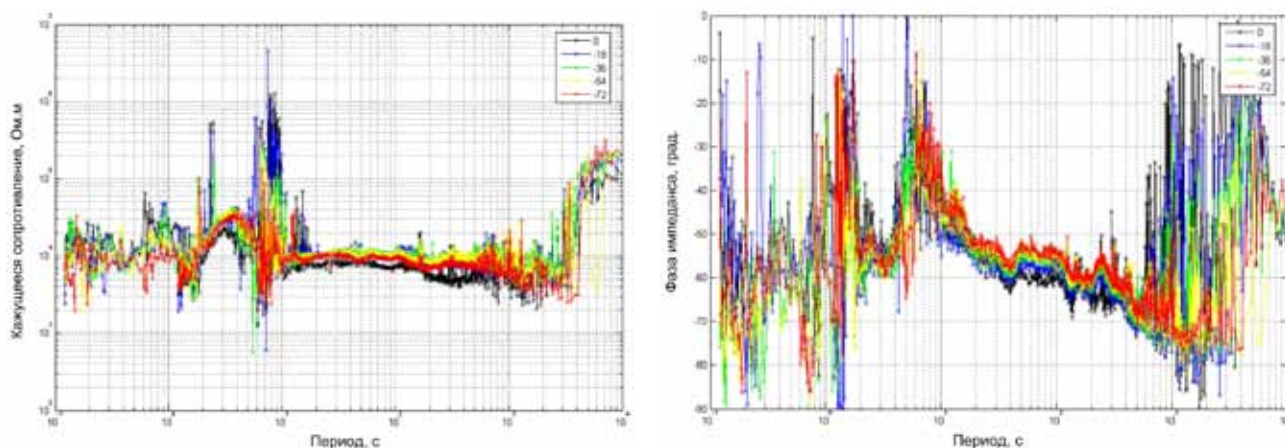


Рис. 4. Нерегуляризованные кривые а) кажущегося сопротивления и б) фазы импеданса для пункта Сегежа 1 (на пяти углах поляризации; результат расчета по методике В.Ю. Семенова в программе В.Э. Асминга).

Статистическая обработка включает в себя медианное осреднение полученного материала и отбраковку данных с учетом весовых характеристик. Весовые характеристики назначаются на основе анализа когерентности полевых записей. Сглаживание кривых – адаптивная регуляризация [2] – осуществляется с помощью кубических сплайнов. Глубина регуляризации определяется степенью зашумленности данных. Регуляризация позволяет минимизировать влияние ошибок на результат измерения. К числу ошибок относятся, в том числе, и помехи техногенного происхождения. Для Фенноскандинавского (Балтийского) щита представляется корректным использование кривых эффективных значений кажущегося значения и фазы импеданса. Как известно [1], использование кривых эффективных значений является правомерным в районах с достаточно медленными горизонтальными изменениями электропроводности земных слоев. В этом случае латеральные эффекты выражены слабо и трехмерную интерпретацию можно свести к квазиодномерной регуляризованной инверсии кажущегося сопротивления (скалярный вариант тензора импеданса).

После получения кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса решается обратная задача – осуществляются трансформации кривых в действующее пространство. Трансформации осуществляются по известным соотношениям [4].

Результаты обработки данных МТЗ для 4х пунктов представлены на рис. 5 (доверительные интервалы не отражены), где введены следующие обозначения пунктов: PPG – Попов Порог; SE1 – Сегежа, 1й пункт; LHT – Лехта, Тригопункт; SOZ – Сегозеро (берег Сегозерского водохранилища). Из анализа полученных результатов можно сделать заключение о наличии сильной неоднородности в районе пункта PPG. Кривые для пункта SOZ получены по достаточно короткой записи, фрагменты кривых в интервале периодов 3–70 с вызывают сомнение. Также, в силу наличия краевых эффектов на кривых (малый массив записи) для решения обратной задачи не представляется разумным использование ветвей полученных кривых в интервале периодов более 1000–3000 с.

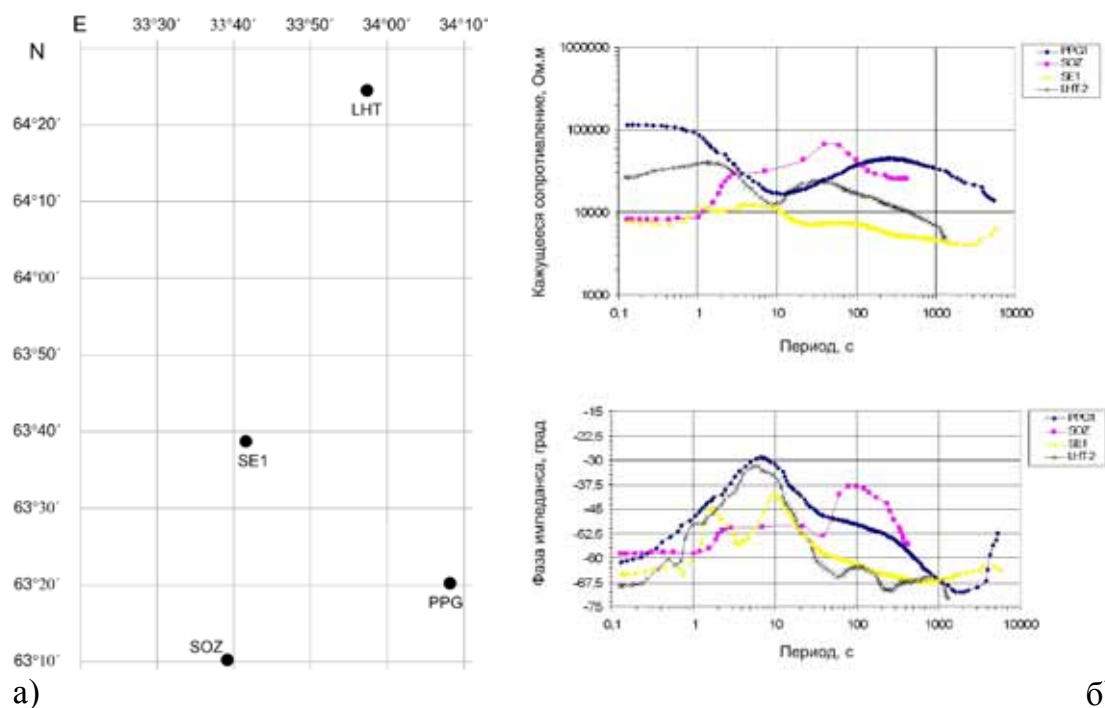


Рис. 5 – Результаты обработки данных МТЗ:

а) схема установки пунктов;

б) кривые кажущегося сопротивления (верх) и фазы импеданса среды (низ).

Решение задачи электромагнитного зондирования с применением контролируемого источника осуществлено путем спектрального анализа записей. Для этого разработан программный спектроанализатор с разрешающей способностью 0.01 Гц; его калибровка на модельных данных приведена на рис. 6.

На данный момент осуществлено выделение сигналов на ряде частот от контролируемого источника эксперимента для нескольких пунктов наблюдения. Пример промежуточных результатов приведен на рис. 6, из которого видно, что соотношение сигналов определяется свойствами земной коры и проводимостью ионосферы. По рис. 7 и рис. 5 имеется возможность сравнить результаты обработки данных МТЗ и электромагнитного зондирования от контролируемого источника на частоте 0.642 Гц. Такое сравнение дает возможность оценить относительное изменение величин кажущегося сопротивления и амплитуд зарегистрированного сигнала от контролируемого источника на ряде пунктов наблюдения. Планируется построение графика зависимости величины амплитуды сигнала в компонентах электромагнитного поля как функции от удаления от источника. В заключение следует отметить, что результаты требуют дальнейшей систематизации и анализа.

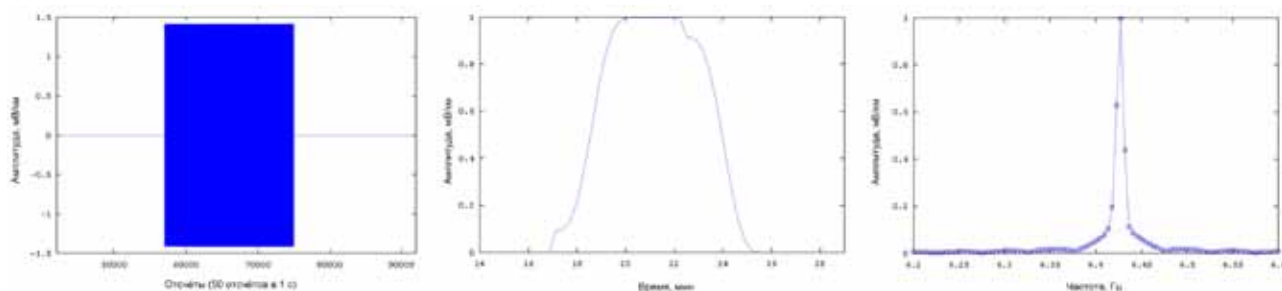


Рис. 6. Калибровка разработанного программного спектроанализатора: а) тестовый сигнал с заполнением фрагмента записи частотой 6.422 Гц; б) результат фильтрации сигнала на тестовой частоте (оглабляющая); в) развертка спектра в окрестности тестовой частоты.

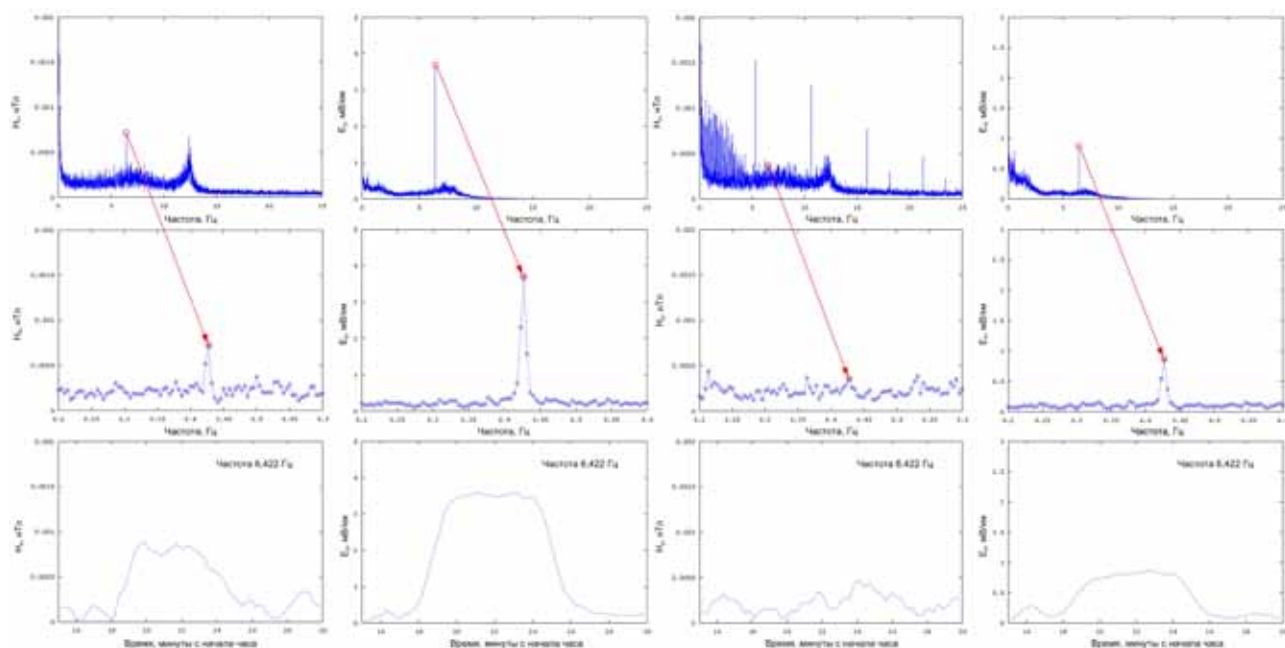


Рис. 7. Результат спектральной обработки компонент тензора импеданса на пункте LNB (геофизическая станция «Лехта», п. Лехта Беломорского р-на р. Карелия) во время сеанса включения линии Л-1 на частоте 6.422 Гц: верхний ряд – спектр сигнала, средний – развертка спектра в пределах анализируемой частоты, нижний – оглабляющая спектра во временной области на анализируемой частоте.

Список литературы

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В. От 2D к 3D – главная тенденция современной магнитотеллурики / В кн. Современные методы измерения, обработки и интерпретации электромагнитных данных / Под ред. В.В. Спичака. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. С. 78.
2. Валяшко Г.М., Страхов В.Н. Фильтрация и дифференцирование экспериментальных геофизических данных методом адаптивной регуляризации // Известия АН СССР. Физика Земли, 1984. № 12. С. 68 – 79.
3. Ингеров О. Современные тенденции в пятом поколении многофункциональной электромагнитной аппаратуры: развитие и приложения / В кн. Современные методы измерения, обработки и интерпретации электромагнитных данных / Под ред. В.В. Спичака. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. С. 16.
4. Жамалетдинов А.А. Введение в теорию и методику электроразведки переменным током. Часть 2. «Методика и техника электроразведки переменным током» / Учебно-методическое пособие для получения физических основ методов электроразведки переменным током и основных приемов анализа и интерпретации результатов. – Апатиты: издание КФ Петр. ГУ, 2008. 45 с.
5. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.

Строение палеопротерозойской структуры хребта Серповидный по данным магниторазведки

А.Б. Раевский, В.В. Балаганский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Магнитная съёмка является наиболее распространённым методом геофизического картирования. Однако аномалии геомагнитного поля редко используются для количественной оценки структурных параметров геологических объектов, даже для таких хорошо разработанных моделей как двухмерные пласты. Основные причины этого две: первая – нелинейность измеряемого модуля магнитной индукции относительно намагниченности и геометрических параметров интерпретационной модели; вторая – распространённое мнение о том, что для магнитного поля характерна сильная ε -эквивалентность, особенно при определении нижней кромки. В настоящей статье, на модельных и практических примерах, рассматривается решение обратной задачи для поля модуля магнитной индукции с целью изучения строения палеопротерозойской структуры хр. Серповидный (Кейвский террейн, Кольский полуостров). При решении этой задачи используется итерационный способ определения намагниченности для множества случайно заданных моделей и выбор оптимального варианта геометрических параметров по критерию невязки.

Геологическая обстановка

В западной части кейвского параосадочного комплекса архея, детально описанного как свита Кейв [3] находится складчатая структура размером 8×2 км широтного простирания, породы которой считаются аналогами умбинской свиты варзугской серии палеопротерозоя [2, 4]. Среди геологов, изучавших эту структуру, существует единодушное мнение, что она представляет собой простую синклиналию складку с пологим шарниром. На разрезе, приведённом в работе [3], киль складки в центральной её части находится на глубине не более 500 м. При такой глубине и длине 8 км максимальный угол погружения шарниров должен составлять около 10° . Структурные наблюдения, выполненные нами, не согласуются с таким пологим положением шарнира складки. В западном замыкании складки породы под углами $70-80^\circ$ падают к северо-западу, что указывает на очень крутое положение шарнира. В восточном замыкании на противоположных крыльях установлено вертикальное залегание пород, то есть положение шарнира в восточном замыкании должно быть тоже очень крутым. На крутое положение шарнира также указывает погружение линейности к северу, то есть, в направлении, перпендикулярном простиранию складки, а не параллельно ему [1, 3]. Отсюда следует, что рассматриваемая палеопротерозойская структура не может быть простой синклиналию складкой с субгоризонтальным шарниром, а имеет специфическую колчановидную морфологию (в англоязычной литературе *sheath fold* [8]), при которой киль складки должен достигать глубины, измеряемой километрами. Ответ на вопрос о морфологии палеопротерозойской структуры могут дать данные о глубине, которой достигает её киль. Этот вопрос является принципиальным, так как в случае колчановидной морфологии необходима существенная переоценка как механизма, так и тектонических условий складкообразования.

Палеопротерозойские породы в ядре складки характеризуются высокой магнитной восприимчивостью (κ до 250×10^{-3}) и окружены очень слабо магнитными породами ($\kappa < 1 \times 10^{-3}$). В целом все породы в районе хр. Серповидный под углами $40-60^\circ$ падают в северных румбах. Эти обстоятельства, а также незначительная мощность четвертичных отложений (в среднем 1 м) позволяют оценить глубину залегания киль складки по магнитным данным.

Интерпретационная модель

При решении конкретных геологических задач необходимо использовать наиболее адекватные реальным условиям математические модели. В данном случае использовалась модель, имитирующая пачку двухмерных наклонных слоёв, залегающих под маломощными четвертичными отложениями. Слои в пачке могут иметь произвольную интенсивность намагниченности при одинаковом её направлении, а сами слои разделены наклонными контактами, положение которых определяется координатами верхней и нижней точек. Для параметризации этой модели примем следующие допущения:

- 1) число слоёв равно n и каждый слой с номером (i) отделён от смежных слоёв контактами, параметры которых имеют индексы $(i-1)$ и (i) ;
- 2) верхние точки контактов имеют заданные координаты – $x_i, h_i, i = 0, \dots, n$;
- 3) угол наклона контактов (β_i) и вертикальная координата их нижней точки (H_i) определяются линейными функциями:

$$H_i = H_0 + \frac{H_n - H_0}{x_n - x_0} (x_i - x_0); \quad \beta_i = \beta_0 + \frac{\beta_n - \beta_0}{x_n - x_0} (x_i - x_0); \quad (1)$$

- 4) каждый элементарный слой пачки характеризуется своей величиной интенсивности намагниченности J_i ;
- 5) направление векторов намагниченности всех слоёв пачки одинаковое и определяется углом

наклонения α .

При выбранной параметризации решение обратной задачи заключается в определении геометрических параметров, определяющих нижнюю границу – $(\beta_o, \beta_n, H_o, H_n)$ и угла намагниченности слоёв пачки – α .

Кроме этого, для учёта возможного влияния сторонних намагниченных объектов, используются эквивалентные компенсирующие источники: две прямоугольные индуктивно намагниченные призмы с заданными размерами $(D_f, \Delta H_f)$, расположенные по обеим сторонам модели. Координаты центров призм – (x_f, h_f) и интенсивность их намагниченности (J_f) определяются в процессе решения.

Таким образом, помимо интенсивности намагниченности элементарных слоёв пачки и компенсаторов фонового поля, в данной модели имеется девять неизвестных геометрических параметров – $\alpha, \beta_o, \beta_n, H_o, H_n, x_{f1}, h_{f1}, x_{f2}, h_{f2}$. Решение задачи установления строения модели заключается в определении четырёх из них – $\beta_o, \beta_n, H_o, H_n$. Для сокращения последующих записей обозначим интенсивность намагниченности элементов модели вектором $\mathbf{J} = (J_1, \dots, J_n, J_{f1}, J_{f2})$, а весь набор геометрических параметров обозначим вектором $\mathbf{P} = (p_1, p_2, \dots, p_9)$. При этом предполагается, что для каждого геометрического параметра p_j можно задать априорные ограничения векторами $\mathbf{r} = (r_1, \dots, r_9)$ и $\mathbf{R} = (R_1, \dots, R_9)$:

$$r_l \leq p_l \leq R_l; \quad l = 1, \dots, 9 \quad (2)$$

Алгоритм выбора оптимального решения

Наблюденное поле всегда осложнено помехами, влияние которых можно ослабить, но устранить полностью невозможно. Кроме этого, по причине ε -эквивалентности поля предполагается существование некоторого множества решений, удовлетворяющих практические данные. Поэтому вместо точного решения обратной задачи приходится использовать её приближение, определённое на основе выбранного критерия. Итерационное решение нелинейной обратной задачи, для заданного вектора геометрических параметров модели $\mathbf{P}_k$ относительно намагниченности $\mathbf{J}_k$, рассмотрено в [5]. В этом случае, для каждого k -того варианта геометрии модели можно определить вектор интенсивности намагниченности $\mathbf{J}(\mathbf{k})$, отвечающий минимуму функционала невязки:

$$\delta(k) = \left\| \begin{bmatrix} \tau_{obs} & \tau_{mod}(\mathbf{J}_k) \end{bmatrix} F \right\| = \min \quad (3)$$

где: τ_{obs} и τ_{mod} квадратичные формы поля модуля магнитной индукции, а F – весовая функция, характеризующая дисперсию поля, и предназначена для снижения влияния интенсивных локальных помех. При выборе оптимального вектора $\mathbf{P}_{opt}$, который отвечает условию минимальности невязки для всех K заданных векторов параметров

$$\delta(k_{opt}) = \min[\delta(k)], \quad k = 1, \dots, K,$$

необходимо использовать метод подбора, решая обратные задачи (3) для всего множества таких векторов. Если подбираемые значения параметров задавать дискретно внутри параллелепипеда интервалов (2), то число вариантов составит:

$$K = \prod_{l=1}^9 \lambda_l$$

где λ_l – число разбиений интервалов. Нетрудно оценить, что даже при небольшом числе дискретных уровней, например при $\lambda_l = 5$, придется перебирать сотни тысяч вариантов вектора параметров. В этой ситуации предпочтительно воспользоваться подходом Монте-Карло – задавать некоторое (не больше нескольких тысяч) число векторов $\mathbf{P}_k$, ($k = 1, \dots, K \leq n \cdot 10^3$), компоненты которых определяются по закону случайных чисел в пределах заданных интервалов (2). Следует отметить, что такой подход не гарантирует нахождения абсолютного минимума функционала невязки, поэтому необходимо выполнить ряд последовательных этапов генерации векторов $\mathbf{P}_k$, на основе итеративной процедуры. В этом случае ограничения (2) для последующего $(M+1)$ -го этапа генерации параметров модели задаются, исходя из результатов решения на предыдущем этапе (M) . Для этого на каждом этапе из всего заданного множества K векторов отбирается некоторое число L минимальных вариантов. Минимальными вариантами здесь определены вектора $\mathbf{P}_k^{(M)}$, ($k = 1, \dots, L$), которым соответствуют наименьшие значения невязки $\delta(k)$. При этом, в отобранной группе индекс k соответствует упорядоченному возрастанию невязки от варианта с минимальным значением $\delta(1)$ к варианту с максимальным значением $\delta(L)$. Используя отобранные варианты определяются усреднённые значения параметров и соответствующие им вектора новых ограничений. В настоящей работе, процедура коррекции ограничений для следующего этапа выполнялась на основе аппроксимации всех девяти компонент векторов $\mathbf{P}_k^{(M)}$ линейными функциями, зависящими от невязки:

$$\theta_l(k) = A_l + B_l \cdot \delta(k)$$

Коэффициенты A_l и B_l определяются способом наименьших квадратов:

$$\sum_{k=1}^L [p_l^{(M)}(k) - \theta_l(k)]^2 = \min(A_l, B_l); \quad l = 1, \dots, 9$$

В качестве оптимального решения задачи для геометрических параметров модели на текущем этапе принимается набор значений аппроксимирующих линейных функций в точке, соответствующей минимальной невязке:

$$p_l^{(opt)} = \theta_l(1), \quad l = 1, \dots, 9$$

Диапазоны допустимых значений геометрических параметров модели для следующего этапа генерации определялись следующим образом:

$$r_l^{(M+1)} = \theta_l(1) - D_l; \quad R_l^{(M+1)} = \theta_l(1) + D_l; \quad l = 1, \dots, 9$$

где D_l – среднеквадратичные отклонения для L отобранных значений $p_l^{(M)}(k)$ от функций $\theta_l(k)$. На основе новых ограничений генерируется заданное число K новых векторов P_k , и вся процедура повторяется несколько раз до стабилизации результатов.

Модельный пример

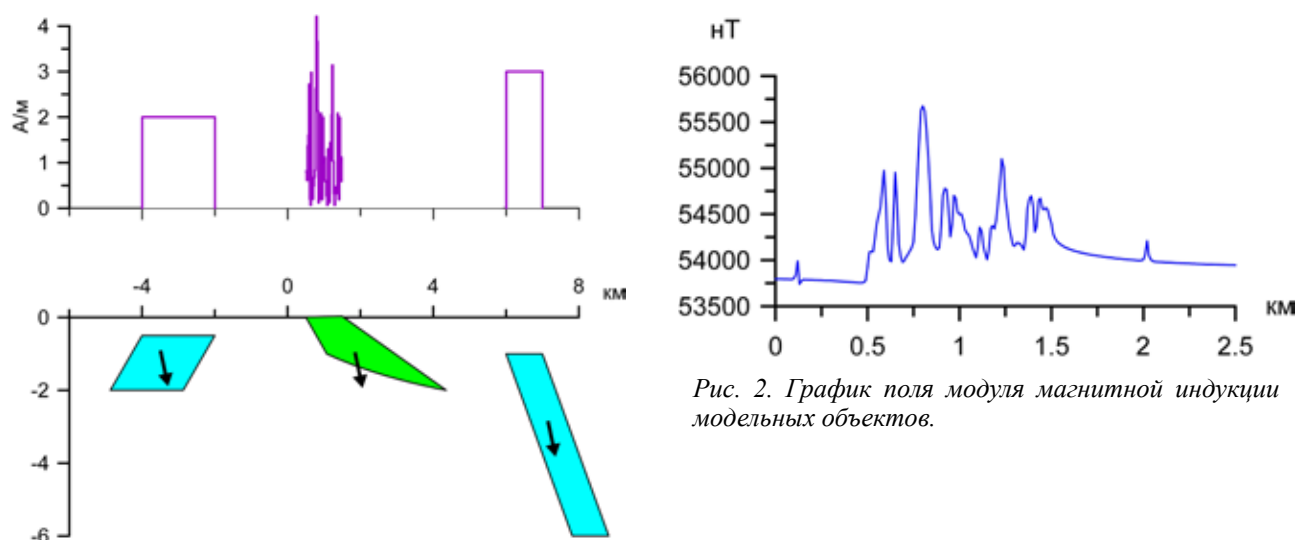


Рис. 1. Положение модельных объектов и график интенсивности их намагнитченности.

Тест для проверки эффективности рассмотренного алгоритма имитирует предполагаемую структуру хребта Серповидный. Модельные объекты (зелёный блок – структура, бирюзовые блоки – боковые помехи) и магнитное поле для этого теста показаны на рис. 1 и рис. 2. Пачка, имитирующая структуру, имеет параметры: для левого контакта $\beta_F = 60^\circ$; $H_F = 1$ км; для правого контакта $\beta_B = 35^\circ$; $H_B = 2$ км. На рис. 2 стрелками показано направление намагнитченности модельных тел.

Для нахождения решения использовалось 4 этапа генерации по 2000 вариантов модели. При определении новых ограничений на каждом этапе отбиралось 30 минимальных вариантов (рис. 3). Изменение диапазонов для модельных параметров в зависимости от индекса этапов показано на рис. 4. Из анализа результатов представленного и других тестовых примеров следует, что углы наклона контактов восстанавливаются с погрешностью менее 10%. В то же время погрешность определения их вертикальных координат может достигать 30 – 50%.

Результаты практических расчётов

Данные наземной магнитной съёмки по 16 профилям, направленным ортогонально простираению структуры, были измерены с шагом от 5 до 20 метров. Длина профилей изменялась от 2.2 до 6 км. Положение магнитных пород в плане определялось по градиентам поля и геологическим наблюдениям. Для всех профилей были произведены расчёты с целью оценки параметров краевых контактов магнитной толщи. Устойчивость полученных результатов проверялась повторением инициации всего итеративного процесса несколько раз. Окончательные оценки параметров определялись как средние по всем инициациям. В качестве примера на рис. 5 представлены результаты по одному из профилей для 6 инициаций. Результат решения для этого же профиля с графиками поля показаны на рис. 6.

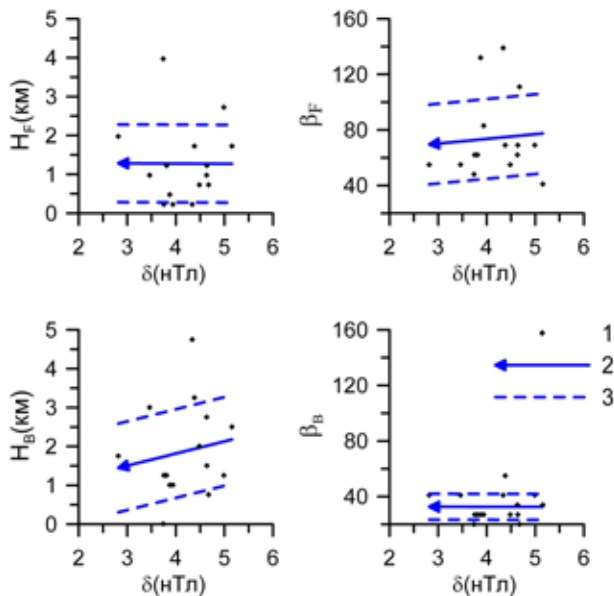


Рис. 3. Пример коррекции ограничений для параметров модели.

1 – значения параметров для минимальных вариантов; 2 – аппроксимации для $\theta_i(k) = A_i + B_i \cdot \delta(k)$; 3 – ограничения $r_i^{(M+1)} = \theta_i(1) - D_i$ и $R_i^{(M+1)} = \theta_i(1) + D_i$

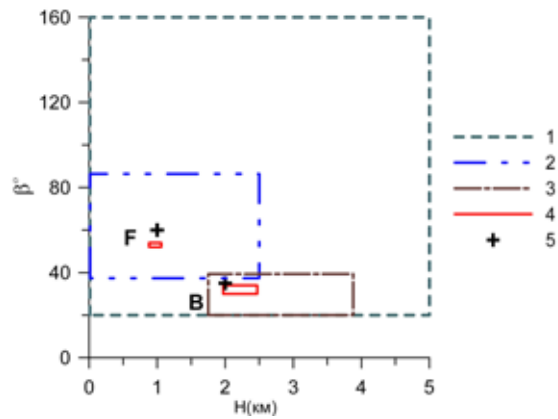


Рис. 4. Эволюция диапазонов ограничений для параметров контактов (F и B) модели в зависимости от индекса этапа M.

1 – исходная область ($M=1$) возможных значений параметров для обоих контактов; 2 – область возможных значений параметров левого контакта для $M=2$; 3 – область возможных значений параметров правого контакта для $M=2$; 4 – область возможных значений параметров обоих контактов для $M=4$; 5 – точки соответствующие заданным значениям параметров контактов.

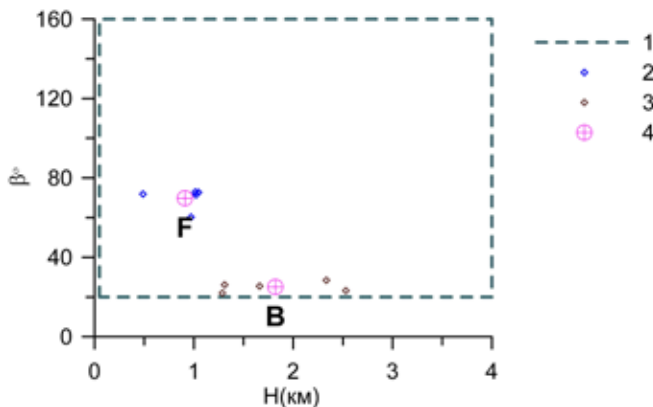


Рис. 5. Результаты 6 инициаций итеративной процедуры для профиля 4600.

1 – исходная область возможных значений параметров для обоих контактов; 2 – решения для южного контакта (F); 3 – решения для северного контакта (B); 4 – средние значения параметров.

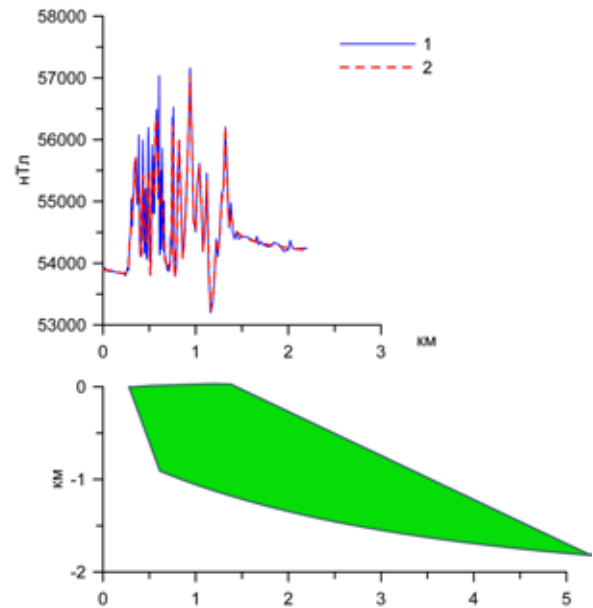


Рис. 6. Графики поля модуля магнитной индукции и модельный разрез магнитной пачки для профиля 4600.

1 – наблюденное поле; 2 – модельное поле.

Структурная модель

Из анализа результатов интерпретации магнитного поля следует, что максимальная глубина, которой достигает киль синклиналиной складки, составляет не менее первых километров (профили 4000 и 4100). Следовательно, шарнир складки не может быть пологим, а сильно изогнут, при этом осевая поверхность является ровной (не искривлена). Подобная сильная искривленность шарнира при ровной осевой поверхности однозначно указывает на колчановидную морфологию складки, в пользу которой также свидетельствуют структурные наблюдения. При рассмотрении результатов решения обратной задачи по всем 16 профилям было установлено, что структура состоит из нескольких колчановидных складок, осложняющих главную складку (рис. 7). Выполненные нами исследования позволяют только принципиально решить вопрос о морфологии этой структуры, но не дают точного ответа о максимальной глубине, на которой залегают палеопротерозойские породы в киях складок.

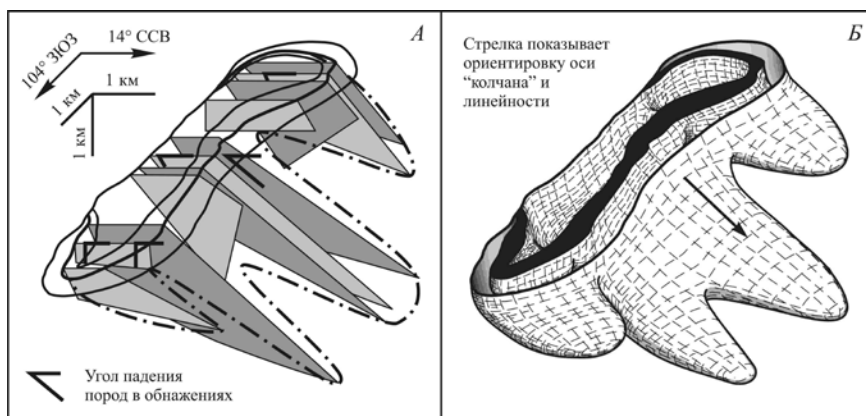


Рис. 7. Морфология палеопротерозойской структуры, реконструируемая только по магнитным данным (А) и с учётом структурных наблюдений (Б).

она состоит из двух очковых складок меньшего порядка, но также километрового масштаба. В обнажениях в районе г. Колокольная наблюдались многочисленные складки с ровными (не искривлёнными) осевыми поверхностями и сильно изогнутыми шарнирами (угол изгиба превышает 90° , что является специфической особенностью колчановидных складок [8]). На основании подобия складок высоких и низких порядков [6] мы полагаем, что все крупные складчатые структуры, включая главную, также являются колчановидными. Таким образом, колчановидная морфология, установленная нами для палеопротерозойской структуры района хр. Серповидный, является не уникальной, а обычной для складок в кейвском парасланцевом комплексе.

Колчановидные складки километрового масштаба в сильно рассланцованных и линеализированных породах указывают на очень высокие деформации простого сдвига в условиях надвигообразования, что было показано на примере Альп [7]. Мы полагаем, что палеопротерозойская структура хр. Серповидный возникла в подобных условиях, что было показано нами ранее [1]. Более подробное рассмотрение механизма и тектонической обстановки складкообразования выходит за рамки настоящей статьи.

Выводы

1. Решение нелинейной обратной задачи магниторазведки на основе метода Монте-Карло позволяет определять структурные элементы, выходящих на поверхность геологических объектов, даже при значительных (до 200%) априорных интервалах искомых параметров.
2. Наиболее точно устанавливаются углы падения контактов интерпретационной модели, однако из-за наличия помех и ε -эквивалентности поля погрешность определения глубины нижних кромок может составлять от 20 до 50 %.
3. По результатам оценки по магнитным данным максимальной глубины залегания палеопротерозойских пород в киле палеопротерозойской синклинали структуры ее морфология интерпретируется как колчановидная, что согласуется со структурными данными.

Данные исследования были проведены в рамках инициативы Ф.П. Митрофанова по изучению Кейвского террейна и получили финансовую поддержку от программы ОНЗ-6 (2006-2007 гг.) и РФФИ (проект 09-05-00160а).

Список литературы

1. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Тюрмнов В.А., Мудрук С.В. Крупная колчановидная складка и разломы в Кейвском террейне, северо-восток Балтийского щита: геологические следствия // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. V Всеросс. Ферсмановской научной сессии. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 107–109.
2. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука. 1980. 238 с.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: изд. АН СССР, 1963. 322 с.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: 1988. 111 с.
5. Раевский А.Б. Итерационное решение обратной задачи для модуля магнитной индукции // Физика Земли, 2008. № 7. С. 34–41.
6. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
7. Lacassin R., Mattauer M. Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps // Nature. 1985. V. 315. P. 739–742.
8. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press. 1987. P. 309–700.

Складки километрового масштаба, которые на эрозионной поверхности выглядят как в разной мере сплюснутые овалы (очковые структуры) и обнаруживают линейность, перпендикулярную их простиранию (то есть складки, аналогичные палеопротерозойской структуре), наблюдаются в пределах всей полосы развития кейвских парасланцев. На одной из этих крупных и хорошо обнажённых складок (очковая структура размером 16×8 км в районе г. Ягельурта) были проведены структурные исследования. Эта структура отличается тем, что

Расчет параметров магниточувствительных элементов станции СПбФ ИЗМИРАН, применяемой для электромагнитных зондирований литосферы

П.А. Сергушин, М.С. Петрищев, Ю.А. Копытенко, В.А. Леваненко, Д.Б. Зайцев

Санкт-Петербургский филиал ИЗМИРАН, Санкт-Петербург, spa@izmiran.spb.ru

В работе представлен способ расчета основных параметров магниточувствительных элементов на бифилярном анизотропном подвесе. Способ апробирован на примере расчета магнитов в виде «ромба» и «бруса» из сплава Викаллой-II.

Характеристиками чувствительных элементов (ЧЭ) определяется ряд важнейших параметров измерительных приборов, среди которых статическая и динамическая чувствительность, частотные характеристики, уровень шумов, температурная зависимость и пр. Для ЧЭ на подвесе (унифилярном или бифилярном) помимо этих характеристик играют большую роль и вопросы надежности, наиболее важной характеристикой из которых на практике является ударостойкость. Следовательно, задача создания высокочувствительного элемента с высоким запасом надежности актуальна.

В Санкт-Петербургском филиале ИЗМИРАН (СПбФ ИЗМИРАН) разработаны магниточувствительные элементы (МЧЭ) магнитных вариометров, выполненные в виде постоянного магнита, подвешенного на бифилярном анизотропном подвесе (рис.1) [1, 4, 5]. Способ съема информации для таких систем – оптоэлектронный, при этом на магнит (6 на рис.1) нанесено зеркало (5 на рис.1; два зеркала с разных сторон магнита при дифференциальном способе регистрации сигнала), на который свет попадает от светодиода (9 на рис. 1), затем отражается от зеркала и попадает на фотодиоды (10 на рис.1). Перемещение светового пятна прямо пропорционально углу поворота магнита, и, следовательно, изменению магнитного поля.

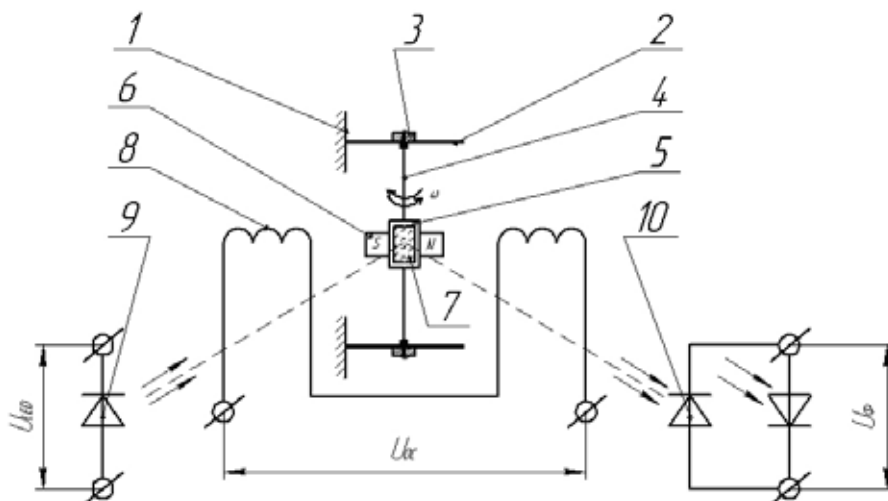


Рис. 1. Принципиальная схема МЧЭ:

1 – стойка, 2 – упругий подвес, 3 – поворотные втулки, 4 – торсион, 5 – оправка, 6 – магнит, 7 – зеркало, 8 – катушки обратной связи, 9 – светодиод, 10 – блок фотодиодов.

Рассматриваемый вариометр входит в состав геофизического комплекса GI-MTS-1, предназначенного для проведения электромагнитных зондирований литосферы, некоторые характеристики которого приведены в табл. 1.

Таблица 1.

Характеристики GI-MTS-1

Наименование характеристики	Значение
Частотный диапазон измерения индукции переменного магнитного поля, Гц	0–15
Динамический диапазон измерения индукции переменного магнитного поля, нТл	±1800
Среднеквадратичное значение уровня собственного шума на частоте 1 Гц, пТл	≤ 2.0
Вес нетто, кг	6.5
Габаритные размеры комплекса в транспортной упаковке (длина, ширина, высота), мм	500 × 220 × 300

Для ЧЭ рассматриваемого класса можно выделить ряд узлов, определяющих указанные выше свойства. Прежде всего, они определяются параметрами магнитного элемента (масса, момент инерции, магнитный момент) и свойствами подвеса (модуль кручения, продольная и поперечная собственные частоты колебаний). Разработка такого класса ЧЭ ведется давно [2–4], причем используются металлические и кварцевые подвесы, однако в свете появления новых материалов и технологий возможно применение не только псевдоизотропных металлических и кварцевых подвесов, но и анизотропных. Применение анизотропных подвесов позволяет значительно снизить момент кручения подвеса и повысить его ударостойкость (за счет перераспределения натяжения между «узлами» при ударе, т.е. демпфировании).

Свойства и натяг подвеса определяют чувствительность (путем изменения момента кручения), ударостойкость и температурный дрейф «нуля» ЧЭ. Анизотропный подвес разработки СПбФ ИЗМИРАН представляет собой нить специального плетения из арамидного (кевларового) волокна. Диаметр подвеса составляет не более 25 мкм. Для изготовления таких подвесов разработано устройство УИСАТ-1 [1], что позволило повысить технологичность и производительность процесс изготовления подвесов и, следовательно, усреднить их характеристики.

Целью данной работы является расчет параметров магнитной системы такого класса ЧЭ с целью поиска рациональных значений заданных характеристик.

Первой задачей исследования является получение аналитических выражений для оценки влияния формы и материала магнита. К ним относятся частота собственная колебаний и статическая чувствительность. Частота собственных колебаний определяет уровень собственных шумов, которые возрастают по квадрату на октаву на частотах выше собственной частоты колебаний подвеса для указанного класса систем. Динамическая чувствительность определяется в совокупности с параметрами схемы управления всей системы.

Второй задачей исследования является анализ полученных результатов.

Собственная частота f_0 такого ЧЭ определяется выражением [2]:

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{M}{J} \cdot \frac{1}{W}}, \quad (1)$$

где M – магнитный момент магнита, $A \cdot m^2$; J – момент инерции, $kg \cdot m^2$; W – коэффициент преобразования вариометра, рад/Тл.

Из уравнения (1) можно вывести характеристику «коэффициент качества» вариометра Q , который равен произведению коэффициента преобразования вариометра W в установившемся режиме на квадрат частоты его колебаний f_0 :

$$Q = f_0^2 \cdot W = \frac{1}{4\pi^2} \cdot \frac{M}{J}$$

В условиях производства для оценки параметров вариометров вместо характеристики «коэффициент преобразования» W используется обратная характеристика – так называемая «цена деления» вариометра ε . Ее можно представить как значение магнитной индукции, которое вызывает отклонение светового индекса, отраженного от подвижного зеркала вариометра на 1 мм на шкале, отнесенной на расстояние 1 м. При переходе к угловым единицам связь между «ценой деления» ε и «коэффициентом преобразования» вариометра W можно выразить соотношением

$$W \left[\frac{\text{рад}}{\text{Тл}} \right] = \frac{1,6 \cdot 10^{-6}}{\varepsilon} \left[\frac{\text{мм/м}}{\text{нТл}} \right]$$

В дальнейшем вместо термина коэффициент преобразования будем использовать термин статическая чувствительность, поскольку этот термин наиболее точно отражает суть рассматриваемой величины.

С учетом последнего выражения можно записать окончательный вид выражения для «коэффициента качества» вариометра Q :

$$Q = 4,053 \cdot 10^{-8} \cdot \frac{M}{J} \left[\frac{\Gamma \cdot \text{ц}^2 \cdot \text{мм/м}}{\text{нТл}} \right]$$

Из полученного выражения видно, что качество вариометра тем выше, чем больше отношение M/J , т.е. вариометр при заданной чувствительности имеет большее значение частоты собственных колебаний. Стремление получить максимально возможное значение отношения M/J приводит к задаче выбора максимально возможного удельного магнитного момента и формы магнита, обеспечивающей при минимальном моменте инерции J максимальный магнитный момент M . То есть, подвижный магнит вариометра должен иметь малые линейные размеры в направлении, ортогональном оси вращения, а его масса должна быть сосредоточена вдоль оси вращения. Поскольку направление магнитной осиподвижного магнита вариометра также должно быть

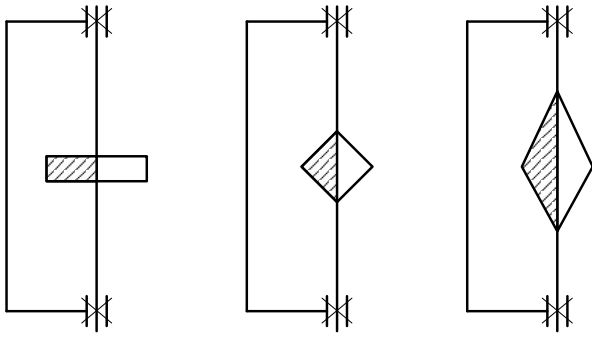


Рис. 2. Внешний вид магнитов.

ортогонально оси вращения, то магнит должен иметь малые линейные размеры вдоль магнитной оси. С другой стороны, уменьшение линейного размера магнита в направлении его магнитной оси приводит к возрастанию размагничивающего фактора (который зависит главным образом от геометрической формы образца магнитного материала), и, следовательно, уменьшению магнитного момента и чувствительности вариометра.

Расчет проведем на примере МЧЭ с магнитами, выполненными из сплава Викаллой-II (52К13Ф) в виде «бруса» и «ромба» (рис. 2). Магнит в виде «бруса» обладает квадратным поперечным сечением. Магнит в виде «ромба» в направлении намагничивания (продольное

сечение) обладает формой ромба. Данные названия введены для удобства изложения. Параметры сечения магнитов определим позже.

Магнитный момент магнита M определяется по формуле [3]:

$$M = I \cdot V,$$

где V – объем образца; I – намагниченность образца, определяемая по формуле:

$$I = B_d / \mu_0,$$

где B_d – остаточная индукция магнита; μ_0 – магнитная постоянная ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м).

Остаточная индукция магнита B_d удобно определять в системе СГС по следующей формуле [3]:

$$B_d = \frac{B_r}{\sqrt{\frac{B_r \cdot H_c}{(B \cdot H)_{\max}} - 1 + \frac{B_r}{H_c} \cdot \frac{N}{4\pi - N}}},$$

где B_r – остаточная индукция сплава, Гс; H_c – коэрцитивная сила по индукции, Э; $(B \cdot H)_{\max}$ – максимальная энергия, МГс·Э.

Удобство вычисления остаточной индукции в системе СГС заключается в отсутствии сложного коэффициента с магнитной проницаемостью μ_0 . В дальнейшем осуществляется перевод полученных значений в систему СИ.

Материал Викалой II (52К13Ф) обладает характеристиками, приведенными в табл. 2 [3].

Эмпирическая формула зависимости размагничивающего фактора N от геометрических параметров образца прямоугольной формы с квадратным поперечным сечением следующая:

$$N = 4\sqrt{d_1 / S}^{-1,2},$$

где d_1 – длина образца (в направлении намагниченности); $S = A \cdot B$ – площадь сечения со сторонами A и B .

Таблица 2.

Параметры сплава Викаллой II.

Тип сплава	Остаточная индукция сплава B_r , Гс	Коэрцитивная сила по индукции H_c , Э	Максимальная энергия $(B \cdot H)_{\max}$, МГс·Э
Викалой II (52К13Ф)	10500	375	0.99

Для расчета размагничивающего фактора N магнитов в виде «ромба» с диагоналями d_1 и d_2 проведем разбиение исходной фигуры набором образцов прямоугольной формы (рис. 3). Количество аппроксимирующих образцов прямоугольной формы n определяется выбранным шагом t .

Тогда для рассматриваемых образцов в виде «ромба» при толщине $b = 1$ мм коэффициент размагничивания определяется следующим образом:

$$N = 2,6 \sqrt{\sum_{i=1}^n t_i / a_i}^{-1,15}$$

где a_i – высота магнита на i -ом шаге.

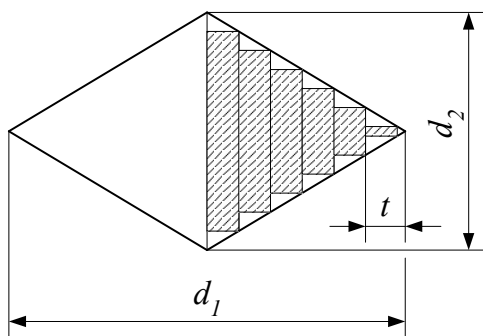


Рис. 3. К расчету коэффициента размагничивания N магнитов в форме «ромба».

Для рассматриваемых тел моменты инерции J определяются по следующим известным формулам:

$$J_{\text{брус}} = \frac{m}{12}(d_1^2 + b^2), \quad J_{\text{ромб}} = \frac{m}{12}(d_1^2 + 2b^2),$$

где m – масса магнита.

Магниты, выбранные для расчета, и результаты этого расчета представлены в табл. 3.

Из полученных результатов видно, что наиболее рационально использование в качестве подвижного магнита образец «Ромб-3», который при весовой оценке всех параметров обладает наилучшими параметрами (высокая частота и чувствительность, а также малый момент инерции). Кроме того, видно, что данная оценка мало расходится с оценкой «коэффициент качества» Q .

Таблица 3.

Результаты расчета магнитных систем

Параметр							
	«Ромб-3»	«Ромб-4»					
	d_1	d_2					
Коэффициент размагнич. N	0.51	0.43	1.18	0.38	0.27	0.76	0.54
Вес m , мг	24.99	44.53	37.53	41.70	55.60	37.53	50.00
Момент инерции J , 10^{-12} кг · м ²	41.60	126.30	34.40	132.10	305.8	119.6	276.2
Магн. мом. M , 10^{-3} А·м ²	3.44	6.72	2.89	6.69	10.3	4.03	6.66
Коэффициент качества Q , Гц ² ·мм/нТл/м	3.35	2.16	3.41	2.05	1.37	1.36	0.98
Частота f_{op} , Гц	7.44	4.32	8.57	4.20	2.76	4.28	2.82
Статическая чувствительность, мм/нТл/м	0.060	0.115	0.046	0.116	0.179	0.074	0.123

Авторы постоянно продолжают работу в направлении повышения чувствительности, расширения частотного диапазона измерения, снижения собственных шумов приборов. В настоящее время частота регистрации данных повышена с 8 до 15 Гц. Динамика спектров электромагнитных сигналов, зарегистрированных комплексом GI-MTS-1 в 2008 и 2009 гг. (Карелия) на примере электрических компонент тензора импеданса приведена на рис. 4.

Следующим шагом является решение оптимизационной задачи. Как показали экспериментальные результаты, имеется небольшое расхождение между последними и теоретическими оценками (порядка 10%), что, возможно, является следствием неучета свойств подвеса. Инструментальные погрешности вследствие высокой технологичности изготовления можно считать минимальными и постоянными. На основании этого, в выражение оптимизационного функционала следует вводить член, учитывающий анизотропные свойства подвеса.

Работа поддержана грантом РФФИ 09-05-00431-а.

Список литературы

1. Копытенко Ю.А., Леваненко В.А., Петрищев М.С. и др. Устройство для изготовления спирально-анизотропных нитей // Программа и тезисы докладов Восьмой сессии Международной научной школы «Фундаментальные и прикладные проблемы надежности и диагностики машин и механизмов» VPB-07, Санкт-Петербург, 22–27 октября 2007 г. СПб: ИПМаш РАН, 2007. С. 112–114.
2. Кротевич Н.Ф. Магнитные микровариационные измерения и аппаратура для магнитотеллургических исследований. Новосибирск: изд-во «Наука», сибирское отд., 1972. 227 с.
3. Одинцов В.И. Методы и результаты оптимизации магнитных систем оптико-механических кварцевых магнитометров. Препринт ИЗМИРАН №6 (953). М.: ИЗМИРАН, 1991. 20 с.

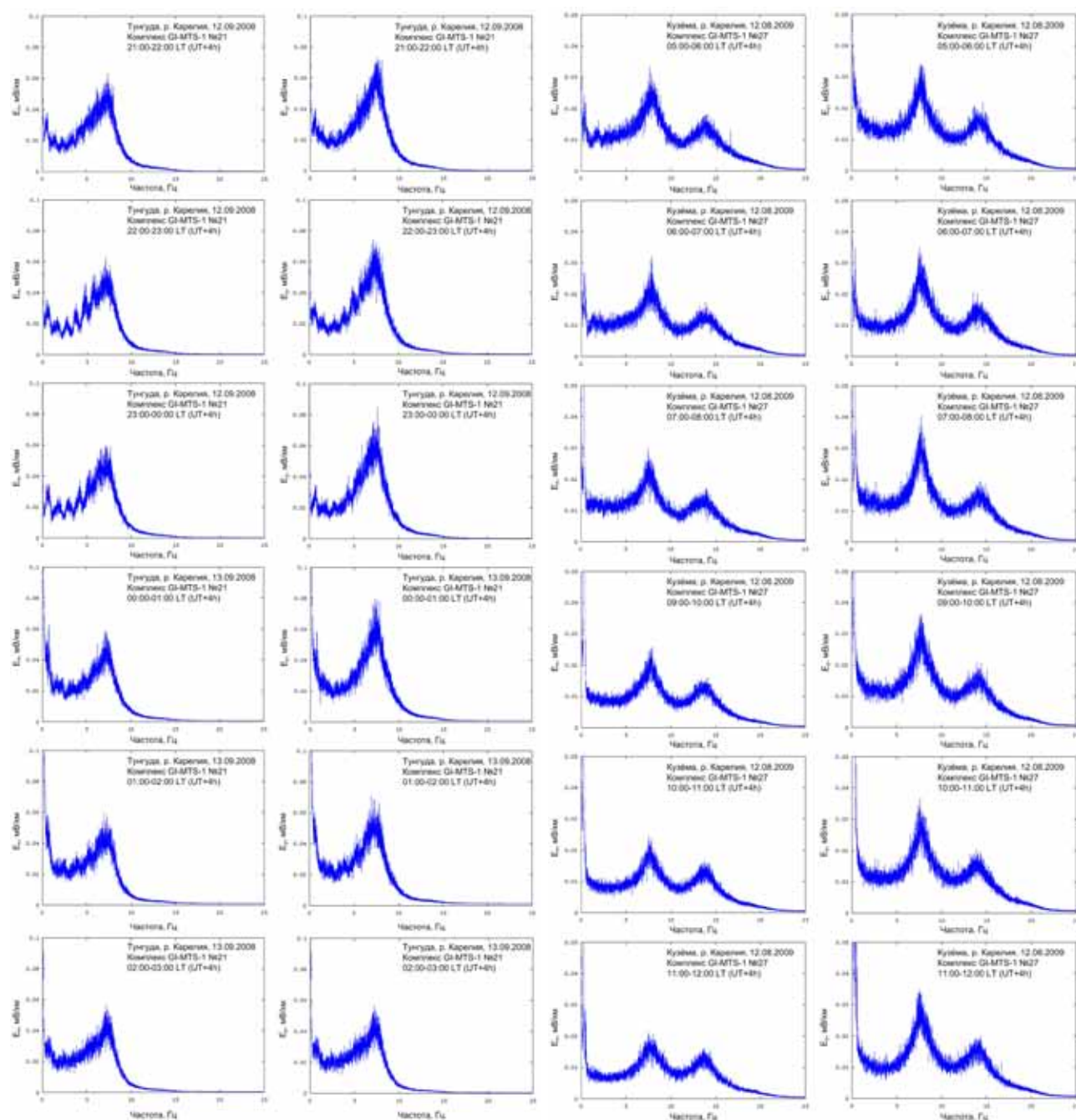


Рис. 4 – Динамика спектров E_x - и E_y - компонент поля в течение шести часов (сверху вниз): а) 2008; б) 2009.

4. Петрищев М.С. Динамика маятниковых систем в условиях механических и магнитных вибраций // Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук: 05.02.18. СПб, 2007. 139 с.

5. Сергушин П.А. Магнитовариометр как средство измерения магнитных полей // Научно-технический вестник СПбГУ ИТМО. Выпуск 28. I сессия научной школы «Задачи механики и проблемы точности в приборостроении» / Гл. ред. д.т.н., профессор В.Н. Васильев. СПб.: СПбГУ ИТМО, 2006. С. 173–175.

Комплекс для стационарных геофизических наблюдений на базе апатитской сейсмоинфразвуковой группы

А.В. Федоров, В.Э. Асминг

Геофизическая служба РАН, г. Апатиты

В последнее время в рамках синергетической парадигмы всё большее внимание уделяется поиску и объяснению возможных связей между процессами в различных оболочках Земли. В этой связи сотрудниками КФ ГС РАН и лаборатории геофизики ГИ РАН было принято решение о создании комплекса из сейсмоинфразвуковой и электромагнитной установок для регистрации вариаций сейсмического, инфразвукового, магнитного и электрического полей Земли.

В июне 2009 г. на полигоне КФ ГС РАН расположенном в 17 км от города Апатиты, такая установка была развёрнута. Её основой стала апатитская сейсмоинфразвуковая группа, ведущая непрерывный мониторинг сейсмичности и акустических возмущений в инфразвуковом диапазоне на северо-западе России и прилегающих территориях. В ходе работ сотрудниками КФ ГС РАН и лаборатории геофизики ГИ РАН, на полигоне была установлена значительно усовершенствованная цифровая автоматическая измерительная станция (ЦАИС). Два канала были отведены для измерения вариаций горизонтальных компонент вектора напряженности магнитного поля и два канала для измерения вариаций геоэлектрических токов. Электромагнитные каналы интегрированы в систему сбора и передачи данных сейсмоинфразвуковой группы и в режиме прямого времени поступают в Апатиты по каналам радиосвязи. Где происходит автоматическое сохранение, и данные становятся доступны в локальной сети для последующей обработки.

Регистрация на сейсмоакустическом комплексе ведётся девятью вертикальными короткопериодными сейсмодатчиками S-500 фирмы Teledyne Geotech и одной трёхкомпонентной станцией, выполненной из сейсмометров того же типа, расположенной в центре группы.

Сейсмодатчики располагаются на двух концентрических окружностях. Диаметр внешнего круга (круг В) составляет 1 км, а внутреннего круга (круг А) - 400 м. На внешнем круге расположены 5 сейсмометров (компоненты В1, В2, В3, В4, В5), а на внутреннем круге 3 сейсмометра (А1, А2, А3). Все сейсмометры типа Geotech S-500, установлены в железных трубах, основания которых имеют надежный контакт со скалой, посредством бетона и железных штырей.

Сейсмометры имеют следующие технические характеристики:

- Диапазон измеряемых частот — 1–100 Гц
- Чувствительность в измеряемом диапазоне — $450 \pm 5\%$ В/(м/с)
- Динамический диапазон измерений — 100 Дб
- Напряжение питания — ± 12 В
- Потребляемая мощность — макс. 0.12 Ватт

На внутреннем кольце А, в непосредственной близости от сейсмических датчиков, размещены инфразвуковые датчики BAR 1, BAR 2 и BAR 3. Каждый датчик располагается в отдельной герметичной камере объемом 1.2 кубометра. Камера соединена с пространственным инфразвуковым акустическим фильтром веерного типа, покрывающим площадь 324 м².

В качестве регистраторов в инфразвуковом комплексе используются микробарографы CHAPARRAL Model V, производства США.

Их технические характеристики:

- Диапазон регистрируемых частот — 0.02–50 Гц
- Средняя чувствительность в указанном диапазоне частот — 0.04 В/микробар
- Напряжение питания — 24 В
- Потребляемый ток — не более 7 мА
- Максимальная амплитуда напряжения на выходе — 18 вольт

Для регистрации электромагнитных сигналов в комплексе используется модернизированная станция ЦАИС. Собственно от станции ЦАИС, серийно выпускавшейся для измерения МГД-сигналов, в ней сохранился только блок кварцевых магнитных датчиков. Станция предназначена для измерения КНЧ-сигналов в режиме накопления в диапазоне частот от 0.1 до 20 Гц.

Регистрация вариаций геоэлектрических токов выполняется двумя симметричными антеннами длиной по 100 м, датчиками электрического поля в которых являются свинцовые электроды.

Данная установка на базе системы ЦАИС в 2005 г. успешно прошла испытания при измерении периодических сигналов от промышленных ЛЭП на удалении 510 км и во время полевых работ в северной Карелии.

Сигналы с магнитных датчиков и электрических приёмных линий попадают на вход блока усиления и

фильтрации и далее системы сбора и передачи данных сейсмоинфразвуковой группы.

Схема расположения всех элементов нового комплекса показана на рис. 1.

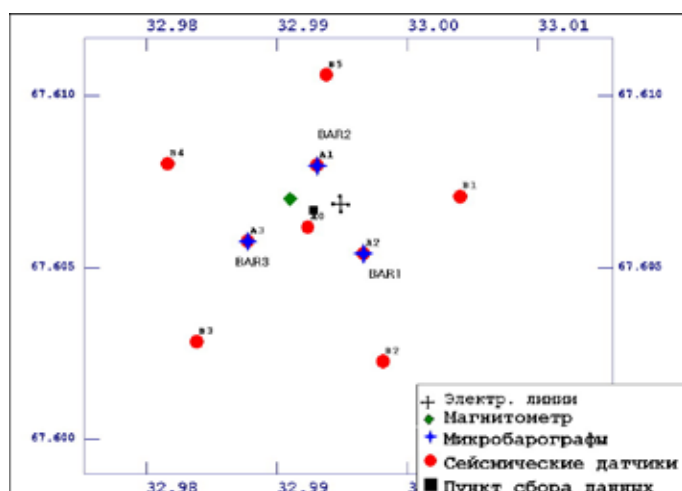


Рис. 1. Схема расположения элементов комплекса для стационарных геофизических наблюдений.

Данные со всех датчиков (сейсмоинфразвуковых и электромагнитных) поступают в пункт сбора, где оцифровываются с помощью АЦП E-24 фирмы L-CARD. В настоящее время оцифровка сигналов ведётся с частотой 40 Гц. Далее происходит привязка данных к точному мировому времени (по сигналам GPS-приёмника) и по каналам радиопередачи, посредством радиомодема они передаются в здание КФ ГС РАН в Апатитах. Где автоматически сохраняются в кольцевом буфере, а позднее перезаписываются на физические носители информации.

В режим непрерывного мониторинга электромагнитная установка была введена в конце июля – начале августа 2009 г. и сразу была задействована в проведении эксперимента FENICS-2009, проводимого в период с 6-го по 20 августа. Суть эксперимента заключалась в тензорном глубинном электромагнитном зондировании литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита с использованием мощного контролируемого источника.

Первичный анализ полученных данных показал уверенный приём сигналов от источника, представленного двумя взаимно ортогональными промышленными линиями электропередачи, на всех частотах ниже половины частоты дискретизации (рис. 2).

Таким образом, в нашем распоряжении появился уникальный для данного региона комплекс, позволяющий вести стационарные наблюдения вариаций четырёх геосферных полей: сейсмического, инфразвукового, геоэлектрического и геомагнитного, с удобной системой хранения и доступа к данным. Что создаёт хорошие условия для поиска возможных взаимосвязей между этими полями Земли.

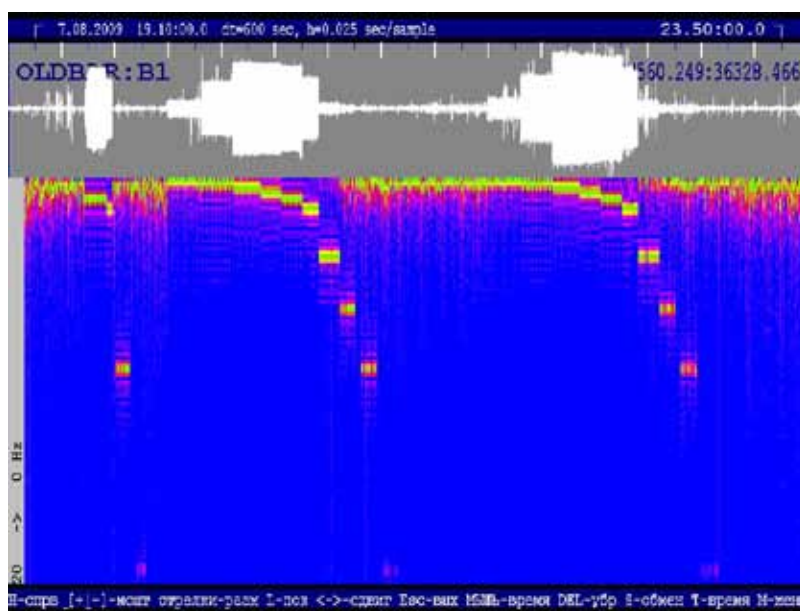


Рис. 2. Пример сигнала и его сонограмма, по одному каналу электрической приёмной линии во время сеанса 8.09.09 в рамках эксперимента FENICS-2009. На сонограмме можно видеть все режимы работы генератора до частоты 19.42 Гц.

Использование геофизических методов при изучении органокремнистых диапировых структур

М.М. Филиппов, Ю.Е. Дейнес

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Изучением протерозойских метаколлоидных органокремнистых (шунгитоносных) пород уже многие годы занимаются исследователи России и зарубежных стран на примере Онежского синклинория Балтийского щита (рис. 1). Здесь они широко представлены в зоне Онежской и Суйсарской свиты лудиковийского надгоризонта и в кондопожской свите калевийского надгоризонта нижнего протерозоя [1]. Это осадочные и вулканогенно-осадочные породы с содержанием углерода от долей процента до 80%.

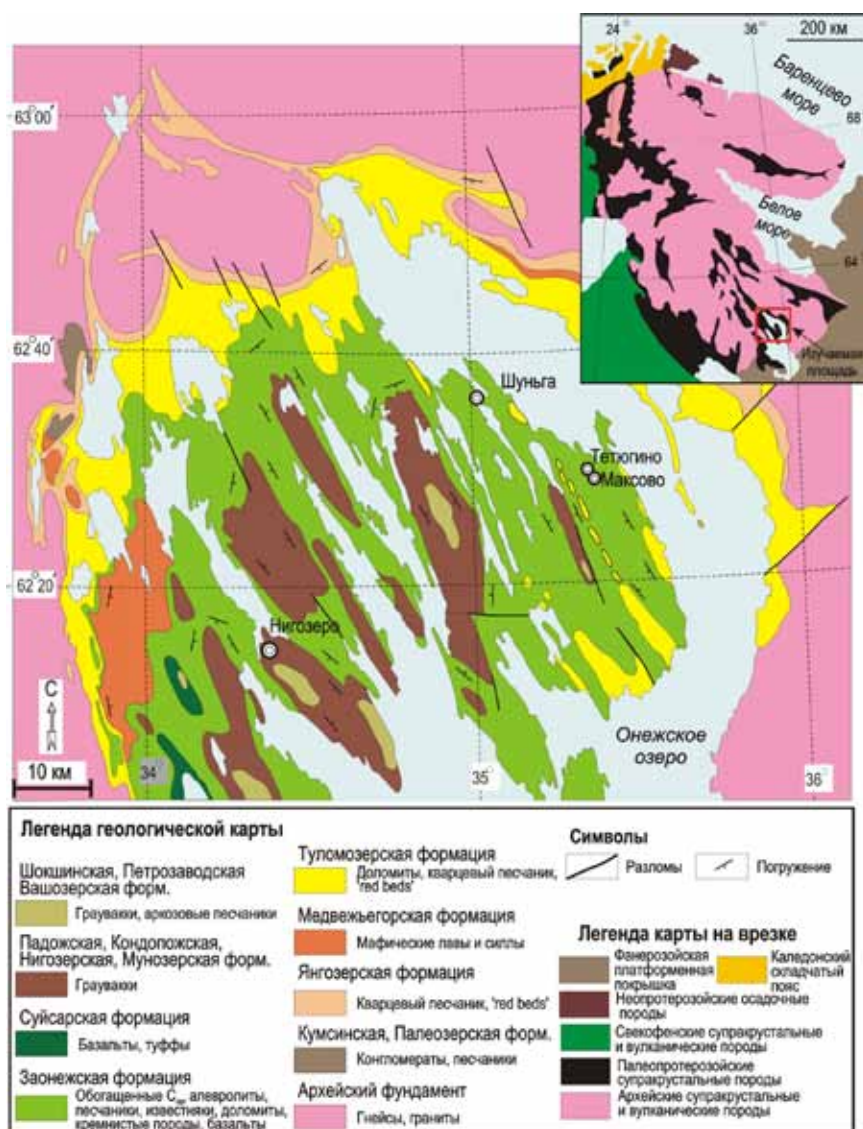


Рис. 1. Геологическая схема Онежского синклинория [2].

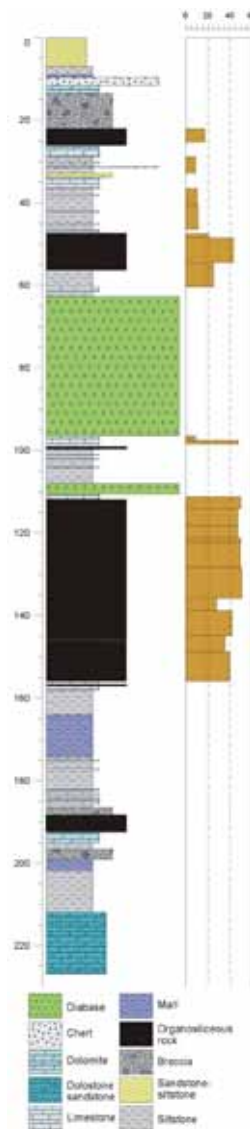


Рис. 2. Литологический разрез
Заонежской свиты (Тетюгино).

Среди шунгитоносных пород наибольший практический интерес привлекают максовиты, в которых содержание углерода от 20 до 45%, и шунгиты – от 45 до 80%. Максовиты слагают куполообразные тела с размерами в плане до 400×800 м и мощностью в центре до 120 м, а шунгиты – субпластовые тела небольшой мощности (до 5 м). Наиболее полно исследованы купольные тела максовитов в пределах Толвуйской синклинали. Предполагается [3], что месторождения сформированы по типу складок нагнетания (диапировых структур). Характерный разрез заонежской свиты в районе развития известных месторождений (Максовского, Зажогинского, Калейского) приведен на рис. 2.

До настоящего времени прогнозная оценка запасов высокоуглеродистых пород в пределах Онежского син-клиория осуществлялась по данным геологической съемки, а также по материалам поисковых работ и деталь-ной разведки месторождений и основывалась на стратиграфических и литологических предпосылках. Однако, в

условиях высокой закрытости территории относительно крупные залежи сложно выявить, поскольку их размеры сопоставимы с расстоянием между картировочными профилями даже при съемке масштаба 1:50000. Проблему повышения достоверности прогнозных оценок можно решить за счет геофизических наблюдений.

Ранее авторами [5] были описаны основные прямые (генетические) признаки купольных тел (структурные, литологические и литохимические). На их основе исследованы косвенные – геоморфологические и геофизические поисковые признаки. В статье рассматриваются новые данные о геологическом строении Максовского месторождения, полученные в 2008 г. в процессе использования наземных геофизических исследований, и прогнозируются возможные осложнения в интерпретации геофизических материалов при разведке аналогичных купольных структур.

По ранее полученным данным [3] даже в пределах одного месторождения максовитов существуют значительные вариации геофизических полей, связанные, во-первых, с изменениями концентрации шунгитового вещества в различных частях залежей (при наблюдениях на естественных обнажениях), а во-вторых, с влиянием четвертичных отложений, которые ослабляют геофизические поля в зависимости от их мощности и от петрофизических характеристик.

До начала активной разработки месторождения (до 2005 г.) предполагалось, что в его разрезе присутствуют три силла габбродолеритов, невыдержанных по мощности и выклинивающихся по простиранию (рис. 3). Северо-западное и юго-западное крыло купольного тела максовитов плавно обрамляет силл, внедрившийся между шестым и седьмым шунгитоносными горизонтами. По данным разведочных работ 1985 г. [2], на западе месторождения силл образует локальную синклинальную складку глубоко входящую в тело залежи, в результате чего купольное тело представлено в плане в виде резко асимметричного тела. На этом основании было высказано предположение о том, что асимметрия залежи является следствием ее деформации при механическом воздействии силла.

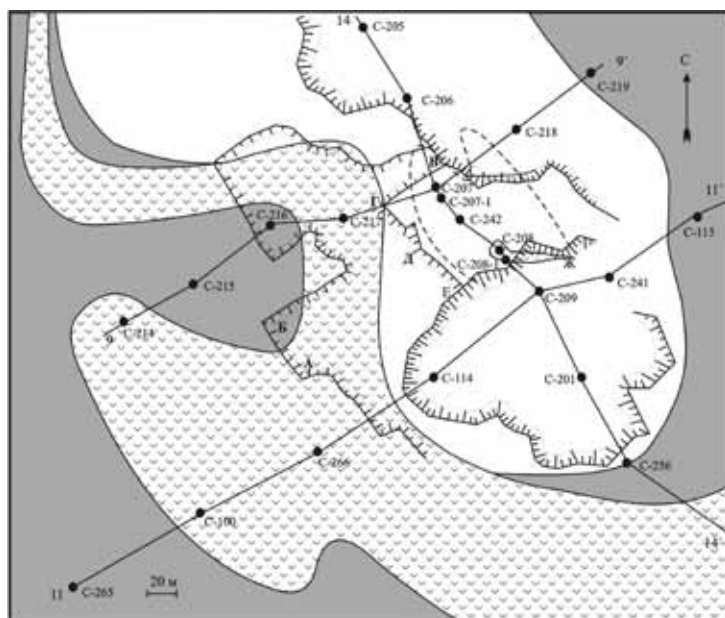


Рис. 3. Схема геологического строения юго-западной части Максовского месторождения [2].

В ряде мест выветрелые габбродолериты залегают под максовитами малой мощности. Почти по всему периметру вскрышного котлована его стенки представляют собой разрезы, состоящие из слоя элювия по габбродолериту и измененных максовитов (рис. 4а). В элювии встречены ксенолиты максовитов округлой формы, размер которых варьирует от 0.2 до 0.6 м. Призмы столбчатой отдельности максовита ориентированы перпендикулярно границам ксенолита. Кроме того, некоторые фрагменты сложены серым пористым, выветрелым максовитом, иногда с хаотично ориентированной «сноповидной» отдельностью. В нижней части вскрытого слоя выветрелых метагаббро местами наблюдаются шарообразные включения габбродолерита со скорлуповатой отдельностью. Обособления, вероятно, являются реликтами шаровых образований, возникавших в краевых частях силла при его

В 2005 г. карьером была вскрыта апи-кальная часть субвертикального тела габбродолеритов. В центре оно сложено мелко-среднезернистыми, на контакте с вмещающими максовитами – тонкозернистыми разновидностями. Габбродолериты разбиты многочисленными трещинами, которые заполнены органокремнистым веществом, близким по составу к типичным максовитам, а в ряде случаев содержащим повышенные концентрации углерода и сохранившим следы течения. Вероятно, этот материал заполнял трещины в результате снижения вязкости максовитов под влиянием сильного их прогревания внедряющейся магмой и локального повышенного давления, возникающего за счет быстрого катагеза органического вещества.

В 2008 г. при вскрышных работах в южной и юго-западной части месторождения выявлен элювий по габбродолеритам, представляющий глинистую супесь ярко желтого или желто-бурого цвета, видимая мощность которого в разных стенках вскрышного котлована составляет от 0.5 до 3.5 м (рис. 4). Было высказано предположение о том, что элювий развит по субпластовой части силла, внедрившегося в купольное тело сапропелитов после завершения его формирования как диапировой структуры. Из наблюдений в карьере следует, что субвертикальное тело габбродолеритов является подводящим каналом для силла.



Рис. 4. Стенка вскрышного котлована: А – общий разрез: 1 – элювий по габбродолеритам; 2, 3 – зоны коксования максовитов: 2 – первая подзона, 3 – вторая подзона; 4 – неизменные максовиты; Б – вторая подзона коксования максовитов (увеличенный фрагмент 3).

внедрении в пластичную среду сапропелитов, подобно тому, как образуются шаровые лавы при подводных извержениях. Присутствие скорлуповатых обособлений свидетельствует о близком расположении переходной зоны от элювия к габбродолеритам, не затронутым процессами выветривания, то есть элювий развиваться не на полную мощность силла. Из-за волнистого характера кровли внутреннего силла эрозии были подвергнуты лишь гипсометрически наиболее приподнятые участки, которые выходили на дневную поверхность или залегали на небольшой глубине под максовитами.

В экзоконтакте выделена зона коксования максовитов, состоящая из двух подзон. Первая – непосредственно на контакте, представлена обычно рыхлым пачкающим черным веществом с кавернозной текстурой, похожим на природный кокс. В нем наблюдаются сферические полости, как полые, так и заполненные возгонами в виде сажистых новообразований. Пустоты соединяются между собой спиралевидными каналами. Мощность подзоны 2–8 см. В некоторых местах эта подзона отсутствует. Непосредственно в контакте наблюдаются также брекчированные максовиты, трещины которых заполнены антраксолитом. Порода разбита мелкими трещинами, рассланцована, имеет зеркала скольжения, по которым развиваются пленки органического вещества.

Во второй подзоне коксования максовиты имеют характерную столбчатую отдельность в виде удлиненных призм с размерами 4×10 см, ориентированных перпендикулярно контакту (рис. 4б). Призмы в сечении имеют вид неправильных шестиугольников, отделенных друг от друга либо скрытыми, либо зияющими трещинами. По стенкам трещин развиваются пленки шунгитового вещества или пирита. Мощность подзоны обычно не превышает 10 см, она выдержана по всей площади кровли силла. Однако в верхней части подводящего канала столбчатая отдельность максовитов развита в виде сноповидных изогнутых скоплений шестигранных призм высотой до 1 м. Местами выше развития крупных призм встречаются мелкие призмы (1×3 см), которые иногда смяты и хаотично ориентированы относительно контакта. Это свидетельствует о длительном движении расплава через переходную (от субвертикального к субгоризонтальному тела габбродолеритов) область. Зона интенсивного коксования сапропелитов сменяется менее измененными, но брекчированными максовитами, содержащими большое количество миндалин, выполненных кварцем и антраксолитом.

Вскрышным котлованом на небольшом участке обнажен нижний контакт метагаббро с подстилающими максовитами. Он очень неровный, с тонким (1–3 см) слоем сажистого максовита. Залегание плоскости контакта на коротком интервале меняется от субгоризонтального до субвертикального.

Направление развития подводящего канала, развертывание его в субпластовое тело (собственно в силл), его волнообразная форма и погружение в юго-западном направлении, предположительно, были обусловлены неоднородностями состава и свойств органоминерального вещества различных участков купольной структуры, в том числе, и разной степенью литификации пород залежи.

Контур распространения внутреннего силла и коррекция ряда разрезов западной части месторождения (рис. 5) были проведены с использованием геофизических методов разведки. Геофизические материалы были получены в разные годы и на разных стадиях разведки месторождения научными сотрудниками Института геологии (ИГ КарНЦ РАН), а также специалистами Карельской поисково-съёмочной экспедиции (КПСЭ). По юго-западной части месторождения были выполнены наблюдения методами магниторазведки, электроразведки – методом естественного электрического потенциала (ЕП) и в ограниченном объеме (один профиль) малоглубинной сейморазведки.

Уточнение контура распространения габбродолеритов под четвертичными отложениями проведено с учетом материалов электроразведки методом ЕП (рис. 6а). Максовиты естественных обнажений обычно отмечаются аномалиями до – 1200 мВ, габбродолериты субпластовой части внутреннего силла, содержащие до 10% углеро-

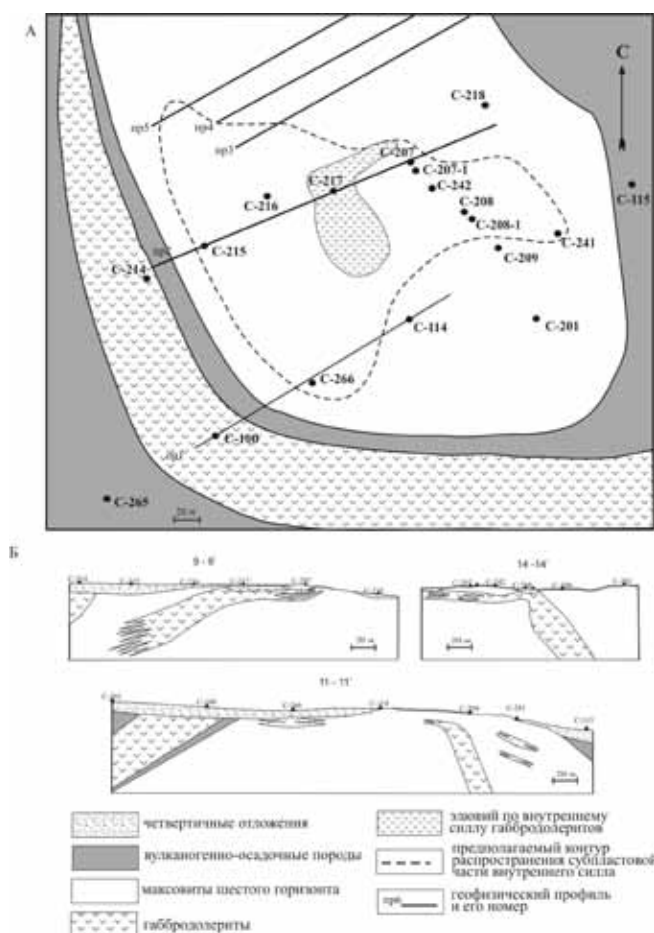


Рис. 5. Уточненная схема геологического строения (А) и разрезы (Б) юго-западной части Максовского месторождения.

да, отмечаются отрицательными аномалиями значительно меньшей амплитуды (до 500 мВ).

На графиках аномального магнитного поля в юго-западной части месторождения (рис. 6Б) наблюдается резкий переход низких значений dT (до 150 нТл), соответствующих максимальной для месторождения мощности массивов, к средним значениям $dT = -100$ нТл, а затем к повышенным – более 200 нТл. На графике dT по профилю 2 знакопеременными аномалиями отмечаются наклонные границы контактов внешнего и внутреннего силлов с массивами. Появление аномальных зон связано с тем, что магнитная восприимчивость массивов в области контакта резко возрастает, поскольку пирит часто замещается пирротинном, и становится сопоставимой, а иногда и выше магнитной восприимчивости габброидеритов. Геофизический профиль 1, совпадающий с геологическим профилем 11–11' (рис. 3) позволяет обоснованно провести границу внутреннего силла и выделить вмещающие залежь породы по аномальным значениям магнитного поля до 100 нТл. По данным магниторазведки, внешний силл габброидеритов на этом профиле проявлен слабо, однако он четко прослеживается на сейсмотомографическом разрезе (рис. 6В) как область повышенных скоростей. Его подошва уверенно отделяется от туфоалевролитов, переходящих затем в массивы шестого горизонта. Менее контрастно на фоне массивов выделяются сохранившиеся от выветривания линзы внутреннего силла габброидеритов.

Итак, в юго-западной части Максовского месторождения присутствует внутренний силл габброидеритов с подводящим каналом. В зонах экзоконтакта выявлены признаки кратковременного термального воздействия магматического расплава, внедрившегося в купольную структуру, сложенную на то время сапропелитами.

Наблюдаемые особенности контактового влияния габброидеритов очень важны для развития модели формирования купольных структур. Время внедрения внутреннего силла было более поздним по отношению к завершению формирования купольного тела. Породы залежи до внедрения внутреннего силла были слабо литифицированы, благодаря известному явлению замедленного диагенеза и катагенеза осадочных пород с органическим веществом, то есть до внедрения силла первичное органическое и минеральное вещество еще не прошли основные стадии катагенеза, по крайней мере, стадию главной фазы образования нефти. В момент внедрения интрузии породы залежи приобретали дополнительную способность к вязкому течению и пластическим деформациям.

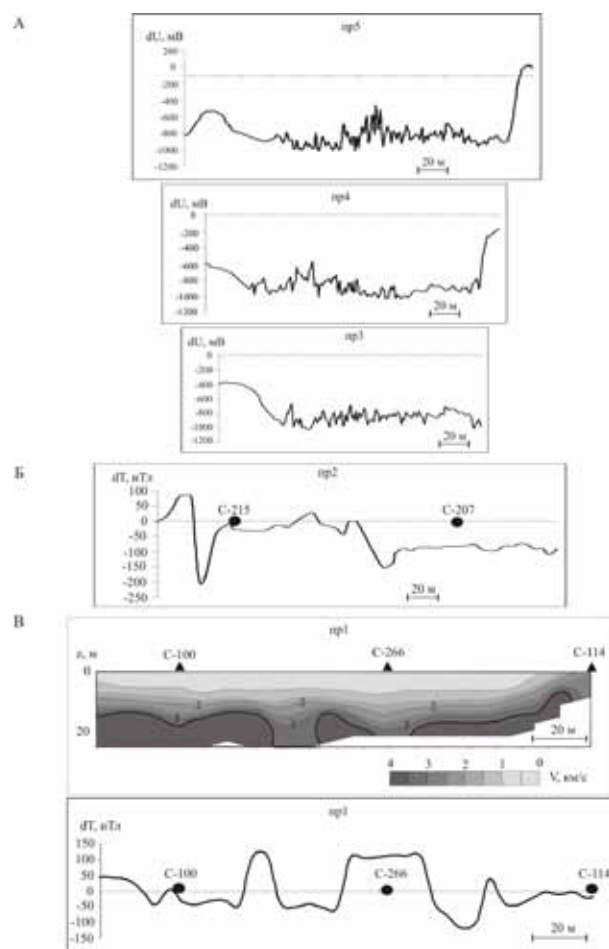


Рис. 6. Геофизическое обоснование границ распространения внутреннего силла:

А – графики разности потенциалов естественного электрического поля;

Б – график аномального магнитного поля;

В – скоростной сейсмотомографический разрез и график аномального магнитного поля.

За счет катагенетического преобразования органического вещества и низкой проницаемости пелитовых пород в локальных объемах создавалось высокое давление, инициирующее активное брекчирование максовитов, насыщение расплава газообразными углеводородами и снижение плотности.

Характер движения расплава в пластичном материале, вероятно, в сильной степени определялся литологическими неоднородностями купольной структуры, которые существовали до внедрения силла и были следствием дифференциации вещества по плотности в процессе формирования складки нагнетания. В таких условиях развивались апофизы и фрагментация расплава, и, наоборот, в расплав попадали ксенолиты вмещающих пород. Во фронтальных участках силла выявлены своеобразные брекчии, в которых отдельные фрагменты габбро-долеритов сцементированы веществом, по минеральному составу близким к максовитам. Другой тип брекчий возникает в подводящем канале на стадии активного остывания расплава. Трещины контракции заживают веществом, по составу близким к максовитам и на то время еще не потерявшим способность к вязкому течению. Внедрение в залежь сапропелитов силла габбродолеритов вызвало образование в его непосредственном контакте коксоподобных пород, обладающих тонкой пористостью и характерной столбчатой полигональной отдельностью.

Присутствие в породах залежи минералов, содержащих воду, в совокупности с их физическими свойствами (с высокой теплоемкостью и низкой теплопроводностью), способствовали широкому проявлению гидротермальных и отчасти метасоматических процессов, выразившихся в ослюдении, хлоритизации, сульфидизации, окварцевании как габбродолеритов, так и вмещающих пород, а также в развитии многочисленных прожилков, выполненных антраксолитом, кварцем, гидробиотитом, сульфидами и хлоритами. Наиболее интенсивно гидротермальные процессы проявились в ослабленных зонах, как непосредственно на контакте с силлом, так и на удалении от него. Выветривание габбродолеритов в пределах месторождения частично было обусловлено эрозией силла, а частично - повышенной проницаемостью максовитов, преобразованных в зоне теплового влияния силла.

Физические свойства габбродолеритов из зон контактового метаморфизма ранее были изучены Б. Н. Клабуковым [3]. В центральных частях силлов, где не сказывается влияние контактов, электрическое сопротивление и плотность пород максимальны, соответственно до 10×10^3 Ом*м и 3.1 г/см^3 . По направлению к контактам оба параметра плавно уменьшаются. Снижение сопротивления до 100 и менее Ом*м объясняется появлением шунгитового вещества и сульфидов; разуплотнение пород – наличием пустот или пор, не заполненных минеральным веществом. В прикровельной и приподожвенной частях силла наблюдается дальнейшее снижение плотности (до 3.02 г/см^3 – для относительно мало измененных участков и до 2.82 г/см^3 – непосредственно на контакте); водопоглощения от 0.1 до 0.4%; прочности от 2180 до 1766 кг/см^2 . Контрастность физических свойств пород нижнего контакта меньше. Мощность зоны контактовых изменений может составлять около 8 м. Помимо отмеченных изменений физических свойств максовитов на контакте с интрузивными телами следует отметить, что габбродолериты на контакте обогащаются ураном, мигрирующим совместно с органическим веществом, максовиты, наоборот, становятся менее радиоактивными за счет выноса урана.

Полученные данные о внутреннем силле габбродолеритов позволили провести коррекцию геологического строения юго-западной части Максовского месторождения и сделать выводы, важные для ведения геофизических методов разведки на объектах, аналогичных Максовскому месторождению. При интерпретации наблюдений необходимо иметь в виду вероятность развития внутри купольных тел силлов различной формы, в разной степени измененных в области контактов с максовитами, либо в разной степени выветрелых. Одновременно следует учитывать вероятность встречи участков максовитов с измененными под влиянием габбродолеритов физическими свойствами.

Список литературы

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск. Карелия, 1982. 204 с.
2. Михайлов В.П., Купряков С.В. Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг.: Фонды СЗТУ. Петрозаводск, 1985. 148 с.
3. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Под ред. М.М. Филиппова и А.И. Голубева. Петрозаводск, 1994. 207 с.
4. Филиппов М.М., Бискэ Н.С., Медведев П.В. и др. Контактный метаморфизм на Максовском месторождении шунгитоносных пород. 1. Основные признаки. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 107–116.
5. Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е. Геолого-геофизические признаки купольных шунгитоносных структур, перекрытых коренными породами // Тр. Института геологии КарНЦ РАН. Вып. 8. Петрозаводск. 2005. С. 110–119.

Экспериментальные исследования электропроводности земной коры с промышленными линиями электропередачи

А.Н. Шевцов¹, В.В. Колобов²

¹Учреждение РАН Геологический институт КНЦ РАН, ²ЦФТПЭС КНЦ РАН

Введение

В настоящее время, магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) - основной метод изучения глубинной электропроводности коры Земли и верхней мантии. Наиболее выдающиеся исследования МТЗ на территории Фенноскандинавского (Балтийского) щита были выполнены в рамках все еще продолжающегося русско-финского проекта № 13 [14] и проекта BEAR (1998–2001) [17], также большой вклад внесли различные исследования групп из России (Санкт-Петербургский Университет), Финляндии (Университет г. Оулу, обсерватория Нурмиярви) и Швеции (Университет г. Упсала). В течение прошлых лет результаты многих магнитотеллурических (МТ) и аудиомантителлурических (АМТ) зондирований публиковались в ряде работ [7, 8, 15, 16, 19]. Сопоставление разных МТЗ данных показывает, что разброс значений кажущегося удельного сопротивления может достигать два-три порядка, даже если зондирование было сделано в довольно однородных областях, имеющих высокое сопротивление. Кроме того, после решения обратной задачи, разброс удельного сопротивления литосферы и мантии, полученного различными исследователями, может достигать более чем трех порядков для одних и тех же интервалов глубин. Различные геоэлектрические разрезы Фенноскандинавского щита являются соответственно некоррелированными [19].

Надежность результатов глубинных МТЗ может быть улучшена при использовании их в комбинации с зондированиями с контролируруемыми источниками (controlled source – CS). Повышенная надежность достигается благодаря использованию более широкого набора информативных параметров в CS методе за счет привлечения покомпонентной обработки. Кроме того, при использовании контролируемых источников значительно сокращается время наблюдений, появляются возможности проведения работ в районах с высоким уровнем помех и более широкие возможности по обнаружению и учету влияния горизонтальной неоднородности среды и статических искажений на результаты наблюдений, что также значительно увеличивает эффективность метода. Вместе с тем, процесс изучения глубин 20–50 километров и глубже с использованием контролируемых источников, связан со значительными техническими проблемами. Прежде всего, с необходимостью применять мощные генераторы и протяженные антенны, позволяющие создавать электромагнитное поле, достаточно сильное, чтобы быть зафиксированным в крайне низкочастотном (КНЧ) диапазоне (0.1–20 Гц) в условиях «дальней зоны», когда расстояние до источника многократно превышает длину волны в среде. На территории плохо проводящего кристаллического щита расстояние между источником и приемником, в этом случае, должно достигать многих сотен километров. Использование промышленных линий электропередачи в качестве излучающих антенн – один из путей решения этой задачи. Во время нескольких предыдущих экспериментов по глубинному зондированию с линиями электропередачи исследования выполнялись методом постоянного тока (метод сопротивлений) или методом становления поля во временной области (in time domain modes) [4, 10, 11]. В Геологическом институте КНЦ РАН наряду с методами АМТ-МТЗ развивается метод глубинного частотного зондирования с использованием мощных линий электропередачи в тензорной постановке. То есть с использованием ортогональных излучающих систем, создающих в точке измерений две линейно независимые поляризации первичного поля. В свою очередь такая система позволяет определить компоненты тензора импеданса по измеренным значениям амплитуд электрических и магнитных компонент поля и фазовых сдвигов между ними. Данная статья посвящена результатам, полученным этим методом в сочетании с АМТ-МТ зондированием. Развиваемый способ зондирования получил название метода контролируемого источника в магнитотеллурическом поле (Control Source Magneto Telluric).

Для регистрации и контролируемых (искусственных) и естественных электромагнитных полей использовались 14-ти и 24-битовые цифровые станции. Принципиальная схема измерений показана на рис. 1.

По сравнению с известным методом контролируемого источника в аудио-магнитотеллурическом поле (CSAMT), метод CSMT работает в крайне низкочастотной области (КНЧ) и предназначен для изучения глубинной электропроводности коры Земли и мантии. Вариации МТ-поля и сигналы контролируемого источника регистрируются одновременно

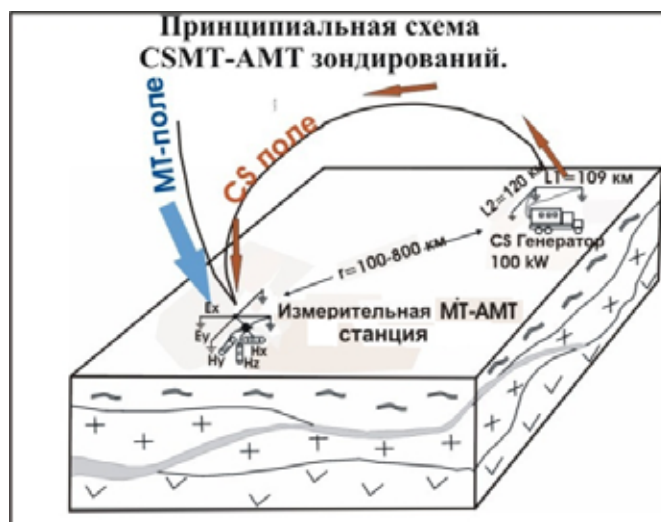


Рис. 1. Принципиальная схема измерительной установки CSMT-АМТ зондирования.

но одними и теми же измерительными станциями. Периодический сигнал контролируемого источника отделяется от МТ-вариаций посредством методов цифровой фильтрации на заданной (известной) частоте и в заданный (известный) интервал времени. Синхронные записи тока в источнике позволяют дополнительно применять методы покомпонентной обработки. Применение двух взаимно ортогональных антенн дает возможность оценить степень неоднородности геоэлектрического разреза для нижнего полупространства и принять во внимание возможное влияние поперечной неоднородности на результаты интерпретации данных. Схема с расположением линий электропередачи и мест приема в 2007 г. показаны на рис. 2.

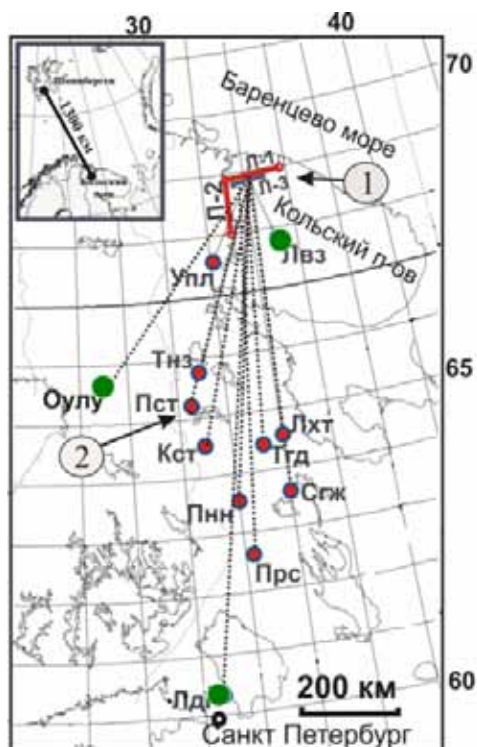


Рис. 2. Схема расположения излучающих линий (1), точек приема CSMT-AMT 2007 года и пунктов регистрации МТ поля эксперимента 2008 года (2). Зелеными кружками показаны пункты приема станциями сторонних организаций СПбГУ –Лдг, Оулу и Полярного Геофизического института (ПГИ) КНЦ РАН –Лвз. Сигнал на Шпицбергене (вкладка) зарегистрирован измерительной станцией ПГИ.

Протяженная в субширотном направлении промышленная линия электропередачи Л-1 имеет длину 109 км и характеризуется пониженным сопротивлением ($R = 3.6 \text{ Ом}$, включая оба заземления). Другая направленная субмеридианально промышленная линия электропередачи Л-2 имеет длину 105 км и довольно высокое сопротивление (6.6 Ом, включая оба заземления). Параллельно линии Л-2, в ее центральной части на расстоянии 15 км, расположена более короткая линия Л-3 (60 км) известная как сверхнизкочастотная (СНЧ) антенна «ЗЕВС». Линия Л-3 служит для радиосвязи на частоте приблизительно 80 Гц [2, 13]. Регистрация ее сигналов позволила впервые изучить влияние ионосферно-земного волновода на больших удалениях от источника. Работы по измерению сигналов от Л-3 ведутся с 1992 г. Линии Л-1 и Л-2 используются с 2004 г. На этапе 2005 г. генератор «Энергия-1» мощностью 100 кВт включался по очереди в эти три линии электропередач Л-1, Л-2 и Л-3, чтобы получить переменный ток в частотном диапазоне 0.1–20 Гц. Проводная индуктивность L этих линий в зависимости от длины кабелей и частично от частоты изменялась от 0.1 до 0.22 Гн. Чтобы компенсировать реактивное сопротивление проводной индуктивности L , высоковольтные конденсаторы были последовательно включены в линии Л-1 и Л-2. Величина конденсаторов была подобрана с учетом зависимости индуктивности линий электропередачи L от частоты. Эти работы легли в основу эксперимента FENICS 2007 и 2009 гг. На этапе 2009 г. в линии Л-1 и Л-2 включался более мощный генератор «Энергия -2» мощностью 200 кВт

Генераторы «Энергия-1» и «Энергия-2» мощностью 100 и 200 кВт разработаны в Кольском научном центре РАН. Основная их часть – инвертор сделан на основе биполярных транзисторов IGBT-серии. Питание генераторов осуществляется от промышленного трехфазного питания напряжением 380В. Значение первой гармоники тока в линиях электропередачи изменялось в различных сериях от 11А до 170А в зависимости от частоты. Форма тока на линиях изменялась в зависимости от частоты от меандра на низких частотах (ниже, чем 1–2 Гц) к синусу на 10–20 Гц для «Энергии-1» и была

чисто синусоидальной для «Энергии-2». Эксперименты 2007 и 2009 года по глубинному зондированию с промышленными линиями электропередачи выполнены в ночное время (от 1-00 до 4-00 часов местного времени), во время выведения этих линий из эксплуатации для профилактического обслуживания в Кольской энергетической системе. Генерация сигналов и записи тока с привязкой по времени выполнены ЦФТПЭС КНЦ РАН и ПГИ.

Измерения и результаты обработки

В течении 2007 г. Геологическим институтом КНЦ РАН совместно с Центром физико-технических проблем энергетики Севера и Полярным геофизическим институтом КНЦ РАН и при участии СПб филиала ИЗМИ-РАН, Научно-исследовательского физического института СПбГУ и Университета Оулу (Финляндия) был проведен эксперимент по исследованию распространения крайне низкочастотных (КНЧ) и сверх низкочастотных (СНЧ) электромагнитных полей. В качестве источника полей использовались две взаимно ортогональные промышленные ЛЭП: Л-1 и Л-2, расположенные на севере Мурманской области. Пункты зондирования ГИ КНЦ РАН (обозначенные красными кружками на рис. 2) были выбраны в пределах древнейшего, наиболее однородного по электропроводности Карельского мегаблока. Зондирование выполнялось путем последовательного увеличения разностей между источником и приемником от 100 до 700 км (рис. 2). Такая схема эксперимента определялась тем, что его главной целью являлись исследование параметров так называемого «нормального» электрического разреза литосферы Фенноскандинавского щита на глубинах до 70–100 км. Работа эта привела к обнаружению целого ряда новых данных фундаментального значения, опубликованных в центральной российской и международной печати [5].

Для достижения поставленной цели выполнено глубинное электромагнитное зондирование Верхней части литосферы Фенноскандинавского щита и проведено исследование особенностей распространения КНЧ-СНЧ поля в волноводе «Земля-ионосфера».

Эксперимент проходил в период с 2 по 12 сентября 2007 г. в ночные часы, когда уровень помех был минимальным. Переключение субширотной и субмеридиональной линий проводилось поочередно, в два этапа. Сила тока в антенне (длинной линии) изменялась в зависимости от времени по синусоидальному закону в течение заданного временного интервала для каждой из заданной рабочей частоты. Амплитуда силы тока (для первой гармоники) достигала значений до 180–120 А на низких частотах (0.1–10 Гц), 30 А на частоте 94 Гц и 11 А на частоте 194 Гц. Настройка частоты выполнялась с погрешностью не более 10^{-6} Гц и контролировалась цифровым частотомером. Значение силы тока в антенне записывались посредством АЦП фирмы «L-card» E-14-140 в программе Измайлова «Powergraph – 3.3.7» разработанной «ООО Интероптика» с дискретностью оцифровки 5 кГц для всех частот сигнала. Синхронизация меток времени проводилась по сигналам GPS.

Измерения сигналов выполнены различными цифровыми станциями на удалениях до 1500 км от источника сигнала (рис. 2). Высокая стабильность сигнала в питающих линиях, позволила уверенно зарегистрировать и выделить полезный сигнал на фоне помех на столь значительных расстояниях от источника.

В эксперименте FENICS-2009, в отличие от 2007 г., точки зондирования ГИ КНЦ выбраны на относительно небольших удалениях от источника (100–200 км), в обрамлениях крупных рудоперспективных структур западной части Кольского полуострова (рис. 3), чтобы изучить электропроводность и элементы залегания разных по электропроводности блоков земной коры в диапазоне глубин от сотен метров до 10–20 км и попытаться решить фундаментальную задачу о протяженности на глубину геологически активной части земной коры.

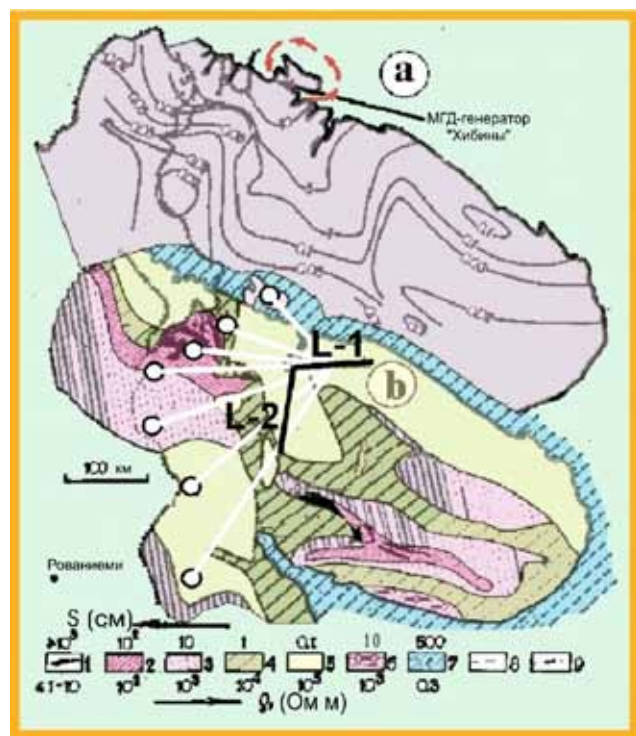


Рис. 3. Схема расположения пунктов наблюдений ГИ КНЦ РАН в эксперименте «FENICS-2009».

2007 г., представлено на рис. 4-а. На рис. 4-б, в виде слоисто-однородных моделей, показаны результаты одномерной инверсии методом эффективной линеаризации [18].

На рис. 4 можно видеть хорошее согласие между кривыми кажущегося удельного сопротивления, полученными с АМТ-МТ и CSMT методами. Представленные здесь же высокочастотные ветви кривых кажущегося сопротивления получены путем решения прямой задачи частотного зондирования (ЧЗ) для одномерных моделей, найденных при интерпретации данных зондирований на постоянном токе (ВЭЗ и ДЭЗ) с разнотами до 2–5 км. Анализ рисунка позволяет заключить, что, по сравнению с методом АМТ-МТ, CSMT, дает более точные оценки кажущегося сопротивления, имеющие по сравнению с МТ полем меньший разброс относительно среднего значения, что дает в итоге более надежные оценки параметров геоэлектрического разреза. Кроме того, использование двух ортогональных питающих линий дает две независимых поляризации поля источника (тензорная модификация CSMT). Поэтому хорошее совпадение результатов измерения кажущегося сопротивления в дальней зоне позволяет сделать вывод о высокой степени горизонтальной однородности и проводить совместную одномерную инверсию данных обоих источников.

Эта задача решалась целью дальнейшего расширения и уточнения результатов ранее выполненного эксперимента «Хибины» по глубинному зондированию с импульсным МГД-генератором мощностью 80 МВт. На рис. 3 можно видеть положение точек зондирования 2009 г. по отношению к блокам земной коры, установленным ранее по данным эксперимента «Хибины» и различающимся между собой по электропроводности в десятки и сотни раз. На рис. 3-а показана схема изолиний поля, создаваемого МГД-генератором на территории Кольского полуострова и на рис. 3-б – блоки с разной продольной проводимостью верхнего, 10-ти километрового слоя земной коры – от 0.1 до 100 тысяч Сименсов.

Дополнительно к задаче зондирований с использованием контролируемых источников выполнены зондирования в поле естественных источников – магнитотеллурические и аудиомангнитотеллурические зондирования. Комплексная интерпретация результатов зондирований в поле естественных и контролируемых источников позволит, с одной стороны, повысить качество получаемых результатов эксперимента FENICS-2009 и, с другой стороны, экспериментально обосновать возможность проведения более мобильных зондирований в поле естественных источников.

Кажущееся удельное сопротивление по данным, полученным при МТ и CSMT измерениях в Карелии в

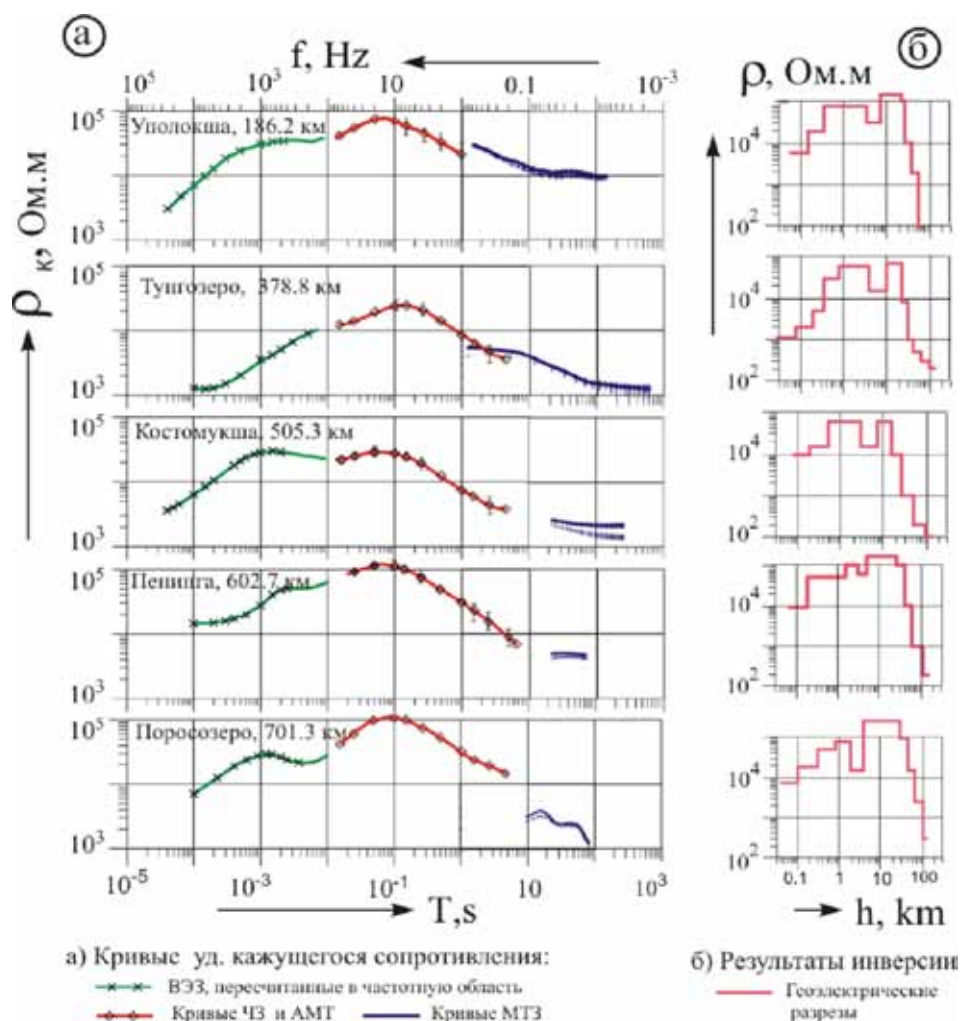


Рис. 4. Кривые кажущегося сопротивления и результаты их инверсии методом эффективной линеаризации.

Интерпретация

Результаты инверсии данных CSMT- МТ-АМТ 2007 г. представленные на рис. 4-б, позволяют сделать вывод о высокой степени конформности полученных геоэлектрических разрезов. Все они характеризуются одинаковыми особенностями и могут быть описаны в рамках усредненного геоэлектрического разреза – рис. 5. Кривые 1 и 2 на рис. 5, полученные по измерениям в т. Дхт (Лехта) и Тнг (Тунгтуд), показывают границы моделей геоэлектрического разреза.

Усредненный разрез включает две области пониженного удельного сопротивления, которые условно рассматриваются как слои. Верхняя область занимает диапазон глубин 2–10 км и интерпретируется как более проводящий сильно неоднородный по латерали слой дилатансно-диффузионной природы. Параметры этого слоя (глубина верхней кромки, мощность и удельное сопротивление) значительно меняются от точки к точке. Данная область получила название «ДД-слоя» [6]. Генезис слоя связан с диффузией (перколяцией) атмосферной воды по трещинам и субвертикальным разломам в верхней коре, которые выполаживаются на глубине приблизительно 2–10 км [4, 9]. Удельное сопротивление пород в пределах ДД-слоя падает до 10^4 Ом·м и ниже, а его продольная удельная проводимость не превышает единиц См.

Ниже ДД-слоя, в интервале глубин 10–100 км, лежит мощный слой литосферы, имеющий высокое сопротивление. Максимальное значение удельного сопротивления пород – $(1–5) \cdot 10^5$ Ом·м – получено на глубинах 10–20 км. Далее по мере увеличения глубины, в связи с ростом температуры, удельное сопротивление уменьшается. В основании коры – в интервале глубин 40–80 км, скорость уменьшения удельного сопротивления с глубиной максимальна. В интервале глубин 80–120 км угол наклона касательной к кривой удельного сопротивления уменьшается, что, возможно, объясняется наличием некоторого менее проводящего переходного слоя. Положение этого слоя совпадает с областью 3 (заштрихованная область на рис. 5), которая отвечает электрическому разрезу модели литосферы, полученному по лабораторным измерениям электропроводности воздушно-сухих выборок пород при высоких Р-Т условиях, с учетом геотермических данных и возможного состава литосферы (3, 12). Согласно В.Н. Николаевскому [9], можно предположить, что более низкая кора и верхняя мантия являются пластичными

и не содержат свободные водные флюиды. Природа этого промежуточно-го менее проводящего слоя литосферы, возможно, связана или с фазовыми переходами породы в верхней мантии, или с изменением вещественного состава дальнейших экспериментальных исследований, так как эффект появился в области, где результаты зондирования в поле промышленных линий перекрываются с более низкочастотными МТЗ данными, и количество экспериментальных данных пока недостаточно.

Закключение

Главная особенность результатов CSMT-зондирования – возможность проследить экспериментально на точках зондирования координаты максимума для кривых кажущегося удельного сопротивления К-типа для континентальной литосферы. Получены количественные оценки поперечного электрического сопротивления T литосферы для глубин 1–100 км – в пределах $4 \cdot 10^9$ – 10^{10} Ом·м², которые, конечно, нуждаются в дальнейшем уточнении.

По результатам зондирования в поле двух взаимно ортогональных мощных линий электропередачи (двух поляризаций первичного поля) можно сделать вывод о высокой горизонтальной однородности средней и нижней коры (коэффициент анизотропии стремится к 1). Однако верхняя кора земли мощностью не более десяти километров имеет неоднородную структуру и коэффициент анизотропии 1.5–1.8 в соответствии с ранее полученными результатами [6].

Главная задача для дальнейших исследований – найти ответ на вопрос – существует ли общий одномерный «нормальный» электрический разрез для всего Фенноскандинавского щита, зависящий только от термодинамического состояния внутренностей земли или глубинные электрические свойства литосферы зависят от геологического строения и могут различаться в разных областях на щите. Дополнительное глубинное зондирование желательно предусмотреть на большей территории и над различными геологическими структурами. Знание достоверных параметров «нормального» вертикального распределения удельного сопротивления Фенноскандинавского щита может стать основой для дальнейшей количественной оценки флюидного и геодинамического режимов континентальной литосферы. Кроме того, «нормальный» электрический разрез Фенноскандинавского щита необходим для нормализации геоэлектрических данных при решении обратных задач.

Исследование поддержано Российским Фондом Фундаментальных исследований (грант N 06-05-64429-а и N 07-08-00181-а), и Российской Академией Наук (проект N 6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы»). Авторы выражают благодарность А.В. Маслову, О.Ю. Горохову и В.И. Трофимчику из Кольской Энергосети за содействие в использовании протяженных участков промышленных линий электропередачи.

Список литературы

1. Ваньян Л.Л. Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука, 1984. С. 27–35.
2. Велихов Е.П., Жамалетдинов А.А., Жданов М.С. Эксперимент «Хибины» // Земля и Вселенная, 1984. № 5. С. 12–18.
3. Жамалетдинов А.А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). // Л.: Наука, 1990. 159 с.
4. Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г., Токарев А.Д. и др. Сверхглубинное зондирование литосферы Балтийского щита с применением промышленных ЛЭП // ДАН, 2005. Т. 405. № 5. С. 666–669.
5. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Короткова Т.Г. и др. Международный эксперимент FENICS по тензорному частотному зондированию литосферы восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита. ДАН, 2009. Т. 427. № 3. С. 388–394.
6. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Токарев А.Д. и др. Частотное электромагнитное зондирование земной коры на территории Центрально-Финляндского гранитоидного комплекса. // Известия РАН. Физика Земли, 2002. № 11. С. 54–68.
7. Ковтун А.А., Моисеев О.И., Вагин С.А. и др. МТ - и АМТ -зондирования на Кольском полуострове и в Карелии. //Глубинная электропроводность Балтийского щита. Петрозаводск: изд-во КарФАН СССР, 1986. С. 34–48.
8. Краснобаева А.Г., Дьяконов Б.П., Астафьев П.Ф. и др. Строение северо-восточной части Балтийского щита по магнитотеллурическим данным // Физика Земли, изд-во АН СССР, 1981. № 6. С. 65–73.
9. Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. // Известия РАН. Физика Земли, 1996. № 4. С. 41–50.
10. Blohm E.K., Worzyk P., Scriba H. Geoelectrical deep soundings in Southern Africa using the Cabora Bassa power line. // Journal of Geophysics, 43, 1977. P. 665–679. Жамалетдинов и др., 1982;
11. Cantwell T., Nelson P., Webb J. et al. Deep resistivity measurements in the Pacific north-west. // Journal of Geophysical Research, 1965. N 8. V.70. P. 1931–1937.

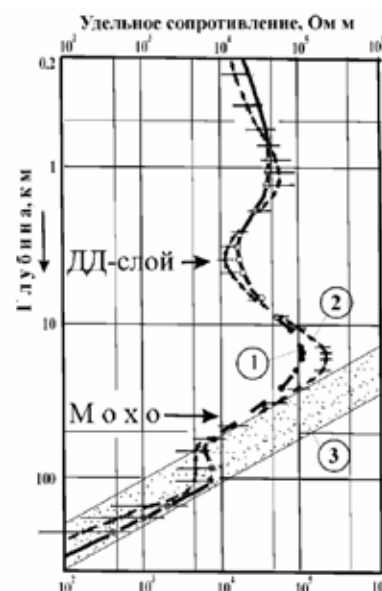


Рис. 5. Усредненный геоэлектрический разрез по данным с контролируемыми источниками.

12. Cermak V., Lastovickova M. Temperature profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models. // *Pageoph*, 1987. V. 125. P. 255–284.
13. Fraser-Smith Antony C. & Bannister Peter R. Reception of ELF signals at antipodal distances. // *Radio Sciences*, 1998. V. 33. Issue 1. P. 83–88.
14. Geoelectric models of the Baltic shield (monograph edited by S.-E.Hjelt and L.L.Vanyan) // Finland, Oulu University, 1989. Report No 16. 249 p (ZHAMALETDINOV A.A. is co-author of chapters 2 and 4).
15. Jones A.G., 1982. On the electrical crust-mantle structure in Fennoscandia: no Moho and the asthenosphere revealed? *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 68, 371–388.
16. Korja T. and Koivukoski K., 1994. Magnetotelluric investigations along the SVEKA profile in central Fennoscandian shield, Finland. *Geophys. J. Int.*, 116, p. 173–197.
17. Korja, T. and the BEAR Working Group, 2000. The structure of the crust and upper mantle in Fennoscandia as imaged by electromagnetic waves // in L. Pesonen, A. Korja and S.-E. Hjelt (Eds.) *Lithosphere 2000. Program and extend abstracts*. Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, Finland, Report S–41, P. 25–34.
18. Porokhova L.N., Kharlamov M.M. The solution of the one-dimensional inverse problem for induction soundings by an efficient linearization technique. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1990. V. 60. P. 68–79.
19. Varentsov I.V., Engels M., Korja T., Smirnov M.Yu. and the BEAR Working Group. The generalized geoelectric model of Fennoscandia: a challenging database for long period 3D modeling studies within Baltic electromagnetic array research (BEAR). // *Fizika Zemli*. No 10. 2002. P. 64–105.

Методика обработки и интерпретации результатов глубинного тензорного зондирования с контролируруемыми источниками в комплексе с МТЗ

А.Н. Шевцов, Т.Г. Короткова

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

В настоящее время в КНЦ РАН развивается техника тензорных частотных зондирований с двумя взаимно-ортогональными промышленными линиями электропередачи в комплексе с МТЗ (CSMT). Зондирования проводятся в широком диапазоне частот (0.1–200 Гц) на удалениях 100–1000 км от источника.

Основные преимущества зондирований с контролируруемыми источниками перед магнитотеллурическим методом – это возможность получения более надежной и воспроизводимой информации о глубинном строении земной коры. Надежность и воспроизводимость достигается благодаря использованию более широкого набора информативных параметров за счет привлечения покомпонентной обработки. Кроме того, при использовании контролируемых источников имеется значительное сокращение времени наблюдений, возможность проведения работ в районах с высоким уровнем помех и более широкие возможности по обнаружению и учету влияния горизонтальной неоднородности среды и статических искажений на результаты наблюдений, что также значительно увеличивает эффективность метода.

При соблюдении условий волновой зоны и в благоприятной геологической обстановке зондирования с естественными и контролируруемыми источниками могут давать согласующиеся между собой результаты. Их совместная интерпретация позволяет существенно повысить надежность получаемых оценок параметров геоэлектрического разреза и расширить частотный диапазон зондирований. Примером таких данных могут служить результаты частотных зондирований с промышленными ЛЭП на территории Карельского мегаблока [2] и результаты частотных и АМТ зондирований по профилю Кандалакша-Мурманск [1].

Существенной особенностью экспериментов с ЛЭП является использование двух взаимно ортогональных участков ЛЭП большой протяженности в качестве излучающих антенн. Это позволило реализовать измерения кажущегося сопротивления для двух независимых поляризаций первичного поля источника и вплотную подойти к определению компонент тензора импеданса.

Наиболее часто причиной разночтений между данными зондирований с естественными и контролируемыми источниками являются резкие различия по уровню кажущегося сопротивления (до одного - двух порядков) между максимальными и минимальными кривыми АМТ-МТЗ и отсутствие единой методики учета расхождений, вызванных разной поляризацией первичного поля источника. В методах АМТ-МТЗ в этом случае отдается предпочтение минимальным (продольным) кривым для т.н. Н-поляризации, которая считается менее искаженной влиянию горизонтальной неоднородности разреза. В поле контролируемых источников смена поляризации первичного поля источника, как правило, не влияет на результаты наблюдений, если они выполняются в пределах достаточно однородных плохо проводящих блоков земной коры. Можно отметить, что в целом результаты зондирований с контролируемыми источниками лучше согласуются с максимальными кривыми кажущегося сопротивления МТЗ.

Даже в условиях благоприятных геологических структур АМТ-МТ методы, как правило, отличаются значительно большим диапазоном разброса данных в сравнении с методами зондирования в поле контролируемых источников при прочих равных условиях. Примером этому могут служить результаты частотных зондирований

(ЧЗ) на Центрально-Финляндском гранитоидном массиве. Данные ЧЗ с разносами 50–100 км, выполненные по четырем взаимно ортогональным лучам при двух взаимно ортогональных поляризациях первичного поля, дают разброс между кривыми кажущегося сопротивления 0.25 порядка [6]. На этом же массиве данные МТ-АМТЗ дают разброс до 2-х порядков. Природа наблюдаемых разбросов кривых МТ-АМТЗ имеют явно статическую природу, обусловленную приповерхностными образованиями, поскольку вид и амплитуда фазовых кривых остаются практически неизменными.

В качестве одной из причин наблюдаемых расхождений в результатах интерпретации зондирований с естественными и контролируруемыми источниками многие исследователи выдвигают тот факт, что в применяемых установках (ЛЭП, МГД-источник «Хибины», антенна «Зевс» и др.) используются заземленные (гальванические) возбудители электромагнитного поля. В этом случае первичное поле содержит, наряду с индукционной, гальваническую моду с вертикальной электрической компонентой, роль которой усиливается с понижением частоты и уменьшением разноса. В условиях разреза типа «К» гальваническая мода обладает слабой чувствительностью к нижнему проводящему слою, поскольку промежуточный плохо проводящий слой препятствует проникновению тока в нижнее полупространство и ток преимущественно растекается в верхнем слое (рис. 1–1). С другой стороны, МТ поле, которое обычно моделируется плоской однородной волной падающей вертикально на поверхность земли, обладает слабой чувствительностью к плохопроводящим слоям в геоэлектрическом разрезе и слабо связано с поперечным интегральным сопротивлением коры (рис. 1–4).

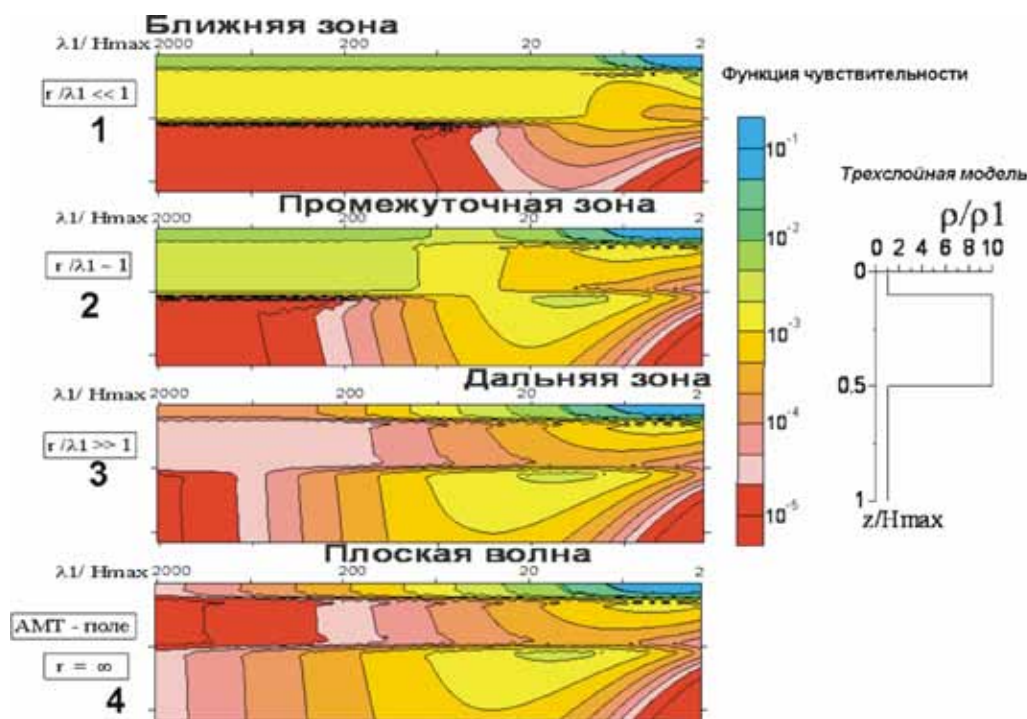


Рис. 1. Сравнение функций чувствительности контролируемого (ГЭД) (1–3) и естественного (МТ) (4) источника [5].

Наиболее благоприятными с точки зрения разрешимости основных параметров разреза в этом случае представляется случай плоской неоднородной волны в дальней зоне контролируемого источника – рис. 1–3. Однако в случае плохопроводящих пород кристаллического щита, для выполнения условия дальней зоны и обеспечения достаточной глубинности требуется выполнять измерения на предельных расстояниях между источником и точкой наблюдений, что приводит к необходимости использовать источники повышенной мощности, обеспечивающие достаточно высокие значения силы тока в излучающей системе. Кроме того, повышаются требования и к приемной аппаратуре, как в плане расширения частотного диапазона, так и в степени помехозащищенности и снижения собственных шумов измерительной станции [3].

В качестве способа совместной интерпретации результатов измерений с контролируемыми источниками и данных МТ наблюдений мы использовали определение главных компонент тензора импеданса для МТ поля и совместную инверсию их частотной зависимости и зависимости кривых кажущегося сопротивления полученных по измерениям с двумя поляризациями контролируемых источников. Компоненты тензора импеданса и их приведение к главным осям осуществлялось по программе Семенова [4]. В качестве исходных данных использовались временные ряды, полученные в ходе МТ-наблюдений в точках, где ранее выполнялись измерения поля от контролируемых источников и поля естественных источников АМТ-диапазона (рис. 2 – зеленые вкладыши). Инверсия полученных результатов выполнялась методом эффективной линеаризации [7].

В целом, сопоставляя результаты МТЗ и зондирований с искусственными источниками можно сделать следующие выводы:

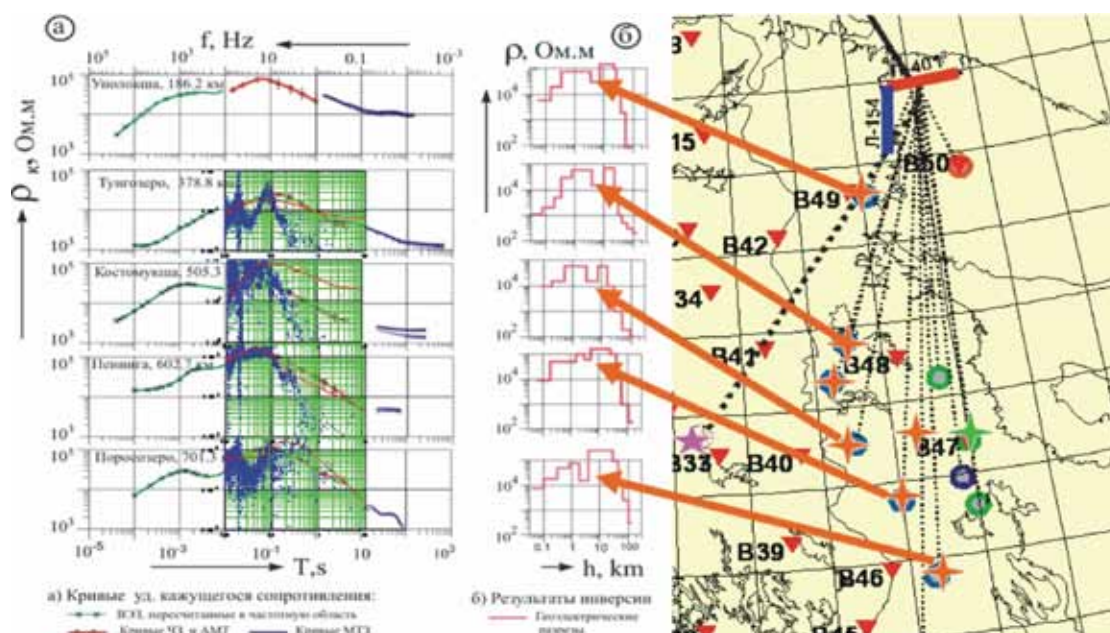


Рис. 2. Кривые кажущегося сопротивления на Кольском полуострове и в Карелии по данным с контролируемыми источниками и МТЗ и их интерпретация.

1. Результаты магнитотеллурических зондирований на территории Балтийского щита позволяют получать достаточно устойчивую и воспроизводимую информацию, практически не зависящую от неоднородности параметров ионосферного источника. Это возможно, по крайней мере, в диапазоне периодов от первых десятков секунд до 1000 с. Основным условием при этом является необходимость применения современных цифровых станций МТЗ и современных приемов обработки данных на достаточно длительных реализациях.

2. Результаты АМТЗ и МТЗ во многих случаях удовлетворительно согласуются с данными зондирований в поле контролируемых источников. Их совместная интерпретация, после введения в данные МТЗ незначительных поправок за статические искажения, позволяет существенно увеличить глубинность зондирований с контролируемыми источниками.

3. Наряду с этим, необходимо отметить, что результаты МТЗ, по сравнению с данными зондирований в поле контролируемых источников, сильнее подвержены влиянию региональных искажений, очевидно, обусловленных глобальной природой первичного источника магнитотеллурического поля. Это приводит к различиям между данными двух методов в десятки и сотни раз по величине кажущегося сопротивления. Выяснение причин таких расхождений, установленных, например, в Ковдорском и Центрально-Финляндском блоках, и их устранение требуют проведения специальных исследований.

3. Во избежание получения неверных представлений о свойствах глубинного геоэлектрического разреза и с целью наиболее полного использования преимущества каждого из методов необходимо совместное проведение зондирований с естественными и контролируемыми источниками.

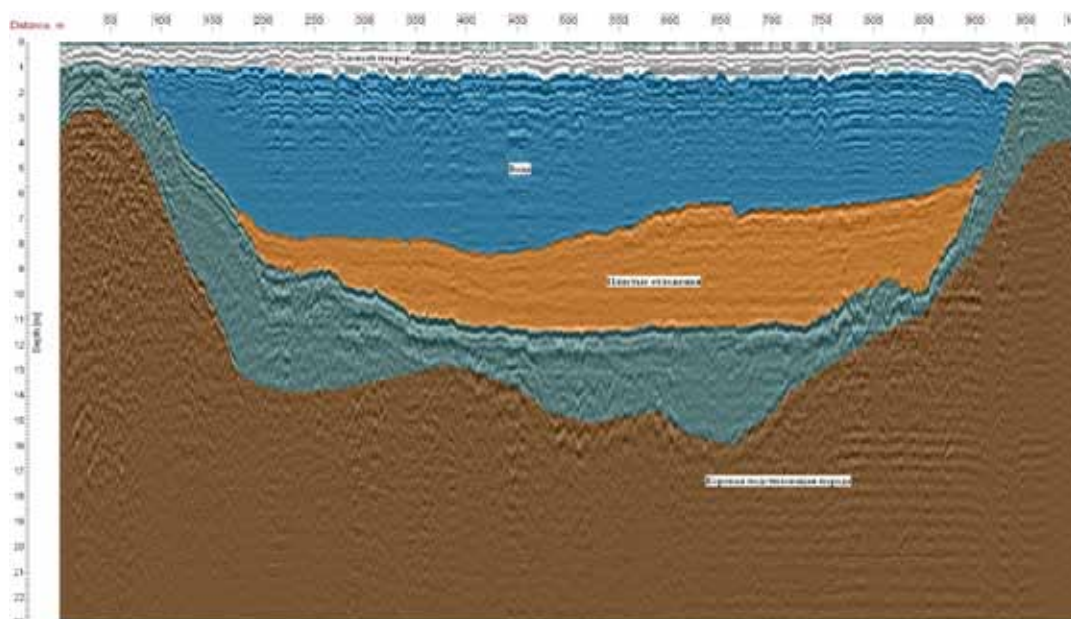
Исследование поддержано Российским Фондом Фундаментальных исследований (грант N 06-05-64429-а и N 07-08-00181-а), и Российской Академией Наук (проект N 6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы»). Авторы выражают этим организациям искреннюю признательность за поддержку.

Список литературы

1. Жамалетдинов А.А., Берзин В.Р., Елисеев А.А. и др. Строение земной коры на геотраверсе СГ-3—Мурманск—Кандалакша по результатам электромагнитных зондирований и сейсморазведки // Российский геофизический журнал, 2001. № 23–24. С. 62–73.
2. Жамалетдинов А.А., Короткова Т.Г., Токарев А.Д. и др. Сверхглубинное зондирование литосферы Балтийского щита с применением промышленных ЛЭП // ДАН, 2005. Т. 405. № 5. С. 666–669.
3. Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Короткова Т.Г. и др. Международный эксперимент FENICS по тензорному частотному зондированию литосферы восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита. ДАН, 2009. Т. 427. № 3. С. 388–394.
4. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, 1985. 133 с.
5. Шевцов А.Н. Метод частотного зондирования при изучении электропроводности верхней части коры Балтийского щита // Диссертация на соискание степени кандидата физ.-мат. наук. СПбГУ. 2001. 98 с.
6. Zhamaletdinov A.A., Shevtsov A.N., Tokarev A.D. et al. Electromagnetic Frequency Sounding of the Crust beneath the Central Finland Granitoid Complex // Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2002. V. 38. No 11. P. 954–967.
7. Porokhova L.N., Kharlamov M.M. The solution of the one-dimensional inverse problem for induction soundings by an efficient linearization technique // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1990. V. 60. P. 68–79.

Раздел 5

Горная геофизика



Использование сейсмического метода при оценке состояния массива пород гидротехнических тоннелей в процессе их длительной эксплуатации

Н.Н. Абрамов, Ю.А. Епимахов

Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты

В отечественной практике гидротехнического строительства большепролетные подземные сооружения используются для размещения машинных залов ГЭС, играют роль подводящих и отводящих напорных и безнапорных тоннелей, причем значительное количество тоннелей также эксплуатируются без крепления. Как правило, тоннели пройдены с использованием обычных паспортов БВР. К особенностям эксплуатации таких тоннелей можно отнести то, что при образовании даже небольших локальных вывалов из стен и кровли происходит водоперенос горной массы по тоннелю, которая, попадая на лопасти турбин, приводит к их поломкам и выходу из строя дорогостоящих агрегатов и аварийным ситуациям. Развитию зон разуплотнения массива могут способствовать также эксплуатационные факторы работы подземной ГЭС, связанные с постоянными вибрационными нагрузками, длительно воздействующими на межблоковые контакты массива.

Как известно, вынуждающие вибрационные нагрузки, в зависимости от состояния и конструктивных размеров объекта, воздействуют по-разному. Деформационные проявления вибросенситивности горных пород исследовались в различных работах. Было выявлено скачкообразное аномальное изменение величин деформаций и их скоростей во время действия вибраций на нагруженные образцы горных пород. В момент включения вибраций отмечалось существенное снижение уровня акустической эмиссии по сравнению с периодом деформирования образца без вибрации. К сожалению, на сегодняшний день, вопрос об иницирующем воздействии слабых вибраций на процесс деформирования нагруженных геоматериалов, в связи с задачами активного воздействия на очаги концентрации напряжений и оценкой устойчивости механических систем, пока остается открытым. Неразрешающий контроль состояния подземных объектов, связанный, в первую очередь, с безопасностью их эксплуатации, становится особенно актуальным.

Гидротехнической службой филиала «Кольский» ОАО «ТЭК-1», совместно с Горным институтом КНЦ РАН разработан регламент обследования подземных сооружений ГЭС Кольского полуострова. Важным моментом при проведении натурного обследования гидротехнических тоннелей является не только принятая на сегодняшний день, обычная фиксация очагов зон вывалообразования из кровли и стен сооружений, но и оценка природы образовавшихся в процессе эксплуатации сооружения вывалов. Исходя из современных представлений о формировании состояния массива во времени, программой работ учитывалась необходимость организации и проведения периодических наблюдений. Для этой цели в тоннеле закладывались стационарные наблюдательные полигоны для долговременных геофизических наблюдений. В качестве основного инструментального метода наблюдений для этой цели был выбран метод сейсмической томографии с использованием многоканальной сейсмической аппаратуры. Для проведения оперативных оценок состояния приконтурного массива подземных сооружений, исползована портативная одноканальная сейсмостанция «Bison».

В соответствии с требованиями технической эксплуатации гидростанций было проведено обследование тоннелей Верхне-Териберской, Борисоглебской ГЭС и Верхне-Тулумской ГЭС (Кольский полуостров, Россия). Основные характеристики тоннелей приведены в табл. 1.

Таблица 1.

Основные характеристики сооружений

Наименование объекта	Сечение, м ² / длина, м	Тип тоннеля	Тип крепи	Способ проходки	Срок эксплуатации, лет
Верхне-Териберская ГЭС	40/1410	<u>Водонапорный</u>	без крепления, на отд. участках торкрет-бетон, анкера	Обычная технология буро-взрывных работ	22
Борисоглебская ГЭС	145/817 160/130 160/158	<u>Безнапорные:</u> -подводящий; -отводящий 1; -отводящий 2	без крепления, на отд. участках анкера	Обычная технология буро-взрывных работ	43
Верхне-Тулумская ГЭС (ГЭС – 12)	25×100×25 8×100×25 6×10×500	Машинный зал Щитовая галерея Подходная штольня	торкрет-бетон, анкера; без крепления, на отд. участках торкрет-бетон, анкера	Обычная технология буро-взрывных работ	45

Методика обследований включала:

1. визуальный осмотр тоннелей, документирование вывалов их классификация;
2. организация на отдельных участках тоннелей инструментальной оценки параметров приконтурного массива сейсмическим методом.

Массив скальных пород, вмещающий подземные сооружения ГЭС, представлен микроклиновыми гни-тами Балтийского щита, гранитогнейсами и сиенитами, ослабленными на отдельных участках зонами разлома и глинистыми прослойками с подчиненными гранодиоритами верхне-архейского возраста. Вариации минерально-го состава для данных вмещающих пород невелики, в связи с чем, характеристики плотности изменяются в не-больших пределах.

Плотность гранитов, содержащих в основном легкие минералы – кварц и полевые шпаты составляет (2.70–2.75) т/м³. На характеристики упругости и прочности в большей мере влияют структурно-текстурные фак-торы и трещиноватость, ввиду чего и вариации изменчивости этих характеристик более широкие. Скорости про-дольных и поперечных волн составляют, соответственно, (5.15–5.42) км/с и (3.01–3.26) км/с. Прочности пород на сжатие (160–247) МПа, максимальная глубина заложения выработок от свободной поверхности составляет 60–100 м.

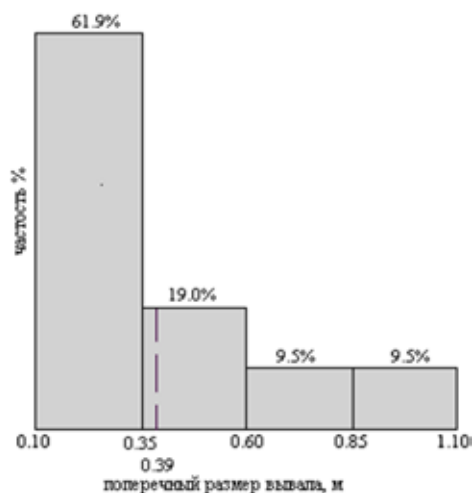


Рис. 1. Гистограмма распределения поперечных размеров вывалов в подводя-щем тоннеле.

По результатам визуального обследования водоводных тон-нелей на рис. 1 представлена обобщенная гистограмма распреде-ления поперечных размеров вывалов зафиксированных в выработках. Характеристика кусков породы из кровли и стен подземных вы-работок и их размеры указывают на природу вывалов. Обрушения произошли, в основном в пределах нарушенного техногенного слоя приконтурного массива пород. В таблице 2 приведены характери-стики массива полученные с использованием сейсмического метода наблюдений.

Трещиноватость пород массива, и качество межтрещинных контактов, как важнейшие характеристики состояния массива, по дан-ным полученным сейсмическим методом, оцениваются по классифи-кации [1], используя апробированные геофизические показатели тре-щиноватости B_e и K , определяемые из выражений:

$$B_e = (V_{p0}/V_p)^2 - 1 \quad (1)$$

$$K = \mu_i / \mu_0 \quad (2)$$

где V_{pi} – скорость продольной сейсмической волны по направлению i ;

V_{p0} – скорость продольной волны в отдельностях, слагающих массив;

μ_i и μ_0 – коэффициенты Пуассона в нарушенном и сохранным массивах, рассчитываемые по известным соотноше-ниям скоростей V_p и V_s , [2, 3].

Выполненная инструментальная оценка параметров приконтурного массива позволила классифицировать породы в пределах нарушенной зоны как среднетрещиноватые (III категория трещиноватости) с размером блока 0.5–1.0 м.

Таблица 2.

Результаты натурных измерений в тоннеле Борисоглебской ГЭС

№ набл. станции	Пикетаж, м	Мощность нарушенной зоны, h , м	Диапазон скоростей в пределах нарушенной зоны, V_p , км/с	Показатель тре-щиноватости, B_e	Степень трещиноватости, категория
1	15–25	0.2–0.4	3.29–4.0	1.95	Среднетрещиноватый, (размер блока 0.5–1.0 м), категория III
2	–(15–25)	0.8–1.0	3.30–3.50	1.6	
3	40–50	0.8–1.1	3.30–3.50	2.1	
4	280–290	0.6–0.8	3.43–3.65	2.1	
5	650–660	0.5–0.7	3.27–3.76	1.6	

В пределах точности измерений данная оценка хорошо согласуется и дополняет результаты визуального обследования тоннелей. Величины оцененных мощностей нарушенной зоны от контура выработок h не превы-шают 1.1 м (как на момент проходки), что свидетельствует о том, что массив не потерял своих несущих свойств и обладает достаточным запасом устойчивости.

Кроме процессов выветривания, к числу влияющих на состояние окружающего массива факторов, для подземной ГЭС-12 (табл. 1), вмещающей подземный машинный зал с четырьмя гидрогенераторами по 67 Мвт каждый, характерно воздействие постоянно действующих вибронгрузок от работы генераторов. Основным объектом воздействия вибраций на массив являются межблоковые границы, трещины, заполненные как правило, рыхлым материалом. Под действием вибрационных нагрузок, особенно в течение длительного времени воздействия, состояние контактов может ухудшаться, что приводит к снижению устойчивости массива. Результаты сейсмотомографического контроля состояния, полученные для дальней и ближней к машинному залу областей массива, представлены на рисунках 2–4.

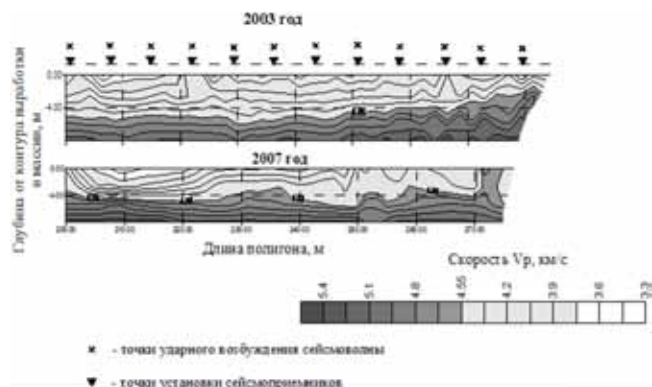


Рис. 2. Сейсмотомограммы скоростей продольных волн на полигоне НП №1 в 2003–07 годах.

Сейсмоизмерения скоростей сейсмических волн производились с использованием 24-канальной цифровой сейсмостанции «Elliss» (сертификат соответствия рег. № ССП 01.1.1.-125) на полигонах НП № 1, в дальней зоне от воздействия вибронгрузок (эталонный участок) и полигоне НП № 3 в непосредственной близости к машинному залу с источниками вибраций. выполнено сейсмотомографирование и просвечивание стенок выработок. Сейсмотомограммы скоростей распространения сейсмических волн в массиве построены с использованием пакета программ «Х-Томо» (лицензия А-545, разработчик ФГУП «Севморгео», г. С-Петербург).

Результаты сейсмотомографического обследования по двум циклам мониторинга в 2003 и 2007 го-

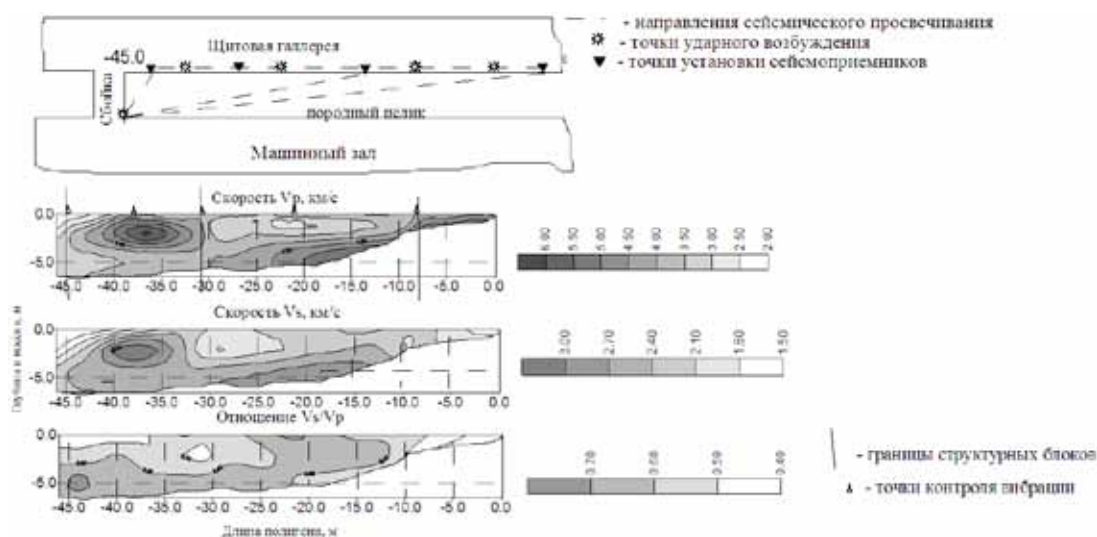


Рис. 3. Схема сейсмомониторинга породного целика и томограммы V_p и V_s на полигоне НП №3.

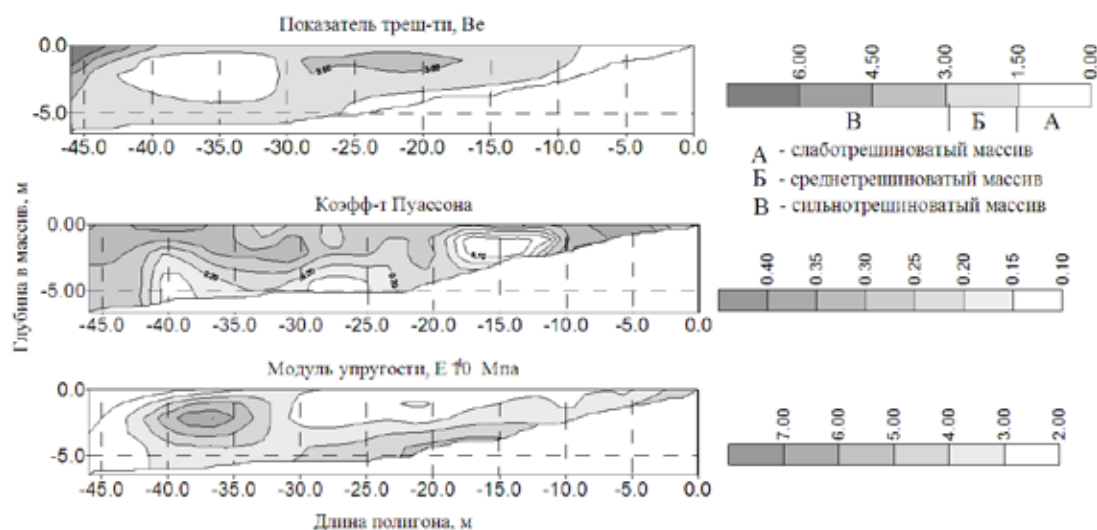


Рис. 4. Оценка свойств вмещающих пород по результатам сейсмомониторинга полигон НП №3.

дах на полигоне НП № 1 представлены на рис. 2. Диапазоны изменения скоростей для обоих циклов наблюдений совпадают (3.0–5.40 км/с) с вариацией средних значений ($V_{ср.2003} = 4.47$ км/с, $V_{ср.2007} = 4.51$ км/с) не превышающей 1%, что явно лежит в пределах точности измерений и является не значимой величиной.

Величина геофизического показателя B_e варьирует в пределах 0.8–1.3. По коэффициентам Пуассона, показатель $K = \mu_{2007} / \mu_{2003} = 1.16$. Принимая $V_0 = V_{ср.2003} = 4.47$ км/с, оцениваем состояние массива по трещинной нарушенности как сохранное и слаботрещиноватое. Таким образом, можно заключить, что существенных изменений параметров состояния массива на данном участке, как показали результаты мониторинга не выявлено.

Результаты сейсмомониторинга на полигоне НП № 3 (шитовая галерея), полученные в 2008–2009 годах представлены на рис. 3–4. Как видно из приведенных данных, участок характеризуется снижением нижней границы скорости продольной волны до 2.0 км/с.

По существующим представлениям для сохранных скальных пород коэффициент Пуассона составляет 0.22–0.32. Для одних и тех же комплексов пород, рост этого показателя для различных участков массива свидетельствует либо о росте нарушенности пород, либо о снижении прочности межтрещинных связей массива. Анализируя распределения коэффициента Пуассона на контролируемом участке массива, рис. 4, прослеживается тенденция его роста до значений 0.35–0.40 (темно-серая палитра рисунка) на участках средне- и крупноблочной трещиноватости ($B_e = 1.4$). Можно предположить, что причиной такой вариации свойств массива является ослабление естественных межблоковых связей массива, проявление усталостных свойств материала заполнителя трещин. Этот вывод подтверждает и снижение на этих же участках скоростей продольных волн и модуля упругости пород до значений $(2-3) \cdot 10^4$ МПа. Причиной такого проявления могут стать постоянно действующие динамические вибронагрузки от работы гидрогенераторов. Устойчивость массива в приконтурной части шандорной галереи обеспечивается, в основном, использованием надежной анкерной крепи.

Таким образом, длительная эксплуатация незакрепленных гидротехнических тоннелей под влиянием процессов выветривания и воды приводит к снижению геомеханических характеристик приконтурного массива с образованием зон отдельных вывалов. В зонах тектонических нарушений фиксируется процесс ослабления естественных межблоковых связей под действием активных процессов выветривания и напорных вод, в особенности для водонапорных тоннелей.

Эксплуатационные вибронагрузки подземной ГЭС при длительном воздействии на массив способствуют ослаблению его межблоковых связей и оказывают негативное влияние на устойчивость приконтурного массива подземных сооружений. Эксплуатация сооружений должна производиться с обязательной организацией геомеханического мониторинга состояния массива, особенно в ближней зоне очагов динамических воздействий.

Список литературы

1. Мельников Н.Н., Епимахов Ю.А., Абрамов Н.Н. Научные основы интенсификации введения большепролетных подземных сооружений в скальном массиве. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2008. 226 с.
2. Никитин В.Н. Основы инженерной сейсмологии. М.: изд-во МГУ, 1981. 176с.
3. Савич А.И., Яценко З.Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М.: Недра, 1979. 213с.

Изучение распределения серебра в рудопотоках всех уровней шахт по «Жезказганцветмет» и продуктах их переработки рентгенорадиометрическим методом

С.А. Ефименко¹, В.С. Портнов², А.К. Турсунбаева²

¹ ТОО «Корпорация Казахмыс», ² Карагандинский государственный технический университет

Цель работы состоит в изучении характера распределения содержаний Ag в рудопотоках всех уровней (рудничный, шахтный, отдельный капитальный рудоспуск) на горных предприятиях ПО «Жезказганцветмет», ведущих разработку месторождения Жезказган, а также в промышленных продуктах Сатпаевской обогатительной фабрики № 3. Объектами исследований были: весь объем вагонных проб ОТК рудничной промышленной площадки ПО «Жезказганцветмет», а также пробы исходной руды, отвальных хвостов и коллективного концентрата СОФ-3, что позволило со временем проанализировать накопленный аналитический материал и сделать выводы, порой весьма неожиданные. Результаты разновременных исследований собраны вместе. Их объединяет один и тот же объект: сопутствующий рудный компонент месторождения Жезказган – Ag .

Исследования выполнены с помощью энергодисперсионных рентгенофлюоресцентных (EDXRF) анализаторов элементного состава руд: рудопотоки – РАЛ-1М (ВНИИРТ, г. Москва, Россия) [1]; промпродукты СОФ-3 – РЛП-21 (ТОО «Физик», г. Алма-Ата, Казахстан) [2]. РАЛ-1М обеспечивал определений массовых долей 21 элемента, РЛП-21 – 34 элементов. Метод исследования – рентгенорадиометрический. Экспозиция измерений 415с. Предел обнаружения по серебру – 1.2 ppm (определен на государственном стандартном образце ГСО-3029,

$C_{Ag} = 2.1$ ppm, критерий 3σ).

На первом этапе исследований был сформирован обширный массив результатов рентгенорадиометрического анализа вагонных проб ОТК по шахтам Анненского, Восточного, Западного и Южного подземных рудников, что позволило применить методы математической статистики для изучения закономерностей распределения Ag не только в четырех рудничных и в восьми шахтных рудопотоках, но и вовлечь в исследования все 94 рудопотока по капитальным рудоспускам. Таких (по тематике и масштабам) исследований на месторождении Жезказган до этого не проводилось.

Основные результаты исследований.

1. Построены динамические ряды среднесуточных содержаний Ag по капитальным рудоспускам, шахтам и рудникам. Для придания анализу большей наглядности на динамические ряды наносились средние содержания Ag в руде $C_{Ag}(cp)$, а также величины $C_{Ag}(cp) \pm 20\%$ и $C_{Ag}(cp) \pm 2\sigma$.

Вывод: из десяти динамических рядов только один (Восточный рудник в целом) полностью укладывается в границы $C_{Ag}(cp) \pm 2\sigma$, что указывает на удовлетворительный уровень колебаний Ag в суточных порциях руды. Среднесуточные содержания Ag у остальных девяти рядов выходят за границы $C_{Ag}(cp) \pm 2\sigma$ от одного (шахты № 31–32, № 45, № 57, Южный рудник в целом) до пяти (шахта № 55) раз, что указывает: во-первых, на чрезмерный уровень колеблемости содержаний Ag; во-вторых, на необходимость применения специальных мероприятий по стабилизации качества по Ag суточных рудопотоков шахт и рудников.

2. Построены эмпирические кривые распределения содержаний Ag в рудопотоках всех уровней.

Выводы: можно считать доказанным, что формы кривых эмпирических функций распределений содержаний Ag во всех рудопотоках (рудоспуск, шахта, рудник) корпорации «Казахмыс» свидетельствуют о следующем: а) все эмпирические функции распределения имеют асимметричную форму с «хвостом» справа; б) все эмпирические функции распределения содержаний Ag в рудопотоках любого уровня не соответствуют модели нормального закона, что прямо указывает на разладку процесса стабилизации качества руд; в) сами рудопотоки представляют собой чрезвычайно сложный объект для высокоэффективного применения автоматизированных систем управления качеством добываемых руд (УКДР) вообще и относительно простых систем управления качеством руд, в частности.

3. Оценена достоверность величины планового показателя «удельное содержание Ag» ($K_{уд}(\text{план}) = 6.43$ ppm Ag / 1% Cu) по шахте 67. Было установлено, что $K_{уд}(\text{факт}) = 7.58$ (по декадам: 7.42; 7.38; 7.94) несколько выше плана. По данным ОТК $K_{уд}(\text{факт}) = 6.69$, но по декадам картина иная: 7.77; 5.73; 6.66. Причем, никакого отражения в данных ОТК не нашел факт выдачи в третьей декаде по рудоспуску P-1 руды с очень высоким удельным содержанием серебра ($K_{уд} = 14.53$), что лишний раз указало на низкую представительность существовавшей технологии подготовки объединенных проб. К дальнейшему использованию была рекомендована величина $K_{уд}(\text{план}) = 7.40$.

4. Оценена величина параметра «стандартное отклонение – S» содержаний Ag в рудопотоках всех уровней по Южному руднику. Среди шахт наиболее равномерно серебро распределено в руде, отгруженной из рудоспусков шахты № 45 ($S = 53.1\%$), неравномерно – в руде, отгруженной из рудоспусков шахты № 65 ($S = 76.1\%$), и крайне неравномерно – в руде, отгруженной из рудоспусков шахты № 67 ($S = 125.7\%$). По руднику в целом распределение серебра следует оценить как неравномерное ($S = 86.5\%$). Среди рудоспусков наибольшая величина стандартного отклонения ($S = 145.9\%$) отмечена у рудоспуска P – 4 шахты № 67 при размахе колебаний среднесуточных содержаний серебра от 5.78 до 67.39 ppm, а наименьшая ($S = 15.4\%$) – у рудоспуска P – 63 шахты № 65 при размахе колебаний среднесуточных содержаний серебра от 20,71 до 60,90 ppm. Наибольший размах колебаний среднесуточных содержаний серебра отмечен у рудоспуска P – 68 шахты № 65: от 4.5 до 143.8 ppm.

5. Изучена корреляция Ag с Cu, Pb, Zn. Были построены поля корреляции Ag с Cu, Pb, Zn, $\Sigma(Cu+Pb+Zn)$ по всем рудоспускам всех шахт и рассчитаны коэффициенты парной корреляции $R_{Ag(Cu)}$, $R_{Ag(Pb)}$, $R_{Ag(Zn)}$, $R_{Ag(Cu+Pb+Zn)}$.

Выводы:

- реальные величины коэффициентов парной корреляции $R_{Ag(Cu)}$ в рудопотоках, прошедших через капитальные рудоспуски шахт (0.905 по шахте № 67; 0.898 по шахте № 45; 0.849 по шахте № 55; 0.784 по шахте № 65 и «Анненская»; 0.692 по шахте № 15 и 0.662 по шахте № 57) и рудников (0.804 по ЗЖР; 0.801 по ЮЖР; 0.784 по руднику «Анненский»; 0.665 по Восточному руднику) значительно выше (кроме шахты № 31–32 – 0.410) тех, что дает М.К. Сатпаева [3, 4]: 0.71 – для медных руд халькозинного состава, 0.55 – для медных руд борнитового состава и 0.53 – для медных руд халькопиритового состава;

- размах колебаний значений коэффициента корреляции $R_{Ag(Cu)}$ в потоках руды, прошедших через капитальные рудоспуски, шире, чем в шахтных рудопотоках: от 0.343 у P – 4 шахты № 57 до 0.993 у P – 51 шахты № 45 (здесь, объективности ради, следует упомянуть о том, что через ряд рудоспусков шахт № 15, № 57 и «Анненская» перепускались комплексные руды), и тем не менее средневзвешенный $R_{Ag(Cu)}$ по всем рудоспускам (0.744) превышает максимальное значение, приводимое М.К. Сатпаевой;

- величина $R_{Ag(Cu)}$ в рудопотоках, прошедших через одни и те же рудоспуски в разные месяцы, оказалась достаточно стабильной: относительное расхождение составило 4.3% по P – 3 шахты № 55 за 2 месяца, 7.7% по P – 10 и 16.4% по P – 6 шахты № 57 за 2 месяца, 10.2% по P – 17/2 шахты «Анненская» за 3 месяца, 11.0% по P – 17Б шахты № 15 за 2 месяца и 17.1% по P – 64 шахты № 65 за 4 месяца;

- средние (шахта «Анненская») значения $R_{Ag(Pb)}$ (0.400) и $R_{Ag(Zn)}$ (0.200) подтвердили отсутствие тесной связи между содержаниями Ag с одной стороны и содержаниями свинца и, в особенности, цинка с другой;

- по величине параметра «удельное содержание Ag » шахты составили следующий ряд: «Анненская» – 5.94; № 67 – 10.23; № 45 – 10.70; № 57 – 15.03; № 65 – 16.23; № 31–32 – 16.35; № 15 – 16.74; № 55 – 19.83; рудники: «Анненский» – 5.94; Южный – 13.50; Восточный – 15.53; Западный – 18.89; все рудники подземной добычи – 12.98;

- по размаху параметра «удельное содержание Ag » в потоках руды, прошедших через капитальные рудоспуски, наименее стабильной оказалась шахта № 57: от 4.87 по $P-24A$ до 47.32 по $P-6$ или в 9.7 раза при примерно одинаковых валовых содержаниях меди: 1.10 и 1.26%, соответственно, а наиболее стабильными оказались шахты № 45: от 8.96 по $P-3$ до 11.39 по $P-7$ или в 1.3 раза и «Анненская» (медная руда): от 6.40 по $P-32Бл$ до 7.75 по $P-35/2$ или в 1.2 раза;

- стабильность (воспроизводимость) значений параметра «удельное содержание серебра» в потоках руды, прошедших через одни и те же рудоспуски в разные месяцы, при размахе расхождений от 4.9% по $P-10$ шахты № 57 до 34.9% по $P-64$ шахты № 65 следует признать удовлетворительной;

- сравнение параметров «удельное содержание Ag » и «коэффициент парной корреляции $R_{Ag(Cu)}$ » по показателю «стабильность (воспроизводимость)» оказалось в пользу $R_{Ag(Cu)}$ и по величине размаха: от 4.50 по $P-3$ шахты № 55 до 15.8 по $P-64$ шахты № 65, и по величине относительных расхождений по каждому из рудоспусков: 34.9 и 15.8% по $P-64$ шахты № 65; 19.9 и 9.3% по $P-6$ шахты № 57; 13.0 и 4.5% по $P-3$ шахты № 55; 20.1 и 11.0% по $P-17Б$ шахты № 15; 12.1 и 10.2% по $P-17/2$ шахты «Анненская» – эта очень важная закономерность никем из исследователей прежде не отмечалась.

6. Предложено при планировании добычи Ag в комплексных рудах по показателю «удельное содержание серебра» использовать алгоритм вместо применяемого до этого алгоритма $Ag (ppm)/1\%(Cu+Pb+Zn)$. В этом случае величина коэффициента парной корреляции увеличивается с 0.762 до 0.909.

7. Предложен новый подход к процедуре вывода из добычи забоев, фронт которых вышел за контуры балансовых медных руд ($Cu < 0.30\%$). Этот подход впоследствии очень хорошо вписался в математическую модель расчета максимума дохода от реализации товарной руды по функции цели. Суть нового подхода состоит в следующем: забой, вышедший по результатам рентгенорадиометрического опробования за контур балансовых руд, следует в обязательном порядке экстренно переопробовать пунктирно – бороздовым способом, дожидаясь результатов рентгенорадиометрических анализов на Ag и только в случае, когда средневзвешенное содержание Ag по забою окажется ниже плановой величины по шахте, давать предписание на вывод забоя из добычи.

8. Предложена методика выявления фальсификаций результатов вагонного опробования ОТК. Методика использует массивы динамических рядов содержаний основных и сопутствующих рудных компонентов в руде, отгруженной из капитальных рудоспусков. Все данные вагонного опробования ОТК проходят компьютерную обработку по следующей схеме: а) массив данных вагонного опробования по шахте разбивается на подмассивы (по рудоспускам); б) подмассивы (по рудоспускам) добавляются к имеющимся массивам данных по тем же рудоспускам и проверяются на однородность (по содержаниям Cu и Ag) по методике, разработанной автором; в) данные вагонного опробования, не прошедшие проверку на однородность одновременно по содержаниям Cu и Ag , забраковываются: ряд данных вагонного опробования (заведомо фальсифицированных) может пройти проверку на однородность по содержанию Cu , но вероятность того, что они пройдут проверку на однородность еще и по Ag , ничтожно мала.

9. Произведена оценка статистических показателей качества руды, отгруженной из рудоспусков шахты «Анненская» за один календарный месяц. Для четырех рудных компонентов (Ag , Cu , Pb , Zn) рассчитывались показатели: медиана, математическое ожидание (среднее содержание), дисперсия, коэффициенты асимметрии и эксцесса, а также коэффициенты парной корреляции $R_{Ag(Cu)}$, $R_{Ag(Pb)}$, $R_{Ag(Zn)}$, $R_{Pb(Zn)}$, $R_{Ag(Cu+Pb+Zn)}$. Расчеты выполнены в двух вариантах: по традиционной методике и с учетом веса порций руды. Показано, что расчеты статистических показателей качества руд без учета «веса» каждой порции руды, на который распространяется определяемое содержание металла, могут привести к значительным искажениям результатов, в особенности в случае малых по объему выборок (потоки руды через отдельные рудоспуски).

10. Были установлены причины занижения реальных валовых содержаний Ag в товарной руде шахты «Анненская» по сравнению с плановыми содержаниями, которые рассчитывались по показателю «удельное содержание Ag », взятому из генерального пересчета запасов. Были обработаны массивы данных рентгенорадиометрического анализа на серебро всех вагонных проб ОТК по шахте «Анненская» за три календарных месяца (999, 869 и 897 проб, соответственно) одного года. Было показано, что: а) валовые содержания Ag в комплексных рудах уже превышают данные подсчета запасов; б) «отставание» содержаний Ag в медных рудах объясняется вполне объективными причинами: добычные работы ведутся на флангах залежей – по мере перемещения фронта очистных работ с флангов к центрам рудных залежей валовое содержание Ag в рудах будет постепенно расти во всех сортах руд; для текущего планирования добычи Ag рекомендовались следующие величины показателя «удельное содержание Ag »: комплексные руды – 6.00; медные руды – 8–8.50; все сорта – 6.00 ppm.

В 2001 году был организован постоянный мониторинг элементного состава промышленных продуктов Сатпаевской ОФ № 3. Исходными данными служили результаты анализа на РПП-21 среднесуточных проб исходной руды, коллективного концентрата и отвальных хвостов. Ежемесячно выдавались отчеты с данными по коэффициентам парной корреляции между определяемыми элементами, средним, минимальными и максимальными

содержаниями элементов. Результаты расчетов по состоянию на 01.03.2009г. приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Средние, максимальные и минимальные содержания элементов, коэффициенты парной корреляции элементов в выборках среднесуточных проб промпродуктов СОФ-3

Показатели		Содержание элементов, % (* - ppm)										
		Cu	Pb	Zn	Cu+Pb +Zn	Ag*	Cd*	W	Bi	As	Ti	Fe
1. Концентрат (с 18.12.2001 г., выборка – 2519 проб)												
Среднее		27.07	3.66	7.21	37.95	469.34	1230.71	0.142	0.024	0.117	0.27	6.15
Коэффициент корреляции	W	0.20	0.46	0.53	0.50	0.35	0.42	X	0.30	0.24	0.22	0.01
	Ag	0.49	0.63	0.48	0.33	X	0.32	0.35	0.50	0.37	0.02	0.32
	Cd	0.09	0.63	0.92	0.69	0.32	X	0.42	0.16	0.09	0.12	0.13
	Bi	0.02	0.59	0.33	0.44	0.50	0.16	0.30	X	0.36	0.09	0.39
	As	0.06	0.36	0.23	0.35	0.37	0.09	0.24	0.36	X	0.07	0.36
	Ti	0.09	0.11	0.14	0.20	0.02	0.12	0.22	0.09	0.07	X	0.12
	Fe	41.75	0.16	0.04	0.14	0.32	0.13	0.01	0.39	0.36	0.11	11.45
Максим		16.45	12.05	20.68	52.84	1084.10	5518.60	0.52	0.32	0.93	0.72	2.23
Миним		0.00	0.17	0.41	21.94	192.80	51.30	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
2. Исходная руда (с 17.04.2002 г., выборка – 2415 проб)												
Среднее		1.21	0.19	0.42	1.82	22.5	65.8	0.0086	0.0020	0.0040	0.31	2.77
Коэффициент корреляции	W	0.10	0.18	0.24	0.19	0.01	0.22	X	0.04	0.06	0.01	0.08
	Ag	0.49	0.01	0.01	0.27	X	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.15
	Cd	0.34	0.66	0.86	0.67	0.03	X	0.22	0.20	0.05	0.01	0.06
	Bi	0.29	0.36	0.27	0.34	0.01	0.20	0.04	X	0.06	0.02	0.05
	As	0.10	0.09	0.08	0.11	0.02	0.05	0.06	0.06	X	0.01	0.07
	Ti	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	X	0.05
	Fe	0.38	0.15	0.00	0.25	0.15	0.06	0.08	0.05	0.07	0.05	X
Максим		3.51	0.79	1.83	5.80	51.30	1001.00	0.50	0.04	0.31	0.82	4.92
Миним		0.12	0.00	0.01	0.17	7.60	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	2.08
3. Хвосты (с 25.08.2003 г., выборка – 1934 пробы)												
Среднее		0.12	0.031	0.112	0.266	3.48	16.2	0.0033	0.0020	0.0017	0.30	2.61
Коэффициент корреляции	W	0.01	0.04	0.10	0.09	0.06	0.11	X	0.01	0.02	0.05	0.04
	Ag	0.13	0.07	0.07	0.02	X	0.04	0.06	0.03	0.02	0.01	0.05
	Cd	0.28	0.71	0.94	0.86	0.04	X	0.11	0.01	0.03	0.04	0.08
	Bi	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	X	0.01	0.00	0.04
	As	0.10	0.06	0.05	0.08	0.02	0.03	0.02	0.01	X	0.06	0.06
	Ti	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.04	0.05	0.00	0.06	X	0.01
	Fe	0.08	0.03	0.06	0.03	0.05	0.08	0.07	0.04	0.06	0.01	X
Максим		0.30	0.19	1.00	1.20	18.20	134.30	0.08	1.00	0.06	0.74	4.02
Миним		0.01	0.00	0.00	0.07	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.88

Рассчитывались и другие статистические показатели: дисперсия, медиана, мода, скос (асимметрия), эксцесс, среднее отклонение. Построены и регулярно обновляются динамические ряды среднесуточных и среднемесячных содержаний элементов в промышленных продуктах. Динамические ряды среднемесячных содержаний Ag в промышленных продуктах СОФ-3 приведены на рис. 1. Аналогичные ряды построены по всем элементам наблюдения.

По результатам исследований удалось:

1. Создать надежную информационную базу для реализации новой концепции подземной разработки, предложенной Г.Г. Ломоносовым и М.Л. Жигаловым [5, 6]. По этой концепции на рудники наряду с добычей руды возлагаются функции первичной рудоподготовки, то есть доведения качества добытой руды до состояния, превышающего качество руды в отработываемых контурах залежей путем выполнения совокупности разделительных (сепарационных) и смесительных (усреднительных) процессов. Концепция предполагает оснащение рудников комплексной многофункциональной системой рудоподготовки (КМСРП), краеугольным камнем кото-

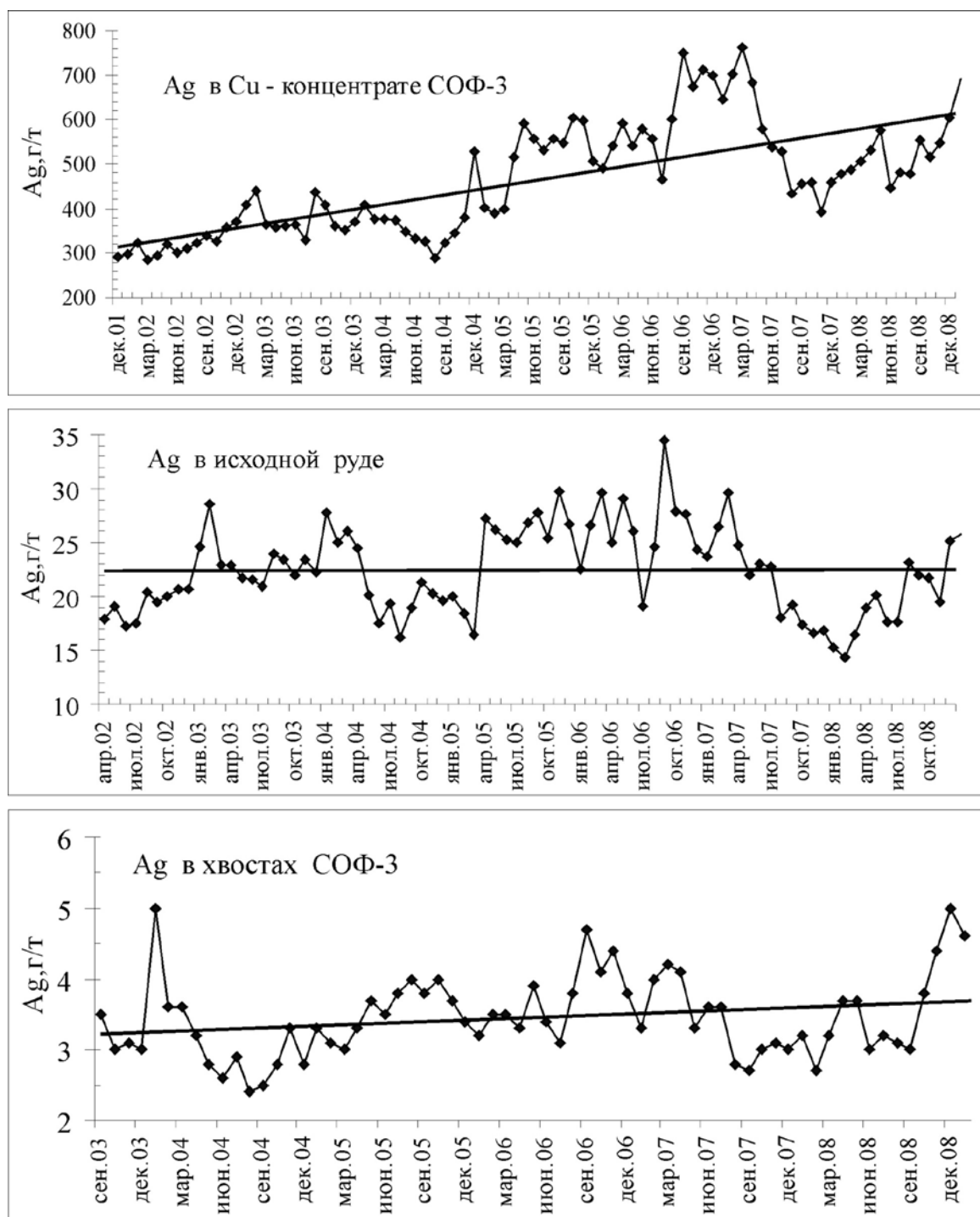


Рис. 1. Динамические ряды среднемесячных содержаний Ag в коллективном концентрате, исходной руде и отвальных хвостах Сатпаевской ОФ № 3.

рой должна стать подсистема управления качеством добываемых руд и металлов модульного типа (СУКДРiМ). Абсолютное большинство известных СУКДРiМ ориентированы, как правило, только на один полезный компонент, являющийся «профилирующим» для горного предприятия. КМСРiП и СУКДРiМ нового поколения должны быть ориентированы на весь список основных и сопутствующих промышленных компонентов горного предприятия. Выполненные исследования дают все основания утверждать: СУКДРiМ нового поколения может быть создана в Жезказгане. Предварительные наброски такой системы даны в работах [7–10].

2. Организовать длительный мониторинг элементного состава промышленных продуктов Сатпаевской ОФ № 3. Мониторинг позволяет: а) объективно судить о тенденциях поведения основных (*Cu*, *Pb*, *Zn*), сопутствующих (*Ag*, *Cd*) и перспективных (*Bi*, *W*, *Ti*) элементов во всех продуктах; б) надежно планировать (несмотря на тенденцию к снижению валового содержания меди в исходной руде – рис. 2) выпуск коллективного концентрата высокого качества; в) отслеживать появление в коллективном концентрате экологически вредных элементов.

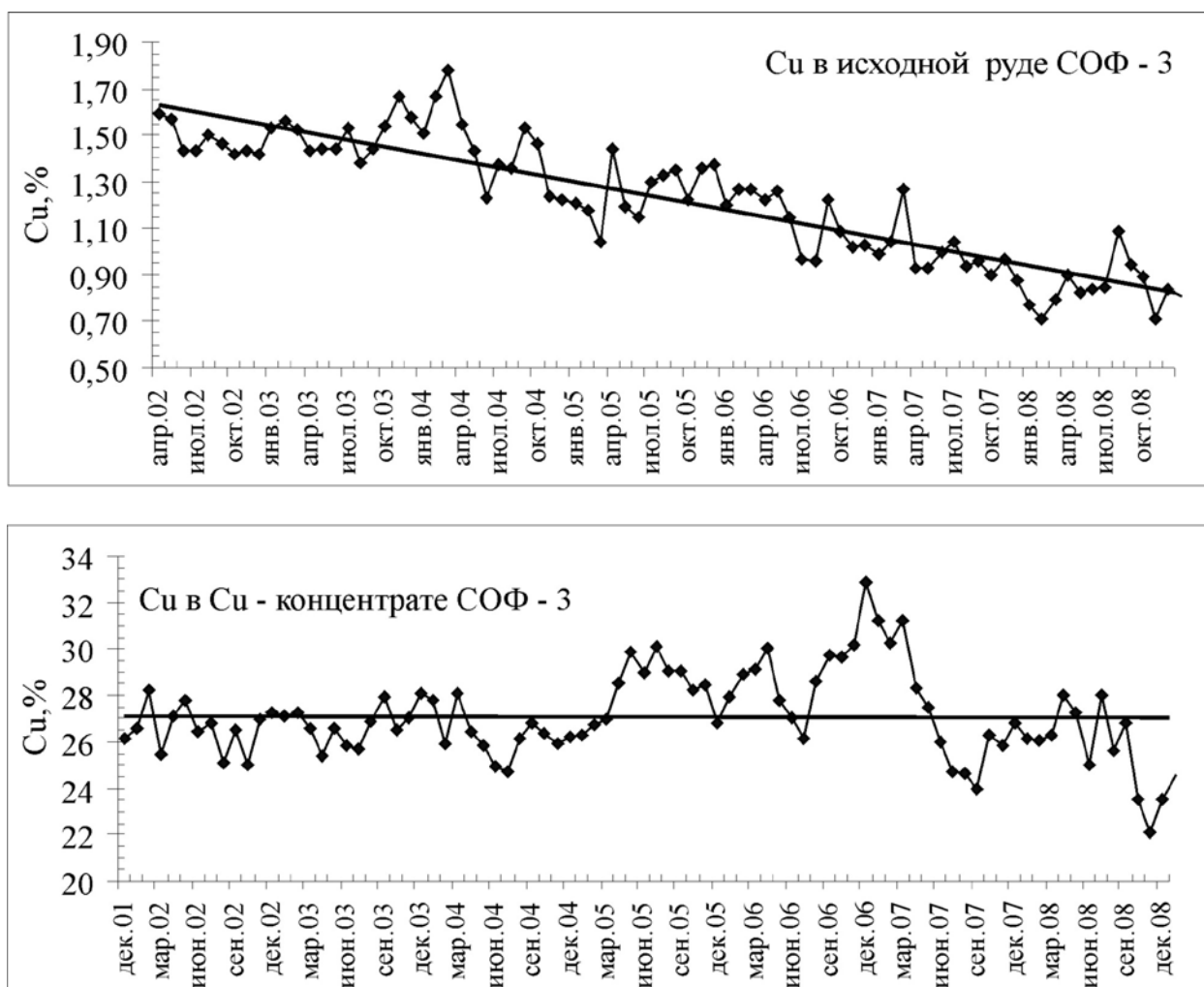


Рис. 2. Динамические ряды среднемесячных содержаний Cu в коллективном концентрате и исходной руде Сатпаевской ОФ № 3.

Список литературы

1. Фролов Ю.В., Поддуб А.А., Ефименко С.А. Рентгенорадиометрический анализ руд и продуктов переработки на сопутствующие элементы // Обогащение руд, 1990. №6. С. 30–31.
2. Ефименко С.А., Лезин А.Н. Рентгенорадиометрический лабораторный прибор РЛП – 21 // Приборы и техника эксперимента, 2009. №1. С. 180–181.
3. Сатпаева М.К. Руды Жезказгана и условия их формирования. Алма-Ата, 1985. 205с.
4. Сатпаева М.К. Минералогия руд и зональность залежей Жезказганского месторождения (по материалам рудного района «Анненский»). Алма-Ата, 1995. 124с.
5. Ломоносов Г.Г., Жигалов М.Л. Основные принципы управления качеством руд на подземных рудниках. Горный журнал, 1991. № 2. С. 21–23.
6. Ломоносов Г.Г., Жигалов М.Н. Технологическая оценка разделительных методов управления качеством руд. Горный журнал, 1987. № 7. С. 23–25.
7. Ефименко С.А. Многофункциональная рентгенорадиометрическая система рудоподготовки для шахт ПО «Жезказганцветмет» // Караганда: Труды КарГТУ, 2008. №1. С. 54–59.
8. Ефименко С.А. Инновационные проекты новейших рентгенорадиометрических технологий для реализации функций первичной рудоподготовки на шахтах Жезказганского комплекса Kazakhmys LLC // Инноватика-2008: Труды международной конференции. Ульяновск: УлГУ, 2008. С. 265–266.
9. Ефименко С.А. Реализация функций первичной рудоподготовки с использованием ядерно-геофизических технологий на шахтах Kazakhmys LLC // Высокие технологии, фундаментальные и прикладные исследования, образование. Т. 13: Сборник трудов Пятой международной научно-практической конференции «Исследование, разработка и применение высоких технологий в промышленности» 28–30.04.2008. Санкт-Петербург: изд-во Политехн. ун-та, 2008. С. 345–347.
10. Ефименко С.А. Новая концепция технического перевооружения рудников Жезказганского комплекса компании Kazakhmys LLC с использованием ядерно-геофизических технологий // Журнал Сибирского федерального университета, серия «Техника и технологии». Красноярск. 2008. Т. 1. № 2. С. 117–125.

Микросейсмический мониторинг бортов карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа

М.М. Казан, А.А. Козырев

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, mkagan@goi.kolasc.net.ru

Микросейсмический мониторинг на открытых карьерах имеет весьма короткую историю, по крайней мере, по сравнению с ним же на подземных рудниках и определённую специфику [2]. Прежде всего, есть несколько трудностей, связанных с организацией микросейсмического мониторинга на открытых карьерах. Это и быстро изменяющаяся геометрия бортов карьера по мере развития горных работ и сложность монтажа, требующего проходки глубоких скважин. Кроме того, сложная конфигурация поверхности и нарушенность массива существенно затрудняют регистрацию и определение параметров зарегистрированных сейсмических событий.

В 2007 г. на юго-восточном борту карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа была развернута система микросейсмического мониторинга. Какие либо данные об эмиссии массива в микросейсмическом диапазоне к этому времени отсутствовали. В связи с этим было принято решение, в качестве задачи первого этапа обеспечить контроль потенциально опасного борта карьера в юго-восточной части карьера (рис 1, 2).



Рис. 1. Ослабленная зона в юго-восточном борту карьера.



Рис. 2. Зона контроля сейсмической сети.

Целевая задача определила набор требований к техническим характеристикам системы, а именно: возможность регистрации сейсмических событий связанных с процессами в породном массиве с энергией от единиц Джоуля и точностью локации гипоцентров источников порядка нескольких метров. В связи с этим, сейсмическая система была обустроена в виде 12 сейсмических датчиков, расположенных в 4 практических вертикальных скважинах глубиной до 200 м, ооконтуривающих контролируемую зону, расстояние между скважинами составляет около 150 м. Система базируется на аппаратно-программных средствах, разработки фирмы ИСС (ЮАР). Основные характеристики её следующие.

- Число сейсмодатчиков: 12;
- Базовый размер: ~ 200 м;
- Частотный диапазон: 2 – 1000 Гц;
- Динамический диапазон: 80 дБ
- Режим регистрации: Ждущий с поиском сигналов по пороговому значению;
- Синхронизация: по GPS.

Мы провели расчеты погрешности локации, определяемой фактическим знанием скоростей распространения по массиву волн различных типов (рис. 3) и энергетического порога регистрации, определяемого уровнем сейсмического шума по месту установки датчиков (рис. 4). Можно видеть, что система может с приемлемой точностью охватить примерно 20% поля карьера, а нижний энергетический порог составляет порядка 100 Дж.

Результаты регистрации микросейсмической активности массива за полтора года, прошедшие с окончания наладочных работ по настоящее время сводятся к следующему.

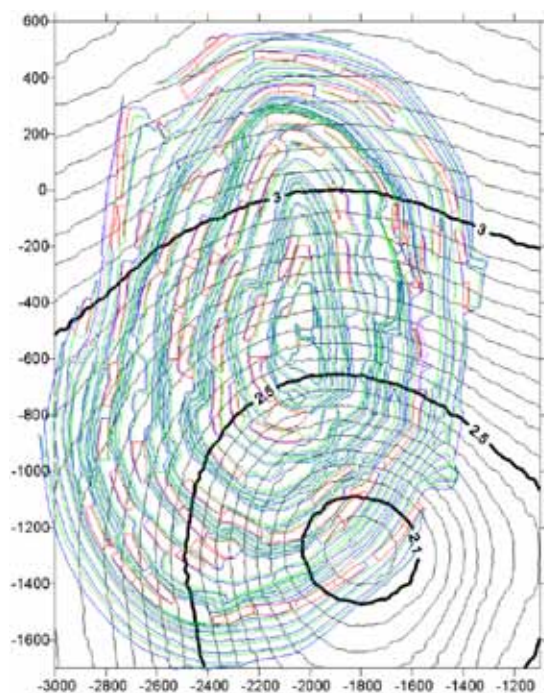


Рис. 3. Энергетический порог ($\text{Log } E$) регистрации системы.

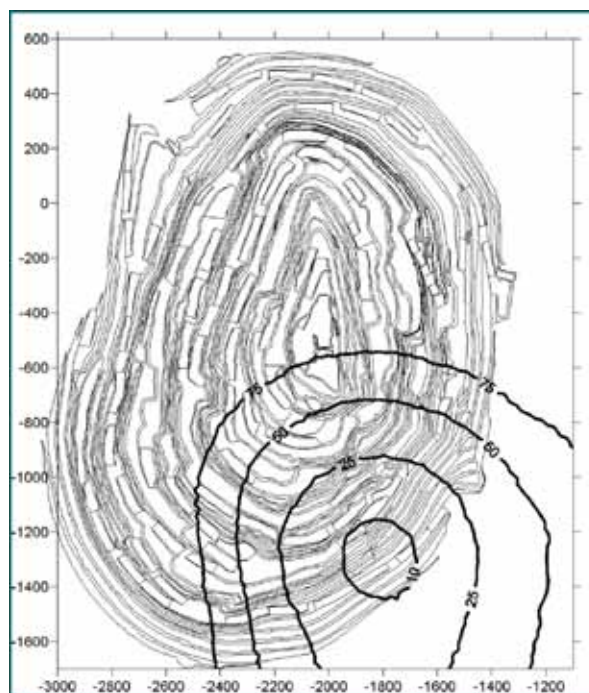


Рис. 4. Погрешность локализации источников сейсмособытий.

Мы зарегистрировали мы около 1200 сейсмических событий, имеющих источником сейсмическую эмиссию массива. Надо отметить, что против ожидания, мы получили весьма качественные записи, с крутыми фронтами и хорошим разделением продольных и поперечных волн, что существенно облегчает решение задач гипоцентрии (рис. 5).

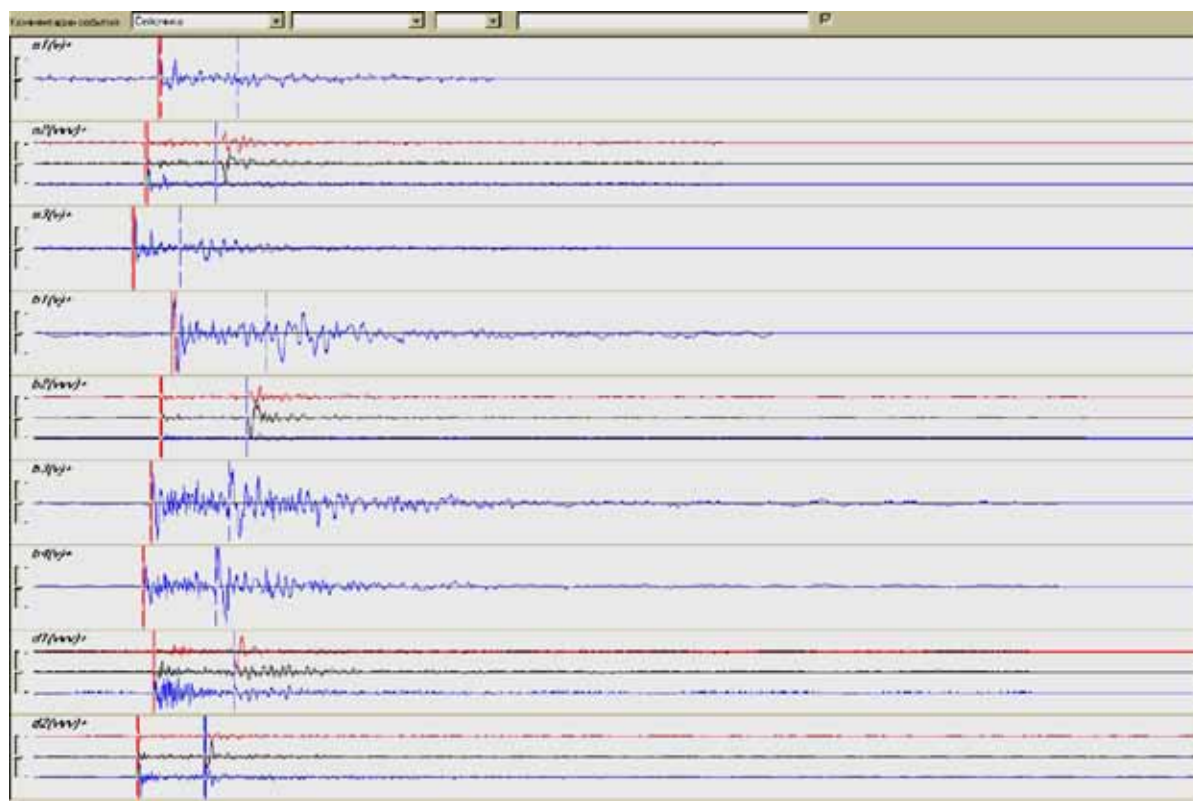


Рис. 5. Типичная сейсмограмма сейсмособытия естественного происхождения.

Сейсмические события регистрировались во всём частотном диапазоне системы (рис. 6). Из графика распределения событий по частоте (рис. 7) следует, что большинство событий относятся к низкочастотной области.

По нашему мнению это может быть объяснено существенным затуханием высокочастотной части спектра, по мере распространения сейсмоволн, так как источники большинства зарегистрированных событий находятся на значительном удалении от сейсмодатчиков системы.

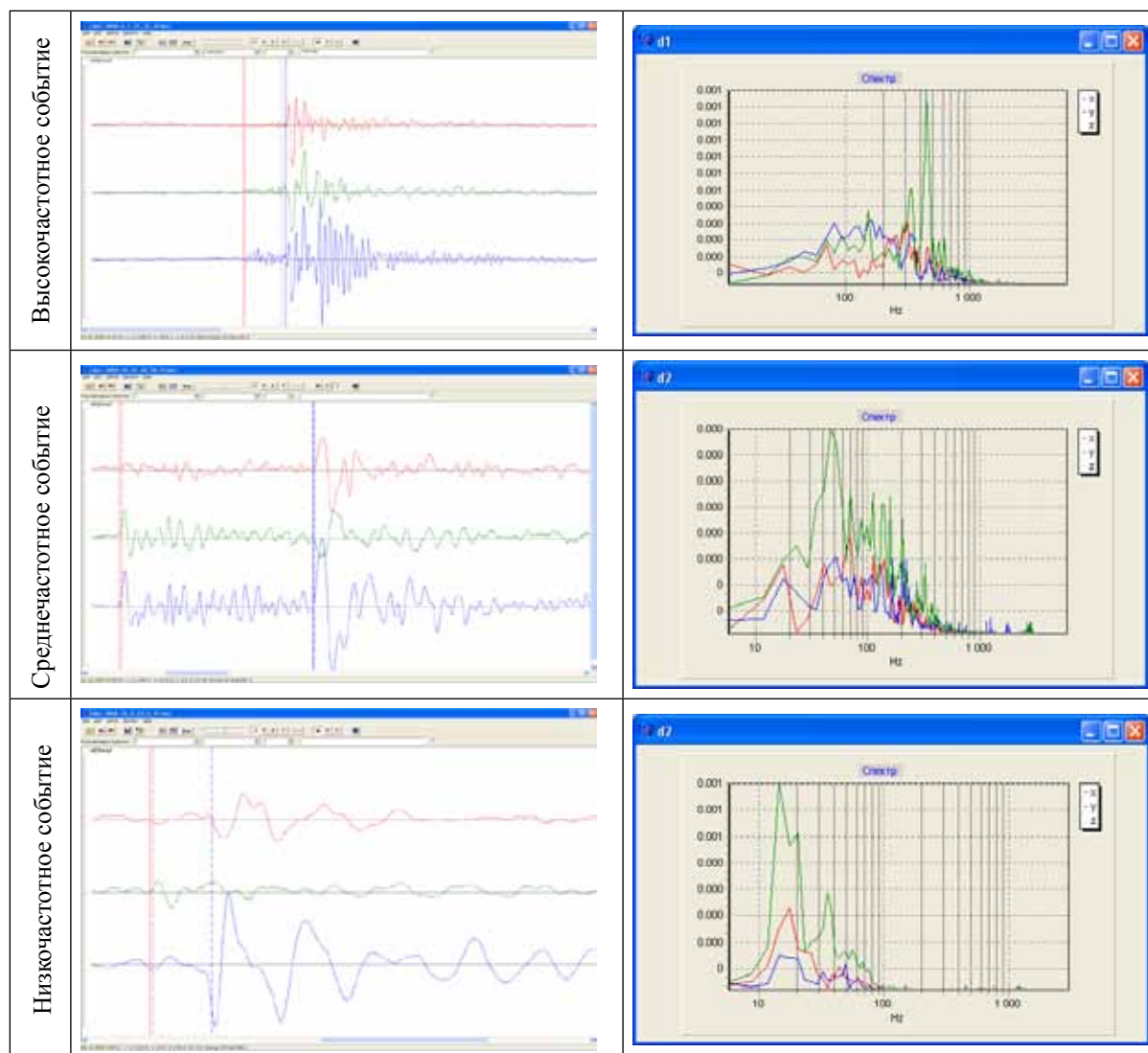


Рис. 6. Сейсмические события с различным частотным спектром.

График повторяемости зарегистрированных событий (рис. 8) указывает на то, что фактический энергетический порог системы, т.е. нижняя граница уверенной регистрации, составляет примерно 100 Дж (максимум графика повторяемости), а максимальная энергия зарегистрированных событий составляет 10^6 Дж.

Пространственное распределение сейсмических событий, приведенное на рис. 9, позволяет отметить, что максимальная сейсмоактивность приурочена к дну карьера, т.е. на достаточном удалении от датчиков системы.

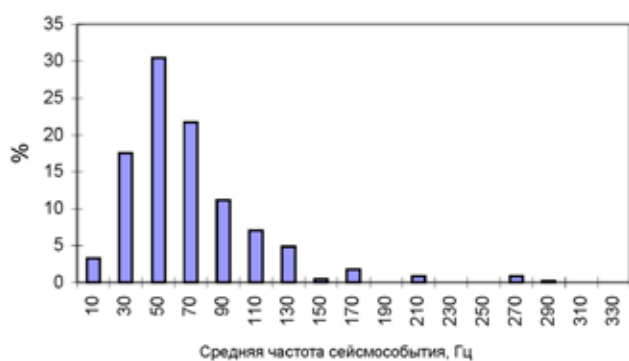


Рис. 7. Распределение событий по частоте.

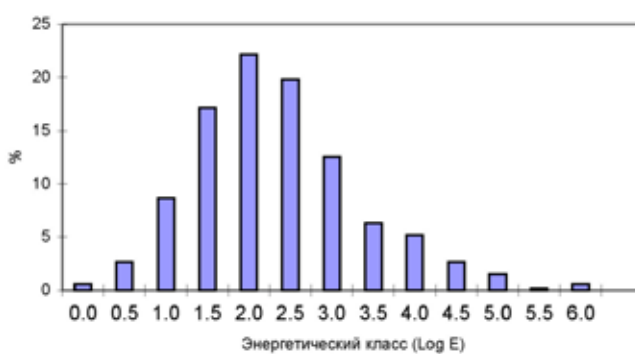


Рис. 8. Распределение событий по энергии (График повторяемости).

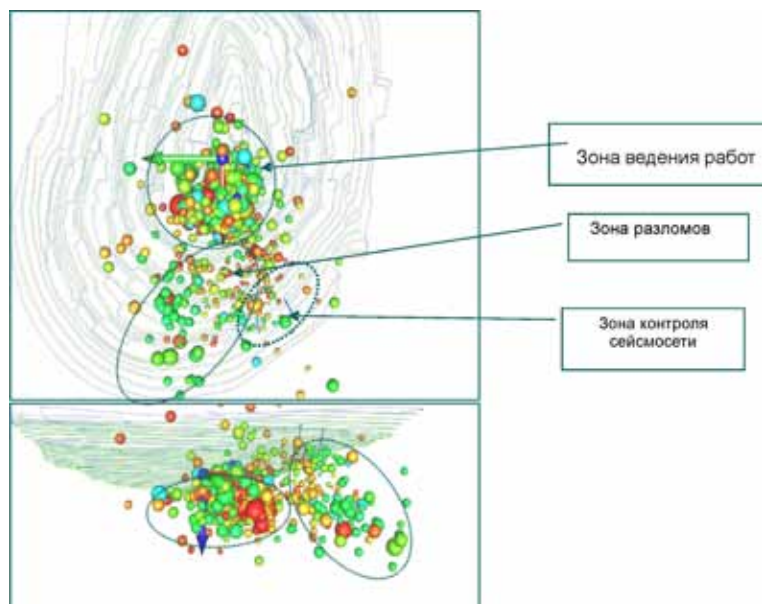


Рис. 9. Пространственное распределение сейсмособытий.

массива, расположенную в направлении Север-Юг на значительной глубине. Так или иначе, выявленная сейсмоактивность явно свидетельствует о существенном динамическом изменении в напряженном состоянии массива по мере развития карьера.

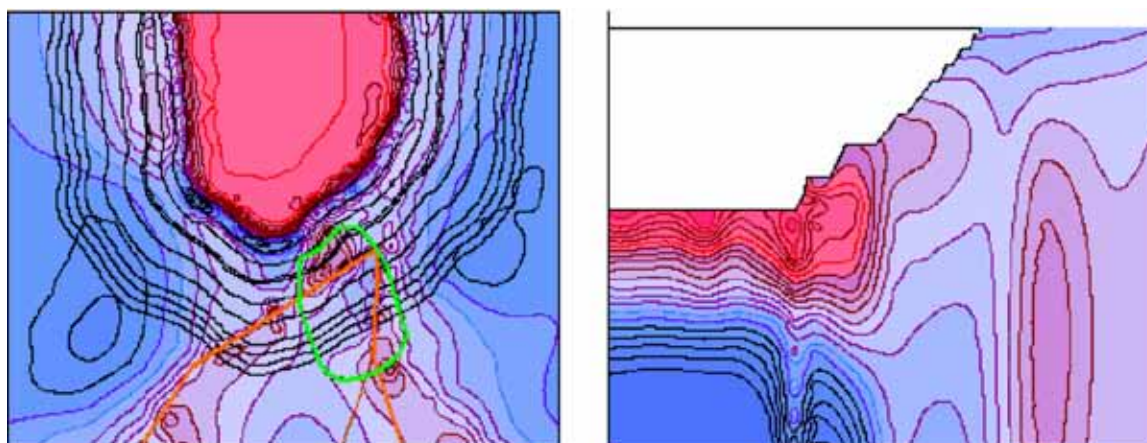


Рис. 10. Результаты моделирования НДС массива в юго-восточной части карьера с учетом неоднородности геологического строения.

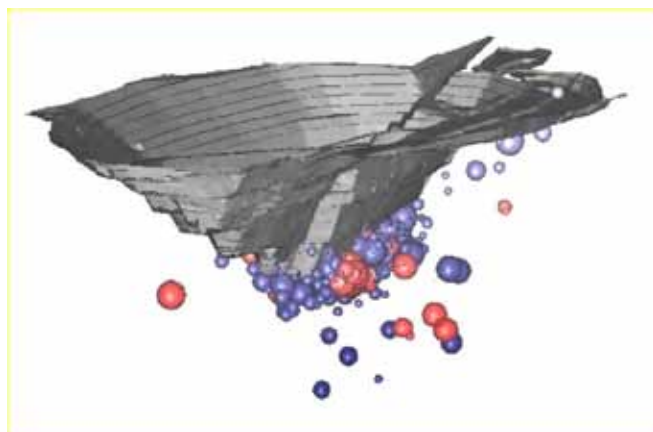


Рис. 11. Пространственное распределение сейсмособытий в карьере «Novochab» Намибия (Д. .Маловичко и Р. Линч).

Тем ни менее, можно с достаточной точностью утверждать, что события имеют источники, расположенные на глубинах от поверхности дна до 200 метров от дневной поверхности. Именно здесь зарегистрированы наиболее мощные события. В частности, в начале сентября здесь было событие с энергией в $5 \cdot 10^6$ Джоуля (оценочная магнитуда – 1.2). К сожалению, ввиду удаленности событий сложно анализировать механизмы их источников, так как продольные волны от событий приходят всегда с одинаковым знаком (примерно в 20–30 % случаев приходят волны растяжения).

Из ослабленной зоны, для регистрации событий из которой первоначально и ставилась система, событий приходит немного.

На наш взгляд, наиболее интересной является третья выявленная зона, которая вычленяет некоторую линейную структуру, по-видимому, определяемую строением

Наши коллеги промоделировали напряженно-деформированное состояние массива в наблюдаемом районе с учетом влияния ослабленной зоны [1] (рис. 10). Расчет напряженно-деформированного состояния в окрестности карьерной выемки был проведен методом конечных элементов в объемной постановке с учетом основных геологических и горно-технических факторов.

Можно наблюдать хорошее соответствие между расчетными данными и экспериментальным их подтверждением в виде распределения сейсмоактивности в районе показанном выше.

Следует отметить, что достаточно похожее пространственное распределение сейсмоактивности наблюдается в карьере Новохаб в Африке [3] (рис. 11).

Мы проанализировали временное распределение сейсмоактивности в карьере за весь период

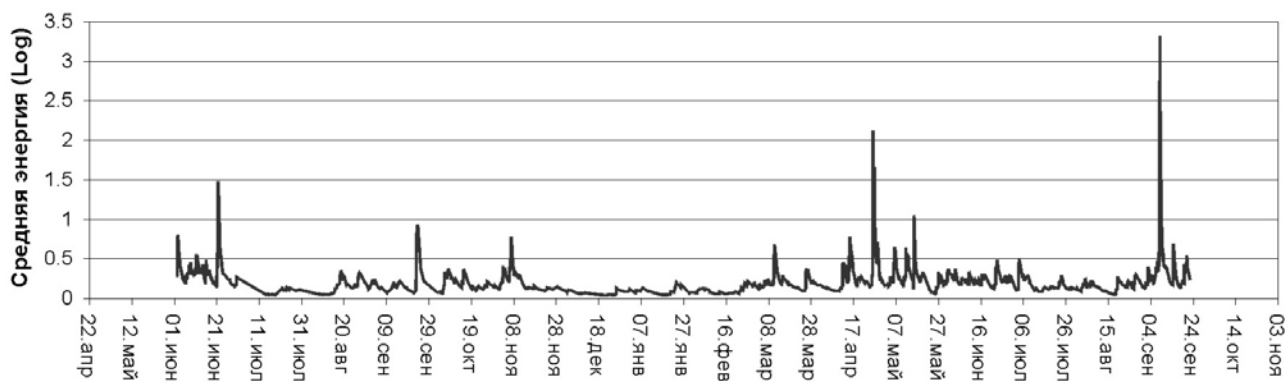


Рис. 12. Средняя мощность сейсмической эмиссии в карьере.

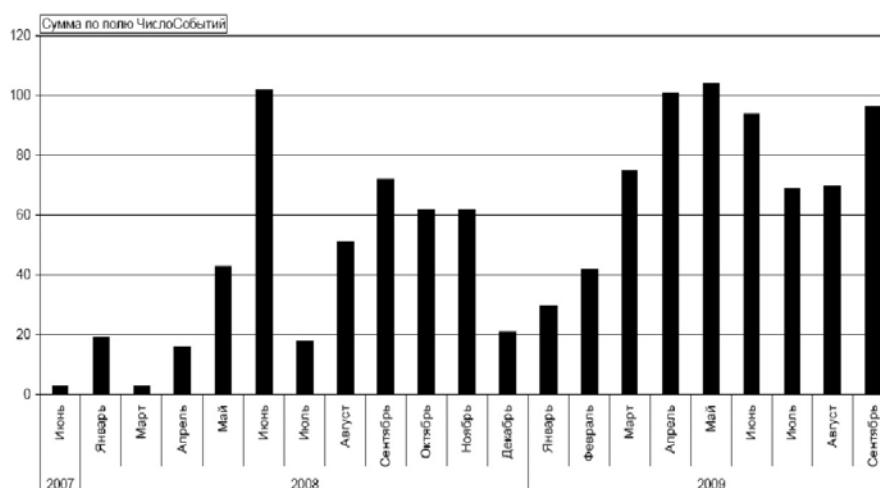


Рис. 13. Помесячное распределение сейсмоактивности.

регистрации (рис. 12, 13). Можно констатировать что, во первых, сейсмоактивность имеет значительную сезонную зависимость и в целом тренд к существенному увеличению. Это позволяет предположить, что в процессах формирования напряженного состояния массива вблизи поверхности существенно влияние оказывают сезонные явления (снеготаяние например).

Выводы и результаты

Сейсмологическим мониторингом вмещающих пород охвачена зона в юго-восточном районе карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа на площади составляющей порядка 20% всей площади карьера.

Сейсмологический мониторинг выявил наличие сейсмоактивности, связанной с состоянием массива горных пород (порядка 1000 сейсмособытий за 1.5 года).

Выявленная сейсмоактивность приурочена к массиву под дном карьера и вдоль направления север-юг на глубинах до 200 метров.

Выявленная сейсмоактивность имеет явную сезонную зависимость и проявляет тенденцию к нарастанию

На борту карьера в ослабленной зоне сейсмоактивность проявляется слабо.

Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о значительных структурных изменениях в напряженно-деформированном состоянии массива горных пород по мере развития карьера. Эти данные необходимо учитывать при перспективном планировании развития горных работ на карьере.

Список литературы

1. Козырев А.А., Рыбин В.В., Семенова И.Э., Аветисян И.М., Напряженно-деформированное состояние массива пород в окрестности крупной карьерной выемки. Сборник тр. Всероссийской научной конференции с международным участием «Компьютерные технологии при проектировании и планировании горных работ». Апатиты; Санкт-Петербург, 2009. С. 257–263.
2. Wesseloo J., Sweby G.J. Microseismic Monitoring of Hard Rock Mine Slopes. SHIRMS, Perth, Western Australia, 2008. V. 1. P. 433–450.
3. Lynch R.A. and Malovichko D.A. Seismology and slope stability in open pit mines, International Symposium on Stability of Rock Slopes in Open Pit Mining and Civil Engineering, 2006. P. 375–389.

Георадарные определения подповерхностной структуры пород Хибинского и Ковдорского горнорудных районов

А.И. Калашник, Д.В. Запорожец, А.Ю. Дьяков, А.Ю. Демахин

Горный институт КНЦ РАН

В Горном институте КНЦ РАН интенсивно развиваются георадиолокационные исследования [2, 3, 5] с применением георадарного комплекса Ramac/GPR X3M, оснащенного экранированными антеннами 100, 500 и 800 МГц. Георадарное зондирование позволяет получать непрерывную информацию об основных элементах геологического строения и его аномалиях (рудопоявления, разрывные нарушения, полости, каверны и т.п.).

Метод георадиолокации базируется на создании (генерировании) поля высокочастотных электромагнитных волн и изучении его искажений в исследуемой среде (рис. 1) [1]. Основными параметрами, измеряемыми при георадиолокационных исследованиях, являются: время пробега электромагнитной волны от источника до отражающей границы в исследуемой среде и обратно до приемника, и амплитуда этого отражения.

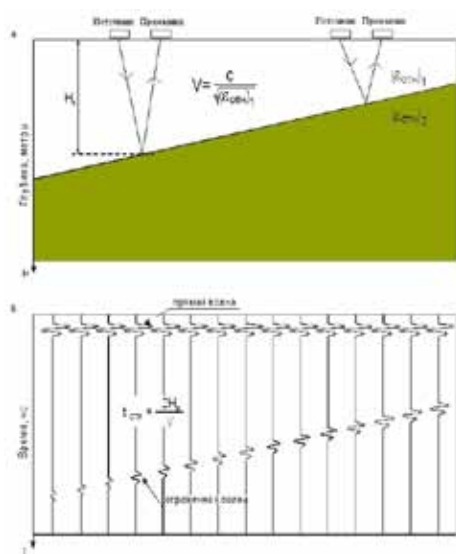


Рис.1. Схема образования отраженной электромагнитной волны от наклонной границы раздела сред с разными диэлектрическими проницаемостями ϵ : а. глубинный разрез, б. временной разрез.

пени ввиду суглинистых отложений в составе верхнего слоя и повышенной влажностью исследуемой области, обусловленной активным таянием снега.

Результатом георадиолокационного зондирования является георадиолокационный профиль или радарограмма – массив амплитуд отражённых сигналов с информацией по каждому шагу зондирования, записанный в файл и визуализируемый в виде вертикального разреза исследуемой среды.

С применением георадарного комплекса Ramac/GPR X3M авторами были проведены полевые георадиолокационные исследования:

1. На западном склоне горы Айкуайвенчорр Хибинского массива – с целью обследования грунтов и приповерхностных массивов пород под строительство опор нового горнолыжного подъёмника.

Трасса нового подъёмника представляет собой склон протяжённостью 515 метров и перепадом высоты от вершины до нижней её точки, составляющим приблизительно 300 метров. Исследуемый участок в период измерений имел прерывистый снежный покров с повышенной влажностью. Глубина снега в среднем составляла 80–90 см, а на отдельных участках толщина снежного покрова достигала 1.5 м.

По результатам камеральной обработки полевых исследований построена радарограмма (рис. 2), на которой можно выделить несколько слоев сверху вниз. Верхний слой – снежный покров – его граница четко прослеживается по длине всего профиля вследствие значительной разницы диэлектрической проницаемости на границе сред «снег-морена». Вторым слоем была выделена морена – мощность этого слоя составляет от 1.5 метров на вершине горы до 4 метров к подножию. Граница морены с коренной породой просматривается в меньшей степени.

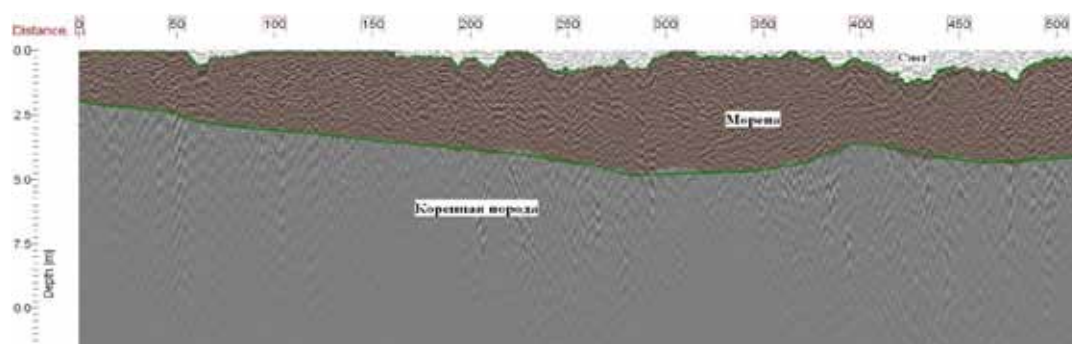


Рис. 2. Результаты георадиолокационного обследования склона горы Айкуайвенчорр.

2. Георадиолокационное обследование с целью идентификации подземных инженерных коммуникаций на законсервированных длительное время хозяйственных объектах. С определённой достоверностью были выявлены схемы местоположения и глубины размещения труб, силовых кабелей и т.п. (рис. 3).

3. На береговом склоне озера Имандра с целью определения зимних условий переходной зоны «суша – водоем».

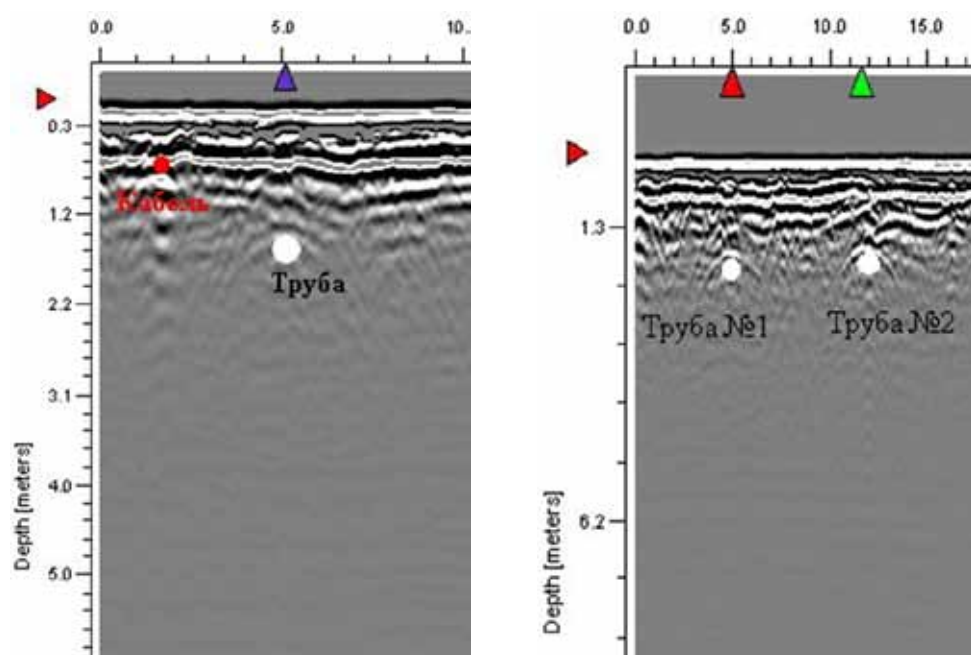


Рис. 3. Результаты георадиолокационного обследования инженерных коммуникаций.

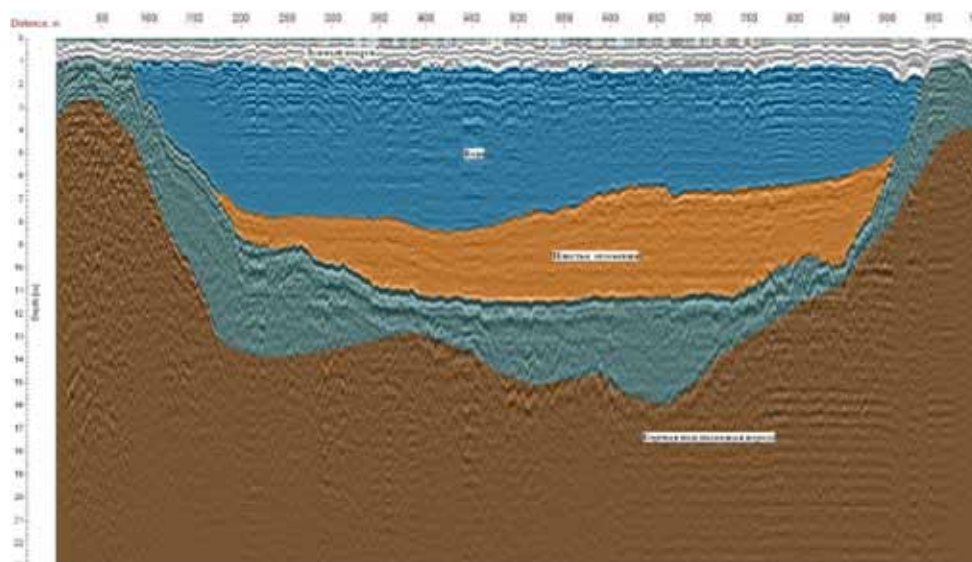


Рис. 4. Результаты георадиолокационного обследования озера Имандра.

Анализ полученных результатов (рис. 4) позволяет выявить следующие особенности: толщина ледового покрова составляет около 1.5 м; на границе илистых отложений с водой отмечается резкая смена волновой картины, что дает возможность четко определить глубину водоема на исследованном участке, которая составляет порядка 6–8 м; подошва илов идентифицирована по интенсивным осям синфазности более сложной формы по сравнению с донным отражением и поэтому уверенно выделяется; коренные отложения отличаются от современных илов на радарограмме характером осей синфазности; глубина залегания коренных пород составляет от 2–3 м у берега до 14–16 м при удалении от береговой черты.

4. На уступах бортов карьера «Железный» Ковдорского ГОКа (Ковдорский горный массив). Общая протяженность обследованных уступов составила около 160 м, при углах их наклона около 300. Целью работ являлось выявление зон разрывных нарушений (разломов). Одновременно исследовалось возможность проведения георадиолокационных исследований скальных массивов, породы которых содержат ферромагнетики (рис. 5).

Анализ волновых картин на радарограммах, полученных при проведении исследований (рис. 5), подтвердил возможность применения методов неразрушающего подповерхностного зондирования в подобных условиях с достаточной достоверностью получения данных. На одном из участков выявлена и прослежена трещина скольжения.

5. На перегрузочной площадке грузовой платформы ст. Титан Октябрьской ж.д. – с целью получения данных по материалу покрытия, подстилающих оснований и их мощности (по заказу ЗАО «МурманскТИСИЗ»).

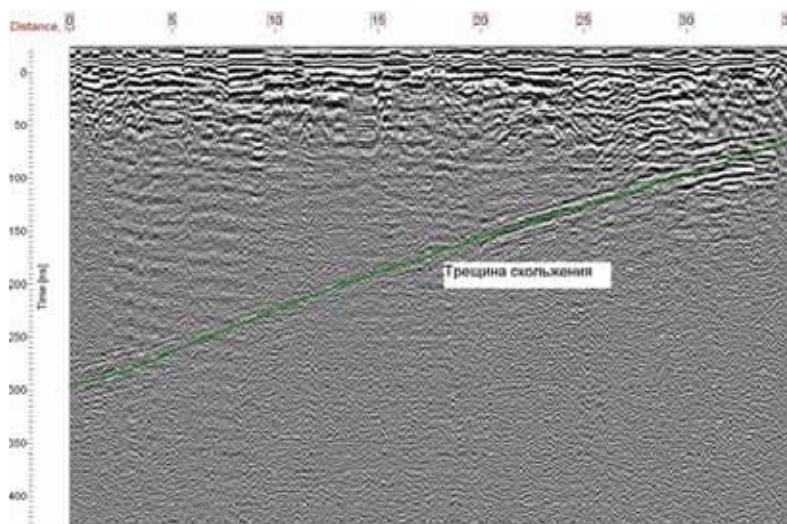


Рис. 5. Результаты георадиолокационного обследования уступов бортов карьера «Железный» Ковдорского ГОКа.

Перегрузочная площадка представляет собой возвышенную платформу, проходящую параллельно железнодорожным путям, с твердым асфальто-бетонным покрытием, площадью около 7500 м² (300×25 метров). На обследуемом участке «МурманскТИСИЗ» было пробурено десять геологоразведочных скважин, стратиграфические данные которых использовались при камеральной обработке для количественной оценки полученных данных и на основе полученных стратиграфических данных были построены геологические разрезы.

На рис. 7 приведен в качестве примера геологический разрез, построенный ЗАО «МурманскТИСИЗ», между скважинами № 8298 и № 8297. Как видно из рисунка, слои пород между скважинами аппроксимировались прямыми линиями, а

выклинивающийся слой 217.4–216.4 по скважине № 8297 заканчивается посередине между скважинами. Таким образом геологи «МурманскТИСИЗ» использовали линейно-усредненный метод для построения этого и других геологических разрезов.

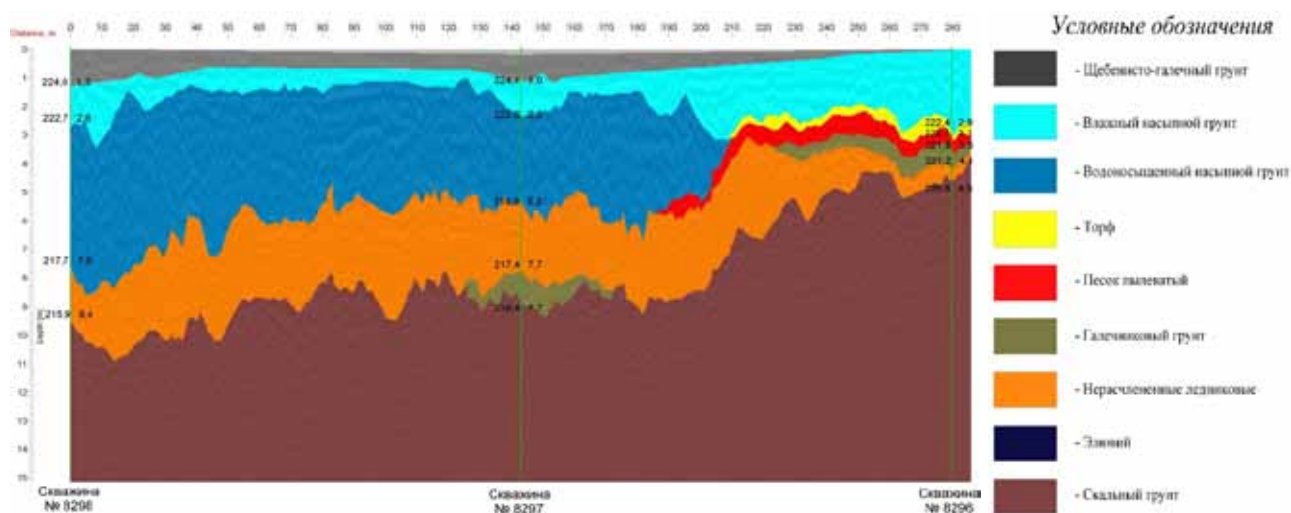


Рис. 6. Результаты георадиолокационного обследования перегрузочной площадки на ст. Титан.

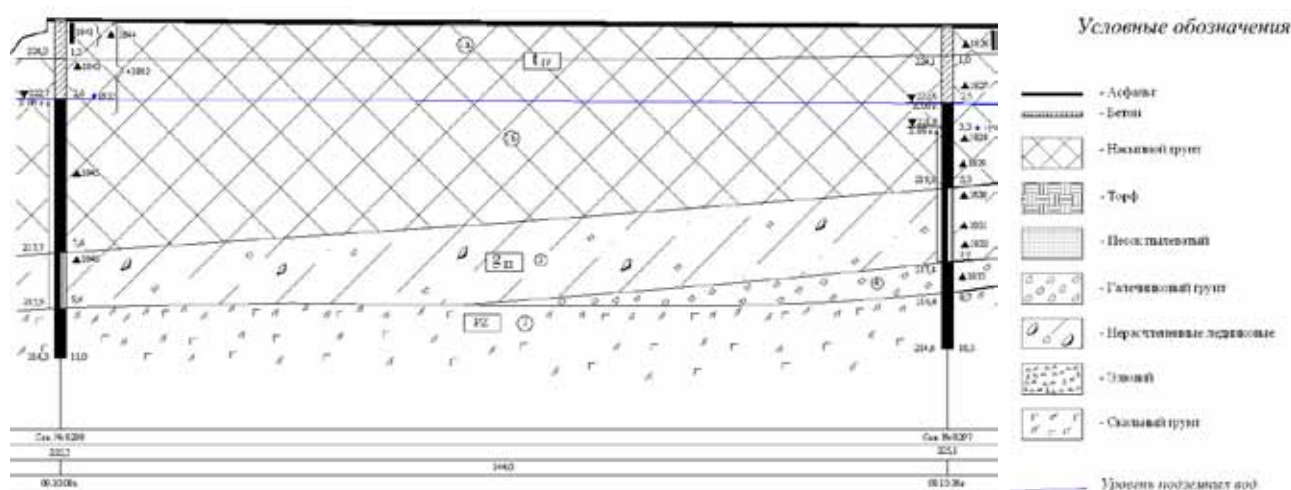


Рис. 7. Фрагмент геологического разреза между двумя скважинами по данным бурения.

Для калибровки и обработки данных георадарных определений нами использовались стратиграфические данные этих же скважин. Построение границ (контактов) слоев пород было выполнено на основе полученных радарограмм (рис. 8). При этом расхождение с усредненными линиями закрашивалось соответствующим для каждого слоя цветом. Как видно из рис. 8, расхождение в графиках может достигать значительных величин, с замещением одного слоя другим (для первых двух подповерхностных слоев), и отклонением от линейных значений до 1–2 (иногда до 3–4) метров со значительной переменной в пространстве.

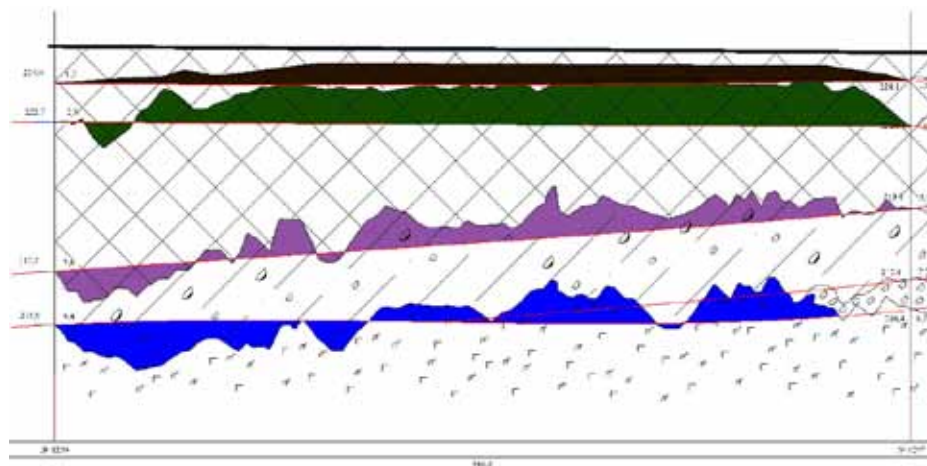


Рис. 8. Геологический разрез, полученный с помощью георадиолокационной съемки, на котором закрашенные области показывают несоответствие положения слоев относительно разреза, полученного с помощью данных бурения.

Выполненные работы позволяют сделать следующие выводы:

1. Георадиолокационные методы исследования сегодня являются наиболее передовой технологией неразрушающего подповерхностного зондирования геологических сред, позволяющие оперативно получать достоверную информацию о законтурных грунтовых и природных основаниях.
2. Преимуществом метода является высокая производительность и высокая информативность, как в плане, так и по глубине. Глубинность исследования составляет от первых десятков сантиметров до первых десятков метров.
3. На основе целенаправленных комплексных инженерно-геологических и георадарных исследований подповерхностных структур массивов горных пород установлено, что применение современных георадарных технологий, отличающихся от точечных определений непрерывным неразрушающим высокопроизводительным и информативным профилированием, позволяет уменьшить до 60% объем бурения скважин и значительно, в некоторых случаях до 3–4 метров, повысить точность и детальность построения геологических разрезов подповерхностных структур.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, № 00145.

Список литературы

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. МГУ. 2005. 153с.
2. Демахин А.Ю., Дьяков А.Ю., Запорожец Д.В. Компьютерные технологии при неразрушающем подповерхностном зондировании геологических сред георадарным комплексом Ramac/GPR X3M. // Компьютерные технологии при проектировании и планировании горных работ. Сбор. мат. Всеросс. науч. конф. с междун. участ. Апатиты: Горный институт КНЦ РАН, 23–26 сентября 2008.
3. Дьяков А.Ю., Запорожец Д.В. Применение неразрушающего подповерхностного зондирования породных массивов георадарным комплексом Ramac/GPR X3M. // Проблемы освоения недр в XXI веке глазами молодых РАН ОНЗ. Секция «Совершенствование техники и технологии освоения месторождений полезных ископаемых», V междун. науч. школа молодых ученых и специалистов. Москва, 11–14 ноября 2008 г.
4. Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю. Применение георадиолокационного метода для решения геодинамических задач транспортирования углеводородного сырья по территории Кольского полуострова // Матер. Межд. конф. «Нефть и газ Арктического шельфа – 2008», 12–14 ноября. Мурманск, 2008.
- Калашник А.И., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю., Демахин А.Ю. Подповерхностное георадарное зондирование горно-геологических сред Кольского полуострова // Вестник МГТУ, 2009. Мурманск.

Моделирование напряженного состояния пород Кольского полуострова и шельфа Баренцева моря применительно к задачам добычи и транспортирования углеводородного сырья

А.И. Калашиник, С.Н. Савченко, Н.А. Калашиник

Горный институт КНЦ, Апатиты

Напряженное состояние пород Кольского полуострова и шельфа Баренцева моря с учетом блочного геологического строения исследовано методом граничных элементов [4]. Физико-механические свойства горных пород, коэффициент Пуассона ν и модуль Юнга E , принимаемые в расчетах, определены на основе карты петроплотностных свойств пород [1] и зависимостей $\nu(\rho)$, $E(\rho)$, где ρ – плотность пород, полученных по данным [7].

В качестве граничных условий приняты значения тектонических напряжений на границе блоков, включающих Кольский полуостров и шельф Баренцева моря, из последовательного решения задач для блочных структур Евразийской литосферной плиты различного иерархического уровня [5, 6].



Рис. 1. Ориентация главных напряжений в породах Кольского полуострова с учетом геологических блоков.

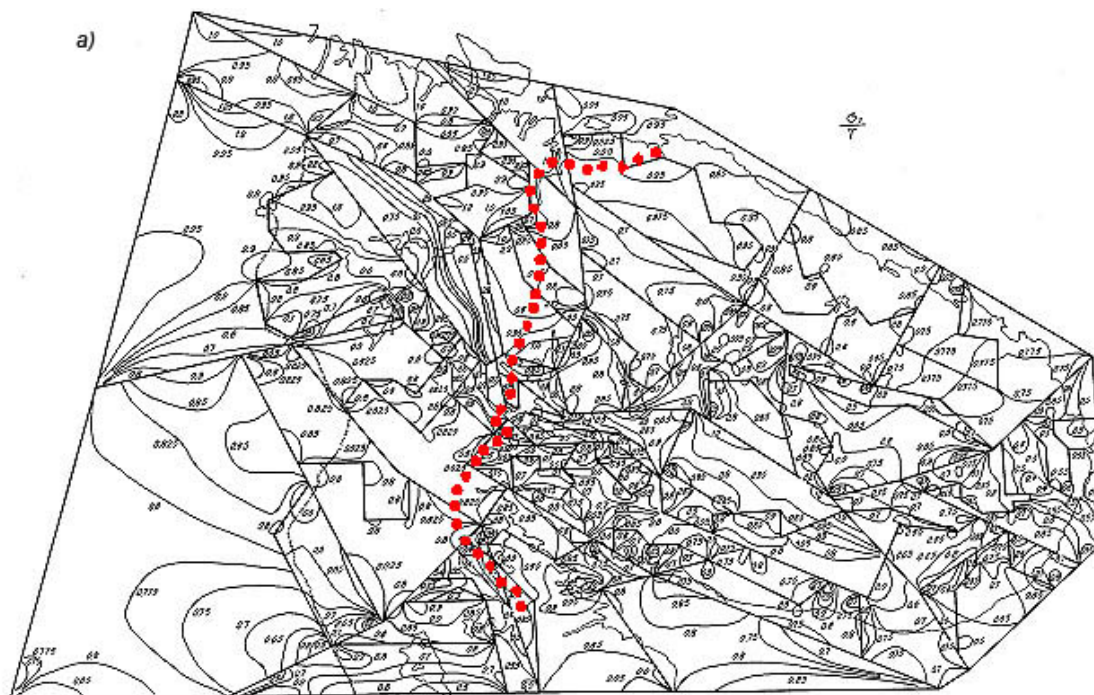
По результатам расчетов построены картины ориентации главных напряжений на Кольском полуострове с учетом его блочного строения (рис. 1). Здесь также показан фрагмент трассы (линия из точек), планируемого магистрального газопровода «Териберка-Волхов». Как видно из рисунка 1, ориентация главных напряжений коррелирует с границами геологических блоков и может изменяться на 90 и более градусов.

Распределение относительных главных напряжений σ_1 (рис. 2а) и σ_2 (рис. 2б) также имеет сложную картину, с изменчивостью значений от 0.5 до 1.5 T [2], и зачастую эта изменчивость приурочена к местам пересечения трассы газопровода границ геологических блоков.

Системный анализ результатов моделирования показывает, что большая часть Кольского полуострова имеет участки, массивы горных по-

род которых являются более энергонасыщенными. На этих же участках, согласно данным [3], наблюдается повышенная сейсмичность.

По этим же методическим подходам выполнено моделирование напряженного состояния блочных структур поддонных массивов Баренцева моря [6]. Результаты моделирования в виде картин распределения относительных главных напряжений σ_1 и σ_2 представлены на рис. 3.



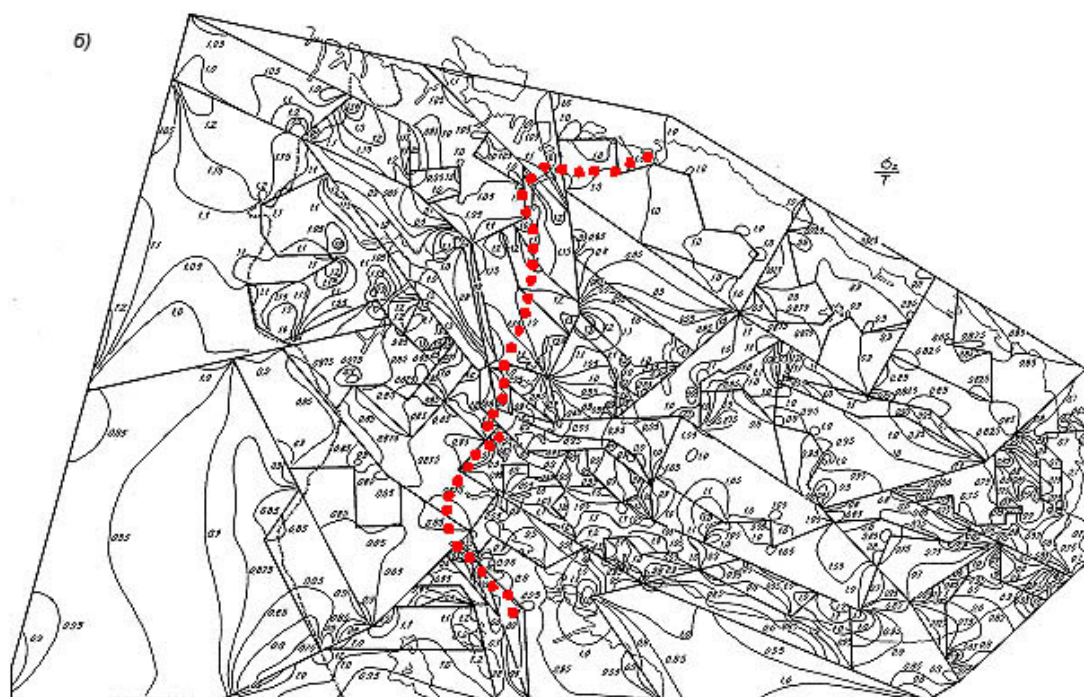


Рис. 2. Напряженное состояние массивов горных пород Кольского полуострова.

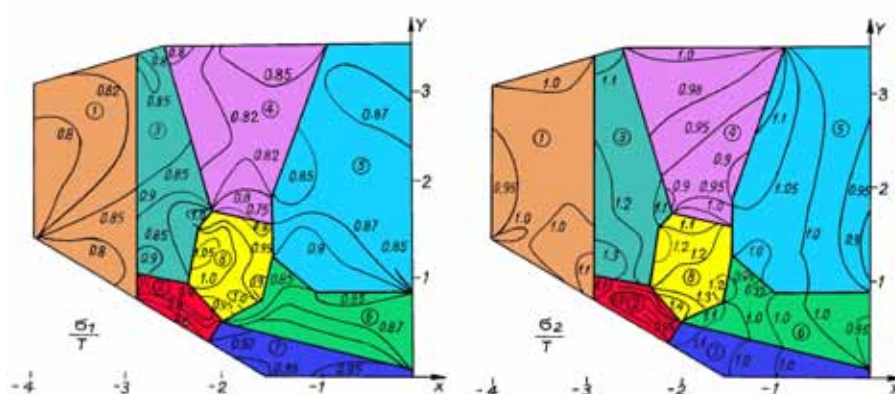


Рис. 3. Напряженное состояние блочных структур поддонных массивов пород Баренцева моря.

нефтегазовых объектов, не зависимо от того, как оно будет осуществлено (подземное или наземное) должно быть сейсмостойким и отвечать требованиям повышенной прочности, т.к. даже в условиях квазистатических подвижек блоков друг относительно друга, последствия могут оказаться не менее катастрофическими, чем при динамических проявлениях напряженности массива.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ, № 08-05-00145а.

Список литературы

1. Верба В.В., Галичанина Л.Д., Гаксельберг В.Г. и др. Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита (М 1:1000000). Редакторы: Дортман Н.Б., Магид М.Ш., Мингео СССР. 1977.
2. Калашник А.И., Савченко С.Н., Запорожец Д.В. Геодинамические проблемы трансграничной транспортировки углеводородного сырья в Евро-Арктических условиях // Тр. 8-го Международного симпозиума «Горное дело в Арктике», Апатиты. Санкт-Петербург: изд-во Типография Иван Федоров, 2005. С. 78–82.
3. Козырев А.А., Панин В.И., Савченко С.Н. и др. Сейсмичность при горных работах. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 325с.
4. Крауч С., Старфилд А. Метод граничных элементов в механике твердого тела. М.: Мир, 1987. 326 с.
5. Савченко С.Н., Козырев А.А., Мальцев. В.А. Напряженное состояние пород блочного строения. ФТПРПИ, 1994. № 5. С. 38–47.
6. Савченко С.Н. Напряженное состояние пород блочного строения различных масштабных уровней // ФТПРПИ, 1994. № 6. С. 24–29.
7. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. Под ред. Н.В. Мельникова, В.В. Ржевского, М.М. Протодьяконова. М.: Недра, 1975. 279 с.

Предварительный анализ напряженного состояния пород геологических блоков Кольского полуострова и шельфа Баренцева моря применительно к прокладке газо и нефтепроводов выполнен в работе [2]. С учетом этого, а также на основе полученных результатов данного моделирования показано, что строительство как линейных (трубопроводов), так и площадных (терминалы, заводы по сжижению газа, хранилище, компрессорные станции)

Опыт применения высокоточной спутниковой геодезии для изучения техногенных деформаций

Э.В. Каспарьян, Р.Н. Достовалов

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, kasp@goi.kolasc.net.ru

Горный институт Кольского научного центра РАН на руднике «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК» с 1998 г. выполняет исследовательские работы по оптимизации конструкций бортов карьера, устанавливаемых на конечном контуре. Поскольку в результате выполненных исследований были обоснованы существенно более крутые углы наклона уступов (вплоть до вертикальных) и бортов карьера, неременным условием обеспечения безопасности работ при реализации предложенных рекомендаций является организация постоянно действующей многоуровневой системы контроля устойчивости приконтурного массива пород.

Начиная с 2006 г. на карьере проводятся регулярные наблюдения за устойчивостью бортов, при этом в качестве основного в системе геомеханического мониторинга состояния бортов карьера принят метод светодальномерных измерений, в дополнение к нему выполнялись измерения методами космической геодезии (GPS-наблюдения). На рис.1 показана схема наблюдений на руднике «Железный».

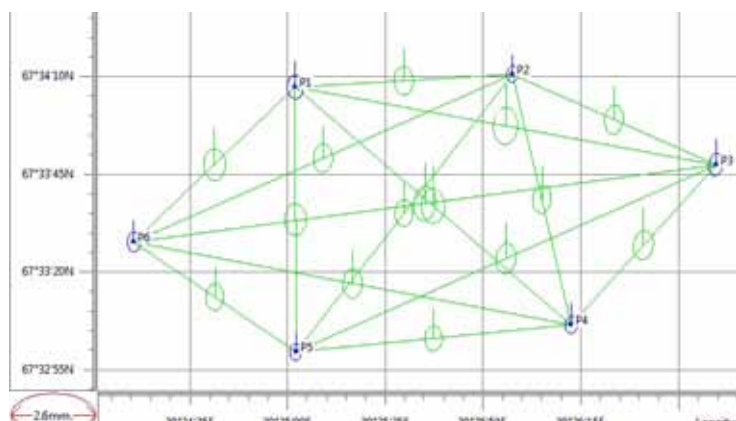


Рис. 1. Схема GPS-измерений на руднике «Железный» и эллипсы погрешностей вычисляемых координат.

GPS наблюдения проводились по периметру карьера на фундаментальных пунктах светодальномерных измерений устанавливались антенны CR-3 с приёмниками Lехon фирмы Javad. Для определения координат, а, в дальнейшем, расстояний между пунктами использовалось только созвездие спутников системы GPS, система ГЛОНАСС не использовалась из-за малого количества видимых спутников.

Полученный массив данных обрабатывался на персональном компьютере при помощи программы Pinnacle, также разработанной фирмой Javad.

При измерениях в первом цикле GPS-наблюдений (июнь 2008 г.) использовались четыре спутниковых приёмника и соответствен-

но четыре антенны. При этом измерения на пунктах P2 и P5 велись в течение всего периода наблюдений цикла, а на остальных пунктах два приемника переставлялись в определенной последовательности так, чтобы время одновременной работы всех инструментов составляло не менее 2-х часов. На рисунке 2 показаны порядок расстановки инструментов и время наблюдений.

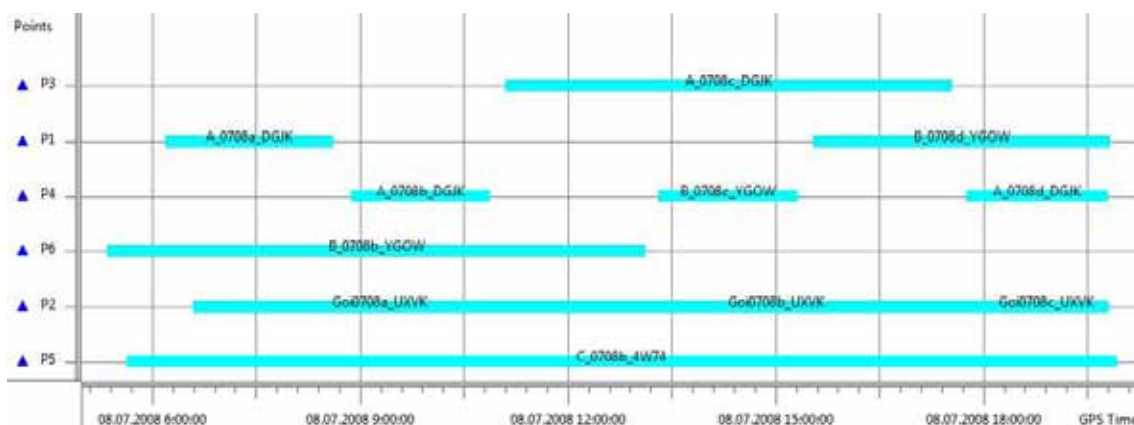


Рис. 2. Время наблюдений и маркировка приборов, использованных на пунктах в первом цикле наблюдений 2008 г.

Во втором цикле измерений (сентябрь 2008 г.) схема была изменена, постоянно работал только прибор на пункте P2 (рис. 3).

В результате работы программы Pinnacle строится сеть из пунктов наблюдения и векторов их связывающих. В автоматическом режиме программа оценивает конфигурацию сети, расстояние между точками, и выбирает какое решение применить, на последнем этапе происходит уравнивание сети.

На рис. 4 показана сеть, построенная по результатам измерений первого цикла 2008 г., на рис. 5 соответ-

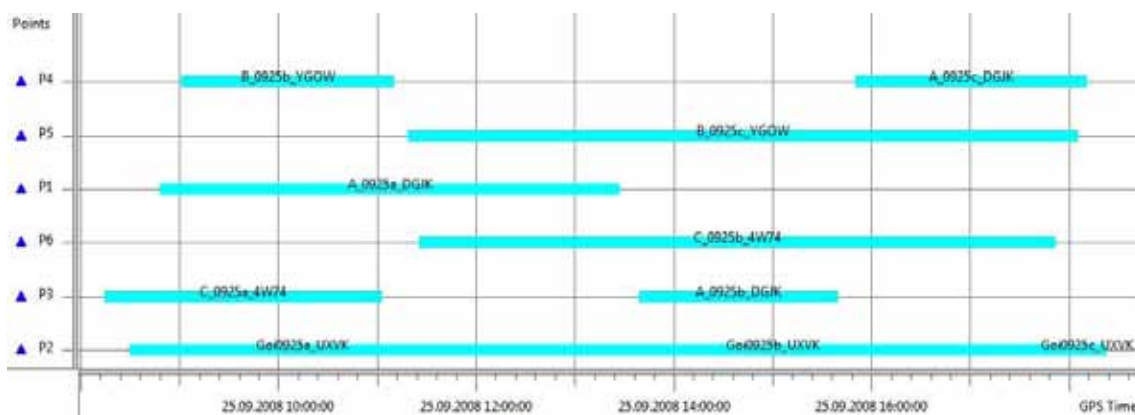


Рис. 3. Время наблюдений и маркировка приборов, использованных на пунктах во втором цикле наблюдений 2008 г.

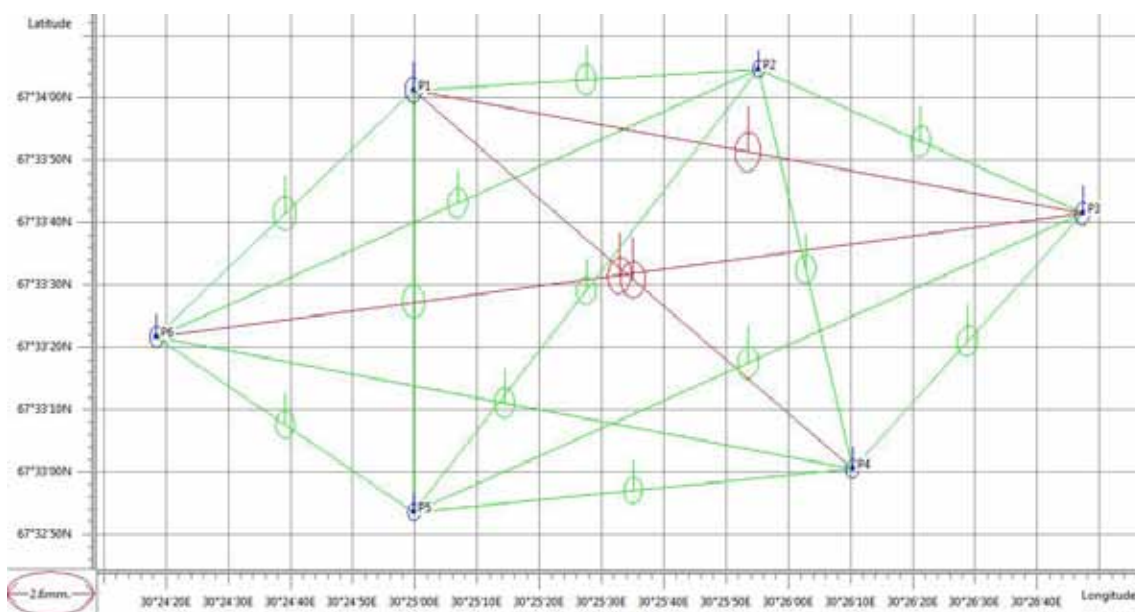


Рис. 4. Сеть векторов первого цикла измерений.

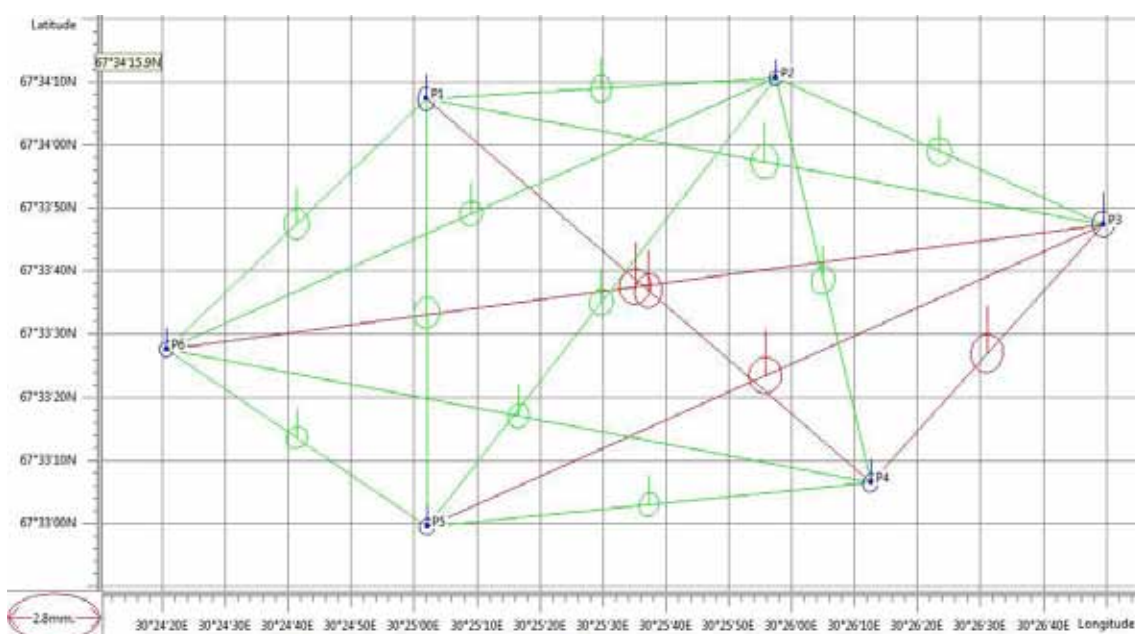


Рис. 5. Сеть векторов второго цикла измерений.

ственно приведены результаты наблюдений второго цикла измерений. Векторы, показанные на рисунках зелёным цветом удовлетворяют условиям, заданным при обработке программой Pinnacle, красным цветом – не удовлетворяют. Возможно, это обусловлено особенностями условий измерения на реперах Р3 и Р4.

В качестве фундаментальных пунктов Р3 и Р4 используются маркшейдерские пункты (металлические столбики) 220 А и 295 Б, антенны крепятся на них при помощи переходников. Учитывая вес и парусность антенны, высока вероятность колебаний антенны под действием ветра. Также возможно на результаты измерений на указанных пунктах влияет наличие металлических мачт освещения карьера, которые частично перекрывают небосвод и по-видимому искажают регистрируемые сигналы со спутников, которые в дальнейшем исключаются из обработки. На остальных пунктах, свободных от влияния высоких объектов, антенны устанавливались непосредственно на центры (т.е. выполнялись условия принудительного центрирования).

Поскольку, как указывалось, на этом же полигоне выполняются светодальномерные наблюдения высокоточным лазерным дальномером Мекометр-5000, имеется реальная возможность сравнить результаты GPS – измерений и результаты светодальномерных наблюдений. При этом сравнивались наклонные расстояния между пунктами. Результаты сравнения приведены в табл. 1, из которой следует, что в подавляющем большинстве расстояния, определённые по наблюдениям GPS-приёмниками превышают расстояния, измеренные светодальномером. При этом расхождения в результатах измерений составляют минимально 0.5 мм и максимально 17.6 мм. Жирным шрифтом в таблице выделены значения векторов, не удовлетворяющие параметрам для автоматического уравнивания.

Таблица 1.

Сравнение результатов светодальномерных и GPS-измерений

Название стороны	1 цикл 08.07.08			2 цикл 25.09.08			ΔGPS , мм	ΔME , мм	$\Delta GPS - \Delta ME$
	GPS	ME-5000	ΔL_{ME-GPS} , мм	GPS	ME-5000	ΔL_{ME-GPS} , мм			
P6 – P1	1321.1252	1321.1313	6.1	1321.1221	1321.1283	6.2	–3.1	–3.0	–0.1
P6 – P2	1757.1592	1757.1633	4.1	1757.1560	1757.1597	3.7	–3.2	–3.6	+0.4
P6 – P3	1867.1735	1867.1758	2.3	1867.1665	1867.1704	3.9	–7.0	–5.4	–1.6
P6 – P4	1478.2061	1478.2128	6.7	1478.2043	1478.2048	0.5	–1.8	–8.0	+6.2
P6 – P5	1000.3149	1000.3172	2.3	1000.3152	1000.3126	–2.6	0.3	–4.6	+4.9
P5 – P1	2099.9093	2099.9176	8.3	2099.9081	2099.9126	4.5	–1.2	–5.0	+3.7
P5 – P2	2300.2920	2300.2950	3.0	2300.2914	2300.2919	0.5	–0.6	–3.1	+2.5
P5 – P3	1958.3309	1958.3316	0.7	1958.3271	1958.3283	1.2	–3.8	–3.3	–0.5
P5 – P4	862.6900	862.6889	–1.1	862.6915	862.6886	–2.9	1.5	–0.3	+1.8
P4 – P1	2061.0221	2061.0276	5.5	2061.0070	2061.0246	17.6	–15.1	–3.0	–12.1
P4 – P2	1996.5458	1996.5481	2.3	1996.5412	1996.5456	4.4	–4.6	–2.5	–2.1
P4 – P3	1344.9819	1344.9826	0.7	1344.9759	1344.9812	5.3	–6.0	–1.4	–4.6
P3 – P1	1414.3667	1414.3780	11.3	1414.3610	1414.3736	12.6	–5.7	–4.4	–1.3
P3 – P2	946.5430	946.5452	2.2	946.5398	946.5435	3.7	–3.2	–1.7	–1.5
P2 – P1	665.6759	665.6809	5.0	665.6753	665.6793	4.0	–0.6	–1.6	+1.0

Полученные расхождения в измеренных расстояниях по своей величине являются малопримлемыми для целей наблюдения за деформированием пород массивов, сложенных скальными породами.

Однако, если сравнивать не расстояния, а изменения расстояний указанными методами (последний столбец в таблице), то можно видеть, что из 15 значений 10, т. е. большинство, находится в диапазоне ± 3 мм. При этом резко выделяется группа грубых отклонений (–4.6; +4.9; +6.2; –12.1), приуроченных к измерениям на Р4 и Р6, которые свидетельствуют о каких-то неучтённых локальных причинах неточности измерений на указанных пунктах. По мере накопления статистики получаемых результатов предполагается выявить и по возможности устранить эти неучтённые факторы.

Таким образом, полученные результаты на карьере «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК» убедительно говорят о вполне реальной возможности применения метода GPS – измерений для целей мониторинга геомеханических процессов в условиях скальных массивов горных пород.

Мониторинг техногенной сейсмичности при ведении горных работ на хибинских апатитовых рудниках Кольского полуострова

А.А. Козырев, В.И. Панин

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

В последние годы наиболее актуальной проблемой в крупных горнодобывающих регионах, а также в районах мощного техногенного воздействия иного рода, например, при сооружении уникальных гидротехнических или подземных объектов, становится так называемая наведенная (техногенная) сейсмичность, которая существенно повышает опасность горных работ и приводит к значительным материальным потерям.

Примером таких катастрофических явлений в горной практике были мощные динамические явления 21 января 1960 г. на руднике Коулбрук (Coalbrook) в ЮАР [14], где были разрушения на площади около 3.2 км² и погибли 437 подземных рабочих; 13 марта 1989 г. на соляном руднике Верра (Werra) в Германии [17], где разрушения были на площади около 6 км²; 21 января 1993 г. на угольной шахте Бук Клифф (Book Cliffs) США [20], где было разрушено 15 тыс. м² целиков; 5 января 1995 г. на II Соликамском руднике в России [2] произошло внезапное разрушение междокамерных целиков и междупластовых потолочин на площади около 300000 м², повлекшее за собой практически мгновенное оседание земной поверхности до 4.5 м; 3 февраля 1995 г. на руднике Солвей (Solvay) в США [20] разрушения произошли на площади около 2 км². Горные удары и техногенные землетрясения стали реальностью при обработке рудных месторождений в России: на Кировском руднике ПО «Апатит» в Хибинах ($M=4.2-4.3$ от 16.04.89 г., $M=3.0$ от 25.07.89 г., $M=2.0-2.5$ от 17.11.93 г., 9.12 и 12.12.93 г., 26.10.95 г. на Центральном руднике) [12], на Североуральских и Южноуральских бокситовых рудниках ($M=3.0$ от 5.10.84 г., $M=3.5-4.0$ от 28.05.90 г.) [7, 8], на железорудном Таштагольском месторождении в Горной Шории ($M=3.0-3.5$ от 12.08.84 г.) [13], на руднике «Умбозеро» Ловозерского месторождения ($M=4.0-4.2$ от 17.08.99 г.) и др. Сводка месторождений, на которых проявляются горно-тектонические удары и техногенные землетрясения, дана также в работах И.Т. Айтматова [1] и И. Джонстон [16].

Отмечаются также техногенные землетрясения и при ведении открытых горных работ в высоконапряженных массивах. Так по данным А. McGarr, D. Simpson, L. Seeber [19] землетрясения с $M \approx 3.3$ произошло при ведении открытых горных работ вблизи Wappingers Falls, New York. Событие приурочено к глубине 0.5–1.5 км под дном карьера длиной более 1.0 км. На этом месторождении установлены высокие горизонтальные напряжения вблизи поверхности (до 50 м), величина напряжений превышала 1.5 МПа.

В течение 1992–1997 гг. отмечалась серия техногенных землетрясений на открытых разработках в Cacoosing Valley вблизи Reading PA непосредственно под карьером [19]. Наиболее сильное событие было в январе 1994 г. с $M \approx 4.3$ с активизацией разлома на глубину до 2.0 км непосредственно под горными работами.

Другой пример техногенной сейсмичности был приведен в области Belchatow Польша, где отмечено сейсмическое событие с $M = 4.6$ при открытой разработке угля [19]. Карьер имел размеры 1×2 км по площади и глубину всего 100 м.

В США, штат Калифорния, в Аомрокском диатомитовом карьере произошло 4 сейсмических события с магнитудой $M \geq 2.5$, в интервале между 1981–1995 гг. [19]. Длина карьерной выемки превышала 1000 м. Разлом проявился на уступе карьера. Это активная по тектоническим проявлениям Калифорнийская зона.

В Австралии при открытой обработке никелевого месторождения BHP Billiton Nickel Westas и цинкового месторождения Xstrata Zinc отмечались сейсмические проявления под карьером при действии в массиве высоких горизонтальных напряжений [15].

В России сейсмические толчки и динамические отслоения плит отмечались на гранитных карьерах Выборгского района Ленинградской области при их глубине всего 30–50 м [18]. В этом районе отмечено действие высоких горизонтальных напряжений.

Но наиболее активные сейсмические события отмечались на карьере рудника «Центральный» ОАО «Апатит». Здесь объемы извлеченной и перемещенной массы превышали 350 млн. м³. Крупные сейсмические события с магнитудой $M \geq 3.0$ отмечены 26.10.95 г., 24.09.2004 г. [5, 6].

Анализ приведенных данных свидетельствует о том, что горно-тектонические удары проявляются на всех месторождениях, где выявлены аномально высокие естественные напряжения в массиве, вне зависимости от типа тектонической структуры (стабильные щиты, подвижные платформы, мобильные горно-складчатые области). Техногенные же землетрясения проявляются, как правило, на месторождениях, где в отработку вовлечены большие площади, где извлекаются и перемещаются большие объемы горной массы. По нашим данным [9] лишь при извлечении определенного объема горной массы, создании значительной по площади перенапряженной зоны нарушается геодинамический режим региона и наступает аналогия наведенной сейсмичности при заполнении водохранилищ.

Согласно существующим представлениям [3, 10], техногенные землетрясения аналогичны природным, но отличаются только режимом выделяющейся сейсмической энергии под влиянием техногенных факторов. Для них характерны большое количество предшествующих толчков (или горно-тектонических ударов) перед максимальным землетрясением, медленное убывание афтершоков, повышенная бальность за счет неглубокого заложения очага землетрясения. Для формирования техногенных землетрясений при ведении горных работ необходимо со-

четание ряда условий: прежде всего, высокий уровень горизонтальных тектонических напряжений в массиве пород, определяемый соответствующей тектонофизической обстановкой (т.е. наличие зон с большими градиентами скоростей новейших тектонических движений); наличие соответствующих хрупких высокопрочных пород с тектоническими неоднородностями в пределах зоны разработки, благоприятные геоморфологические условия (гористый рельеф); наличие крупномасштабной разработки (площадь выемки, глубина разработки, объем извлекаемой и перемещаемой горной массы), взрывное воздействие при проходке выработок и отбойке руды. Проявление новейших движений ведет к перераспределению напряжений в земной коре, что сказывается на поведении отдельных блоков, выражающемся в медленном (крип) или скачкообразном движении (толчки) по разломам. Инженерная деятельность человека может рассматриваться как дополнительное кратковременное внешнее воздействие на сложную цепь природных взаимосвязанных процессов, выступающего в роли триггера ранее накопленной упругой энергии, определяющей напряженность массива горных пород.

Поскольку массив горных пород представляет собой сложную иерархично-блочную среду, то его разрушение реализуется, как правило, по наиболее слабым связям, т.е. по тектоническим нарушениям между блоками. Крупное событие типа техногенного землетрясения реализуется в результате совместного разрушения сразу многих предельно напряженных неоднородностей в массиве. Вероятность этого события, естественно, тем меньше, чем больше объем очага (формируемой отдельности разрушения). Согласно данным работы [11], естественная сейсмичность массива, распределение частоты землетрясений по энергии (или же от размеров очага) определяется только скоростью деформаций пород в представительном для рассматриваемого землетрясения объеме массива.

В зоне техногенного воздействия горных работ, где извлекаются и перемещаются значительные объемы горной массы и формируются значительные по площади выработанные пространства, во-первых, увеличивается скорость деформирования пород по сравнению с естественной (иногда на порядок и более), во-вторых, накладываются мощные динамические воздействия от массовых взрывов. Все это приводит к нарушению процесса формирования очага (времени созревания очага), преждевременному инициированию серии более слабых толчков за счет срыва по контактам блоков, или же взаимодействия сближенных трещин и разломов.

Специфика геомеханических условий

Хибинские апатитовые рудники, являющиеся крупнейшими в России поставщиками фосфатного сырья, расположены в центральной части Кольского полуострова на северо-западе России. Вмещающий апатитовые месторождения Хибинский массив представляет собой крупнейшую в мире интрузию нефелиновых сиенитов центрального типа. Его формирование происходило в платформенном этапе развития Кольского региона и связано с герцинской эпохой (около 300 млн. лет) тектономагматической активизации Балтийского щита. Внедрение интрузии происходило в период интенсивных движений по глубоким разломам земной коры, к которым приурочен массив округлой формы площадью 1327 км², наивысшая его точка имеет максимальную абсолютную отметку 1191 м.

О продолжающемся тектоническом формировании этого района свидетельствуют современные поднятия массива со скоростью от 0,5 до 2–4 мм/год и происходящие периодически природные землетрясения интенсивностью до 4–6 баллов по 12-ти бальной шкале. Тектоническая активность Хибинского массива обуславливает высокую тектоническую напряженность геологической среды, что определяет главным образом специфику геомеханической ситуации на апатитовых рудниках.

Стадии геодинамической эволюции ПТС «Хибины»

Многолетняя крупномасштабная отработка апатитонфелиновых месторождений Хибин обусловила формирование природно-технической системы (ПТС) «Хибины», которую образуют крупные промышленные предприятия Кировско-Апатитского района: четыре рудника, две обогатительные фабрики, энергетические и транспортные объекты, которые находятся в сложном функциональном и экологическом взаимодействии между собой и окружающей природной средой. При этом ведущая роль принадлежит горнопромышленному комплексу.

Отработка апатитовых месторождений в Хибинском массиве привела к повышению тектонической активизации района. С возрастанием интенсивности горных работ и суммарного объема выемки полезного ископаемого просматривается несколько этапов эволюции ПТС в этом районе (рис. 1).

1. 30-е – начало 60-х годов – отработка нагорных горизонтов одного Кировского рудника. Динамических проявлений горного давления не наблюдалось. Периодичность естественных землетрясений составляла 10–20 лет.

2. Середина 50-х – начало 70-х годов – ввод в эксплуатацию двух новых подземных рудников и двух карьеров. Начало отработки горизонтов, расположенных ниже уровня дна долины. Происходило нарастание интенсивности стреляния пород в горных выработках и динамических заколообразований. Периодичность землетрясений в этот период составляла 5–10 лет, одно из них произошло в районе карьера Центрального рудника.

3. 70-е – середина 80-х годов – резкое повышение интенсивности разработки месторождений и увеличение объемов добычи руды, переход на глубокие горизонты на всех рудниках, образование и отработка блоков-целиков, начало объединения очистных пространств Кировского, Юкспорского рудников и Саамского карьера в единую протяженную выемку. Повсеместное проявление в выработках стреляния и заколообразования пород, отмечаются горные удары. Зафиксированы горно-тектонические удары – техногенные землетрясения (ГТУ-ТЗ). Периодичность землетрясений составляла 2–5 лет.

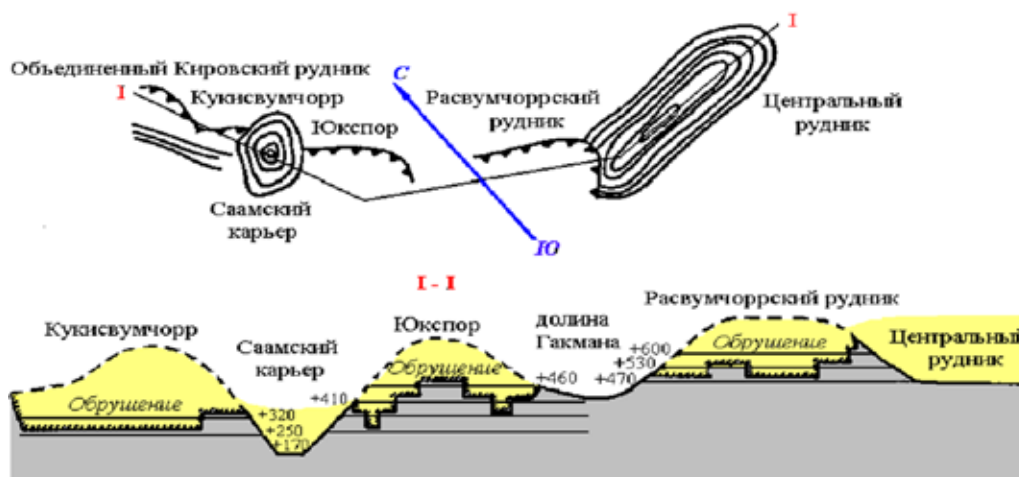


Рис. 1. Схема расположения стыковочных зон между открытыми и подземными горными работами на Хибинских апатитовых рудниках.

4. Середина 80-х годов по настоящее время – объединение очистных пространств Кировского, Юкспорского рудников и Саамского карьера, Расвумчоррского рудника и карьера Центрального в единую ПТС, развитие работ на карьере Восточного рудника. Практически образовалось единое очистное пространство протяженностью по простиранию рудного тела до 20 км и вкрест простирания до 1.0 км. Повсеместное распространение получили динамические формы проявлений горного давления, однако произошло снижение числа локальных горных ударов в связи с широким применением опережающих разгрузочных мероприятий. Периодичность ГТУ-ТЗ составляет 0.5–2 лет, несмотря на почти трехкратное снижение добычи руды и горной массы за последние 5 лет.

Геодинамическая эволюция ПТС на третьем и четвертом этапах иллюстрируется данными рис.2, на котором показаны гистограммы горных ударов и ГТУ-ТЗ на Хибинских рудниках.

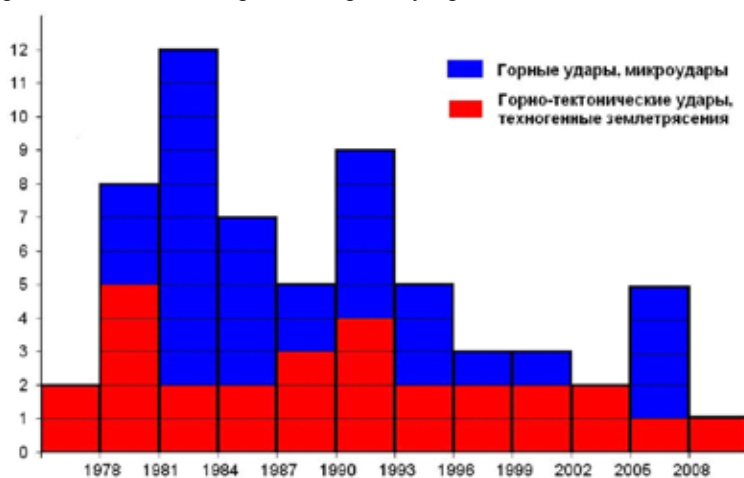


Рис. 2. Распределение горных ударов, тектонических горных ударов и техногенных землетрясений на рудниках ОАО «Апатит».

Мощные динамические явления – это отражение некоторых кульминационных моментов в процессах энергообмена в геомеханическом пространстве рудников. Поскольку в данном случае речь идет о процессах деформирования и разрушения горных пород в массиве, то вполне закономерным является интерес к изучению параметров взаимодействия деформационных и сейсмических полей. Современная техника автоматизированного контроля деформаций и сейсмичности в массиве дает возможность проследить развитие деформирования и разрушения пород в геомеханическом пространстве ПТС, о чем свидетельствуют результаты многолетних деформационных и сейсмоакустических наблюдений на Кировском руднике ОАО «Апатит».

Система геодинамического мониторинга

Важная роль в решении проблемы техногенной сейсмичности отводится геодинамическому мониторингу геологической среды в районе ведения крупномасштабных горных работ для поиска прогностических предвестников мощных динамических явлений и контроля эффективности профилактических мероприятий, которые включают в себя определения изменений деформаций и напряжений в горных выработках, региональный сейсмический мониторинг, локальный мониторинг сейсмичности и деформаций шахтных полей и горизонтов, контроль отдельных участков массива по данным регистрации акустической и электромагнитной эмиссии, а также метода сейсмической томографии, математическое и физическое моделирование процессов деформирования и разрушения горных пород.

На Объединенном Кировском и на Расвумчоррском рудниках создана сеть инструментальных наблюдений за сейсмичностью и деформированием массива пород в процессе ведения горных работ. Основными в этой сети являются автоматизированная система контроля сейсмичности АО «Апатит» (АСКСМ) и автоматизированная система контроля деформирования массива пород на базе деформометров КД-3.

АСКСМ представляет собой иерархический многоуровневый программно-аппаратный комплекс, состоя-

щий из трех подсистем, объединенных средствами коммуникации в локальную вычислительную сеть.

Деформационные процессы в массивах скальных пород происходят медленно на уровне 10^{-5} – 10^{-9} единиц относительных деформаций в сутки. Поэтому для выявления тенденции их изменений необходимо использовать высокочувствительные стабильные во времени системы наблюдений. Такие системы используются в сейсмологических наблюдениях для поиска предвестников землетрясений с применением деформометров КД-3 (конструкции ОКБ ИФЗ РАН), установленным по трем направлениям – С-Ю, З-В, вертикально.

Анализ потока сейсмических событий, регистрируемых системой АСКСМ рудника, показывает, что не менее половины их очагов являются внутренними разрушениями в массиве пород, не проявляющимися в горных выработках. Основными факторами, определяющими проявление сейсмических событий в массиве, а также соответственно горных ударов и техногенных землетрясений, являются зоны концентрации напряжений вблизи очистных пространств и тектонических нарушений, массовые взрывы. Мощные технологические взрывы в большинстве случаев вызывают явление техногенной афтершоковой сейсмичности, поскольку они играют роль спусковых механизмов для различного рода динамических явлений в массиве пород.

Отмечается миграция как отдельных сейсмических событий, так и очаговых зон в пределах всего геомеханического пространства рудника, особенно после отбойки очередной секции в блоке с использованием массовых взрывов (рис. 3).

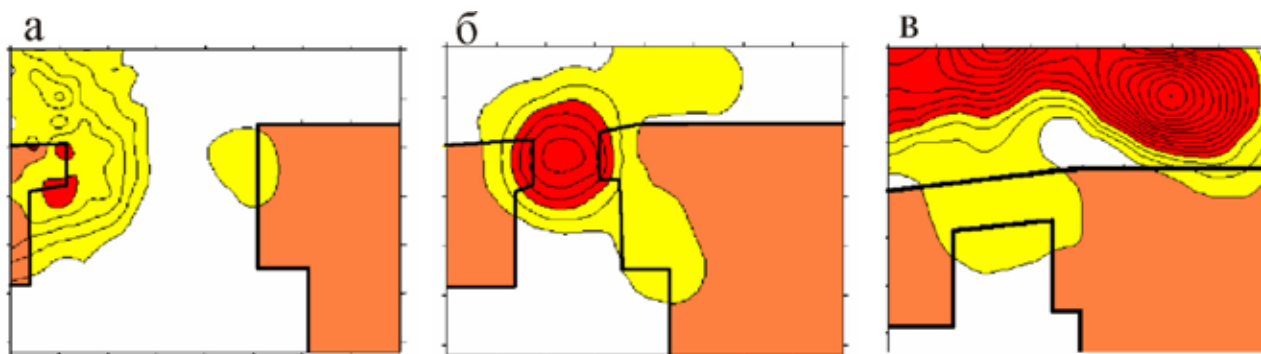


Рис. 3. Изменение сейсмичности при отработке блока-целика:

а – при отсутствии влияния встречных фронтов очистных пространств; б – при взаимном влиянии очистных пространств; в – после сбойки встречных фронтов (линии внутри желтых и красных зон – изолинии удельной энергии сейсмических событий, красные зоны соответствуют уровню сейсмичности выше фоновой).

Методические подходы к прогнозу мощных динамических явлений в рудниках

В соответствии с кинетической концепцией процесс разрушения твердых тел протекает (эволюционирует) в несколько стадий от возникновения мелкомасштабных трещин (микротрещин длиной в миллиметры и сантиметры) до крупномасштабных разрывов (горно-тектонические удары и землетрясения) с разрывами от десятков метров до километров. Причем разрушение на разных стадиях и переход к разрушению на следующем масштабном уровне происходят самоподобно, т.е. разрушение имеет фрактальный характер. Поэтому контроль некоторых параметров микросейсмической активности, отражающих различные стороны фрактального характера разрушения горных пород в массиве, может быть основой для прогноза места и времени крупного сейсмического события.

Процесс разрушения развивается в пространстве и во времени, поэтому критерии прогноза сейсмических событий должны в первую очередь учитывать именно пространственно-временные параметры потока микросейсмичности. Однако в одном критерии учесть обе эти стороны процесса сложно. Поэтому в качестве первого шага к осуществлению прогноза принят подход одновременного рассмотрения однопараметровых критериев, отражающих какую-либо одну из особенностей процесса разрушения. Такими критериями являются: вариации временных интервалов между сейсмическими событиями (ВВИ), изменение фрактального размера пространственного распределения сейсмических событий, концентрационный.

Критерий ВВИ характеризует временные параметры микросейсмического потока: изменения среднего временного интервала между сейсмическими событиями (dT) и коэффициента вариации этого интервала (V). Критерием опасности возникновения мощного сейсмического события принята ситуация, когда средний временной интервал между событиями уменьшается, а коэффициент вариации растет в трех и более последовательных точках.

Критерий фрактального размера пространственного распределения сейсмических событий (D) равен тангенсу угла наклона графика зависимости $\log(C(r))$ от $\log(r)$, где $C(r)$ – корреляционный интеграл гипотетического распределения сейсмических событий ($p_1, p_2, \dots, p_N$), $C(r) = [\text{количество пар событий } (p_i, p_j), \text{ у которых } |p_i - p_j| < r] / N^2$ (r – радиусы от 50 до 250 м от центра распределения сейсмических событий; N – число событий в выборке распределения сейсмических событий $i, j = 1, 2, 3, \dots, N$).

Фрактальный размер должен уменьшаться перед возникновением сильных сейсмических событий, что с физической точки зрения означает концентрацию большинства сейсмических событий в узкой области вблизи будущего

эпицентра землетрясения, то есть, имеет место лавинообразный процесс формирования магистрального разрыва за счет энергии большого числа трещин меньших размеров.

Концентрационный критерий характеризует переход от микро к макроразрушению некоторого объема твердого тела и записывается в виде K_{cp} , где N число трещин в единице объема в предразрывном состоянии; l_{cp} – средняя длина трещины.

Разрушение нагруженного объекта наступает тогда, когда концентрация трещин в некотором объеме твердого тела достигает критической величины. Среднее значение концентрационного критерия при разрушении образцов различных материалов, в том числе и горных пород, составляет $K = 3-5$. Исходя из представлений об аналогии процессов разрушения на различных масштабных уровнях в сейсмологическую практику был введен параметр плотности сейсмических разрывов K_{cp} характеризующий состояние сейсмического процесса в некотором сейсмоактивном объеме V на момент времени t . Параметр K_{cp} представляет собой отношение среднего расстояния между трещинами к средней длине трещин, сформировавшихся в рассматриваемом сейсмоактивном объеме. По своему физическому смыслу параметр плотности сейсмогенных разрывов имеет кумулятивный характер и является величиной пороговой, при достижении которой резко возрастает возможность образования в очаге более крупного разрыва (возникновение землетрясений).

Для ретроспективной оценки статистических характеристик предвестниковых параметров по концентрационному и фрактальному критериям использовалась база данных АСКСМ Кировского рудника.

По этим данным устанавливались предвестники критического состояния ПТС с использованием критерия вариации временных интервалов (ВВИ) и фрактального критерия.

На рис. 4 в качестве примера показаны результаты прогноза сейсмических событий с энергией $E > 10^5$ Дж, происшедших в один из периодов на руднике. На рисунке показано изменение всех трех описанных параметров (dT , V , D), а также дни повышенного сейсмического риска (ВСП) или выставленной тревоги по указанным параметрам и происшедшие сейсмические явления (SE) с энергией $> 10^5$ Дж. Из представленных данных видно, что время тревог (ВСП) по критериям dT и V меньше, чем по критерию D , однако и число событий, происшедших в периоды тревог по dT и V , меньше, чем по D . В целом эффективность прогноза определяется из выражения $\frac{N_p}{N_o}$, где N_o , N_p – общее число событий и спрогнозированных событий, T_p – время тревог, T_o – время контроля.

По dT и V эффективность составляет 3.3 (при вероятности прогноза 65% и времени тревог 25%), а по

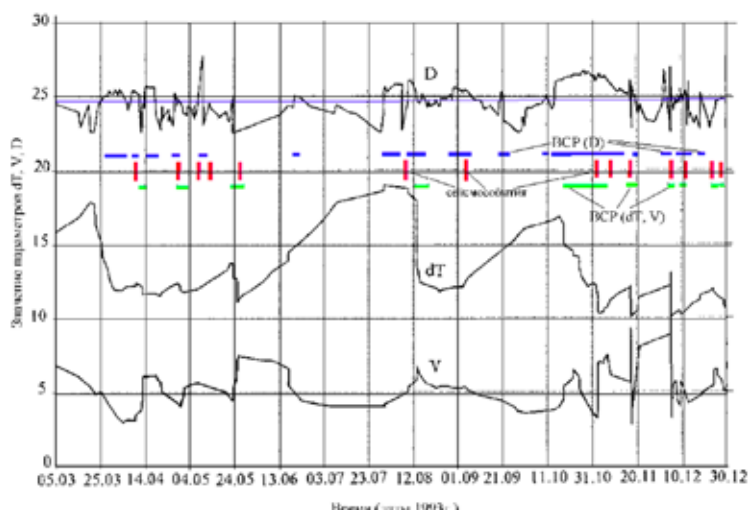
критерию D – 2.6 (при вероятности прогноза 65% и времени тревог 25%), однако по критерию D прогнозируются все три землетрясения 17.11, 9.12 и 12.12, в то время как по критериям dT и V только одно землетрясение 17.11.

В качестве примера на рис. 5 представлены результаты расчета общей вероятности возникновения техногенного землетрясения при одновременном контроле по четырем критериям. Вероятность прогноза при этом повышается и превышает 0.8.

Информация о сейсмичности позволяет по специальным методикам оконтуривать подвижные блоки, а также прогнозировать опасные зоны.

Надежную информацию о деформациях массива пород можно получить прямыми геодезическими измерениями на нивелирных и светодальномерных полигонах, а также при помощи высокоточных деформационных методов.

Рис. 4. Результаты прогноза сейсмических событий с энергией $E > 10^5$ Дж, происшедших на руднике в 1993 году по критериям ВВИ и фрактальному: D – изменение фрактального размера; dT – временного интервала; V – вариация временного интервала; ВСП – времена повышенного сейсмического риска.



лирных определений, которые свидетельствуют: о непрерывности процессов деформирования пород в массиве, причем деформирование это весьма неравномерно во времени и пространстве; максимальные скорости деформирования отмечались в 1995–1996 гг. и приурочены к зонам разлома. Возможно, это связано с отработкой блока целика 4/8. К настоящему времени процесс деформирования стабилизируется.

В целом геодезические измерения дают возможность выявлять подвижность блоков вблизи разлома, что существенно для оценки геодинамической ситуации в районе ведения горных работ.

Анализ параметров деформирования массива, полученных с использованием высокоточных кварцевых деформометров, на Кировском руднике с 1991 г. показал, что величины скорости и ускорений деформаций и их резкие отклонения от долговременного тренда или теоретических приливных деформаций могут служить предвестником сейсмических событий. Установлено, что высокие суточные скорости сжатия массива в горизонтальной плоскости или смена знака скорости деформирования массива могут служить среднесрочным предвестником или

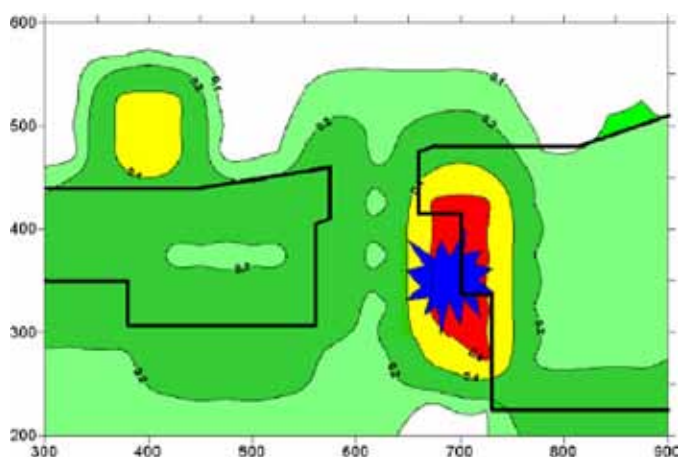


Рис. 5. Результаты расчета общей вероятности возникновения техногенного землетрясения при одновременном контроле по двум нестационарным критериям: фрактальному и концентральному и двум стационарным: влияние разломов и границ очистного пространства.

довательным вариантом прохождения информации через первые три блока предусматривается возможность выполнять подобные определения на выходе каждого блока, однако уровень достоверности оценок и надежности принимаемых решений в этом случае, естественно, ниже.

критерием временных периодов повышенной опасности возникновения сейсмических событий.

На основе указанных закономерностей разработана структура экспертной системы диагностики критических состояний ПТС и выбора технических решений для обеспечения безопасности горных работ (рис. 7), которая предполагает прохождение информации через ряд последовательных блоков: блок регионального прогноза и анализа информации, блок детального моделирования и анализа информации, блок инструментального контроля, блок выбора технических решений.

Между блоками имеется и обратная связь, т.е. вновь полученные данные используются для уточнения ранее полученных результатов. Задачей первых трех блоков является получение и анализ информации, которая используется для определения категории состояния выработки или элементов системы разработки, а также принятия последующих технических решений. Одновременно с последующими техническими решениями.

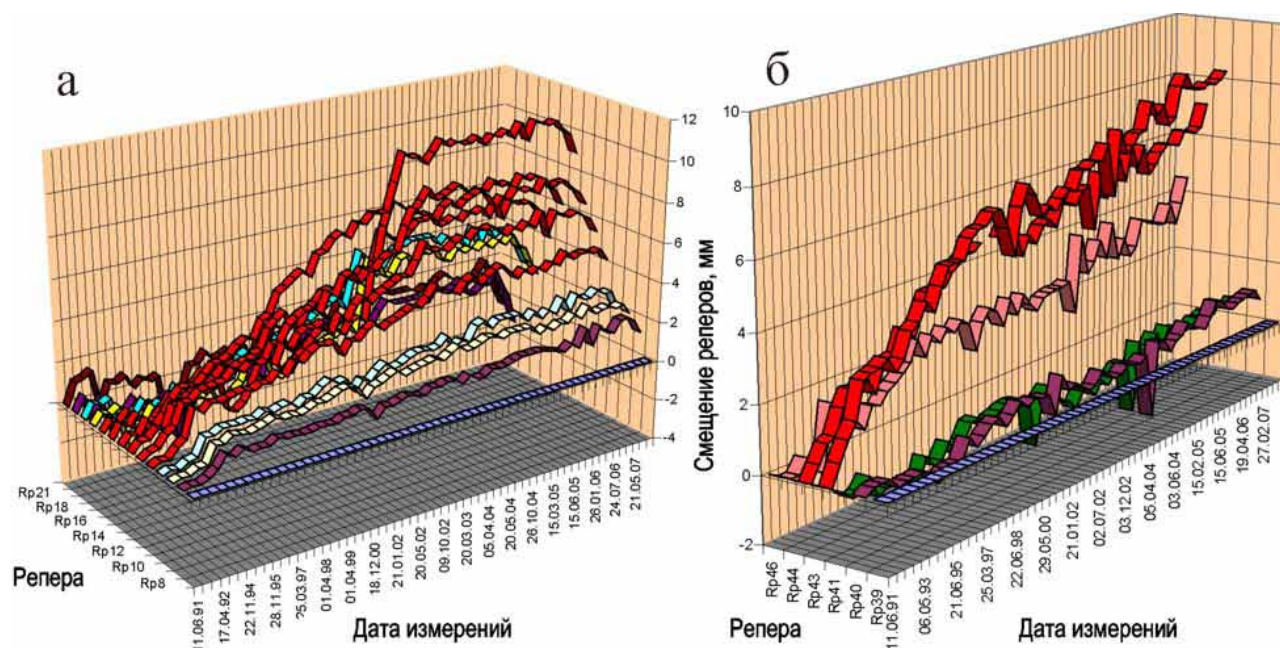


Рис. 6. Результаты нивелирных измерений на полигоне гор. +252 м.: а) - I участок (восточная ветвь Rp8–Rp22) исходный репер Rp8; б) - II участок (западная ветвь Rp39–Rp46) исходный репер Rp39.

(Данные получены под руководством д.т.н. Э.В. Каспарьяна).

На основе информации, полученной при работе предыдущих блоков, определяются ожидаемые формы и интенсивность проявлений горного давления и, соответственно, категории состояния выработок. Затем, на следующем этапе необходимо определить степень опасности выработки и провести технико-экономическое сравнение вариантов технических решений по обеспечению устойчивости выработок. Разработан автоматизированный вариант системы для персональных компьютеров. Графическое приложение обеспечивает пользователю: постановку, решение, обработку результатов, анализ и принятие оптимальных технических решений.

В настоящее время, программное обеспечение установлено в службах ППГУ рудников ОАО «Апатит» на семи удароопасных участках месторождений и используется как один из официально утвержденных методов регионального прогноза удароопасности и состояния массива пород. На этой основе также осуществляется выбор технических решений по обеспечению безопасности горных работ.

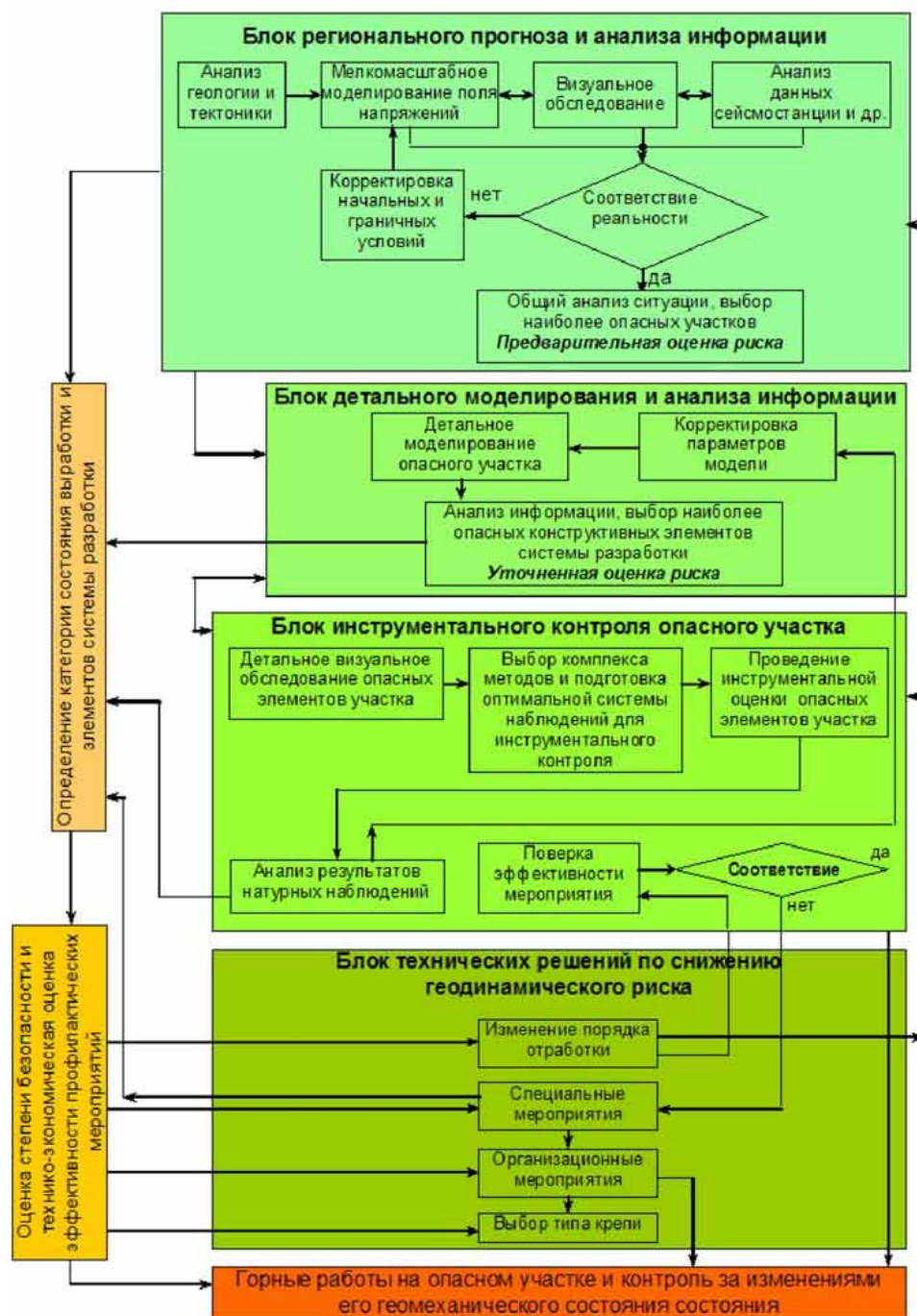


Рис. 7. Блок-схема аппаратно-программного комплекса экспертной системы.

Заключение

Аномально высокая тектоническая напряженность Хибинского массива в сочетании с прочными хрупкими породами является главным фактором, определяющим динамические проявления горного давления на апатитовых рудниках в широком энергетическом диапазоне: от стрельяния горных пород и микроударов до мощных горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений. Предложена модель формирования и реализации динамических явлений в рудниках. Стратегия прогноза и профилактики динамических явлений имеет своей целью прогноз и профилактику критических состояний высоконапряженных участков в системе горных выработок. Индикаторы критических состояний и эффективность соответствующей профилактики устанавливается по данным геодинамического мониторинга геомеханического пространства рудников.

Список литературы

1. Айтматов И.Т. Геомеханика рудных месторождений Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1987, 246 с.
2. Барях А.А., Константинова С.А., Асанов В.А. Деформирование соляных пород. Екатеринбург, УрО РАН, 1996, 204 с.

3. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979.
4. Козырев А.А., Панин В.И., Иванов В.И. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах (в 2-х частях). Апатиты: КНЦ РАН, 1996. Ч. 1. 159 с, Ч. 2. 162 с.
5. Козырев А.А., Каспарьян Э.В., Рыбин В.В., Решетняк С.П. Анализ условий возникновения динамических проявлений горного давления на месторождениях Кольского полуострова, разрабатываемых открытым способом // Техногенная сейсмичность при горных работах: модели очагов прогноз, профилактика. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. С. 89–94.
6. Козырев А.А., Савченко С.Н., Мальцев В.А. О причинах техногенного землетрясения при открытой разработке апатитовых месторождений Хибинского массива // ФТПРПИ, 2005. № 3. С. 11–16.
7. Колесов В.А. Состояние работ по проблеме горных ударов на рудниках ПО «Севуралбокситруда» // Горные удары при разработке рудных и нерудных месторождений. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 50–57.
8. Ломакин В.С., Юнусов Ф.Ф. Оперативный метод сейсмологических наблюдений на рудниках // Горные удары при разработке рудных и нерудных месторождений. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 63–76.
9. Мельников Н.Н., Козырев А.А., Панин В.И. Геодинамический полигон при крупномасштабных горных работах для прогноза и профилактики техногенных землетрясений и горно-тектонических ударов. Горный вестник, 1995. №4. С. 6–11.
10. Николаев Н.И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977. С. 8–21.
11. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
12. Сырников Н.М., Тряпичин В.М. О механике техногенного землетрясения в Хибинах ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 830–833.
13. Шрепп Б.В., Мозолев А.В., Нохрин А.М. и др. Работы на Таштагольском железорудном месторождении по решению проблемы горных ударов // Прогноз и предотвращение горных ударов рудных месторождениях. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 32–36.
14. Bryan A., Bryan J.G. and Fouche. Some problems of strata control and Support in pillar Workings. The Mining Engineer, Feb.1994. P. 238–266.
15. Gordon Sweby. What's shakin your pit? Newsletter, May 2006, Australian Centre for Geomechanics. P. 12.
16. Johnston I.C. Rockbursts from a global perspective. Gerlands Beitrage zur Geophysik. Band 98, Heft 6, Leipzig, 1989. S. 474–490.
17. Knoll P. The Fluid-induced Tectonic Rock Burst of March 13, 1989 in the «Werra» Rotash Mining District of the GDR (first results), Gerlands Beitrage zur Geophysik, 1990, 99(6), Leipzig, P. 239–245.
18. Kozыrev A.A. Lovchikov A.W., Savchenko S.N. On Tectonic stress occurrence in Rock masses near the day surface / Роль геомеханики в устойчивом развитии горной промышленности и гражданского строительства. Несебыр, Болгария, 2007. С. IV.11–IV.19.
19. A.McGarr, D.Simpson, L. Seeber. Case Histories of Induced and Triggered Seismicity. International Handbook of Engineering Seismology. Published by Academic Press for International Association of Seismology and Phusies of the Earths interior. Amsterdam, Boston, London, New York, Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sidney, Tokyo, Copyright, 2002. P. 647–661.
20. Swanson P.L., Boler F.M. The Magnitude 5.3 Seismic Event and Collapse of the Solvey Trona Mine: Analysis of Rillar/Floor Failure Stability. Open File Report 86-95, U.S. Department of the Inteior Bureau of Mines, 1995. 82 p.

Влияние обводненности пород на сейсмичность

А.А. Козырев¹, М.В. Аккуратов², Ю.В. Федотова¹, С.А. Жукова²

¹ Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, fjulia@mail.ru

² ЦГМ ОАО «Апатит», Кировск, svetlana.zhukowa@yandex.ru

Месторождения апатит-нефелиновых руд Хибинского массива «Апатитовый Цирк» и «Плато Расвумчорр», отрабатываются рудниками ОАО «Апатит». Первое – подземным Расвумчоррским рудником, второе – карьером Центрального рудника. Рудники расположены в зоне активного взаимного влияния (выработки подземного рудника – в бортах карьера и под дном, отвалы карьера – на поверхности над подземными выработками). Наибольшую нагрузку испытывает зона стыковки подземного рудника и карьера. Проявления горного давления фиксируются в этой зоне чаще, чем на противоположных флангах шахтных полей.

Месторождения представлены пластообразной залежью апатитовых руд мощностью в среднем 130–150 м, широтного простирания и северного падения под углом 25°–30°. Практически все типы руд и вмещающих пород относятся к категории высокопрочных, упругих, склонных к динамическим проявлениям горного давления.

В пределах месторождений выявлено несколько тектонических разломов, наиболее крупные из которых: наклонные разломы в висячем и лежащем боках рудного тела - протяженный субвертикальный разлом в районе

разрезов 0–2 и субвертикальный разлом в районе разрезов 6–9. Следует так же отметить протяженный разлом на восточном фланге карьера Центрального рудника в долине «Дразнящее эхо». Массив зоны стыковки и район рудоспусков Центрального рудника характеризуется породами блочной структуры, причем трещины зачастую заполнены цеолитом. Имеет место ряд зон шпреуштейнизации мощностью от 1 до 15 м.

Данный район длительное время подвергался техногенным воздействиям в виде массовых взрывов и очистных работ. В результате многолетних техногенных воздействий произошло частичное разрушение пород, заполняющих тектонические нарушения, что привело к потере устойчивости массива в целом. Современные горные работы и действующие тектонические процессы приводят к перераспределению напряжений и накоплению потенциальной энергии, которая преобразуется в кинетическую, в виде геодинамических процессов (подвижки по ранее ослабленным тектоническим нарушениям и растрескивание массива). В подземных выработках геодинамические процессы приводят к различным формам проявлений горного давления и раскрытию трещин, что сопровождается заколообразованием по ранее сформированным плоскостям отрыва.

Контроль геодинамики в данном районе обеспечивается сейсмическим методом с ноября 2001 г. За время регистрации установлено, что сейсмический режим района не стационарен. Нестационарность сейсмического режима обусловлена наличием возмущающих факторов. Наиболее значимыми возмущающими факторами являются взрывные работы при отбойке руды на рудниках, а так же обводненность пород в периоды интенсивных дождей. На сейсмическую реакцию массива, в пределах которого находится действующий рудник, влияют не только геологическое и тектоническое строение массива, технология отработки данного месторождения, количество взрывающей массы ВВ, или темпы ведения горных работ. Оказывает влияние также и гидрологический режим данного участка. Наличие разномасштабной трещиноватости обуславливает насыщение жидкостью горных пород. В зависимости от пористости и влагопроницаемости пород, слагающих отрабатываемое месторождение, сейсмическая реакция массива может быть различной.

В течение нескольких десятков лет происходит постоянное техногенное воздействие на месторождения апатит-нефелиновых руд «Апатитовый Цирк» и «Плато Расвумчорр», отрабатываемых ОАО «Апатит», что приводит к образованию отдельных блоков и трещин между ними, которые заполняются водой.

В данной статье рассматривается анализ влияния метеорологических факторов на изменение сейсмического режима зоны стыковки подземного рудника и карьера. Цель данного анализа заключается в обнаружении зависимости роста сейсмичности от увеличения количества осадков в районе месторождения «Апатитовый Цирк».

Для выявления этой взаимосвязи был обработан массив данных с 2004 по 2009 гг. Для получения метеорологических данных использовалась метеостанция WM 918, встроенная память которой позволяет сохранять каждый наблюдаемый фактор, а так же отображать на мониторе определенную метеорологическую ситуацию с привязкой к местному времени.

С помощью программы STS (подсистема обобщающего анализа АСКСМ, которая производит выборку из базы данных временных рядов для исследования) были выделены и проанализированы наиболее важные сейсмические события. К таким событиям относятся массовые взрывы, естественные события и события произошедшие за зоной регистрации, по времени и координатам несущие необходимую информацию для анализа. Для нахождения зависимостей в выбранных данных при расчетах использовались параметры закона нормального распределения: среднеквадратичное значение и стандартное отклонение. Для выявления периодов повышенной сейсмичности, был выбран параметр – длина трещин (L , м); повышенной обводненности – средняя обводненность рудоспусков Центрального рудника (W , м³/час). Данные по обводненности были взяты журнала водопритоков. От каждого значения этих параметров вычиталось значение суммы среднеквадратичного и стандартного отклонения. В результате обработки данных были выявлены периоды повышенной сейсмичности и обводненности пород с вероятностью примерно 0.63 по закону нормального распределения. На рис. 1 и 2 изображены графики, построенные по результатам расчетов. При сопоставлении графиков наблюдается одновременное образование пиков повышенной обводненности (W) и сейсмичности (L). Взаимосвязь прослеживается следующим образом: на 8 пиков повышенной сейсмичности приходится 6 пиков повышенной обводненности за один период времени. Местной метеостанцией в этот период было зафиксировано значительное увеличение показателей по атмосферным осадкам.

Влияние обводненности пород на сейсмичность массива наиболее ярко можно продемонстрировать на примере анализа техногенного землетрясения.

23–24 сентября 2004 г. сейсмостанцией ОАО «Апатит» был зарегистрирован рост сейсмической активности в районе 6-го рудоспуска Центрального рудника. 24.09 в 17:29 на Центральном руднике был произведен массовый взрыв. В 19:04:42 произошло сейсмическое событие с энергией $2.15 \cdot 10^9$ Дж (магнитуда 2.2 по данным Кольской ГС РАН), которое сопровождалось длительной афтершоковой серией сейсмических событий. Данное событие ощущалось жителями города Кировска и посёлка Кукисвумчорр.

Ниже приводятся результаты анализа базы данных, применительно к техногенному землетрясению, зарегистрированному 24.09.2004 г.

С 1 по 10 сентября включительно обстановка довольно стабильная (рис. 3): естественные события не зарегистрированы, длина трещины не увеличивалась, осадки были только 6, 8 и 10 сентября. С 10 по 17 сентября наблюдается увеличение количества осадков – каждый день метеостанцией был зарегистрирован дождь. Выросла обводненность по трем рудоспускам (зафиксировано в журнале водопритоков Центрального

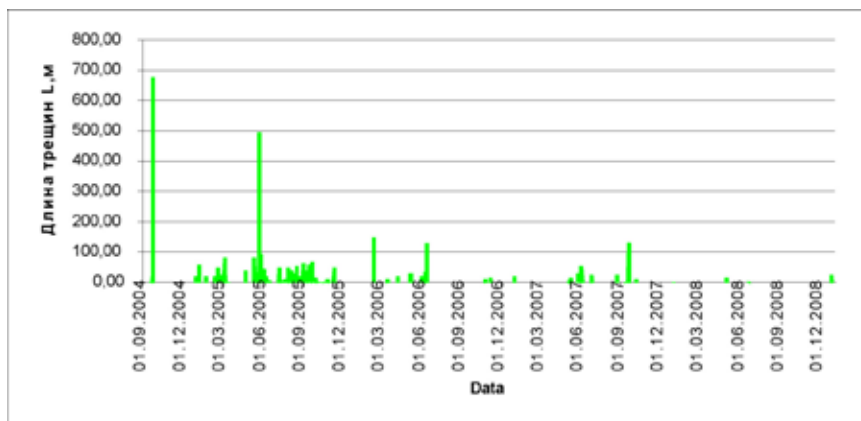


Рис. 1. Рост сейсмичности L за период с 2004–2009 гг. с учетом закона нормального распределения.

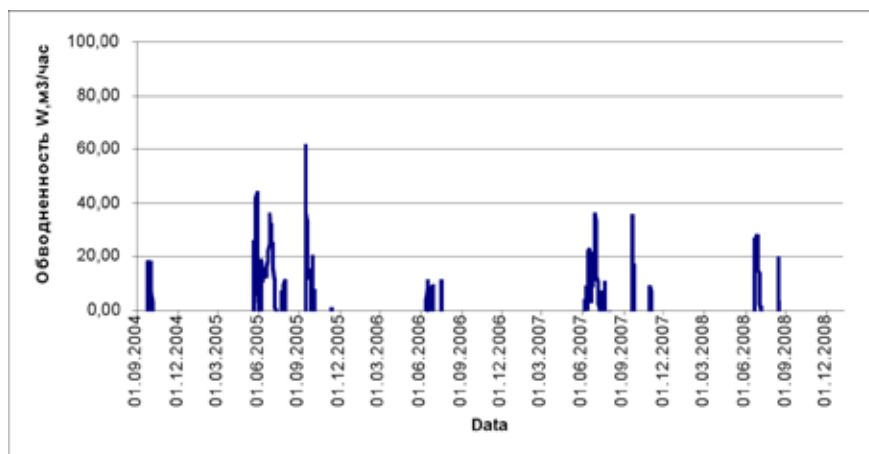


Рис. 2. Обводненность за период с 2004–2009 гг. с учетом закона нормального распределения.

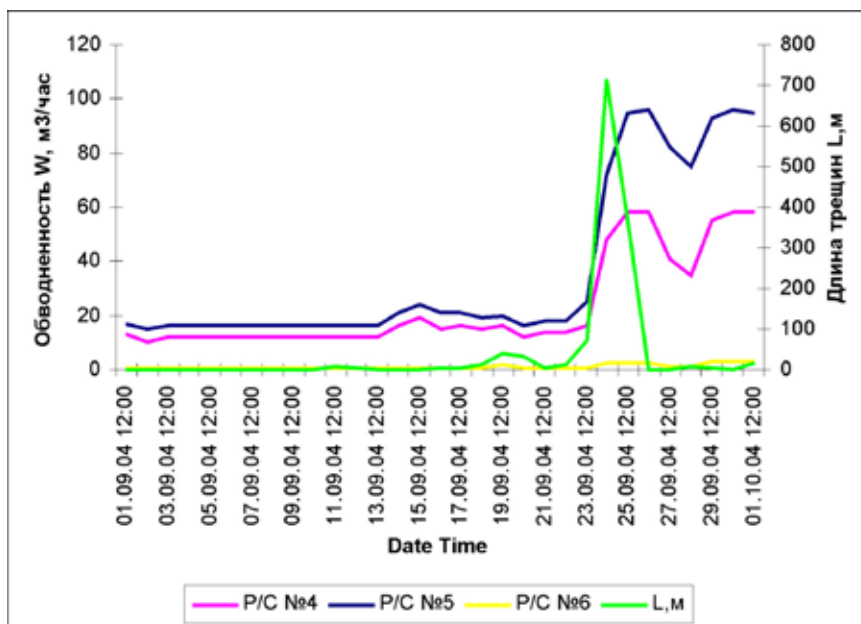


Рис. 3. Влияние обводненности (W) на рост сейсмичности (L).

рудника), количество естественных событий растет – 11 сентября зарегистрировано 6 событий с энергией в среднем $E = 7.18 \cdot 10^3$ Дж, рост длины трещины достигает 8.67 м. На рис.1 изображена взаимосвязь обводненности с ростом длины трещин. Кривые совпадают, совместно поднимаясь вверх. Обводненность на рудоспусках (р/с) до 14 сентября была следующая: р/с № 4 – 12 м³/час, р/с № 5 – 16 м³/час, р/с № 6 – 3 м³/час. После наблюдается резкий рост обводненности: р/с № 4 – 16 м³/час, р/с № 5 – 21 м³/час, р/с № 6 – 4 м³/час. 19 сентября было зафиксировано 3 сейсмических события с энергией равной $1.68 \cdot 10^7$ Дж. Длина трещин, согласно данным, с 13.32 м выросла до 39.44 м за сутки. 24 сентября этот параметр достигает 716.10 м. По обводненности рудоспусков в этот день имеются следующие данные: р/с № 4 – 48 м³/час, р/с № 5 – 72 м³/час, р/с № 6 – 16 м³/час. Днем ранее – 23 сентября, было зарегистрировано наивысшее значение за месяц по количеству атмосферных осадков, оно составило – 2.79 мм/м² за час. Можно сделать следующие выводы: с увеличением количества атмосферных осадков происходит повышение обводненности горного массива, т.е. заполнение водой пор и трещин в породе, что приводит к

росту сейсмичности в данном массиве. Далее наблюдается разрушение породы за счет сдвиговых микроподвижек по плоскостям трещин и нарушений с оставлением на них штрихов и борозд скольжения. Это подтверждает увеличение количества естественных событий в сутки с большой энергией (10^5 – 10^8 Дж), а также рост длины трещин.

Характеристика анализируемого события

Осмотр состояния горных выработок в районе РС №6 показал:

Вспомогательная выработка к РС №6 (закреплена ж/б штангами и торкретбетоном)

Участок в интервале 26–32 м к востоку от оси погрузочной выработки – нарушение целостности торкретбетона по северной стенке и горизонтальные трещины в 1 м от подошвы;

Участок в интервале 8–20 м по подошве проходят три трещины вдоль выработки, наблюдается поднятие бетонного пола;

Участок в интервале 22–25 м к востоку от оси погрузочной выработки – нарушение целостности торкретбетона по южной стенке и её сопряжению с кровлей шириной до 2.5 м, вывал породы в объёме 0.1 м³, заколообразование по сопряжению южной стенки с кровлей.

Штольня к рудоспуску №6 (закреплена ж/б штангами и торкретбетоном)

Участок в интервале 10–25 м к востоку от оси погрузочной выработки – нарушение целостности торкретбетона шириной 0.4–1.0 м вдоль зоны шпреуштейнизации (угол падения 30–35° на СЗ, мощность 0.6–0.8 м), пересекающей выработку по нормали;

На участке в 10 м от оси погрузочной выработки по южной стенке на расстоянии 0.5 м от подошвы образовались трещины, по которым пошла вода.

Погрузочная выработка (закреплена ж/б штангами и торкретбетоном)

Вдоль эстакады на бетоне образовалась трещина по всей длине эстакады.

Борта высотой в несколько сотен метров являются ответственнейшими инженерными сооружениями. Несмотря на значительный и ценный опыт обоснования устойчивости бортов карьеров, в последнее время стало возможным констатировать, что с ростом глубины в расчётах необходимо учитывать ещё один сравнительно новый фактор — значительное перераспределение действующих в массиве напряжений гравитационной и тектонической природы. Динамические проявления изменения напряжённо-деформированного состояния массива горных пород, вмещающего месторождение, разрабатываемое открытым способом, уже неоднократно зафиксированы на практике. Землетрясения, происходящие в центральной части Кольского полуострова, привлекают внимание исследователей, большинство из которых однозначно связывает эти события с воздействием на земную кору крупномасштабных горных работ, под влиянием которых происходит перераспределение напряжений не только в ближней зоне очистных работ, но и на значительном удалении от них. Кроме того, при воздействии процессов разгрузки при добыче руды или пригрузки (формирование крупных отвалов и хвостохранилищ) нарушаются режимы деформирования различных геодинамических блоков, тем самым активизируется ход естественных тектонических процессов в земной коре региона, что в свою очередь, изменяет сейсмический режим и проявляется в росте сейсмичности [3].

Для массивов твердых скальных пород характерна низкая влагонасыщаемость и проницаемость пород. Но этот факт создаёт определенную угрозу возникновения сильного сейсмического события при наличии разломов, заполненных проницаемым материалом. Быстро впитываясь, влага проникает на значительную глубину, спускаясь по заполнителю разлома между его берегами. Влагонасыщенный заполнитель становится превосходной смазкой, для беспрепятственного смещения относительно друг друга массивных блоков, поскольку значение сцепления пород на границе блок-разлом фактически становится близко (а в некоторых случаях и равно) нулю. Такого рода смещение приводит к выделению значительной сейсмической энергии, что обуславливается масштабным фактором, поскольку в твердых, скальных породах, размеры блоков значительно превосходят блоки трещиноватого массива.

Так, например, в районе крупномасштабной отработки месторождений Хибинского массива, общее повышение сейсмичности, как правило, связано с увеличением влагонасыщенности пород в результате интенсивного снеготаяния, длительных и интенсивных дождей, резкой сменой температурного режима, напряженным состоянием массива и проводимыми взрывными работами, как на карьерах, так и на подземных рудниках. Наличие поверхностей ослабления в скальном массиве в виде зон окисления горных пород, зон трещиноватости и иных неоднородностей среды в значительной степени снижают прочностные характеристики горных пород в целом, что создает условия для реализации техногенных землетрясений [2].

В момент землетрясений, зарегистрированных в пределах зоны стыковки Расвумчоррского подземного рудника и карьера Центральный в 2004–2007 гг., происходили подвижки по имеющимся в массиве разрывным нарушениям, представленными окисленными породами. В результате каждого из наиболее сильных землетрясений, лежащий сверху на разрывном нарушении блок под действием изменений напряженного состояния массива сместился относительно нижележащего блока, что приводило к различным разрушениям подземных выработок и поверхностных зданий и сооружений [1].

Таким образом, на основе проведённого анализа можно сделать следующие выводы.

1. Сезонные увеличения водопритоков приводят к влагонасыщенности ослабленных зон, по которым вода

поступает с поверхности вглубь массива. При подземной разработке такого месторождения, приходится затрачивать усилия по отведению воды, препятствующей технологическим процессам, из выработок. В случае наличия карьера на поверхности массива, разрабатываемого подземным рудником, необходимо учитывать интенсификацию водопритокков за счет увеличения площади окисленных зон, являющихся естественными водосборниками, вскрытых поверхностными выработками карьера. Кроме того, необходимо учитывать изменение напряжённого состояния массива как под влиянием технологических (режимы отработки месторождения), так и природных (гидрологический режим) факторов.

2. Сейсмичность в данном районе в основном обусловлена перераспределением гравитационно-тектонических напряжений в массиве пород вследствие выемки и перемещения больших масс руды и пород при отработке месторождения карьером Центрального рудника и подземным Рассвумчоррским рудником.

3. Активизация сейсмичности в данный период спровоцирована снижением прочностных свойств контактов разрывных нарушений массива пород, обусловленного сильной обводнёностью массива в результате длительных и интенсивных дождей.

4. Техногенное землетрясение и динамические проявления горного давления в выработках, прилегающих к рудоспуску № 6, вызваны подвижкой по разлому, заполненному окисленными породами, а также афтершоковой серией событий, после главного толчка.

Исследования проведены при частичной поддержке гранта РФФИ № 09-05-00007.

Список литературы

1. Fedotova Iu.V. Mining-induced earthquake focal mechanisms in the Khibiny massive. «Russian mining» magazine. No 4. 2005. P. 11–15.
2. Fedotova Iu.V., Kozyrev A.A., Yunga S.L. Mine-induced seismicity in the central part Kola Peninsula in Russia // Contribution of Rock Mechanics to the New Century. Proceedings of the ISRM International Symposium: Third Asian Rock Mechanics Symposium, Kyoto, Japan, November 30 – December 2, 2004. Millpress. Rotterdam. Netherlands. V. 1. P. 495–500.
3. Melnikov N.N., Kozyrev A.A., Fedotova Yu.V. et al. Mining-induced earthquakes focal mechanisms in the Khibiny massif // Proceedings of the 11th Congress of the International Society for Rock Mechanics (ISRM 2007), Lisbon, Portugal, 9–13 July 2007. Publ. by Taylor & Francis / Balkema. V.2. P. 1151–1154.

Влияние мощных взрывов на проявление техногенной сейсмичности

С.А. Козырев, Е.А. Усачев

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

Вопросам поведения блочной среды при динамических воздействиях в последние годы уделяется большое внимание, особенно в целях обеспечения устойчивости и надежности подземных сооружений в строительный и эксплуатационный периоды. Перемещение больших объемов породы при подземной добыче и постоянное воздействие мощных технологических взрывов влечет за собой перераспределение напряжений и изменения в структуре массива, которые отражаются как в динамических явлениях (горные и горно-тектонические удары, техногенные землетрясения), так и в деформировании массива пород (крип по структурным нарушениям и дезинтеграция массива, обусловленная релаксацией напряжений).

Наиболее существенные результаты в изучении деформирования блочной среды при крупномасштабных взрывах получены в Институте горного дела СО РАН и Институте динамики геосфер ИДГ РАН [1–10], где установлены размеры зон необратимого деформирования и критические скорости в волне сжатия, при которых происходят необратимые локальные деформации; разработана расчетная модель взрывного деформирования блочной твердой среды; рассмотрена характеристика афтершоков подземных взрывов; выполнена оценка релаксационных напряжений в блочной среде. Установлено, что в результате крупномасштабных взрывов происходит пространственное перераспределение энергии и, как следствие, интенсификация релаксационных процессов (локальные разрушения и взаимная подвижка блоков), которые сопровождаются излучением сейсмических волн разной интенсивности.

Однако необходимо отметить, что основные результаты ИДГ РАН получены применительно к ядерным взрывам, которые имеют сферическую симметрию, а массив представлен оконтуренными со всех сторон блоками, промежутки между которыми заполнены менее прочным материалом по сравнению с материалом блоков. В реальной же среде тектонические нарушения малой амплитуды характеризуются небольшой протяженностью. Они нередко не соприкасаются друг с другом и не образуют полностью оконтуренных блоков, и только тектони-

ческие нарушения с большой амплитудой и протяженностью смыкаются друг с другом, образуя при этом отдельные тектонические блоки, размеры которых значительны по сравнению с очагом взрыва. Кроме того, при отбойке горных пород в рудниках применяют короткозамедленное взрывание рассредоточенных систем зарядов, действие которых на массив значительно отличается от ядерных взрывов.

Первые результаты регистрации относительных перемещений берегов разломов в Хибинских рудниках с использованием струнных датчиков перемещений применительно к короткозамедленным взрывам были также получены сотрудниками ИДГ РАН [4]. Они показали, что относительное движение породных блоков, возникшее под действием взрывной волны, имеет колебательный характер и продолжается длительное время после ее прохождения. Однако эти экспериментальные данные имеют единичный характер и не позволяют полностью охарактеризовать движение породных блоков.

Реакция массива горных пород на мощные технологические взрывы

Практика отработки глубоких горизонтов апатитовых рудников свидетельствует о том, что основная доля горных ударов приходится на участки с тектоническими нарушениями. Поэтому любые новые сведения о реакции блочной среды на динамические воздействия будут весьма полезны для разработки мероприятий по безопасному ведению горных работ.

Исследования на апатитовых рудниках позволили установить ряд новых закономерностей применительно к условиям производства короткозамедленных массовых взрывов. Эксперименты проводились на гор.+252 м Кукисвумчоррского крыла Объединенного Кировского рудника ОАО «Апатит» на участках под висячим боком месторождения, в блоке–целике и в лежащем боку. Регистрации подлежали массовые взрывы с одинаковыми параметрами буровзрывных работ и интервалами замедления ($t = 23$ мс), но с разной массой зарядов ВВ.

На рис. 1 приведены наиболее характерные записи колебаний внутренних точек массива, представленные в форме графиков зависимости от времени скорости смещения, смещения и спектров скоростей смещения от взрывов в лежащем боку рудного тела (рис. 1-а), под висячим боком в вырезных лентах блока–целика (рис. 1-б, в) и в лежащем боку в непосредственной близости от ярко выраженного тектонического нарушения (рис. 1-б, г). Результаты наблюдений показали существенное различие параметров сейсмических волн при указанных взрывах.

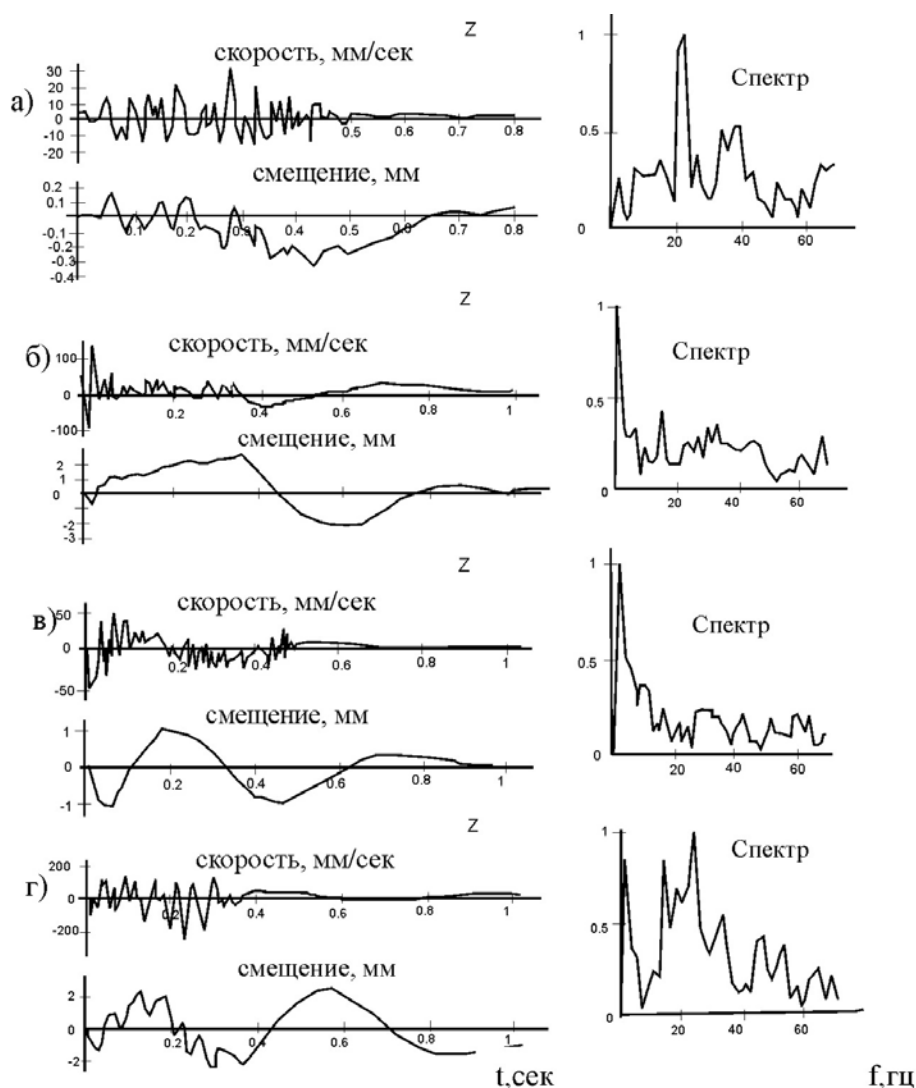


Рис. 1. Записи колебаний внутренних точек массива, представленные в форме графиков зависимости от времени скорости смещения, смещения и спектров скоростей смещения от взрывов, произведенных в лежащем боку месторождения (а), под висячим боком в вырезных лентах блока–целика (б, в) и в лежащем боку в непосредственной близости от тектонического нарушения (г).

Так, взрывы в лежащем боку (рис. 1-а) генерируют колебания по всем трем компонентам, близкие к синусоидальным, а основная доля энергии переносится по компонентам X и Z на частоте около 23 Гц. По компоненте Y (перпендикулярно фронту отбойки) спектр колебаний несколько отличен, а основная доля энергии переносится на частотах 12, 18 и 35 Гц. При взрывах под висячим боком в вырезных лентах блока–целика (рис. 1-б, в) колебания внутренних точек массива имеют более сложный характер.

Отличия обусловлены тем, что после взрыва первой ступени начинает формироваться низкочастотная волна с периодом колебаний 0.5 с. Спектральный анализ скорости смещения также показал, что по компоненте Z основная доля энергии переносится на частотах $f = 2\text{--}3$ Гц. В двух других направлениях (компоненты X и Y) формируется довольно сложный пакет колебаний, но с преобладанием двух максимумов на частотах 2–4 и 53–60 Гц. Наиболее четко низкочастотная волна с характерным периодом колебаний $T = 0.5\text{--}0.6$ с проявляется на графике зависимости смещения точек массива от времени (рис. 4.1-б, в).

При производстве массового взрыва в лежащем боку в непосредственной близости от тектонического нарушения (рис. 1-г) также наблюдается низкочастотная волна, но время ее зарождения приурочено к моменту завершения взрыва. По амплитуде компонент X и Y низкочастотная волна в данном случае значительно ниже основного тона колебаний, а по компоненте Z они сопоставимы по своему уровню.

Следует отметить, что низкочастотная волна наблюдается только в определенных горногеологических условиях и фиксируется в зоне влияния массового взрыва. На дальних расстояниях зарегистрировать низкочастотную волну не удалось, что говорит о ее быстром затухании.

Экспериментальное изучение действия взрыва сосредоточенных и удлинённых зарядов вблизи свободных поверхностей показало, что взрыв таких зарядов необходимо рассматривать как двухстадийный источник колебаний. Впервые это предположение было сделано Б.Г. Рулевым [10]. Первый источник колебаний – это начальная стадия развития взрыва, когда продукты детонации симметрично распространяются во все стороны. В окружающем массиве возникают деформации сжатия, которые и порождают первичную объемную волну. Вторым источником – это отделение расчлененного трещинами участка массива, вызванное остаточным давлением продуктов детонации в полости и связанное с этим отделением образование вторичных волн с большими периодами колебаний, так как на этой стадии процесс протекает значительно медленнее.

Таким образом, экспериментальные исследования показали, что формирование вторичной низкочастотной волны связано с вовлечением в движение расчлененного трещинами массива.

Применительно к условиям отбойки в зажиме, особенно в условиях высокого горного давления и при верном расположении скважин, отделение от массива раздробленного рядом скважин слоя весьма проблематично. Поэтому, по-видимому, при массовой отбойке руды механизм формирования низкочастотной волны связан с вовлечением в движение структурных блоков различного ранга и особенно консоли необрушенных пород висячего бока.

На Кукисвумчоррском месторождении можно выделить ряд разломов различного ранга, которые и определяют блочное строение рудного тела. Выявленные в пределах шахтного поля четыре системы трещин делят массив на блоки более высокого уровня. При подработке рудного тела под висячим боком образуется консоль из необрушенных пород, которая способствует развитию трещин вдоль кромки обрушения. Образовавшиеся блоки в консоли покрывающих пород обладают большей подвижностью, чем блоки более низкого порядка, из-за подработки и потери связи с нижележащим массивом. То есть в данном случае имеет место геофизическая среда с разномасштабными неоднородностями (структурными блоками), причем расстояние между структурными блоками в висячем боку значительно меньше, чем в лежащем. Ведение взрывных работ в такой среде сопровождается значительным воздействием на нее знакопеременных сейсмических волн высокой интенсивности, которые нарушают ее равновесное состояние.

Принимая во внимание тот факт, что вблизи разломов и крупных трещин происходит усиление сейсмического действия взрыва, то и относительное смещение граней соседних структурных блоков на этих участках больше, чем в лежащем боку. В данных условиях требуется меньше энергии для вывода их из положения равновесия, что и наблюдается в натурных условиях. То есть после взрыва первой ступени (1-б, в) через 10–20 мс. происходит вывод структурных блоков из положения равновесия, чем и вызывается низкочастотная составляющая колебаний.

Таким образом, воздействие короткозамедленного взрыва на блочную среду за зоной дробления приводит к ее деформированию за счет относительного проскальзывания блоков, их вращения и поступательного движения, что вызывает образование вторичных длиннопериодных волн. Формирование последних проявляется для рассматриваемых условий только при определенном уровне воздействия, величина которого зависит от размера структурных блоков и «жесткости» их заделки во вмещающем массиве. В свою очередь, такое деформирование блочной среды обусловлено перераспределением в пространстве изначально высоких тектонических напряжений, что сопровождается явлениями, связанными с высвобождением запасенной массивом упругой энергии в виде сейсмических толчков различной интенсивности.

Для оценки размеров зоны влияния массовых взрывов, где возможны необратимые локальные деформации массива использованы данные о сейсмическом действии массовых взрывов на различных расстояниях от границ отбойки. По аналогии с [2] зону, где возможны необратимые локальные деформации в массиве, оконтуривали по критической скорости смещения в волне сжатия, которая для рассматриваемых условий составляет величину 0.1–0.15 м/с. Радиус данной зоны описывается эмпирической зависимостью:

$$R = 3.125 \left[\frac{K_{\alpha}}{[V]} \right]^{-0.767} \sqrt[3]{\frac{SQW}{T}}, \text{ м}$$

где: R – расстояние от центра секции до границы зоны сотрясательного воздействия взрыва, м; $K_{\alpha} = 0.67 + 0.197\alpha + 0.081\alpha^2$ – коэффициент, учитывающий влияние угла прихода сейсмических волн в точку наблюдения; α – угол между фронтом отбойки и точкой наблюдения, рад.; Q – общий вес ВВ, кг; $[V]$ – критическая скорость смещения в волне сжатия, см/с; S – фронтальная площадь сечения отбиваемой секции, м; T – толщина взрывающей секции, м; W – величина линии наименьшего сопротивления, м.

Особенности проявления сейсмичности при производстве массовых взрывов

Анализ данных сейсмостанции ОАО «Апатит» показывает, что практически 70% всех сейсмических событий после массового взрыва происходит в зоне их влияния. На рис. 2 в качестве примера показано наиболее характерное распределение очагов сейсмических событий в течение суток после производства массовых взрывов на различных участках рудного тела.

При взрывах в лежащем боку, где зона необратимых локальных деформаций не выходит под висячий бок, имеет место незначительная сейсмическая активность, а все сейсмические события приурочены непосредственно к зоне влияния массового взрыва (рис. 2-в).

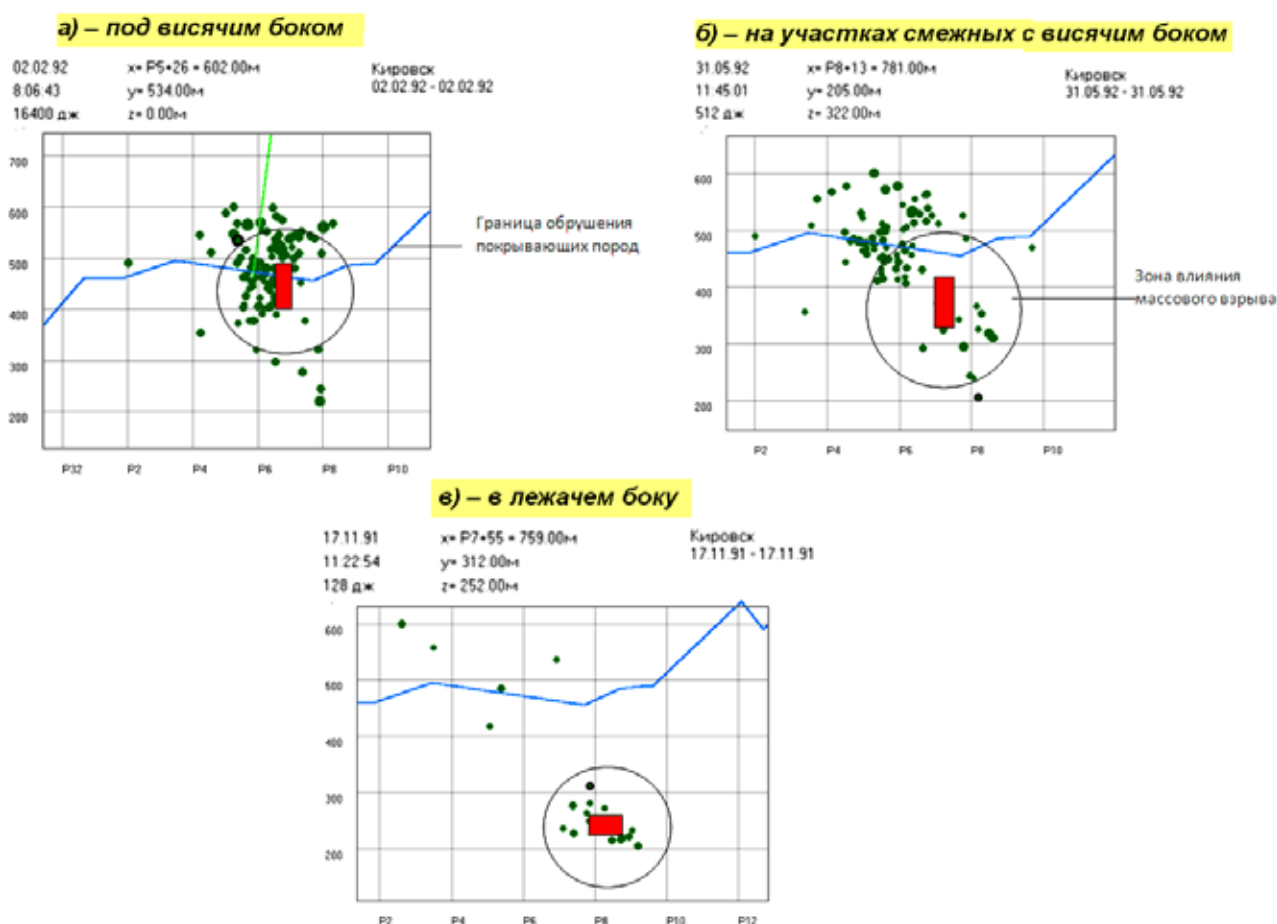


Рис. 2. Распределение сейсмических событий (•) в первые сутки после массовых взрывов, произведенных: а) – под висячим боком; б) – смежных с висячим боком участков; в) – в лежащем боку.

При отбойке секций под консолью необрушенных пород висячего бока и смежных с ними (рис. 2-а, б), при которых зона необратимых локальных деформаций проявляется и в массиве консоли, наибольшее число сейсмических событий приурочено именно к консоли, что подтверждает ранее сделанные выводы о преимущественном движении блоков, слагающих консоль необрушенных пород. Рассматривая очередность проявления сейсмических событий при данных взрывах, можно видеть, что первые события в большинстве случаев формируются в консоли, а затем непосредственно вблизи границ отбойки, а именно, в угловых зонах, т.е. в зонах концентрации статических напряжений. Очередность проявления сейсмических событий в данном случае носит периодический характер. Такая же тенденция проявления сейсмичности имеет место и при других взрывах, производимых под висячим боком, т.е. первоначально сейсмические события появляются в консоли, а затем вблизи границ отбойки, чередуясь меж-

ду собой. Продолжительность существования наведенной взрывом сейсмичности напрямую связана с уровнем динамического воздействия. При этом, чем больше зона влияния массового взрыва, тем более продолжительное время проявляется сейсмоактивность массива, что, в свою очередь, приводит к высвобождению на больших площадях накопленной в массиве упругой энергии с последующей разгрузкой массива. В данном случае увеличивается и промежуток времени, за который массив возвращается в устойчивое состояние.

С помощью операции статистической оценки пространственной переменной установлены некоторые закономерности проявления очагов сейсмических событий вокруг границ взрыва и очистного пространства, очередность и временные интервалы их проявления. При этом установлено, что в зоне действия массового взрыва, где возможны необратимые локальные деформации при динамическом нагружении, образуется несколько очаговых зон с определенной последовательностью и цикличностью их проявления (рис. 3). Для массива, находящегося в устойчивом состоянии, первоначально наиболее интенсивно сейсмические события проявляются, как правило, в границах наиболее ослабленных структурных блоков. Продолжительность проявления сейсмичности в этой зоне составляет первые десятки минут.

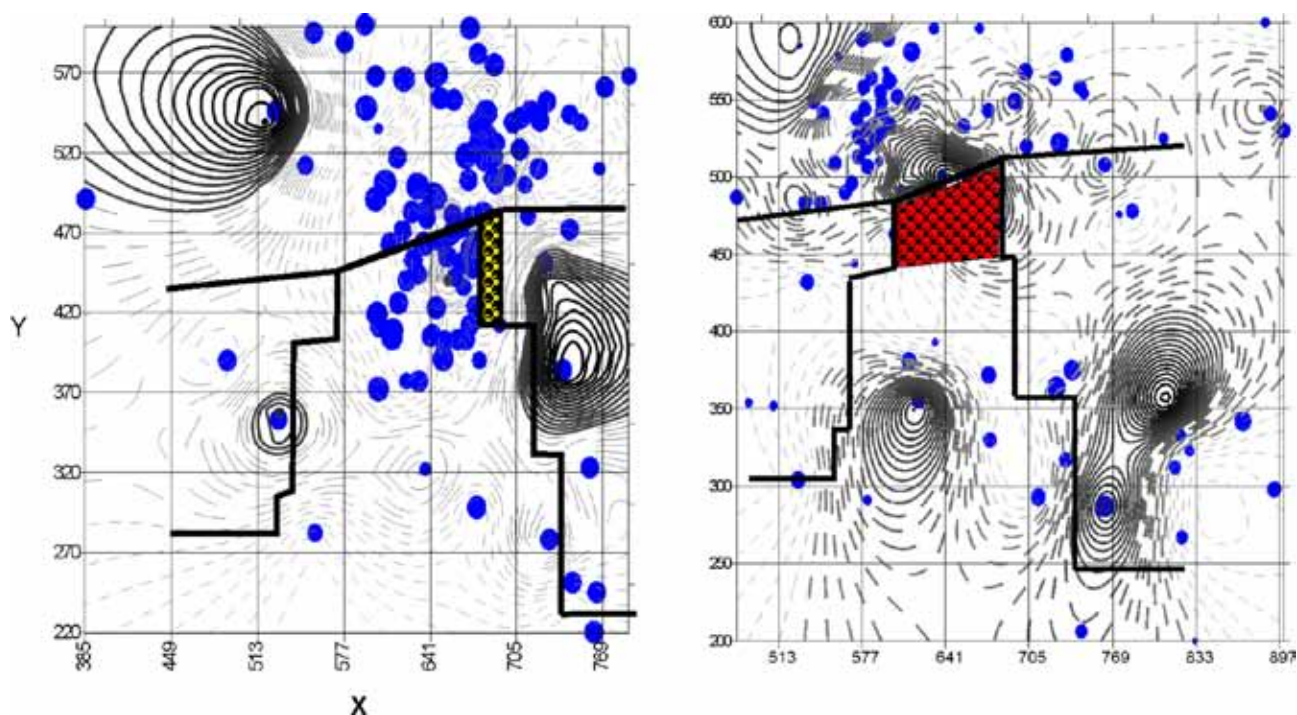


Рис. 3. Распределение сейсмических событий в первые сутки после массовых взрывов.

Последующие циклы продолжительностью от 1.5 до 3.5 ч и интервалом между ними от 2 до 4 ч происходят вокруг первоначально образованных зон, смещаясь к периферии и границам отбойки. Такая последовательность проявления зон активности связана с процессами накопления и диссипации энергии. При этом переход системы от одной структуры к другой происходит не постепенно, а скачкообразно в соответствии с изложенными ранее модельными представлениями формирования и реализации динамических явлений в рудниках. Выявленные закономерности позволяют при известной структуре массива определять места проявления сейсмических событий и избирательно воздействовать на массив путем выбора режима ведения взрывных работ и необходимой мощности массового взрыва.

Прогноз развития обрушений на подземных рудниках Хибин по кинетике техногенного сейсмического процесса

Горные работы на рудниках Хибин достигли таких объемов, которые обусловили существенное увеличение техногенного воздействия на тектонически напряженный массив, что проявляется в подвижках блоков, формировании на поверхности больших зон обрушения, трещин отрыва и других проявлений. Одновременно с этим резко повышается степень напряженности в отдельных структурных блоках, что, в свою очередь, приводит к повышению уровня сейсмичности.

Реакция массива горных пород на мощные взрывные воздействия в решающей мере зависит от степени подготовки массива к естественной разрядке. Поэтому не все естественные воздействия могут привести к высвобождению тектонических напряжений. Анализ имевших место на подземных рудниках горных ударов показал, что во многих случаях они возникают вслед за массовыми взрывами и около 70% всех проявлений горного давления отмечаются в основании блоков, в подсечных и откаточных выработках и в блоках-целиках. Но все же большинство наиболее крупных сейсмических событий происходит в промежутке между массовыми взрывами и

приурочены они к консоли покрывающих пород.

Из динамики изменения энергии сейсмических событий во времени и их местоположения в пространстве (рис. 4-а, б) следует, что реализация крупных сейсмических событий (более 10^5 Дж) происходит в основном в консоли необрушенных пород в период подготовки массива к обрушению и его реализации. На рис. 4-а максимальные пики соответствуют моментам обрушения консоли.

Для прогноза таких опасных явлений, как обрушение, весьма важным представляется выявление потенциально опасных зон в районе крупномасштабной выемки горных масс, где извлекаются и перемещаются значительные объемы горной массы и формируются значительные по площади подработанные пространства, которые и определяют процесс развития самообрушений.

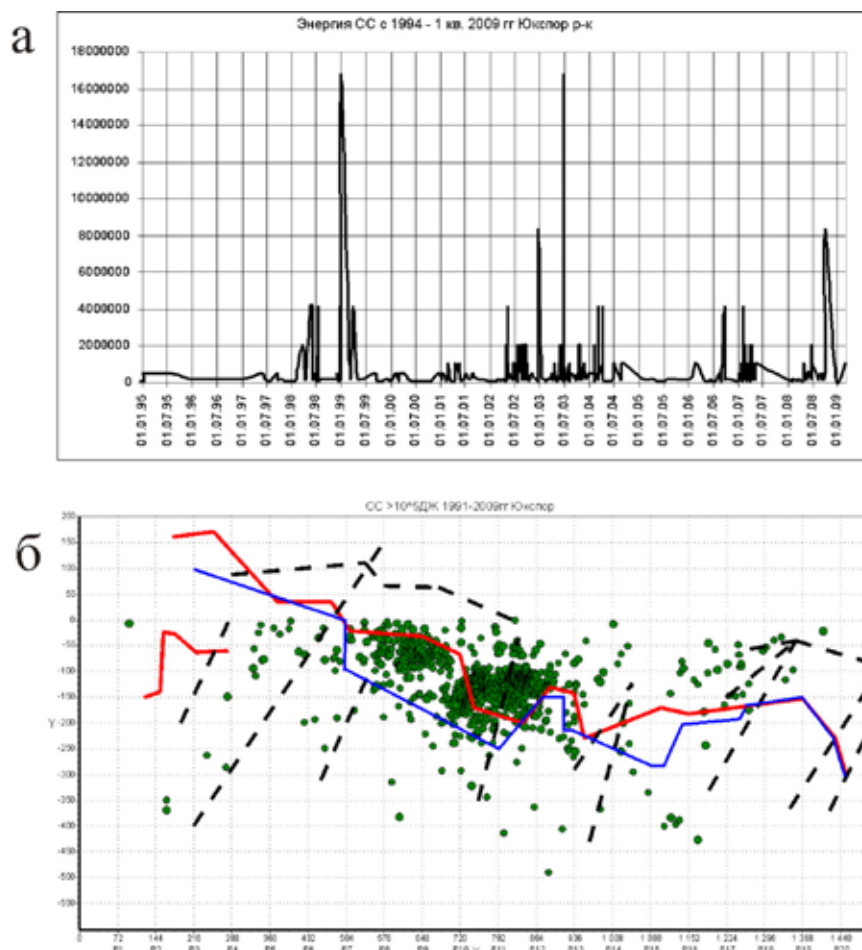


Рис. 4. Динамика изменения энергии сейсмических событий с энергией более 10^5 Дж в период с 1994–2009 гг. (а) и распределение сейсмических событий в пределах шахтного поля Юкспорского крыла ОКР (б).

Для решения данной задачи применительно к условиям подземных рудников Хибин адаптирована теория количественного описания сейсмических процессов в реальной среде, основанная на законе производства сейсмической энтропии [3]. Теория количественного описания – это установление в течение некоторого временного интервала T (сейсмического цикла) закономерностей между параметрами крупных сейсмических событий и кумулятивными параметрами событий индикаторов, которые позволяют с некоторой точностью предсказать поведение системы. Состояние сейсмической системы внутри сейсмических циклов (между двумя крупными событиями) $t_{c,j-1} < t < t_{c,j}$ описывается кумулятивными параметрами E_c и S_c : $E_c = \sum_{i=1}^{N_{ct}} E_i$,

$S_c(E_c, t) = (t - t_{c,j-1}) * E_c - \sum_{i=1}^{N_{ct}} \{(t_i - t_{c,j-1})\}$, где t_i – время излучения событий-индикаторов; E_i – сейсмическая энергия событий-индикаторов; N_{ct} – число всех событий-индикаторов внутри сейсмического цикла на момент времени t , S_c – функция плотности состояния сейсмической системы.

По результатам вычислений строятся трековые диаграммы в плоскости WK (W – энтропия, K – класс сейсмического события). На диаграмме подготовка сильного сейсмического события изображается ступенчатой конечной траекторией, которые притягиваются к определенной области на диаграмме, где система теряет устойчивость. Такие особые области принято называть странными аттракторами. Форма трека отражает механизм неустойчивости и подвижек на разломе, и по их конфигурации в принципе можно определить сегмент разлома, на котором произойдет локальная потеря неустойчивости.

За сейсмические системы были приняты шахтные поля Кукисвумчоррского и Юкспорского месторождений, включающие в себя события в диапазоне $E = 10^2 - 10^7$ Дж. В качестве сейсмического цикла принимался интервал времени между событиями с энергией $E > 10^6$ Дж, события индикаторы – $E = 10^2 - 10^5$ Дж (рис. 5).

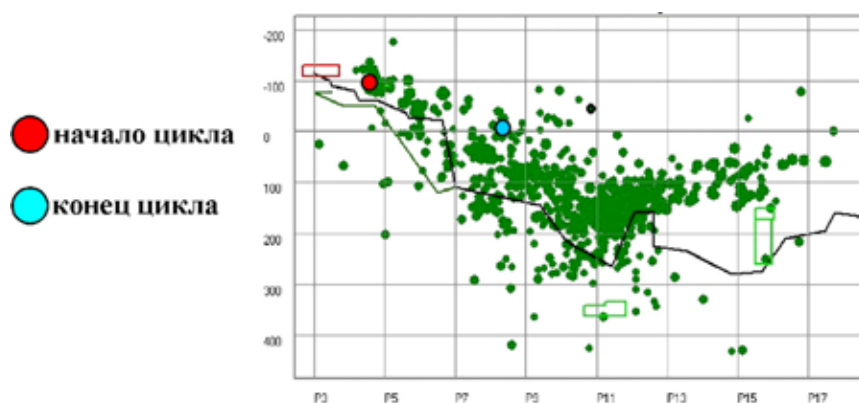


Рис. 5. Пример сейсмического цикла для Юкспорского месторождения.

мического процесса является то, что четко выделяются четыре зоны с определенной последовательностью их проявления. Для зоны 1 характерно то, что реализация крупных сейсмических событий происходит без резких смещений треков, а продолжительность сейсмического цикла составляет от 4 до 24 месяцев. Эту зону можно охарактеризовать как переходную — от устойчивого к неустойчивому состоянию. Во второй и третьей зонах продолжительность циклов намного меньше, чем в первой и имеет место резкое смещение треков вверх, что говорит о потере устойчивости системы. Четвертая зона объединяет вторую и третью. Продолжительность циклов в этой зоне составляет от первых часов до нескольких суток и также имеет место резкое смещение треков вверх.

Для выявления критических зон в конкретных условиях на план горных работ переносились сейсмические события, завершающие циклы из каждой выделенной зоны и получено две характерные области с неустойчивым состоянием вблизи границы обрушения (рис. 7).

В первой области (разрезы 4–13) за рассматриваемый период за четыре акта произошла полная качественная перестройка системы от состояния покоя вплоть до полной потери устойчивости, выразившейся в образовании единичных трещин, их объединения, прорастания магистральной трещины вдоль кромки обрушения и непосредственно обрушения подработанной горными работами и оконтуренной трещинами отрыва части массива покрывающих пород (заштрихованная область).

Во второй области (разрез 15–20) в настоящее время просматриваются только две зоны — зона перехода от устойчивого состояния к неустойчивому, т. е. имеет место первая стадия неустойчивого состояния. Маркшейдерские съемки на этом участке зафиксировали развитие трещины отрыва в покрывающих породах.

Такая последовательность проявления зон неустойчивости связана как с технологией ведения горных работ, так и с воздействием на массив массовых и технологических взрывов. Динамические системы, имеющие несколько аттракторов, при незначительных внешних воздействиях могут «перескакивать» с одного аттрактора на другой. Такой скачок называется *бифуркацией*, а момент времени, в который он произошел, — *точкой бифуркации*. При бифуркациях происходит значительная качественная перестройка динамики системы. Несколько последовательных бифуркаций могут приводить к полной потере устойчивости, что и имело место для рассматриваемой сейсмической системы.

Таким образом, принятая методика выявления критических зон при ведении крупномасштабных работ в высоконапряженных массивах, основанная на кинетике реального техногенного сейсмического процесса, по-

В результате построены трековые диаграммы и аттракторы, в которых выделены зоны неустойчивости. Установлено, что эти зоны приурочены в основном к границам обрушения покрывающих пород и разломным структурам. Выявлена взаимосвязь между формой трека, показателем энтропии и потерей устойчивости массива, что позволяет судить о состоянии массива в различные периоды его отработки.

Так, для Юкспорского месторождения (рис. 6) особенностью рассматриваемого сейс-

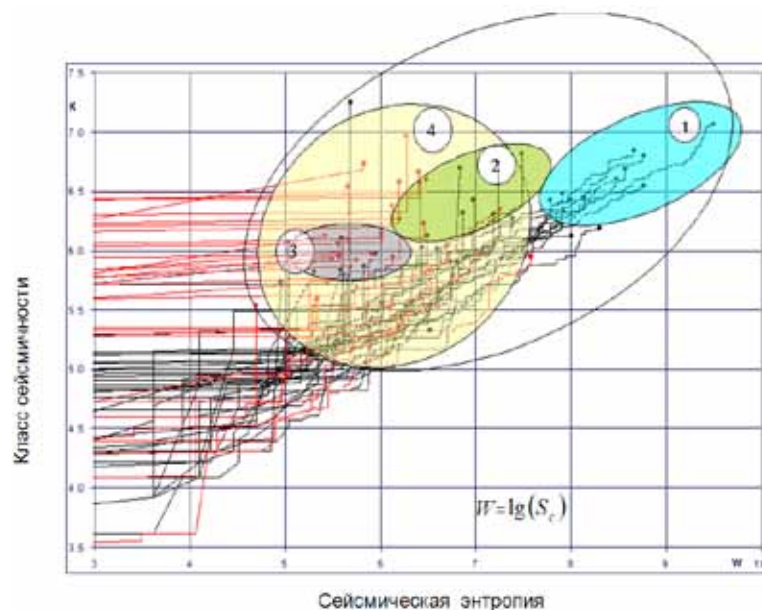


Рис. 6. Трековые диаграммы, аттрактор и однородные сейсмо-тектонические зоны (1–4), в которых происходит потеря устойчивости для сейсмической системы Юкспорского месторождения.

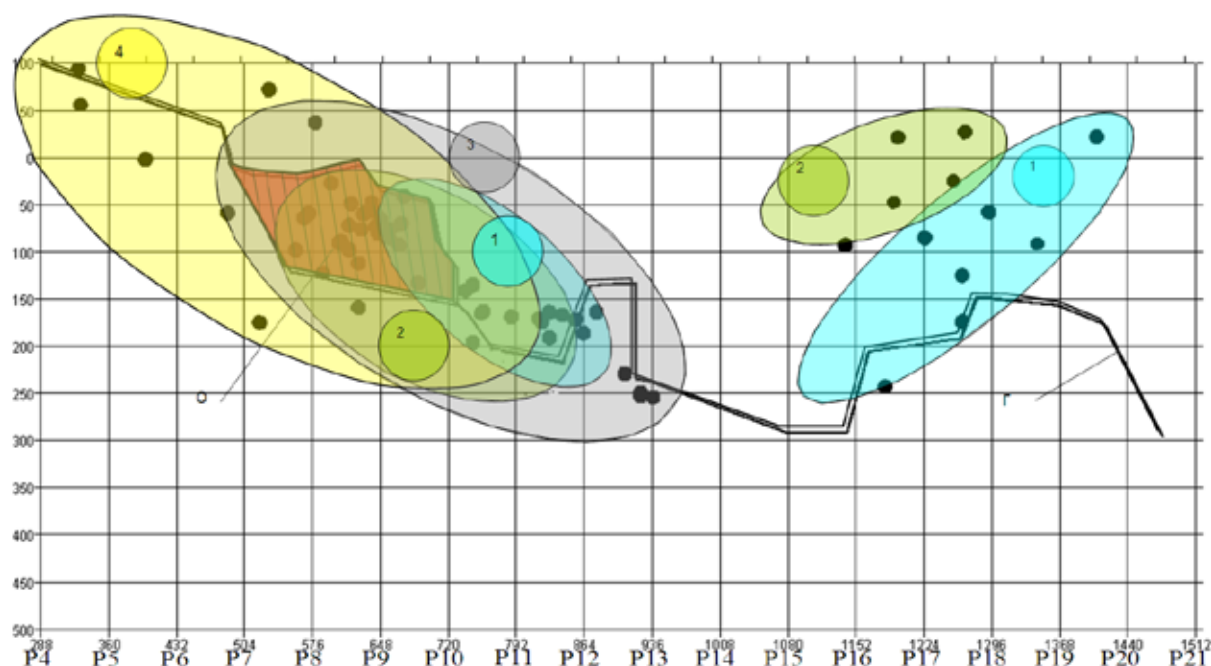


Рис. 7. Местоположение зон неустойчивости в границах шахтного поля Южненского месторождения (Г – граница обрушения покрывающих пород, О – обрушение части покрывающих пород после достижения массивом критического состояния).

звояет выявлять очаговые зоны с неустойчивым состоянием и степень их подготовки к естественной разрядке, определить последовательность проявления бифуркаций в очаговых зонах и их количество, определяющих стадии потери устойчивости массива в зависимости от внешнего воздействия, что позволяет повысить надежность районирования сейсмоопасных участков шахтного поля и создает реальные предпосылки для улучшения временной локализации периодов повышенного риска.

С другой стороны, зная последовательность проявления опасных зон и их критическое состояние можно прогнозировать участки обрушения покрывающих пород и выбирать порядок отработки нижележащих горизонтов, который бы максимально способствовал развитию самообрушения.

Список литературы

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Афтершоки подземных взрывов: Препр. ИГД АН СССР, 1991. 34 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Геомеханика крупномасштабных взрывов. М.: Недра, 1993. 319 с.
3. Акопян С.Ц. Количественное описание сейсмических процессов на основе сейсмической энтропии // Физика Земли, 1988. № 1. С. 11–26.
4. Кондратьев С.В. Методика измерения относительного движения породных блоков. // Контроль состояния скального массива при долговременной эксплуатации крупногабаритных подземных сооружений. Апатиты: КНЦ РАН, 1993. С. 64–74.
5. Курленя М.В., Опарин В.Н. Некоторые особенности реакции горных пород на взрывные воздействия в ближней зоне.: Препр. ИГДСО АН СССР. Новосибирск, 1984. № 10. 32 с.
6. Курленя М.В., Опарин В.Н., Адушкин В.В. и др. Явление знакопеременной реакции горных пород на динамические воздействия // Механика горных пород. Горное и строительное машиноведение. Технология горных работ. Новосибирск: ИГД СО РАН, 1993. 220 с.
7. Курленя М.В., Опарин В.Н. О явлении знакопеременной реакции массивов горных пород на динамические воздействия // ФТПРПИ, 1990. № 4. С. 3–13.
8. Курленя М.В., Опарин В.Н. О формировании упругих волновых пакетов при импульсном возбуждении блочных сред. Волны маятникового типа V_μ . Докл. АН, 1993. Т. 333. № 4. С. 515–521.
9. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
10. Рулев Б.Г. Динамические характеристики сейсмических волн при подземных взрывах // Взрывное дело. № 64/21. М.: Недра, 1968. С. 109–158.
11. Садовский М.А., Адушкин В.В., Спивак А.А. О размере зон необратимого деформирования при взрыве в блочной среде // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1989. № 9. С. 9–16.

Оценка нарушенности приконтурного слоя подземных горных выработок на Ковдорском флогопитовом месторождении

К.Н. Константинов

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, const1980@gmail.com

Разработка флогопитового месторождения в г. Ковдор, начавшаяся в 1967 г. подземным способом, продолжавшаяся затем комбинированным способом, ведется с 1992 г. открытым способом Северо-западным карьером (рис. 1). ОАО «Ковдорслюда» после закрытия флогопитовых рудников Восточной Сибири оказалось единственным в стране предприятием, производящим флогопитовую продукцию.



Рис. 1. Северо-западный карьер Ковдорского флогопитового месторождения.



Рис. 2. Подземный рудник «Ковдорслюда» в режиме сухой консервации, гор. +104 м.

Наличие значительного объема подземных пустот, связанных единой разветвленной сетью проходческих выработок, создает условия для крупномасштабного непосредственного контакта флогопитовых руд с водой в случае затопления подземного рудника, что приведёт к гидратации флогопита и потере им товарных качеств [1]. Предотвращение этих последствий возможно путём содержания подземного рудника в режиме сухой консервации (рис. 2), что требует дополнительных затрат. Необходимо было провести исследования по определению возможности потерь товарных свойств разведанных запасов слюды-флогопита, вскрытых подземными горными выработками на Ковдорском месторождении ниже гор. +132 м, при условии их затопления.

С этой целью был определен целый комплекс задач, среди которых была и оценка трещиноватости и нарушенности массива пород вблизи горных выработок.

Для исследования трещиноватости и нарушенности приконтурного слоя горных выработок применялись следующие методы:

- телевизионная съемка скважин,
- ультразвуковой каротаж скважин,
- контроль разрушения скважин.



Рис. 3. Комплекс телевизионного контроля скважин.

Комплекс телевизионного контроля скважин (КТКС) (рис. 3) предназначен для видеоконтроля технологических, геологоразведочных, контрольных, взрывных и других видов скважин. Он позволяет оценить разрушение стенок, наличие включений, прожилков, трещин, наличие и направление водопотоков и др. в скважинах. Эффективность работы этого оборудования подтверждена многочисленными измерениями на подземных рудниках и карьерах Мурманской области [2]. Методика проведения наблюдений – непрерывная телесъемка ствола скважин на всю доступную глубину. Проведена съемка и выполнена оценка трещиноватости по 8 скважинам.

В таблице 1 и на рис. 4 приведены данные телесъемки по геологоразведочным скважинам. Как видно, мощность приконтурных зон с повышенной трещиноватостью (нарушенных) не превышает 2.5 м.

Здесь нужно отметить, что трещины, определенные по данным телесъемки иногда имеют естественное происхождение.

Таблица 1.

Интенсивность трещиноватости вблизи контура выработки по данным телесъемки

Глубина L, м.	Интенсивность трещиноватости (шт./м.)							
	ГП-1	ГП-5	ГП-25	ГП-38	ГП-42	ГП-31	ГП-32	ГП-33
0.5	5	3	2	2	3	1		7
1.5	4	2	3	7	3	2	7	
2.5	4	2	1	4	5		3	1
3.5	0	0	0	0	0			3
4.5	0	0	0	0	0			
Среднее	4	2	2	4	4	2	5	4

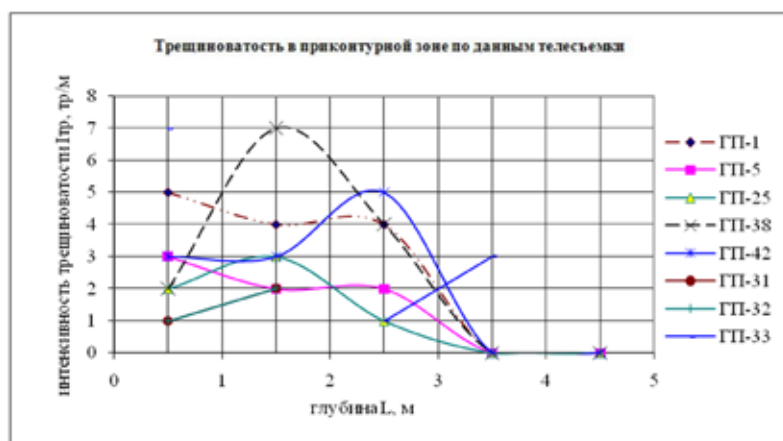


Рис. 4. Трещиноватость приконтурных зон по данным телесъемки.

По данным телесъемки выделены нарушенные (ослабленные) зоны в массиве (табл. 2). Их относительная величина в массиве составляет около 16%. Отметим, что по обводненным контрольным скважинам наблюдался внутренний для массива водообмен, то есть в скважинах присутствовали источники (И) и приемники (П) воды, что подтверждается как отсутствием водопритоков из большинства исследованных скважин на устье, так и тем фактом, что большинство из нарушенных зон выявлены в глубине массива, а не в приконтурном слое (рис. 5).

Ультразвуковой комплекс предназначен для экспериментального изучения



Рис. 5. Стоп-кадры нарушенных зон исследованных скважин ГП-38 (а) и ГП-3 (б) на глубинах 33 и 28 метров соответственно.

упругих свойств, трещиноватости и напряженного состояния горных пород в массиве. Внешний вид комплекса показан на рис. 6. Физические принципы решения указанных задач основаны на применении инвариантных физических величин – скоростей упругих волн, реагирующих как на вариации напряженного состояния, так и на структурные особенности (трещины) массива пород.

Применявшаяся методика измерений – каротаж приконтурной зоны. Профилирование осуществлялось с шагом 0.25 м. Измерялись времена прихода первых вступлений продольной волны от генератора ультразвукового импульса до 1, 2 и 3 датчиков, использующихся в качестве приемников сигнала. Далее по измеренным данным

определялась скорость продольной волны между датчиками. Проведены измерения в трех геологоразведочных скважинах (рис. 7).

Таблица 2.

Данные о водопритоках и нарушенных зонах (желтый цвет)
по данным телесъемки скважин в подземном руднике «Ковдорслюда»

Глубина скважины, м.	ГП-5	ГП-3	ГП-25	ГП-38	ГП-42
1			и		
2–8					
9	п				
10					
11	и+п				
12					
13					
14		п			
15		и+п+и			
16		п			
17					
18		п			
19		и			
20		п			
21					и
22		и			п
23					
24					
25					
26			п		
27		п	п+и		п
28		и+п			
29–32					
33				и	
34					
35					
36					
37				и	
38					
39				п	
40–52					

По данным ультразвуковых измерений нарушенная зона находится в пределах до 1м от стенки выработки (зона непрохождения сигнала).

Метод и аппаратура для контроля разрушения скважин позволяют оценить местоположение и геометрические параметры раскрытых трещин и нарушенных зон в массиве пород. В ряде шпуров или скважин, пробуренных в различных направлениях перпендикулярно стенкам выработки осуществляется контроль параметров зоны разрушения стенок: диаметр разрушенной части, длину зоны разрушения. Эти измерения производятся с помощью специального малогабаритного измерительного комплекса КРС (контроль разрушения скважин), (рис. 8).

Методика наблюдений – непрерывное профилирование по скважинам. Выполнены наблюдения по 3 скважинам; результаты по двум из них приведены на рис. 9. По измерениям размера скважины $D_c(L)$, где L – глубина от устья скважины установлена зона разрушения ствола на глубине $L > 8$ м (ГП-5), $L > 26$ м (ГП-1). Непосредственных разрушений в приконтурной области измерения методом КРС не установлено. Если считать участки разрушения скважин связанными с нарушенными (ослабленными) зонами в массиве, то относительная протяженность таких зон составляет по ГП-5 – 14%, по ГП-1 – 32%.

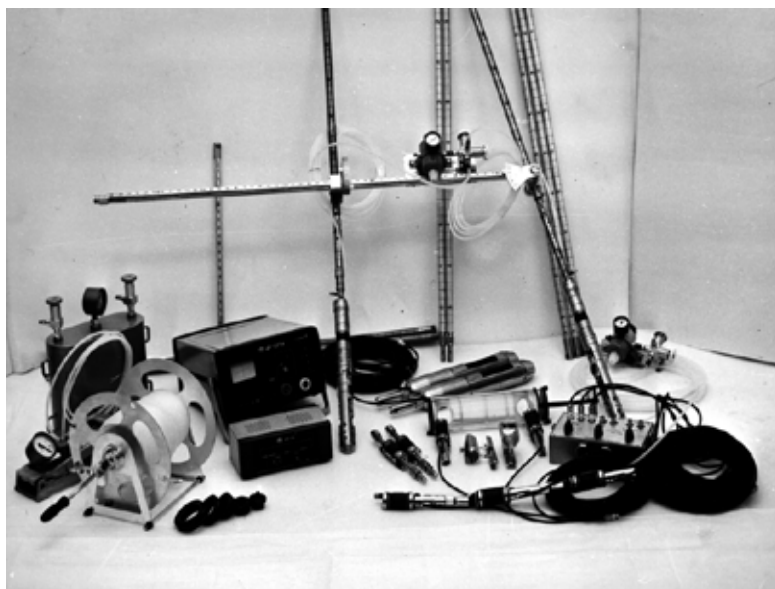


Рис. 6. Внешний вид ультразвукового комплекса.

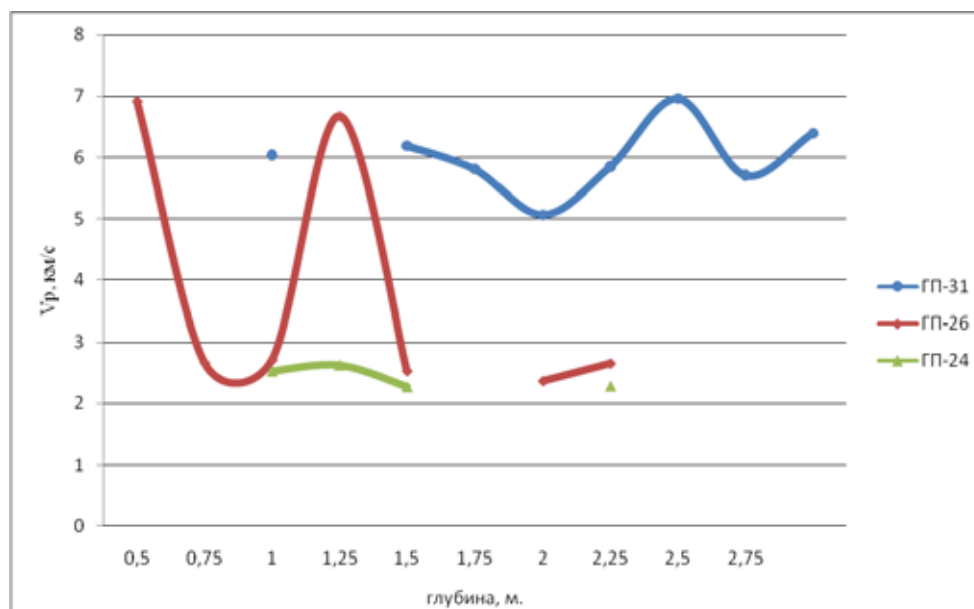
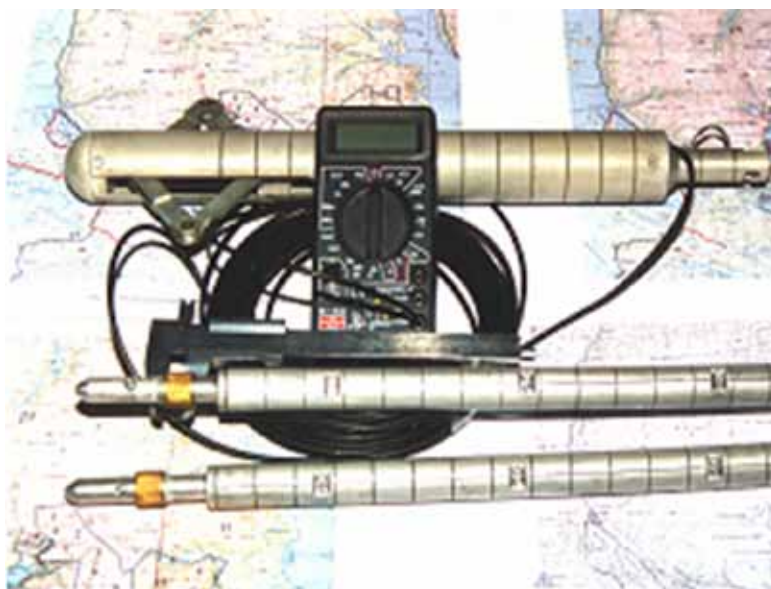


Рис. 7. Результаты измерений ультразвуковым методом.

Рис. 8. Общий вид комплекса для контроля разрушения скважин КРС.



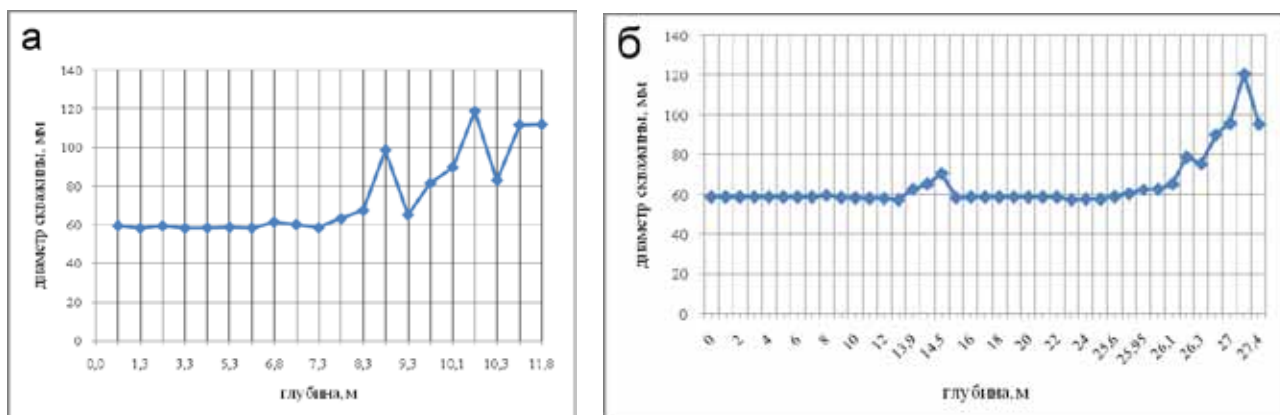


Рис. 9. Изменение поперечного размера скважин ГП-5 (а) и ГП-1 (б) по глубине (от устья) по данным контроля разрушения скважины (КРС).

Оценка нарушенных зон на подземном руднике комбината «Ковдорслюда» на гор.+144 м проводилась Горным институтом в 1970–1975 гг. Проведены измерения реометрическим, ультразвуковым и оптическим методами. По этим данным зона нарушенных пород составила 0.4 м, а по мере приближения очистных работ увеличилась до 2 м. Проведенный комплекс наблюдений в горных выработках подземного рудника «Ковдорслюда» методами телесъемки, ультразвуковым и КРС, позволяют сделать следующие выводы:

1. Около подземных горных выработок гор.+104 м наблюдается нарушенная зона мощностью 0.4–2.5 м в зоне влияния очистных работ.
2. По данным телесъемки 5 обводненных скважин установлено, что в массиве наблюдается внутренний водообмен с расположением источников и приемников воды в пределах изученных участков.
3. В целом, по данным контроля нарушенности массива по геологоразведочным скважинам можно сделать вывод, что при фильтрации воды по нарушенным (ослабленным) зонам основными каналами будут являться:
 - нарушенные зоны внутри массива в пределах оруденения (16 % от объема);
 - выработки и их приконтурные зоны в пределах 0.4–2.5 м от стенок;
 - разведочные и другие скважины.

Список литературы

1. Бусырев В.М. Потери слюды от повреждений при подземной разработке месторождений Л.: Наука, 1987. 144 с.
2. Шкуратник В.Л., Тимофеев В.В., Ермолин А.А. и др. Телевизионный мониторинг скважин на рудниках Кольского полуострова. ГИАБ № 2, Москва, 2009. С. 76–84.

Сейсмотомографический контроль динамики состояния горных выработок на апатитовых рудниках

В.И. Панин, Ю.А. Старцев

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

Аннотация. Приведены результаты исследований методом сейсмической томографии, который позволяет получить интегральную картину состояния достаточно большого участка геологической среды и отслеживать его динамику в процессе развития горных работ. Приводятся методика и техника томографических исследований и результаты их применения на Хибинских апатитовых рудниках.

Рудник с вмещающим его участком геологической среды образует открытую сложную нелинейную природно-техническую систему – ПТС. Эволюция геологической среды в ПТС определяется множеством детерминированных и случайных факторов. Детерминированными факторами являются технология и процессы ведения горных работ, призванные обеспечить безопасную и экономичную добычу полезного ископаемого. К случайным факторам относятся неоднородность геологии и тектоники месторождения, природные геофизические процессы в геосферах Земли, а также возможные нарушения некоторых проектных параметров, которые могут оказать негативное влияние на состояние ПТС.

В качестве внутренних управляющих параметров геологической среды, определяющих её геомеханическую эволюцию, приняты показатели её напряженно-деформированного состояния, геологическое строение и

структура массива, в качестве внешних управляющих параметров технология горных работ и объёмы добычи полезных ископаемых [2].

Эволюция любой системы преследует определённые цели, в нашем случае – обеспечение стабильной и безопасной работы горнодобывающего предприятия, т.е. рудника или карьера. Поэтому изменение параметров эволюции геологической среды в ПТС должно быть прогнозируемым и находиться под постоянным контролем.

Одним из методов такого контроля является сейсмическая томография, которая позволяет получить интегральную картину состояния достаточно большого участка геологической среды и отслеживать его динамику в процессе развития горных работ. Ниже приводятся методика и техника томографических исследований и результаты их применения на Хибинских апатитовых рудниках.

Метод сейсмической томографии позволяет обнаружить повышенные напряжения не только на контуре выработок, но и в глубине массива. Повышенные напряжения на контуре выработки можно обнаружить визуально, тогда как высокие напряжения на некотором расстоянии от контура могут какое-то время себя не проявлять. Метод сейсмической томографии при обследовании значительных (до десятков сотен м²) участков массива пород является наиболее информативным и высокопроизводительным. Однако применение сейсмической томографии в условиях работающего рудника осложняется высоким уровнем техногенных помех, в частности от работающего бурового оборудования, необходимостью бурить подбурки и бетонировать в них стальные реперы. В настоящий момент для большей оперативности работ приёмники сейсмических колебаний располагаются непосредственно на стенках выработок в предварительно выбранных и размеченных точках в наиболее монолитных участках, что обеспечивает удовлетворительный акустический контакт.

Контроль напряженно-деформированного состояния отрабатываемого участка проводится в следующей последовательности [1]:

- 1 – выбор наиболее опасных участков по данным визуальных обследований;
- 2 – подготовка сейсмотомографического полигона;
- 3 – выполнение нескольких циклов сейсмотомографических наблюдений;
- 4 – обработка и анализ результатов наблюдений, подготовка заключения о текущем геомеханическом состоянии контролируемых участков и выработка рекомендаций по обеспечению безопасности горных работ.

В качестве примера приведены результаты сейсмотомографии на Расвумчоррском руднике на подэтаже +495 м в блоке 1/6 откаточного гор. +470 м, проведены три цикла измерений между буродоставочным штреком 13 (БДШ 13) и вентиляционно-транспортным штреком 12 (ВТШ 12), 12.07.2007 г., 14.04.2008 г. и 22.12.2008 г. соответственно.

Массив горных пород в районе полигона представлен линзовидно-полосчатыми рудами и уртитам. В пределах блока выявлены многочисленные зоны окисленных и раздробленных пород, мощность которых колеблется от 0.5 до 7–10 м. Породы в таких зонах сильно трещиноваты и менее прочны, чем вмещающие их руды и породы. В ряде выработок как ортового, так и штрекового направления горное давление проявляется в виде шелушения, динамического заколообразования, вывалов пород. Вывалы происходят по окисленным зонам и достигают мощности 5 м.

Схема геологического строения участка исследований приведена на рис.1.

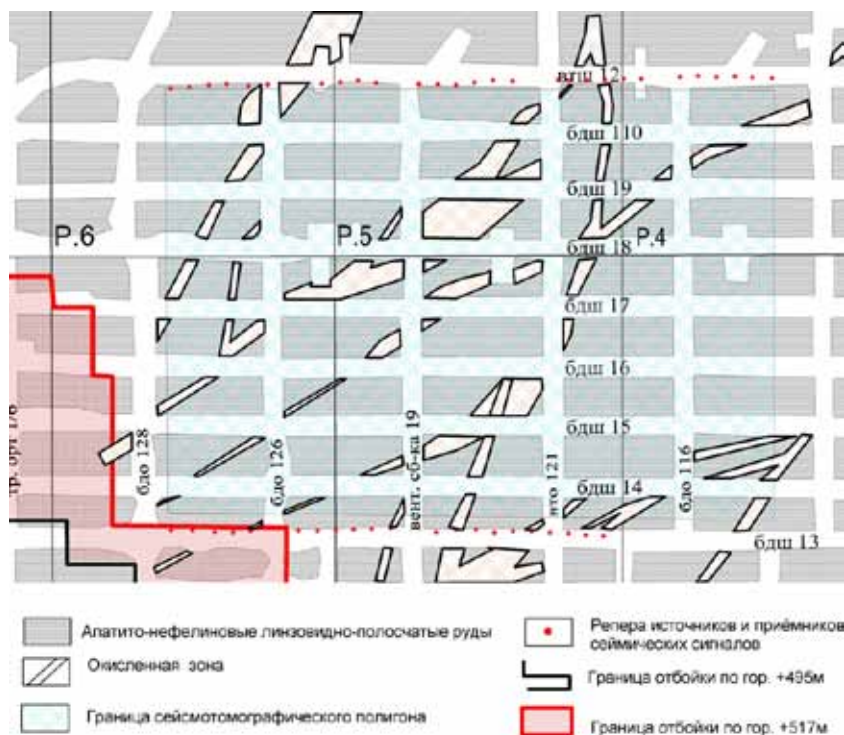


Рис. 1. Схема геологического строения участка исследований.

Подготовка полигона включала установку на стенках выработок металлических реперов и их последующую маркшейдерскую привязку. В ВТШ 12 реперы использовались для крепления на пластилин сейсмических датчиков, а в БДШ 13 для возбуждения упругих колебаний. Подготовка полигона таким способом позволяет исключить влияние зоны нарушенных пород вокруг выработок и избавиться от необходимости постоянно восстанавливать разметку реперов, которая в процессе горных работ может нарушиться. Эти меры позволяют проводить измерения при неизменных координатах реперов, что в свою очередь исключает ошибки, связанные с программной интерпретацией сейсмических данных.

Измерения выполняли с помощью 24-канальной сейсмостанции SmartSeis фирмы Geometrics. Обработка сейсмических данных осуществлялась с помощью программы XТomo-LM. Томографическая обработка состояла из двух этапов – решение прямой и обратной задач. Решение прямой задачи заключалось в расчете траекторий и времён пробега волн для однородной скоростной модели. На стадии решения обратной задачи невязки между теоретическими и измеренными временами пробега волн использовались для расчета поправок к опорной модели. Опыт предыдущих исследований на апатитовых рудниках показал, что невязки между теоретическими и измеренными временами пробега основной массы волн не превышают семи процентов. Те волны, у которых невязки выше семи процентов, из дальнейших итераций исключались. Таким образом, начальная скоростная модель была принята однородной. Решение обратной задачи проводилось методом наиболее гладкого решения.

Первый цикл измерений зафиксировал начальное состояние скоростного поля и является опорной скоростной моделью для последующих измерений. По результатам первого цикла сейсмотомографических измерений исследуемый участок массива характеризовался неоднородной структурой скоростного поля, которая соответствует сложному строению и напряженно-деформированному состоянию контролируемого участка. Зона пониженных скоростей продольных волн приурочена к тектоническим нарушениям, в которых породы раздроблены и окислены. Тектонические нарушения в естественных условиях характеризуются пониженными скоростями продольных волн, поэтому на скоростной модели нарушения прослеживаются по всему исследуемому массиву, хорошо согласуясь с геологическим строением участка наблюдений.

На рис. 2-б представлены измерения на втором этапе, из которого видно, что границы высоко- и низкоскоростных зон изменились незначительно. Наблюдается небольшое увеличение этих зон. В районе сопряжения буродоставочного орта 128 (БДО 128) и ВТШ 12 размеры низкоскоростных зон возросли. Вдоль ВТШ 12 возникли новые низкоскоростные зоны. Все низкоскоростные зоны приурочены к тектоническим нарушениям, по которым происходят вывалы пород. В восточной части исследуемого участка массива высокоскоростные зоны слились в одну обширную область.

На рис. 2-б представлены измерения на втором этапе, из которого видно, что границы высоко- и низкоскоростных зон изменились незначительно. Наблюдается небольшое увеличение этих зон. В районе сопряжения буродоставочного орта 128 (БДО 128) и ВТШ 12 размеры низкоскоростных зон возросли. Вдоль ВТШ 12 возникли новые низкоскоростные зоны. Все низкоскоростные зоны приурочены к тектоническим нарушениям, по которым происходят вывалы пород. В восточной части исследуемого участка массива высокоскоростные зоны слились в одну обширную область.

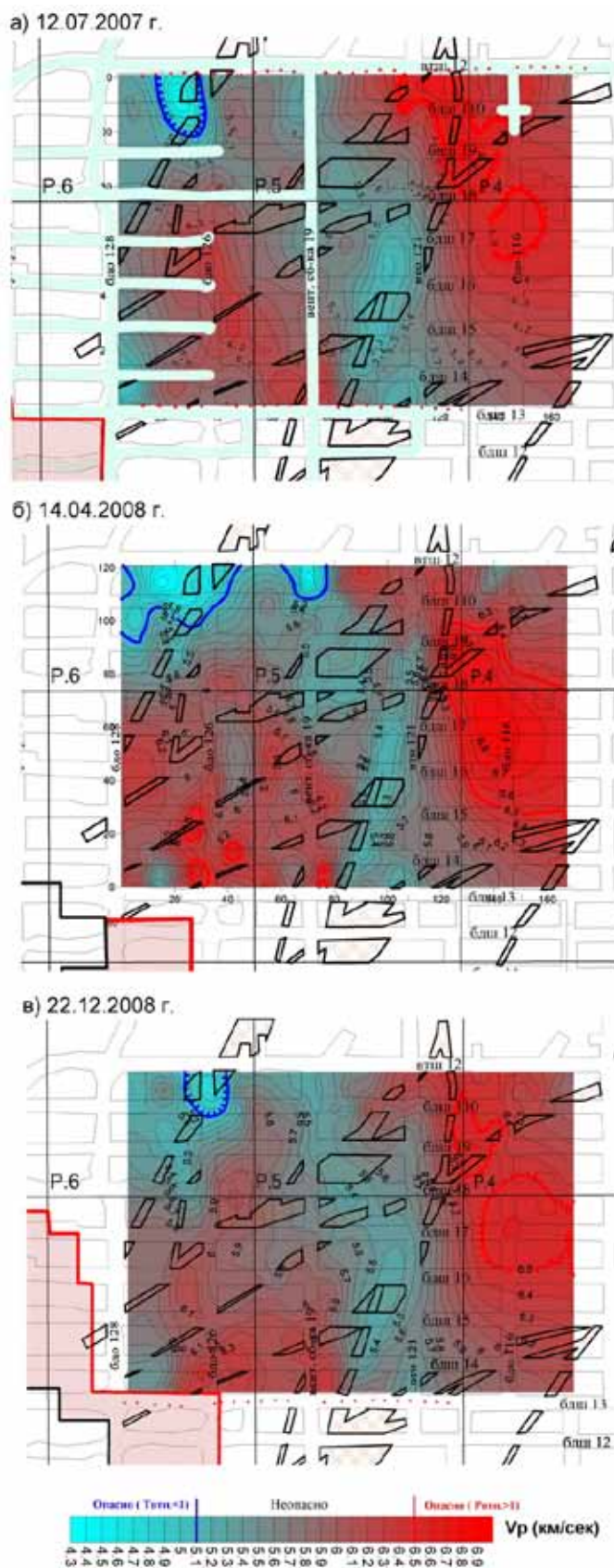


Рис. 2. Уточненная скоростная модель уч-ка массива +495 гор. бл.1/б.

ласть, местоположение которой практически не изменилось

За время между вторым и третьим циклами граница отбойки по гор.+517 м сместилась на восток и в период выполнения третьего цикла находилась непосредственно около западной части сейсмотомографического полигона, а по гор. +495 м на север и юг примыкала непосредственно к западной границе полигона. Сравнение скоростных моделей по данным третьего и первого этапов измерений показывает, что они практически совпадают. За время между первым и третьим циклами измерений скоростное поле вернулось к прежнему состоянию, что можно объяснить незначительными объемами добычи на данном участке и большими временными интервалами между отбойками очередных секций. Массив за продолжительное время между отбойками успевает отстояться и релаксировать возникшие напряжения. Наиболее четко этот процесс проявляется на разностных скоростных моделях (рис 3-а, б, в).

За время между вторым и третьим этапами измерений на участках массива, где отмечался рост скоростей продольных волн, произошло их уменьшение, а там где отмечалось уменьшение – произошел их прирост. Все эти изменения имеют примерно одинаковую величину, но противоположные знаки. Практически все параметры скоростного поля вернулись к исходному состоянию, которое было зафиксировано на момент первого этапа измерений.

Это подтверждает разностная скоростная модель для первого и третьего этапов (рис. 3-в), на которой видно, что за полтора года между этими этапами отмечен прирост скоростей на величину 0.4 км/с в зоне на сопряжении выработок БДШ 13 и БДО 128, которая приурочена к границе отбойки. В БДО 126 скорости возросли на величину 0.5 км/с, что связано с влиянием тектонического нарушения, которое является концентратором напряжений. В остальных областях массива прирост скоростей незначителен и не превышает погрешности измерений. Наибольшее уменьшение скоростей на величину до 0.5 км/с зафиксировано между Вент. Сбойкой 19 и ВТО 121, что обусловлено близостью тектонического нарушения.

Результаты измерения скоростей V_p приведены в табл. 1, из которой видно, что основные статистические параметры первого и третьего этапов измерений практически совпадают. Несмотря на то, что средние значения скоростей V_p на всех этапах измерений одинаковы, статистические показатели второго этапа измерений имеют другие значения. Скоростное поле более неоднородно, на что указывает большее стандартное отклонение и эксцесс >1 . Значений с высокими показателями скоростей V_p стало больше, и они распределены вокруг центрального момента равномерней, на что указывают повышенные значения дисперсии. Статистический анализ подтверждает ранее сделанные выводы о релаксации напряжений в массиве.

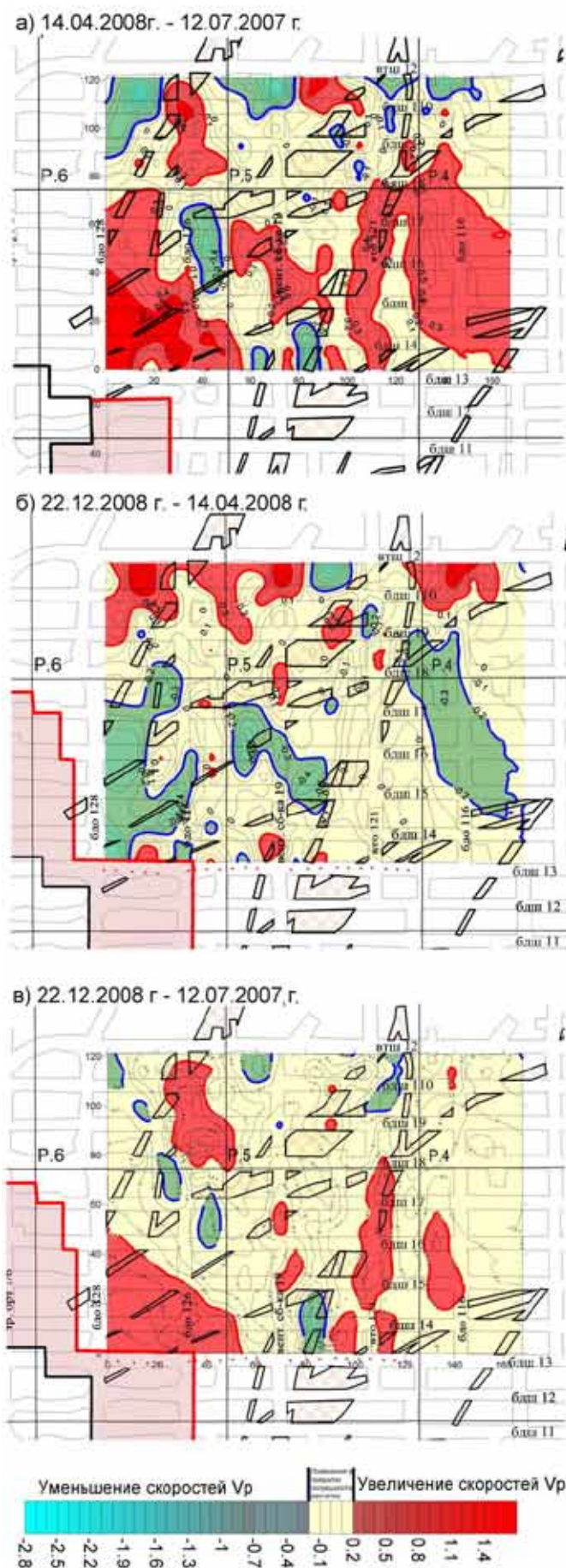


Рис. 3. Разностные скоростные модели уч-ка массива +495 гор. бл.1\6.

Таблица 1.

Дата измерений	Среднее V_p км/с	Минимальное V_p км/с	Максимальное V_p км/с	Стандартное отклонение, км/с	Эксцесс	Дисперсия
12.07.2004 г.	5.86	4.52	6.77	0.39	-0.22	0.16
14.04.2006 г.	5.87	4.4	6.84	0.47	0.04	0.221
22.12.2006 г.	5.86	4.78	6.61	0.37	-0.57	0.14

Таким образом, методика сейсмотомографических наблюдений позволяет получить детальную картину параметров состояния пород в массиве на значительной площади. А относительная малая трудоемкость позволяет проводить мониторинг области активных горных работ и своевременно выявлять опасные участки, проводить необходимую профилактику.

Список литературы

1. Сейсмичность при горных работах. Коллектив авторов. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 325 с.
2. Паничкин С.А., Старцев Ю.А., Павлов Д.А. К вопросу о перспективах использования межскважинных сейсмотомографических наблюдений на Хибинских апатитовых рудниках // Проблемы разработки месторождений полезных ископаемых и освоения подземного пространства северо-запада России. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. Ч. 3. С. 105–109.

Результаты определения напряженного состояния прибортового массива пород на карьерах Кольского полуострова

В.В. Рыбин, Н.О. Губинский, И.В. Данилов

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, gubnikita@ya.ru

В рамках проводимых в настоящее время Горным институтом КНЦ РАН работ по геомеханическому обоснованию возможностей оптимизации параметров карьеров в скальных тектонически-напряженных породах было показано, что одним из определяющих факторов, влияющих на устойчивость бортов карьеров, является напряженное состояние массива пород в окрестности карьерных выемок [1, 4].

В связи с важностью учета напряженного состояния при оценке устойчивости бортов карьеров были проведены специальные экспериментальные определения его параметров в карьере рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК», Ньюкпахском карьере Восточного рудника и в карьере Центрального рудника ОАО «Апатит».

Исследования проводились методом разгрузки в варианте торцевых измерений [5]. В основу метода положено использование физического свойства – упругой деформируемости пород под нагрузкой. В естественных условиях породный массив испытывает деформации как следствие действия напряжений (гравитационных, тектонических, температурных и др.). Если от массива отделить его часть, то действующие напряжения снимутся, и в отдельной части произойдут деформации упругого восстановления. Измерив величины деформаций и определив упругие показатели свойств пород, с помощью аналитического аппарата теории упругости можно вычислить величины напряжений. Погрешности определения напряжений зависят от степени соответствия деформирования пород массива линейной зависимости между напряжениями и деформациями.

Метод разгрузки является достаточно точным и методически обоснованным, что позволяет применять его для определения полного тензора напряжений изучаемого массива пород [6].

На рис. 1 в качестве примера показана типовая конструкция измерительной станции. На рис. 2 приведен график распределения напряжений по длине скважины.

В табл.1 представлены обобщенные данные измерений параметров напряженного состояния прибортового массива пород карьеров ОАО «Ковдорский ГОК» и «Апатит».

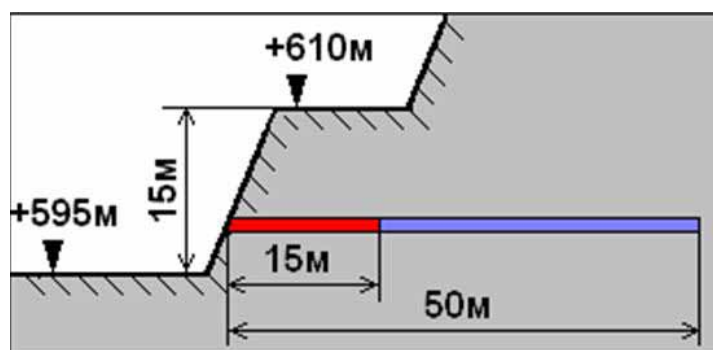


Рис. 1. Типовая конструкция станции по измерению параметров напряженно-деформированного состояния массива пород методом разгрузки: общая длина скважины – 50 м, участок измерений методом разгрузки – 15 м.

Таблица 1.

Параметры напряженного состояния массива пород крупных карьеров ОАО «Ковдорский ГОК» и ОАО «Апатит»

Абсолютная отметка измерительной станции, место измерений, борт карьера	Глубина (средн.) расположения изм. станции от первоначального рельефа H_{cp} , м	Измеренные параметры напряженного состояния массива пород по результатам измерений методом разгрузки			Расчетные параметры напряженного состояния массива пород исходя <u>только</u> <u>из собственного веса</u> <u>вышележащих пород</u>	
		максимальная компонента σ_{max} , МПа	минимальная компонента σ_{min} , МПа	наклон σ_{max} к горизонту. β_{max} , град	вертикальная компонента $(\gamma H) \sigma_{верт}$, МПа	горизонтальная компонента $(\lambda \gamma H) \sigma_{гор}$, МПа
Карьер рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК»						
+40м, 2005, СВБ (ОПУ) ¹	217	13	4	18°	6.5	2.2
+94м, 2000, СВБ (ОПУ)	163	20	4	18°	5	1.6
+94м, 2000, СВБ (ОПУ)	163	22	9	−14°	5	1.6
+118м, 2005, СЗБ (ОПУ)	90	5	−1	6°	2.7	0.9
+142м, 2001, СЗБ (ОПУ)	65	8	−2	43°	2	0.6
+166м, 2003, ЮВБ	40	3	−1	13°	1.2	0.4
+154м, 2005, ЮВБ	52	11	3	88°	1.6	0.5
+10м, 2007, СБ	247	20	3	−24°	7.4	2.5
+10м, 2009, СБ	247	27	8	−17°	7.4	2.5
+25м, 2007, СЗБ	237	24	14	−15°	7.1	2.3
+99м, 2009, ЗБ	157	23	13	−80°	5	1.7
+109м, 2009, ЗБ	147	31	25	−89°	4	1.5
+15м, 2009, ВБ	191	16	12	32	6	2
+15м, 2009, ВБ	191	22	12	15	6	2
Ньюкпахкский карьер Восточного рудника ОАО «Апатит» ²						
+500м, 2002	200	18	12	−16	6	2
+470м, 2003	230	24	10	−18	6.9	2.3
+440м, 2004	260	33	20	56	7.8	2.6
+470 м, 2005	230	22	12	106	6.9	2.3
Карьер Центрального рудника ОАО «Апатит»						
+610 м, 2003	290	5	−3	36	8.7	2.9
+595 м, 2004	305	26	19	37	9.15	3.05
+580 м, 2005	320	17	4	41	9.6	3.2

¹ СБ – северный борт; СВБ – северо-восточный борт карьера; СЗБ – северо-западный борт карьера; ЮВБ – юго-восточный борт карьера; ОПУ – опытно-промышленный участок.

² в Ньюкпахкском карьере Восточного и в карьере Центрального рудников ОАО «Апатит» все измерения проводились на северных бортах со стороны висячего бока рудной залежи.

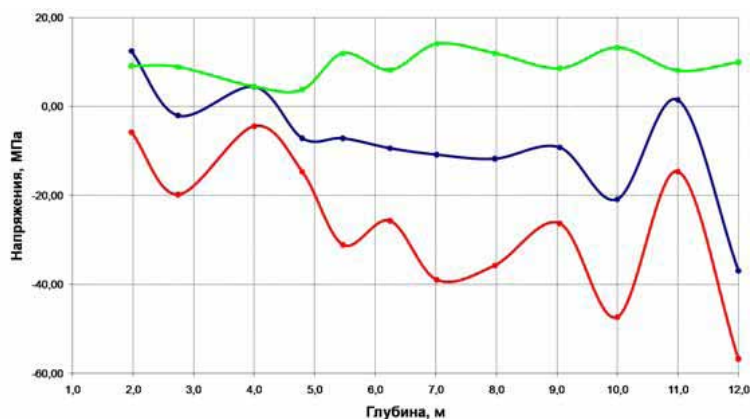


Рис. 2. Распределение напряжений по длине исследовательской скважины; зеленый, синий и красный графики – соответственно, распределение максимальной касательной, минимальной и максимальной компонент квазиглавных напряжений по длине участка измерений в скважине.

величин напряжений в массиве показывает, что действующие значения максимальных компонент главных напряжений на 20 измерительных станциях из 21 превышают максимальные расчетные напряжения от собственного веса вышележащих пород. Сравнительно невысокие значения действующих напряжений на горизонтах +610 м и +580 м в карьере Центрального рудника объясняются расположением измерительной станции в аномальной зоне (рабочая зона карьера, трещиноватый массив). При этом в абсолютном большинстве случаев отношение $\sigma_{\max} / \sigma_{\text{верт}}^{\text{ср}} > 2$. Это обстоятельство позволяет сделать вывод о соответствии напряжённого состояния массива пород исследованных месторождений гравитационно-тектоническому типу. Применительно к карьерам Восточного и Центрального рудников ОАО «Апатит» этот вывод подтверждается выявленными ранее общими закономерностями распределения напряжений в районе Хибинских апатит-нефелиновых месторождений [2, 3, 6].

Несмотря на имеющийся разброс полученных результатов, можно, в первом приближении, представить зависимость между максимальной компонентой главных напряжений и глубиной измерений для всех исследуемых месторождений (рис. 3) в виде:

$$\sigma_{\max} \approx 0,1 \times H, \text{ при } H > 40 - 50 \text{ м,}$$

где $\sigma_{\max}$ – максимальная компонента главных напряжений, МПа,

H – глубина измерений, м.

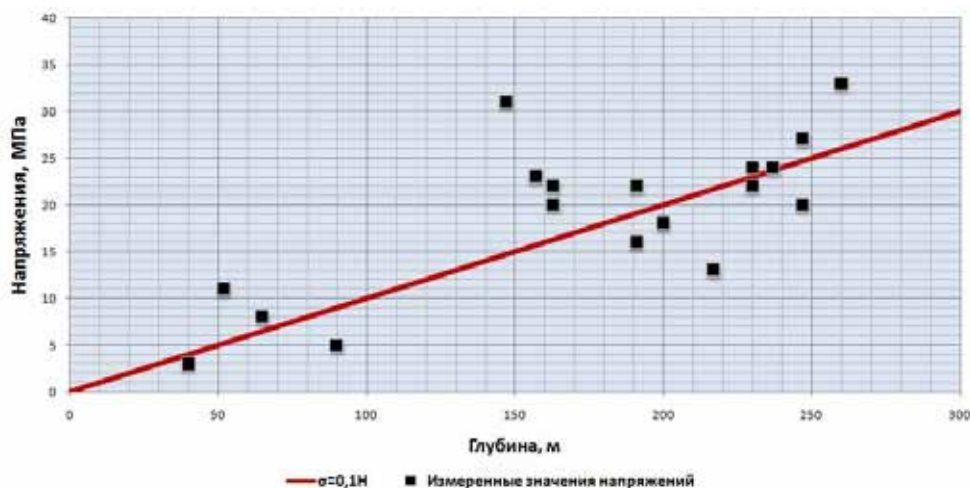


Рис. 3. Зависимость максимальной компоненты напряжений от глубины.

Поскольку большинство измерений методом разгрузки выполнены на участках наиболее протяжённых бортов карьеров, где коэффициент концентрации горизонтальных напряжений близок к единице, то полученные значения напряжений в первом приближении можно рассматривать как исходные в нетронутом массиве пород.

Учитывая общие закономерности распределения тектонических напряжений с глубиной, можно полагать, что на глубинах более 400–500 м зависимость $\sigma_{\max} = f(H)$ будет нелинейной. При этом рост напряжений с глубиной будет затухать. По мере накопления экспериментальных данных предложенная зависимость будет уточнена.

В целом на основе выполненных исследований напряжённого состояния массива пород на карьерах Кольского полуострова можно сделать следующие выводы:

Расчетные параметры напряженного состояния массива от собственного веса вышележащих пород определялись исходя из известных зависимостей: $\sigma_{\text{верт}} = \gamma H$; $\sigma_{\text{гор}} = \lambda \times \sigma_{\text{верт}}$, где $\sigma_{\text{верт}}$; $\sigma_{\text{гор}}$ – вертикальные и горизонтальные напряжения в массиве пород от собственного веса вышележащих пород; γ – объемный вес пород, т/м³ ($\gamma \approx 3$ т/м³); λ – коэффициент бокового отпора, в общем случае $\lambda = \nu / (1 - \nu)$; ν – коэффициент Пуассона (для горных пород исследуемых месторождений $\nu \approx 0,25$).

Например, для станции на гор. +500 м в Ньоркпахском карьере Восточного рудника ОАО «Апатит», получим: $\sigma_{\text{верт}} = \gamma H = 3 \text{ т/м}^3 \times 200 \text{ м} = 600 \text{ т/м}^2 = 6 \text{ МПа}$; $\sigma_{\text{гор}} = \lambda \times \sigma_{\text{верт}} = (\nu / (1 - \nu)) \times \sigma_{\text{верт}} = (0,25 / (1 - 0,25)) \times 6 \text{ МПа} = 2 \text{ МПа}$.

Сравнение расчетных и измеренных

1. Напряженное состояние приконтурного массива пород всех исследуемых месторождений соответствует гравитационно-тектоническому типу.

2. Наибольшее значение максимальной компоненты главных напряжений, зафиксированное на Ньоркпахском карьере составило 33 МПа на глубине 260 м, в карьере Центрального рудника – 26 МПа на глубине 305 м, а в карьере рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК» – 31 МПа на глубине 147 м. Учитывая всю совокупность данных по напряженно-деформированному состоянию Хибинского и Ковдорского массивов, можно сделать вывод о том, что абсолютные значения параметров напряженного состояния Хибинских апатит-нефелиновых месторождений несколько выше, чем на Ковдорском месторождении.

3. В первом приближении зависимость между максимальной компонентой главных напряжений (σ_{max} , МПа) и глубиной измерений (Н, м) можно представить в виде: $\sigma_{max} \approx 0.1 \times H$, при $50 \text{ м} < H < 500 \text{ м}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 09-05-12064 офи_м).

Список литературы

1. Козырев А.А., Решетняк С.П., Каспарьян Э.В. и др. Обеспечение устойчивости бортов карьеров в предельном положении // Безопасность труда в промышленности. 2003. № 10. С. 41–44.
2. Козырев А.А., Панин В.И., Иванов В.И. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. Апатиты, 1996. 159 с. (I часть); 162 с. (II часть).
3. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.
4. Мельников Н.Н., Козырев А.А., Решетняк С.П. и др. Концепция формирования нерабочих бортов глубоких карьеров Кольского Заполярья. Горный журнал, 2004. № 9. С. 45–50.
5. Турчанинов И.А., Марков Г.А., Иванов В.И. Руководство по измерению напряжений в массиве скальных пород методом разгрузки (вариант торцевых измерений). Кольский филиал АН СССР, Горн. ин-т. Апатиты: КФАН СССР, 1970. 48 с.
6. Турчанинов И.А., Марков Г.А., Иванов В.И. и др. Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок. Л.: Наука, 1978. 256 с.

Комплексные геолого-геофизические методы оценки блочности месторождений габбродолеритов Другорецкого силла (Южная Карелия)

С.Я. Соколов, А.А. Иванов, П.А. Рязанцев

Геологический институт КарНЦ РАН, Петрозаводск

История изучения Другорецкого силла габбродолеритов начинается с 1912 г., когда горный инженер С.А. Конради по заданию Московской Думы проводил поиск месторождений для производства колотого камня (брусчатки) на западном берегу Онежского озера. Это отражено в его отчете «О геологическом исследовании в Олонецкой губернии» [5]. До 60-х годов двадцатого века породы габбродолеритового силла рассматривались лишь как источник сырья для производства брусчатки и щебня, так как несовершенные технологии обработки не позволяли запустить эффективное производство блочного камня.

Во второй половине 60-х годов изменился подход к принципам разведки строительных материалов – от точечных исследований небольших участков перешли к площадной съемке. В 1968 году была проведена переоценка запасов Ропручейского месторождения, расположенного в пределах Другорецкой интрузии, на западном берегу Онежского озера. Запасы оценивались в 16 495 тыс. м³, при выходе блоков 17.9%. Открытие в 1975 г. Ропручейского камнеобрабатывающего завода способствовало дальнейшему изучению Другорецкой интрузии [1, 4, 7].

По заказу Минэлектронпрома СССР в 1987–88 гг. в Прионежском районе Карелии были проведены поисковые работы на 18-ти участках с целью выбора наиболее перспективного объекта для прецизионного машиностроения, требования к которому выше, чем к обычному месторождению блочного камня [3]. Таким объектом было признано Другорецкое месторождение габбродолерита. По итогам поисково-оценочных работ запасы габбродолерита по категории С₂ составили 9.41 млн. м³, при средней мощности полезной толщи 27.8 м. В 1991 г. был разработан проект на проведение детальной разведки Другорецкого месторождения, в результате выполнения которого общие запасы блочного камня должны составить не менее 2 млн. м³, при выходе блок-заготовок I–III групп не менее 12%. Отсутствие финансирования не позволило осуществить данный проект.

С начала 90-х гг. по заявкам и техническим заданиям целого ряда малых предприятий силами Карельской геологической экспедиции проведены поисково-оценочные работы на нескольких участках Другорецкого силла [1, 4, 6]. В настоящее время выдано 13 лицензий на добычу блочного камня на небольшом участке около 10 пог. км вдоль автодороги от д. Другая Река до д. Каскесручей, при протяженности силла более 100 км. Оценка блочности месторождений силла важна для экономики республики, поскольку, на данный момент, около 3/4 объема добычи габбродолерита в Карелии сконцентрировано в районе п. Другая река. В последние годы, в связи с активным ростом потребления полированного габбродолерита, увеличились объемы добычи блоков на карьерах. Однако, запасы сырья, на котором работают горные предприятия Другорецкой группы, недостаточны для удовлетворения существующего спроса. Вместе с тем, и качество добываемых блоков не соответствует европейским стандартам. Вышеуказанные причины не позволяют производителю ориентироваться на иностранного потребителя. Последнее повышение расценок на природный камень лишь подтверждает актуальность данной проблемы.

В республике Карелия имеются все предпосылки для дальнейшего развития горно-промышленного комплекса, в связи с тем, что ее территория расположена в пределах Фенноскандинавского щита, и в основном сложена прочными кристаллическими породами докембрийского возраста.

В геологическом отношении район Другорецкого силла расположен в пределах Прионежской (Западно-Онежской) синеклизы, составной части Туломозерско-Онежской подзоны Центрально-Карельской структурно-формационной зоны, выделенных в Карельской геотектонической области. Прионежская синеклиза имеет субовальную форму, простирается от г. Петрозаводска в юго-восточном направлении на 120 км (за пределы Карелии) при ширине 50–70 км (рис. 1). Самыми древними породами в районе являются ритмично-слоистые кварцито-песчаники и алевролиты падосской свиты. Метаморфизованные породы района относятся к Петрозаводской и Шокшинской свитам, веписийского надгоризонта нижнего протерозоя. В южной части территории они несогласно перекрыты образованиями котлинской свиты вендской системы верхнего протерозоя. Выше, на отложениях котлинской свиты, либо шокшинской свиты, несогласно залегают породы девонской системы палеозоя (фанерозоя).

Интрузивные образования в районе представлены мощным (165–200 м) силлом габбродолерита ропручейского комплекса, залегающим согласно или субсогласно в осадочных породах шокшинской свиты, образуя вместе с ними складки. Возраст интрузии позднекарельский (веписийский). На поверхности габбродолерит прослеживается в восточном крыле. Породы здесь залегают, в основном, с падением на юго-запад под углом 0–10°. К восточному крылу структуры, более выраженному в орографическом отношении, приурочены практически все известные проявления и месторождения габбродолерита (облицовочного и строительного камня). Интрузия неоднородна по своему структурно-вещественному составу вследствие дифференциации расплава. Выделяется три слоя (снизу вверх):

1. Мелкозернистый габбродолерит, серый и темно-серый, мощностью 33 м.
2. Среднезернистый габбродолерит темно-серый и серый, мощностью 94 м.
3. Неоднородный по цвету и зернистости габбродолерит мощностью 53 м.

Зоны контактов интрузии сложены тонкозернистыми и афонитовыми диабазами и диабазовыми порфиритами (мощностью 0.8–1.1 м). В краевой части силла фиксируются 1–2 пластовые интрузии мощностью 6–10 м, сложенные мелко- и тонкозернистым диабазом. В западном крыле синеклизы в скважине под мощным силлом залегает пластовое тело габбродолерита мощностью 11.5 м. Более низкое стратиграфическое положение занимают диабазы, входящие в состав петрозаводской свиты как эффузивные образования, мощностью 14–22 м. К ним относится Шокшинское месторождение диабаза. При картировании установлен сдвиг северо-восточного направления с амплитудой смещения тела диабаза на 400 м. Разрывные нарушения на территории района имеют северо-восточное направление. По морфологии нарушения относятся к сбросам и часто фиксируются серией уступов с суммарной амплитудой смещения блоков до 200 м. Блоки образуют ступени, обращенные к Онежскому озеру, что нашло свое отражение в геоморфологическом строении интрузии габбродолерита (крутые северо-восточные склоны и пологие юго-западные) [7].

Однако, фактор влияния (распределения) тектонических нарушений на блочность сырья явно недостаточно изучен практически на всех участках действующих карьеров за исключением ООО «Интеркамень».

Прогноз блочности на обрабатываемых участках силла составлялся по данным геологических методов (геоморфологического, методики определения блочности, бурения), как правило, без использования геофизики и их проведение носило, как правило, эпизодический характер. Исследования объектов с применением геофизики заказывали лишь отдельные предприятия [2]. В связи с тем, что трещиноватость по технологическим горизонтам развита весьма неравномерно, большинство карьеров работает нестабильно. По этой причине имеются случаи закрытия предприятий. Действующие горные предприятия начинают детальное изучение горизонтов лишь при значительном снижении выхода кондиционных блоков. Применение геофизических методов исследований дает возможность выявлять участки с различными физическими свойствами (рис. 2), (зоны изменений минерального состава, повышенной пористости и трещиноватости). Таким образом, для повышения эффективности работы предприятий (существующих и будущих) необходима разработка комплекса геолого-геофизических методов, позволяющих достоверно прогнозировать запасы блочного камня по объемам добычи, качеству сырья и группам блоков.

На данном этапе разработки методики можно выделить три стадии изучения месторождений блочного камня:

1. Выделение крупных (моноклитных) участков в пределах силла.
2. Проведение геолого-геофизических поисково-оценочных изысканий (замеры элементов залегания трещин, выделение основных систем трещин, картирование основных тектонических нарушений геологическими и геофизическими методами).
3. По результатам проведенных поисково-оценочных работ на перспективных участках определяется место заложения карьера. Такой подход позволит в дальнейшем повысить эффективность работы предприятия.

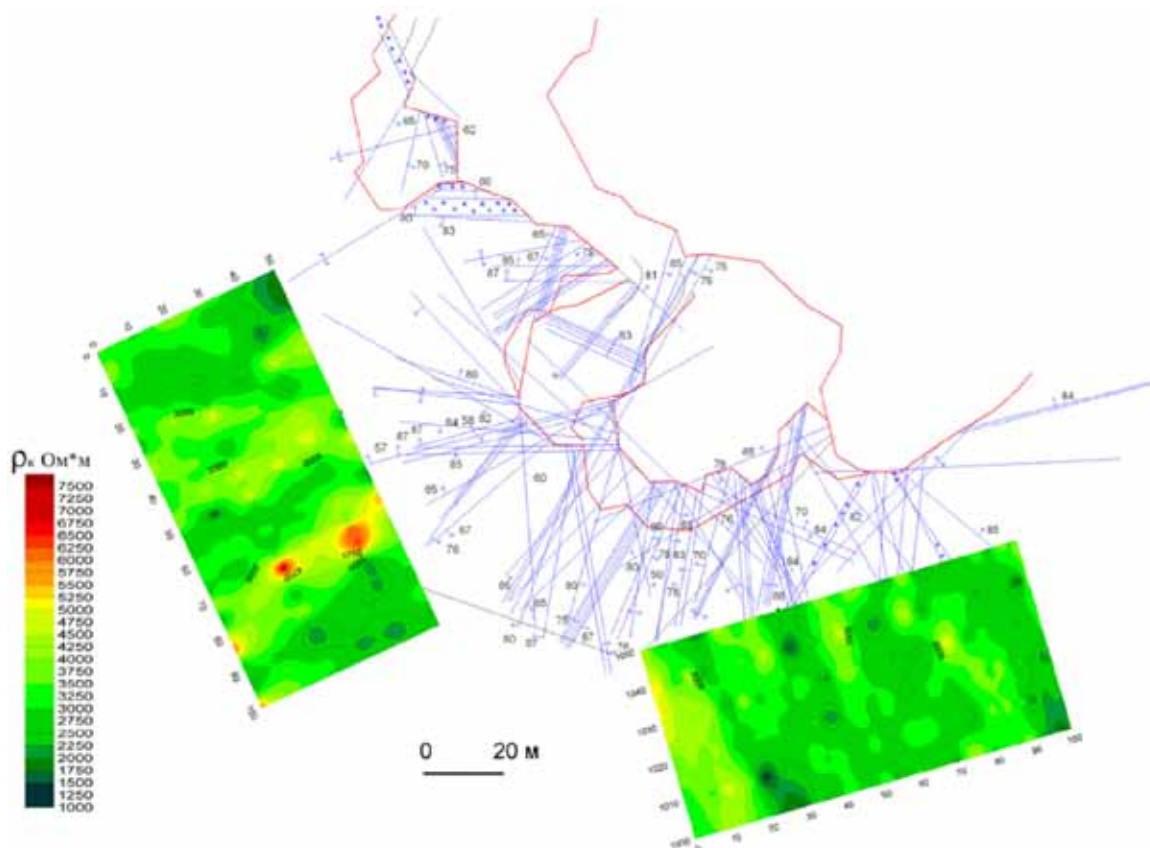


Рис. 2. Схема расположения зон трещиноватости по фронту карьера Южнодугорецкий 2 совмещенная с участками электропрофилирования [8].

При изучении блочности камня, по нашему мнению, возможно применение различных геофизических методов.

Из методов электроразведки, самым эффективным на данный момент является метод сопротивлений. Методические работы, выполненные на площади Другорецкого силла выявили, что для массивных, ненарушенных пород характерно спокойное поле с незначительными вариациями сопротивления и сопротивлениями более 3500 – 4000 Ом*м.

Одним из эффективных методов сопротивлений является метод в модификации электротомографии. Перспективными являются также методы естественного электрического поля (ЕП) и вызванной поляризации (ВП), но они требуют доработки методики их применения. Методом ЕП можно выделять различные фильтрационные процессы, проходящие в зонах трещиноватости. Метод ВП позволяет выделить обводнённые зоны, однако, сложный механизм образования аномалий ВП требует тщательного подхода к обработке данных, так как аномалии разной природы (рис. 3).

Магниторазведка, как наиболее производительный метод, может прекрасно использоваться на первых этапах разведки месторождения блочного камня для выделения крупных тектонических разломов.

Сейсморазведка применяется для выделения высоко и низко скоростных частей участка. По данным исследований, выполненных на одном из действующих карьеров, расположенном на Другорецком силле установлено, что низкие скорости распространения сейсмических волн приурочены к выветрелым породам, разрушенных и сильно трещиноватых зон. Скорости в таких зонах изменяются от 2.5 до 4 км/с. Высоко скоростные зоны относятся к наиболее моноклитным участкам и скорости сейсмических волн достигают в них своих максимальных значений 6.5–7.25 км/с.

На данный момент, мы находимся в начальной стадии накопления геофизических данных и поиска их взаимосвязи с блочностью габбродолеритов, однако уже сейчас можно сказать, что на данном виде сырья целесообразно применение следующих геофизических методов:

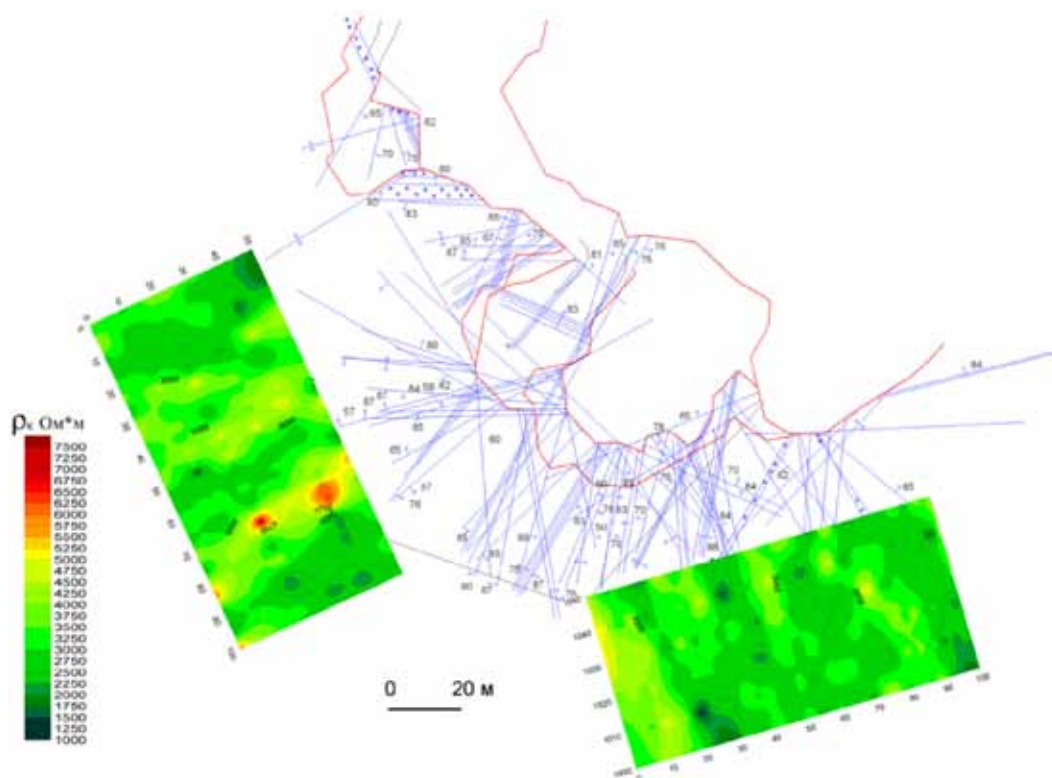


Рис. 3. Схема расположения зон трещиноватости по фронту карьера Южнодрузорецкий 2 совмещенная с участками ВП профилирования [8].

- Магниторазведочные работы для картирования крупной, массивной структуры, на которой в дальнейшем будет расположен участок добычи сырья. Выявив с помощью магниторазведки крупные нарушения и проанализировав геотектоническую ситуацию, мы можем выделить участки, подвергшиеся меньшему изменению со стороны геодинамических сил.

- Сейсморазведочные работы, для выявления ослабленных и массивных частей участка будущего карьера. Выделив высокоскоростные участки можно отнести их к наиболее перспективным.

- Высокоточные электроразведочные работы (такие как методы сопротивления, ВП, ЕП) для детального изучения наиболее перспективных частей участка, с выделением зон высокого и низкого сопротивления, которые соответствуют массивным и трещиноватым породам.

В заключении можно отметить, что открытие карьера по добыче облицовочного камня является затратным и долго окупаемым. Поэтому, на начальном этапе эксплуатации карьера и при дальнейшей его разработке следует опираться на наиболее полные геолого-геофизические данные. Для этого, кроме детальных геолого-геофизических работ, необходимо документирование фактического объема добытых блоков к объемам взорванной горной породы. Корреляция данных фактического выхода блоков с геолого-геофизическими, позволит получить наиболее достоверную информацию о перспективах блочности на участке работ. Мы считаем, что проведения крупномасштабных поисково-оценочных работ на площади Другорецкого силла позволит в дальнейшем эффективнее определять запасы, планировать положение карьеров и добычу камня, что приведёт к увеличению рентабельности горного бизнеса. В этом заинтересованы, как Ассоциация Горнопромышленников Карелии, так и Министерство Природных Ресурсов РК.

Список литературы

1. Белов Ю.И. Отчет о предварительной разведке Северо-Западной площади Северного участка Другорецкого месторождения габбродиабазы (облицовочный камень) проведенной в Вепсской национальной волости Республики Карелия в 1997–1998 гг.- Петрозаводск, 1998.
2. Калмыков, В.В., Тыркин А.И., Суханов А.В. Отчёт: Разработка методики оценки выхода кондиционных блоков на месторождениях облицовочного камня. Петрозаводск, 2005.
3. Кевель С.А. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на блочный камень для целей прецизионного машиностроения в Прионежском районе Карельской АССР в 1987–88 гг. Петрозаводск, 1988.
4. Кевель С.А. Отчет о результатах геологоразведочных работ на участке «Южный-2» Другорецкого месторождения габбродиабазы (облицовочный камень), проведенных в Вепсской национальной волости Республики Карелия в 2002–2005 гг. Петрозаводск, 2005 г.
5. Конради С.А. Отчёт о геологическом исследовании в Олонецкой губернии // Известия геологического комитета т. XXXIII (отчёт о состоянии и деятельности геологического комитета в 1913 г.). М., 1914.

6. Митрофанов А.Г. Отчет о разведке месторождения габбродиабазы «Другорецкое-3» (облицовочный камень), проведенной в Вепсской национальной волости Республики Карелия в 1999–2000 гг. Петрозаводск, 2000.
7. Мутыгуллин Р.Х. Отчет о результатах предварительной разведки Другорецкого месторождения габбро-диабазов, проведенной в Прионежском районе Карельской АССР в 1974–76 гг. Петрозаводск, 1979.
8. Соколов С.Я., Нилов М.Ю., Климовский А.В. Отчет по теме № 371 «Проведение геофизических работ на месторождении габбродиабазов Другорецкое-Южное. Петрозаводск, 2007.

Комплексный критерий оценки удароопасности пород по параметрам сейсмической эмиссии

Ю.В. Федотова, О.Г. Журавлева

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

Проблема техногенной сейсмичности является актуальной для многих районов мира с развитой горнодобывающей промышленностью, в том числе и для Хибинского массива. Прогноз катастрофических явлений в каждом из них осуществляется по различным методикам.

Существует ряд однопараметровых прогностических критериев, отражающих какую-либо одну сторону сейсмического процесса. Чтобы осуществлять прогноз техногенных землетрясений с высокой степенью качества необходимо совместное рассмотрение отдельных критериев. Для этого нами разработана комплексная методика прогноза сейсмичности и осуществляется её адаптация к условиям Хибинского массива.

Оцениваются следующие прогностические критерии:

- фрактального размера пространственного распределения сейсмических событий.
- угла наклона графика повторяемости сейсмических событий.
- концентрационный.
- отношения суммарной длины трещин к суммарному количеству событий.

В основу комплексного прогноза критических состояний участка массива пород положен принцип выделения пространственно-временных областей повышенной вероятности ожидания опасных состояний по совокупности единичных прогностических критериев.

Расчёт для комплексного критерия проводится двумя способами.

1) Расчёт общей вероятности возникновения сильного сейсмического события (ССС) при одновременном контроле нескольких критериев по формуле Байеса [1]:

$$P(D_1 | K) = \frac{P(D_1) \cdot \prod_{i=1}^n P(K_i | D_1)}{P(D_1) \cdot \prod_{i=1}^n P(K_i | D_1) + P(D_2) \cdot \prod_{i=1}^n P(K_i | D_2)},$$

где: $P(D_1)$ – безусловная стационарная вероятность возникновения СССР в рассматриваемой пространственной ячейке; $P(D_2) = 1 - P(D_1)$ – безусловная стационарная вероятность отсутствия СССР в рассматриваемой пространственной ячейке; $P(K_i | D_1)$ – условная вероятность появления прогностического признака K_i , за которым последовало СССР в рассматриваемой пространственной ячейке (вероятность обнаружения); $P(K_i | D_2)$ – стационарная условная вероятность появления прогностического признака K_i , за которым не последовало СССР (вероятность ложной тревоги); n – количество прогностических признаков.

В результате расчётов получаются карты стационарной условной вероятности возникновения сильных сейсмических событий, по которым проводится расчёт статистических характеристик.

2) Расчёт общей вероятности возникновения сейсмических событий при одновременном контроле нескольких критериев по средним значениям.

Для каждого прогностического признака проводится нормировка значений признака к интервалу [0,1] по формуле:

$$X'_i = \frac{X_i - \min(X)}{\max(X) - \min(X)},$$

где: X – множество всех значений прогностического признака; X_i – старое значение прогностического признака; X'_i – новое значение прогностического признака; $i = [1..m]$, m – количество значений прогностического признака.

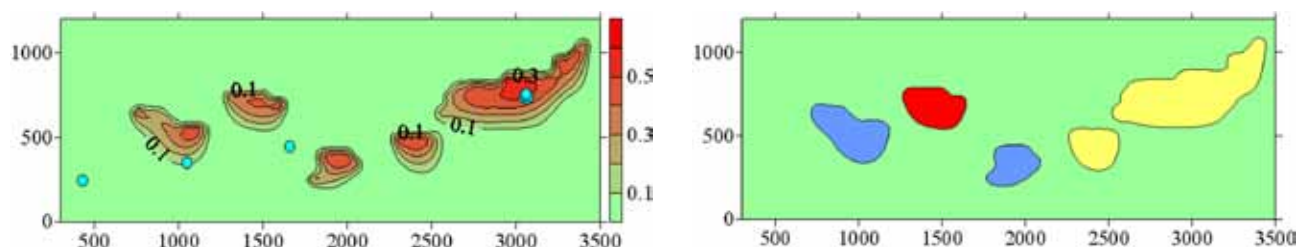
В результате расчётов получаются карты распределения значений прогностических признаков, нормированные к интервалу $[0,1]$. Значение комплексного показателя в ячейке рассчитывается путем суммирования полученных величин прогностических признаков по формуле:

$$X'' = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N X'_j,$$

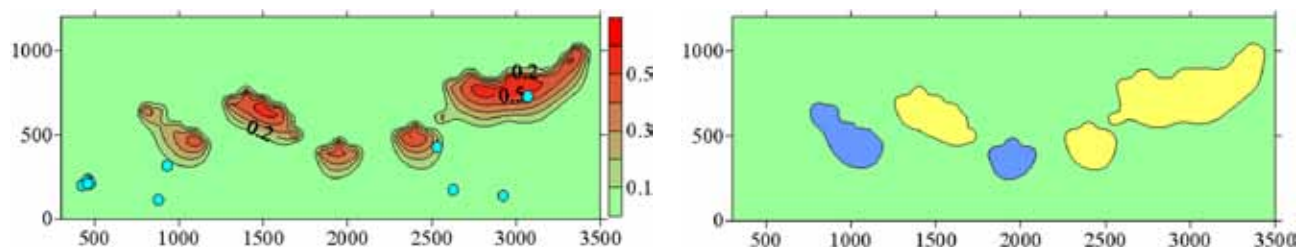
где: N – количество отдельных прогностических признаков, X'_j – значение прогностического признака.

Анализ результатов проведенных исследований позволил выявить динамику изменений комплексного критерия. На рис. 1 (а, б, в) представлены карты прогноза зон повышенной сейсмичности для Объединенного Кировского рудника ОАО «Апатит» по состоянию на начало месяца, а также показаны сильные сейсмические события (отмечены светлыми кругами), которые проявились в течение соответствующего месяца. Отмечается наличие нескольких аномальных зон, которые с течением времени изменялись. Как видно из рисунка (рис.1 а, б, в) выделяются зоны повышенной сейсмичности с положительной динамикой, которые увеличиваются со временем (показаны красным цветом), квазиустойчивые (синий цвет) и затухающие зоны (желтый). В некоторых случаях прогноз области реализации сильных сейсмических событий возможен. Однако, есть и неспрогнозированные ССС (особенно в сентябре 2008 года), что вероятно обусловлено отсутствием предвестников. Отсутствие данных может быть связано с ограниченностью зоны уверенной регистрации системы сейсмического мониторинга.

а) по состоянию на 01.08.2008 г.



б) по состоянию на 01.09.2008 г.



в) по состоянию на 01.10.2008 г.

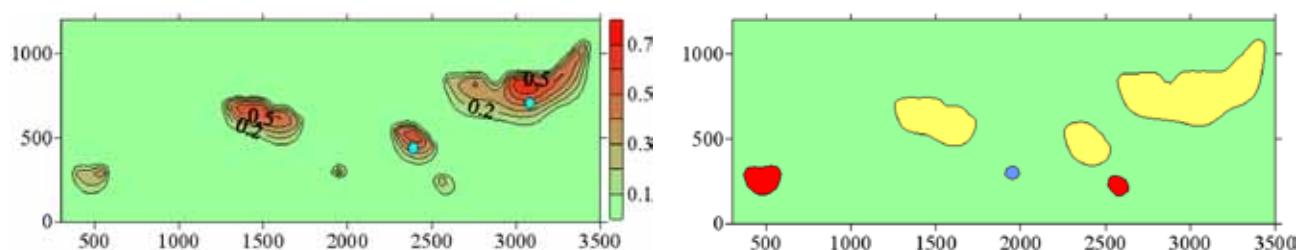


Рис. 1. Карта прогноза зон повышенной сейсмичности по комплексному критерию.

В качестве примера результатов расчёта вероятности возникновения сильного сейсмического события и других параметров прогноза рассмотрим событие, зарегистрированное 14 мая 2007 г. Кировской подсистемой автоматической системы контроля сейсмичности массива (АСКСМ-К) ЦГМ ОАО «Апатит». Энергия события 2100 КДж.

Рассматривалась база данных по состоянию на 13 мая 2007 г. – за один день до проявления сильного сейсмического события. При осуществлении прогноза были проанализированы различные пространственные области площадью от 160 000 м² (минимальная площадь пространственного окна, доступная для программной обработки) до 400 000 м², включающие область возникновения прогнозируемого сильного сейсмического события (рис. 2).

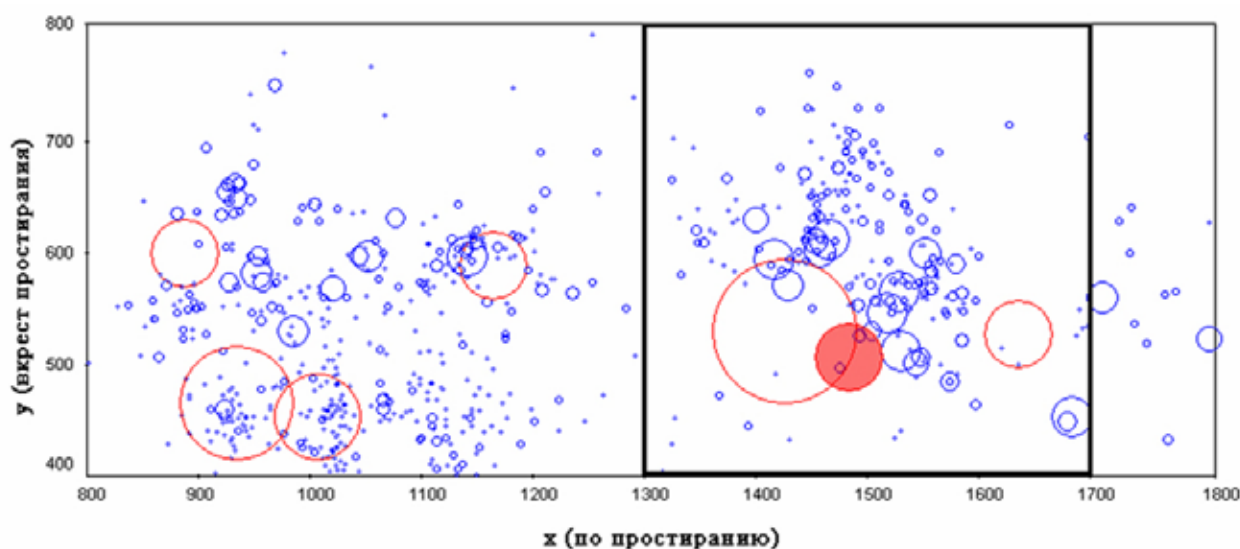


Рис. 2. Пространственная область, для которой проводился прогноз.

В табл. 1 представлены результаты комплексного прогноза ССС для пространственной области площадью 400 000 м². Значения времен ожидания, вероятностей проявления сильного сейсмического события неприемлемы для краткосрочного прогноза. Значения эффективностей прогноза являются низкими.

В табл. 2 представлены результаты комплексного прогноза для ограниченной области. Значения времен ожидания ССС близки к требуемым для краткосрочного прогноза; значение вероятности проявления ССС для прогноза по формуле Байеса не удовлетворительное, по средним значениям – приемлемо; эффективностей прогноза – приемлемы.

Таблица 1.

Результаты комплексного прогноза для пространственной области площадью 400 000 м²

Параметры прогноза	Результаты прогноза	
	по формуле Байеса	по средним значениям
Критический уровень	0.92	0.56
Среднее время ожидания, дни	35.00	26.00
Вероятность того, что событие произойдет	0.18	0.21
Эффективность по времени	0.59	1.90
Эффективность по площади	1.77	2.82

Таблица 2.

Результаты комплексного прогноза для пространственной области площадью 160 000 м²

Параметры прогноза	Результаты прогноза	
	по формуле Байеса	по средним значениям
Критический уровень	0.95	0.40
Среднее время ожидания, дни	7.00	6.00
Вероятность того, что событие произойдет	0.53	0.73
Эффективность по времени	1.48	3.36
Эффективность по площади	32.38	101.44

Таким образом, при рассмотрении комплекса признаков получаем возможность уменьшить время ожидания прогнозируемого события при увеличении значения вероятности его возникновения. Но для каждого сейсмологического каталога необходимо корректировать значения критических уровней в зависимости от рассматриваемого временного периода и координат пространственного окна.

При рассмотрении сейсмически активных зон по отдельности результаты прогноза получаются лучшими, чем при их одновременном рассмотрении.

Наличие одиночных сильных сейсмических событий, для которых отсутствуют предвестники, отрицательно сказывается на результатах прогноза.

Увеличение числа используемых критериев позволит более детально дифференцировать контролируемую область по вероятностям возникновения мощных сейсмических событий. Для совершенствования методики с целью повышения точности прогноза и локализации сейсмически опасных участков планируются к рассмотрению следующие прогностические критерии:

- плотность распределения энергии,
- вариации временных интервалов между сейсмическими событиями.

Следует особенно отметить, что использование критерия вариации временных интервалов между сейсмическими событиями может повысить надежность прогноза, так как этот критерий отражает временные характеристики потока микросейсмических событий в процессе подготовки мощного сейсмического явления, а уже используемые нами критерии отражают пространственные характеристики.

Дальнейшие исследования в рамках изучения пространственно-временной динамики параметров сейсмических полей в горнорудных природно-технических системах предполагают развитие методики и программного обеспечения комплексного прогноза возникновения сильных сейсмических событий при одновременном контроле по нескольким критериям.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 09-05-00007).

Список литературы

1. Завьялов А.Д., Славина Л.Б., Васильев В.Ю., Мячкин В.В. Методика расчета карт ожидаемых землетрясений по комплексу прогностических признаков. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 40 с.



Фоторепортаж













Содержание

Войтеховский Ю.Л.	3
Виноградов А.Н. Пятидесятилетний опыт геофизических исследований в Геологическом институте КНЦ РАН: от частных разрезов рудных полей к комплексной модели глубинного строения литосферы северо-западной части Евразийской плиты	4–5
Жамалетдинов А.А., Тюремнов В.А., Шаров Н.В., Глазнев В.Н., Токарев А.Д. Пятьдесят лет геофизических исследований в Геологическом институте КНЦ РАН	6–13

Раздел 1. Региональные исследования

Варданыц И.Л., Ковтун А.А. Исследование возможности присутствия астеносферы территории Фенноскандинавского щита по данным «BEAR».	15–18
Глазнев В.Н., Жирова А.М. Использование петрофизических данных в комплексном 3D геофизическом моделировании строения уникальных щелочных массивов Кольского полуострова	18–22
Глазнев В.Н., Жиров Д.В., Жирова А.М. Интерпретация зоны сочленения «массив Хибин – пояс Имандра-Варзуга» по геолого-геофизическим данным и результатам 3D сейсмоплотностного моделирования	23–27
Жамалетдинов А.А. О дилатантно-диффузионной природе промежуточных проводящих слоев в земной коре по данным каротажа Кольской сверхглубокой скважины и результатам электромагнитных зондирований	27–33
Корчин В.А., Буртный П.А., Карнаухова Е.Е. Геолого-геофизическое моделирование строения и состава литосферы Украинского щита по материалам РТ-петрофизики и ГСЗ	33–37
Кусков О.Л., Кронрод В.А. Моделирование состава и теплового режима литосферной мантии древних кратонов методом обращения сейсмических данных	37–43
Филатова В.Т. Механизмы формирования архейских магмовыводящих зон в земной коре Кольского региона (тектонифизическое моделирование).	43–48
Шаров Н.В., Журавлев В.А. Результаты сейсмических исследований земной коры Белого моря и его континентального обрамления.	49–50
Zhamaletdinov A.A., Semenov V.Yu. Electrical Conductivity of the Lithosphere under Central and North-Eastern Europe (projects CEMES and BEAR)	51–56

Раздел 2. Физика литосферы

Балашов Ю.А. Вертикальная геохимическая неоднородность литосферы	58–64
Белявский В.В. Применение инвариантных характеристик тензора импеданса при изучении коры и мантии с помощью аппарата 3D моделирования магнитотеллурических полей	64–70
Жамалетдинов А.А. Электронно-проводящие структуры континентальной литосферы	71–77
Кронрод В.А., Кусков О.Л. Согласование петрологических, сейсмологических и теплофизических моделей верхней мантии Земли.	78–81
Лебедев Е.Б. Влияние кислых, нейтральных и щелочных флюидов на упругие свойства пород (песчаника, кварцита) при высоких температурах и давлениях (в приложении к проблеме коровых волноводов)	81–86
Прокофьев А.А., Кусков О.Л., Кронрод В.А. Распределение температуры и плотности литосферной мантии Сибирского кратона на основании сейсмических моделей	86–89
Ребецкий Ю.Л. Влияние гравитационного напряженного состояния на процесс конвекции в мантии.	89–92
Тришина О.М., Ковалевский М.В., Горбацевич Ф.Ф. К вопросу о влиянии минерального состава на упруго-анизотропные свойства кристаллических пород (на примере финской скважины Оутокумпу)	93–97
Тюремнов В.А., Осипенко Л.Г., Нерадовский Ю.Н. Влияния ультразвуковых колебаний на магнитную структуру магнетита (по данным порошкографии)	97–100
Фельдман И.С., Жамалетдинов А.А. Флюидная и тепловая модели электропроводности литосферы по лабораторным данным.	101–108

Раздел 3. Тектоно-геофизические исследования

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Палеопротерозойская тектоника сорванного чехла: геологические и геофизические данные по Кейвскому террейну, северо-восток Балтийского щита	110–117
Ветрин В.Р. Строение и состав континентальной коры северо-восточной части Балтийского щита по данным сверхглубокого бурения и результатам изучения глубинных ксенолитов	117–122
Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф. Анизотропия упругих свойств горных пород как признак тектонической расслоенности литосферы (по керну Кольской сверхглубокой и образцам с земной поверхности)	122–125
Ковалевский М.В. Акустопляризационные эффекты горных пород	126–129
Любич В.А. Применение двумерного вейвлет-анализа при интерпретации геофизических данных на примере Печенгского рудного района	129–132
Матюшкин А.В. Магнитные свойства палеопротерозойских пород хребта Серповидный (Кейвская структура, Кольский полуостров).	132–134
Минц М.В. Объемная модель глубинного строения Кольско-Лапландской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов по профилям 1-ЕВ, ЭГГИ, FIRE-4-4А; геологические следствия	134–139
Минц М.В. Объемная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: интерпретация сейсмических образов коры по профилям 1-ЕВ, 4В, FIRE-1; геологические следствия	139–145
Мясникова О.В., Соколов С.Я., Иванов А.А., Шеков В.А. Возможности геофизических методов при изучении перспективных участков на блочный камень (на примере гранитоидов месторождения Пувашвара).	145–148
Назаров В.Е., Радостин А.В. К вопросу о самовоздействии сейсмоакустической волны в сыром песчаном грунте и его нелинейном уравнении состояния	149–152
Ребецкий Ю.Л. Гравитационное напряженное состояние и реология горных пород	152–155
Сим А., Свириденко Л.П. Тектоническая модель разломной тектоники восточной части Балтийского щита и прилегающей части Русской плиты	156–159
Гюремнов В.А. Петрофизический мониторинг пород керна Кольской сверхглубокой скважины.	159–162

Раздел 4. Методика геофизических исследований

Жирова А.М. Скорости и плотности пород Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова.	164–167
Ковалевский М.В. Акустопляризационные эффекты горных пород немецкой сверхглубокой скважины КТВ	168–171
Колобов В.В., Куклин Д.Н., Шевцов А.Н. Семиканальная цифровая станция частотного зондирования КВВН-7	171–174
Кузин А.М. Отображение общих закономерностей в локализации месторождений флюидного генезиса по данным интерпретации сейсмических методов	175–182
Петрищев М.С., Сергушин П.А., Исмагилов В.С., Зайцев Д.Б., Копытенко Ю.А., Жамалетдинов А.А. Предварительные результаты обработки данных эксперимента Fenics-2009	182–186
Раевский А.Б., Балаганский В.В. Строение палеопротерозойской структуры хребта Серповидный по данным магниторазведки	187–191
Сергушин П.А., Петрищев М.С., Копытенко Ю.А., Леваненко В.А., Зайцев Д.Б. Расчет параметров магниточувствительных элементов станции СПбФ ИЗМИРАН, применяемой для электромагнитных зондирований литосферы	192–196
Федоров А.В., Асминг В.Э. Комплекс для стационарных геофизических наблюдений на базе апатитской сейсмоинфразвуковой группы	197–198
Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е. Использование геофизических методов при изучении органокремнистых диапировых структур	199–203
Шевцов А.Н., Колобов В.В. Экспериментальные исследования электропроводности земной коры с промышленными линиями электропередачи	204–209
Шевцов А.Н., Короткова Т.Г. Методика обработки и интерпретации результатов глубинного тензорного зондирования с контролируемыми источниками в комплексе с МТЗ	209–211

Раздел 5. Горная геофизика

Абрамов Н.Н., Епимахов Ю.А. Использование сейсмического метода при оценке состояния массива пород гидротехнических тоннелей в процессе их длительной эксплуатации	213–216
Ефименко С.А., Портнов В.С., Турсунбаева А.К. Изучение распределения серебра в рудопотоках всех уровней шахт по «Жезказганцветмет» и продуктах их переработки рентгенорадиометрическим методом	216–221
Каган М.М., Козырев А.А. Микросейсмический мониторинг бортов карьера рудника «Железный» Ковдорского ГОКа	222–226
Калашник А.И., Запорожец Д.В., Дьяков А.Ю., Демахин А.Ю. Георадарные определения подповерхностной структуры пород Хибинского и Ковдорского горнорудных районов.	227–230
Калашник А.И., Савченко С.Н., Калашник Н.А. Моделирование напряженного состояния пород Кольского полуострова и шельфа Баренцева моря применительно к задачам добычи и транспортирования углеводородного сырья	231–232
Каспарьян Э.В., Достовалов Р.Н. Опыт применения высокоточной спутниковой геодезии для изучения техногенных деформаций	233–235
Козырев А.А., Панин В.И. Мониторинг техногенной сейсмичности при ведении горных работ на хибинских апатитовых рудниках Кольского полуострова	236–243
Козырев А.А., Аккуратов М.В., Федотова Ю.В., Жукова С.А. Влияние обводненности пород на сейсмичность	243–247
Козырев С.А., Усачев Е.А. Влияние мощных взрывов на проявление техногенной сейсмичности	247–254
Константинов К.Н. Оценка нарушенности приконтурного слоя подземных горных выработок на Ковдорском флогопитовом месторождении	255–259
Панин В.И., Старцев Ю.А. Сейсмотомографический контроль динамики состояния горных выработок на апатитовых рудниках	259–263
Рыбин В.В., Губинский Н.О., Данилов И.В. Результаты определения напряженного состояния прибортового массива пород на карьерах Кольского полуострова	263–266
Соколов С.Я., Иванов А.А., Рязанцев П.А. Комплексные геолого-геофизические методы оценки блочности месторождений габбродолеритов Другорецкого силла (Южная Карелия)	266–271
Федотова Ю.В., Журавлева О.Г. Комплексный критерий оценки удароопасности пород по параметрам сейсмической эмиссии	271–274
Фоторепортаж	276–280

***Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов
Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции
(посвящается 50-летию лаборатории региональной геофизики)***

Апатиты, 28-30 сентября 2009 г.

***Научное некоммерческое издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (№ 09-05-06084)
и Министерство экономического развития Мурманской области, ведомственная целевая
программа «Развитие науки, научно-технической и инновационной деятельности в Мурманской
области на 2009 год» (договор № 04-08-82-1 от 14 сентября 2009 г.)***

Отпечатано в ГИ КНЦ РАН

***184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 14
тел. / факс (881555) 79275***

Тираж 100 экз.



В сборнике приведены результаты изучения глубинного строения и геодинамики литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) и других щитов геолого-геофизическими методами. Рассмотрены актуальные проблемы интерпретации потенциальных методов геофизики (сейсморазведки и геоэлектрики) в комплексе с геологией и сверхглубоким бурением при моделировании строения литосферы и при ведении горных работ.

*Учреждение Российской академии наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН*