

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ



ХХІІ ВСЕРОССИЙСКАЯ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ ЩУКИНСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

22 сентября - 25 сентября

Воронеж Издательский дом ВГУ 2020

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР «ЕДИНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК» ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР



СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Материалы XXII Всероссийской с международным участием научно-практической Щукинской конференции Воронеж, 22–25 сентября 2020 г.

Воронеж Издательский дом ВГУ 2020 Подготовку сборника осуществили сотрудники ФГБОУ ВО «Воронежский государственный университет» и ФГБУН «Федеральный исследовательский центр "Единая геофизическая служба Российской академии наук"» – Л. И. Надёжка, Т. Б. Силкина, К. Ю. Силкин, М. А. Ефременко, И. Т. Ежова – по авторским оригиналам с незначительными редакторскими правками.

> Под общей редакцией кандидата геолого-минералогических наук Л. И. Надёжка; *Т. Б. Силкиной*

C87

Структура, вещественный состав, свойства, современная геодинамика и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов : материалы XXII Всероссийской с международным участием научно-практической Щукинской конференции (г. Воронеж, 22–25 сентября 2020 г.) / под ред. Л. И. Надёжка, Т. Б. Силкиной. – Воронеж : Издательский дом ВГУ, 2020. – 414 с.

ISBN 978-5-9273-3066-9

XXII Всероссийская с международным участием научно-практическая конференция с 2016 года носит имя её организатора, вдохновителя и идейного руководителя Юрия Константиновича Щукина. Учёный с широким научным кругозором, энциклопедических знаний, Юрий Константинович прекрасно понимал генетическую связь геофизических, геологических и сейсмологических проблем. На конференциях неизменно рассматривался широкий спектр проблем: от фундаментальных, посвящённых глубинному строению земной коры и верхней мантии, геодинамики, сейсмичности, до практических проблем комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения природных объектов и сейсмической безопасности платформенных территорий и сопредельных регионов.

В сборнике представлены материалы научных докладов, посвящённых глубинному строению земной коры и верхней мантии, современной геодинамики, природной и техногенной сейсмичности платформенных территорий и сопредельных регионов, а также вопросам поисков полезных ископаемых геолого-геофизическими методами и сейсмической безопасности.

Материалы конференции могут представлять интерес для широкого круга геологов, геофизиков, сейсмологов.

- © Воронежский государственный университет, 2020
- © Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», 2020
- © Коллектив авторов, 2020
- © Оформление. Издательский дом ВГУ, 2020

ISBN 978-5-9273-3066-9

ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ



Юрий Константинович Щукин – инициатор, вдохновитель, организатор и душа конференций, характеризующихся широким спектром проблем, как фундаментальных, общих для геологической науки, так и специфических для каждого региона. Обладая широким научным кругозором, владеющий энциклопедическими знаниями, Юрий Константинович умел в одну цепочку объединить разноплановые геологические, геофизические и сейсмологические проблемы и показать их генетическую связь. И это объединяло не только тематики, но и участников конференции.

Широта и разноплановость затрагиваемых на конференциях проблем и вопросов делает их особенными, не похожими на другие форумы. По праву в научной среде, конференции стали называть «Щукинские». Отдавая дань памяти Ю.К. Шукина, учитывая его решающий вклад в организацию

конференций, на XX Всероссийской конференции с Международным участием было принято решение именовать конференции «Щукинскими».

Настоящая XXII Всероссийская с Международным участием научно-практическая Щукинская конференция не является исключением из предыдущих. Заявлено около 100 докладов по актуальным вопросам строения, вещественного состава, свойствам, современной геодинамики и сейсмичности платформенных территорий и сопредельных регионов. Участие в конференции заявили не только Российские ученые, но и ученые из 7 стран ближнего и дальнего зарубежья.

Основные направления конференции:

- Геолого-геофизические модели земной коры и верхов мантии, тектоническая делимость литосферы.
- Взаимодействие геолого-тектонических структур и процессов в земной коре и верхов мантии, тектоническая память эволюционно изменяющейся геологической среды.
- Структурно-вещественные комплексы в земной коре и верхах мантии, их свойства, природа процессов преобразования вещества, минерагенические процессы и месторождения.
- Новейшая тектоника, современная геодинамика, напряжения в литосфере и сейсмотектонические процессы.
- Геологические и геофизические характеристики очагов наиболее сильных землетрясений в разных структурно-тектонических и геодинамических условиях;
- Природная и техногенная сейсмичность, сейсмическая опасность и актуальные проблемы обеспечения сейсмической и экологической безопасности густонаселенных изобилующих горнопромышленными комплексами регионов Восточно-Европейской платформы.
- Система комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения природных объектов, нелинейных процессов и явлений в геологической среде и их связи с процессами и явлениями в околоземном пространстве.

Тематика каждой конференции наряду с общими проблемами также содержала актуальные проблемы региона, где проводилась. Это отражено в названиях конференций:

- 1995 г. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы (Саратов).
- 1996 г. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы (Санкт-Петербург).
- 1997 г. Геологическая среда и сейсмический процесс (Иркутск).
- 1998 г. Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей (Екатеринбург).
- 1999 г. Геодинамика и геоэкология (Архангельск).
- 2000 г. Геодинамика и техногенез (Ярославль).
- 2001 г. Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов (Воронеж).
- 2002 г. Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окрайнных и внутриплатформенных транзитных зон (Петрозаводск).
- 2003 г. Строение, живая тектоника и дислокации литосферы платформ и их складчатых обрамлений (Москва).
- 2004 г. Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов (Архангельск).
- 2005 г. Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере (Сыктывкар).
- 2006 г. Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения (Воронеж).
- 2007 г. Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов (Казань).
- 2008 г. Связь поверхностных структур земной коры с глубинными (Петрозаводск).
- 2009 г. Геологические опасности (Архангельск).
- 2010 г. Свойства, структура, динамика и минерагении литосферы ВосточноЕвропейской платформы (Воронеж).
- 2011 г. Проблемы сейсмотектоники (Москва).
- 2012 г. Геологические среды, минерагенические и сейсмотектонические процессы (Воронеж).
- 2014 г. Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы (Москва).
- 2016 г. Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов (Воронеж).
- 2018 г. Результаты комплексного изучения сильного Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России (Москва-Воронеж).

Широкий спектр проблем, которым неизменно посвящены конференции, привлекает специалистов разных научных направлений, позволяет обмениваться мнениями, устанавливать контакты и не редко дает импульс новым научным исследованиям.

НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ ЧЕРНЫШОВ – ГЕОЛОГ, УЧЕНЫЙ, УЧИТЕЛЬ, ОРГАНИЗАТОР



На вопрос Льва Ефимовича Кройчика: – А как вы относитесь к делу своей жизни?

Николай Михайлович улыбнулся: – Мы с ним партнеры. Я не подчиняюсь делу, а дело обращаю в собственную судьбу, в собственную жизнь.

Впервые в Воронеже проходит Всероссийская с международным участием научно-практическая Щукинская конференция без присутствия ее бессменного председателя – Николая Михайловича Чернышова. Из двадцати одной конференции, посвященной проблемам глубинного строения, современной геодинамики, сейсмичности и металлогении шесть проходили на базе Воронежского государственного университета. Николай Михайлович всегда принимал активное участие в организации конференций, интересовался тематикой докладов, был принципиален при их оценке. Высокий уровень проведенных конференций – это

заслуга, в том числе, и Николая Михайловича Чернышова.

Николай Михайлович, обладая широким научным кругозором, высоким интеллектом, владеющий энциклопедическими знаниями, умел объединить подходы к решению геологических, геофизических и минерагенических проблем, показать их внутреннюю генетическую связь. Он создал и успешно развивал новое направление в геологической науке – учение о рудно-магматических системах, которое позволяет понять закономерности процессов, происходящих в недрах земли, открывает новые, нетрадиционные пути поисков полезных ископаемых.

Интерес Николая Михайловича к глубинному строению литосферы и процессам, происходящим в ней, был постоянен. Он активно и заинтересованно участвовал в обсуждении вопросов организации сейсмологических наблюдений на территории Воронежского кристаллического массива, всеми силами поддерживал эту идею. С первых шагов образования межкафедральной вузовско-академической лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга Николай Михайлович Чернышов был научным руководителем геологического направления в лаборатории, развивал геофизические исследования глубинного строения и современной сейсмичности.

Ученый, организатор, педагог, член-корреспондент Российской Академии Наук, возглавлявший Воронежское отделение Российского минералогического общества, секцию нижнего докембрия Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы и Центрально-Европейскую секцию Регионального петрографического совета при Петрокомитете РАН. Николай Михайлович был колоссально занят. Но вместе с тем, он был всегда доступен, всегда готов обсудить проблему, дать совет, помочь. Николай Михайлович был лишен личных амбиций, однако он был принципиален и строг, когда вопросы касались дела.

Огромное время Николай Михайлович уделял воспитанию молодежи, как в профессиональной сфере, так и развивая у студентов человеческие качества. Без одного года полвека возглавлял он кафедру минералогии, петрографии и геохимии (ранее минералогии и петрографии) на геологическом факультете. И за эти годы вывел ее в число лидирующих кафедр в научных и педагогических рейтингах университета. Специализируясь на минералогии, Николай Михайлович обладал поистине энциклопедическими данными во многих направлениях геологии, что позволяло готовить профессионально подготовленных выпускников, затребованных на производстве и в науке.

Патриотическая и гражданская позиция Николая Михайловича, его высокие нравственные качества и принципиальность нашли отражение в оценке проблемы разработки никеля месторождений «Еланское» и «Елкинское» в Новохоперском районе Воронежской области, одним из первооткрывателей которых он был.

Еланское и Елкинское месторождения с высоким содержанием никеля и сопутствующих металлов залегают на глубине порядка 300 м. Эти 300 м осадочного чехла осложнены 5 водоносными горизонтами, один из которых содержит радон. В этих условиях разработка месторождений требует всесторонне продуманного подхода, чтобы не нарушить хрупкое природное равновесие, не создать экологическую катастрофу.

Однако конкурс на разработку месторождений выиграла Уральская компания, не имеющая опыта добычи никеля (ООО «УГМК»). Почти сразу начались дискуссии. Заволновался народ. Воронежская Областная Дума создала Общественный совет по контролю за комплексным освоением никелевых месторождений Воронежской области. Возглавил совет Николай Михайлович. Ему было поручено разработать программу, которая включала бы в себя обоснование всех мероприятий, необходимых для безопасной во всех отношениях и щадящей природную среду разработки месторождений. Проблем много. Это и проблемы биосферы (Новохоперский заповедник), состояние почв (чернозем), питьевой воды, приземного слоя атмосферы, гидросферы, в целом, концепции разработки месторождений. И такая экологическая программа, обосновывающая исходные данные концепции и проектирования рудника и ГОКа была подготовлена. Стоимость работ составляла 70-75 млн рублей. Однако, ознакомившись с «Программой», ООО «УГМК» выделило лишь 12 млн рублей. Обоснованного решения проблем у разработчиков нет: «Разберемся на ходу…».

Много усилий приложил профессор Н.М. Чернышов, чтобы разработка месторождений не принесла бы вреда ни природе, ни человеку. Он говорил: «Я сторонник добычи, но под жестким контролем». Будем надеяться, что его слова услышаны руководством области и теми, кто собирается разрабатывать месторождения.

Николай Михайлович – человек незаурядный, круг интересов его чрезвычайно широк. Ему принадлежит первое теоретическое обоснование и последующие открытия новой крупной по запасам и ресурсам Курско-Воронежской золото-платиновой провинции. Создано и развивается новое направление – учение о рудно-магматических системах. Совместно с член-корреспондентом РАН Д.А. Додиным разработана и успешно проведена комплексная программа «Платина России», что определило новый концептуальный подход к геологоэкономической оценке платино-металлогенического потенциала России.

Научной группой Н.М. Чернышова получены новые данные по оценке золота и платиноносности железных руд ряда месторождений-гигантов КМА. Основные научные результаты Николая Михайловича опубликованы в более чем 650 научных работах и 35 монографиях.

Николай Михайлович подготовил 7 докторов и 35 кандидатов наук, многие из которых продолжают успешно решать теоретические и практические проблемы геологических исследований.

Л.И. Надёжка

Воронежский государственный университет, ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия

А.Ю. Альбеков Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ НА КОНФЕРЕНЦИЯХ







К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АНДРЕЯ ПЕТРОВИЧА ТАРКОВА



7 ноября 2020 года исполняется 90 лет со дня рождения Андрея Петровича Таркова – профессора, доктора геологоминералогических наук, заслуженного работника высшей школы Российской Федерации, яркой личности, неординарного, блестящего организатора, учёного и прекрасного преподавателя.

После окончания геологического факультета ВГУ в 1954 году, Андрей Петрович активно начал практическую деятельность в геолого-геофизических организациях Сибири. А после защиты кандидатской диссертации в 1959 году возглавил Дальневосточную группу геофизических партий ВНИИГеофизики.

К началу 60-х годов геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых стали весьма важной и неотъемле-

мой частью геолого-разведочных работ. Занимаясь научно-производственной деятельностью на Дальнем Востоке, Андрей Петрович на практике почувствовал потребность в специалистах-геофизиках. Приехав в Воронеж в 1961 году, он первое время работал доцентом на кафедре разведочного дела Воронежского государственного университета. В это время геофизической специальности на геологическом факультете не было. Андрей Петрович, с присущей ему энергией, инициативой и талантом организатора начал работу по созданию кафедры геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. Его активно поддерживали в то время ректор Борис Иванович Михантьев и член-корреспондент АН ССР Всеволод Владимирович Федынский. И в 1962 году на геологическом факультете Воронежского государственного университета была создана кафедра геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. Андрей Петрович стал первым её заведующим. Ему принадлежит основная роль в подборе кадров высокой квалификации – преподавателей.

Как человек творческий, инициативный Андрей Петрович прекрасно понимал, что для успешной подготовки специалистов-геофизиков необходимы не только преподаватели высокой квалификации, но и современное материальное обеспечение, на базе которого можно было бы организовать учебный процесс. Он добивается оснащения кафедры лучшим на то время геофизическим оборудованием. Это оборудование несколько десятилетий служило базой для подготовки специалистов.

Постепенно кафедра развивалась. Андрей Петрович руководил кафедрой более 17 лет. Под его руководством кафедрой приём студентов был увеличен до 50 человек, 40 % от общего приёма студентов на геологический факультет. Кафедра готовила студентов по двум специальностям: рудной и структурной.

Учёный, творчески мыслящий, Андрей Петрович за короткое время организовал, и длительное время поддерживал научные исследования по рудной сейсморазведке и взрывной сейсмологии в рамках госбюджетных и договорных тем.

В начале 70-х годов Андрей Петрович Тарков начал уникальные по задачам и масштабам исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Воронежского кристаллического массива комплексом геофизических и петрофизических методов. Благодаря этим исследованиям литосфера региона в настоящее время наиболее подробно изучена по сравнению с другими регионами Восточно-Европейской платформы.



Андрей Петрович Тарков с Альбертом Карловичем Аузиным на кафедре, 1979 г.

Андрей Петрович обладал удивительной работоспособностью и неиссякаемым оптимизмом и вдохновением при выполнении всех исследований, заряжая энтузиазмом своих учеников, вовлекая их в научные поиски и изыскания.

Результаты научных исследований, выполненные под руководством А.П. Таркова, легли в основу двух докторских и 6 кандидатских диссертаций учеников Андрея Петровича.

Он автор более 70 научных работ, в том числе, трёх монографий. В трудах XXIV и XXVII сессии МКГ опубликованы доклады А.П. Таркова по результатам интерпретации глубинных сейсмических исследований на территории ВКМ.

За активную научную, педагогическую и общественную работу в Воронежском государственном университете решением коллегии Министерства геологии СССР Андрей Петрович был награжден знаком «Отличник разведки недр», а также ему было присвоено почетное звание «Заслуженный работник высшей школы Российской Федерации».

Андрея Петровича нет с нами, но его идеи продолжают развиваться, совершенствоваться сотрудниками кафедры геофизики и лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга Воронежского государственного университета, которая носит имя профессора Андрея Петровича Таркова.

> А.И. Дубянский Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия Л.И. Надёжка Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия Т.Б. Силкина Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

СЧАСТЛИВЫЙ МЕСЯЦ НА ЛАДОГЕ В 2001 ГОДУ С ЮРОЙ ЩУКИНЫМ

О Юре можно рассказывать многое, потому что его устремления, дела, разработки, достижения были многими. Взаимодействия и контакты на разном уровне с разными людьми – гораздо большими. Воз-действия и со-действия, коллегиальные, индивидуальные, деловые, научные, прикладные, моральные – многообразны. И всегда добры. Подобрать короткое слово, определение его личности непросто. Не сразу, но оно пришло. Из русской классики. Он *животворил*, дела, за которые брался, людей, предшественников и современников, общую обстановку, все вокруг себя.

Постоянно. Неизменно.

Такие люди встречаются редко. И это – блокадник!

Трудно постигнуть. Легко поклониться. И благодарить памятно.

Здесь память о единственном с ним, именно с ним, полевом сезоне. Необычном. Дружебном. Продуктивном. Радостным. Но...

Идея организации коллективной поездки на молодые разломы Карелии с целью проверки их активности новыми измерительными методами геофизики родилась в недрах Института геодинамики геосфер РАН (ИГД). Подозреваю, что зародилась она в голове Ю.К. Щукина. Именно и только он, имея за плечами богатый опыт, будучи одним из ведущих научных сотрудников ИДГ, и организуя ежегодные широкопредставительные конференции («Щукинские конференции», как теперь закреплено), несколько раз раньше обращался ко мне с предложениями организовать в Москве круглый стол по вопросу об активных разломах, теме вполне актуальной. И он же был в курсе разработки в ИГД, под руководством В.В. Адушкина, новых тонких методов фиксации активности в полевых условиях. При активных контактах Юры со специалистами разных направлений и разных учреждений он, естественно, связался с Николаем Владимировичем Шаровым, заведующим лабораторией геофизики Института геологии Карельского научного центра ПАН в Петрозаводске, и получил понимание и поддержку. Поддержка оказалась столь необычной, что, можно сказать, заранее предопределила успех предприятия, а заодно и много приятностей для участников. Для предприятия выделялось принадлежащее Карельскому научному центру РАН научное судно. Н.В. Шаров добился специального рейса судна на Ладогу. У геологов и геофизиков такого еще не было. Поездка сулила очень многое, включая научное общение и лирические впечатления. Так и случилось.

Из Института физики Земли РАН пригласили двоих геофизика Н.К. Капустян и автора этих строк. Тоже, думаю, выбор Юры, спасибо ему. У меня за плечами 16 полевых сезонов подряд (1997-2012 гг.) в российской части Фенноскандии, сначала в отпуск с внуком, потом партизанскими наездами с геологом Д.С. Зыковым, с геологом А.П. Сергеевым, затем экспедиционным отрядом с коллегами А.П. Сергеевым, С.В. Шваревым, В.В. Погребченко и М.В. Родкиным, с местными краеведами И.В. и М.В. Петровыми. Совместные поездки с Г.С. Бискэ и М.В. Шитовым, Ю.И. Сыстра, С.Б. Николаевой и другими. Большой, значимый, плодотворный период жизни. В поисках и находках. А места! Исторические – Старая Ладога, Олонец, Приозерск, Ледовая дорога, Невский пятачок... Места святые – Валаам, Коневец. По путям известных геологов: русских – Н.Я. Озерецковского, В.М. Севергина, А.А. Иностранцева, К.К. Маркова, Г.С. Биске; финских – В. Рамзая, И. Седергольма, Ю. Айлио, В. Хюппя и др. По местам известным, не очень и – совсем неизвестным. Лето на Ладоге 2001 г. – начало нового века – особенное. На корабле, с десятью специалистами, настроенными на новое, совместное исследование. С Юрой. Единственный с ним раз в поле. Вдвоем в маршрутах. Надежно, приятно, результативно. В поисках, разъяснениях, спорах. Удивительно, радостно и совместно, близко, неповторимо. И памятно фрагментами.

Северное Приладожье – чудо природы. И с погодой везло. Высокие побережья. Панорамы водных просторов, На переднем плане узорчатые кромки лесов, кулисы островов и полуостровов – на среднем плане, и водное безбрежье – к далекому горизонту. И вокруг скалы, строгие, недвижные, вечные – как опора, символ устойчивости и надежности. Симфония красок. Умиротворение. Завороженность, тихий восторг. Как бы приобщение к миру, извечному, неколебимому. Но мы приехали искать и разбираться в скрытых от глаз обычного природоведа прошлых земных конвульсиях, внезапных нарушениях этой благодати.

В самом начале совместных обследований сейсмонарушений мы не предусмотрели очень важное обстоятельство. В длительной прежде научной работе главные интересы, объекты, способы их выявления и идентификации у нас были различны. Соответственно, при общем интересе и понимании важности активных разломов и сейсмодеформаций для оценок опасности, конкретные объекты и их представительность виделись по-разному. Угол зрения и сектор видения по прошлому опыту расходились. Потом мне стало ясно: в его глазах, вероятно, по видению и знанию объектов сибирских и азиатских, значимы были только многокилометровые разломы с крупными перемещениями скальных, обломочных и рыхлых отложений, как мигимум, – выразительные трещины с зиянием в скалах на сотни метров и километры. Специфика сейсмонарушений на Фенноскандинавском кристаллическом щите, однако, была иной. Я за годы уже к этому привык и потому охотился за деталями, за их набором, сочетаниями, за признаками согласования друг с другом на отдельном участке. Это то, что глаз человека и специалиста, специализирующегося в другой области геологии и тектоники, спокойно пропускает, как незначимое. Более того, в упор не видит. Такова природа восприятия. Потому понимать друг друга, толковать сходно, нам давалось трудно. Мне это было на руку: я только неуклонно привлекал внимание геофизика к мелочам, да и к настоящим местным сейсмообъектам, оттачивая на каждом свои аргументы. День за днем. Но эффект понимания не возникал. До конца. Благо, без тени покушения на дружелюбие.

Первый маршрут всей немалой командой запечатлелся особенно. Его возглавил известный карельский геолог А.П. Светов, прекрасный специалист по геологии архея. Он уверенно повез нас на наиболее выразительный из известных ему разломов в окрестностях г. Сортавала. С сознанием важности своей миссии в деле познания активности разлома с помощью современных геофизических методов. Весь день в долине реки, выходившей к берегу Ладожского озера, он показывал группе скальные выходы с явными, по его мнению, признаками крупного разлома. Так оно и было. Не было одного: ни одного признака активности структуры не только в голоцене, но и за последние миллионы лет...

В следующем маршруте, в другую сторону от г. Сортавала, на изученном мной ранее участке Вуорио, мы с Юрой прошли несколько км вдоль отчетливо выраженного тектонического уступа высотой 10 и более метров. В нескольких местах я указал ему на явные продольные нарушения с раскалыванием пород глубокими щелями, выколами блоков вверх, обвалами со стенки уступа. Часть нарушений к этому времени уже была датирована радиоуглеродными методом, все они оказались голоценовыми. Деваться некуда. Объект был признан достаточно выразительным, и геофизики стали искать скальную площадку для установки высокочувствительных сейсмографов. Измерения были осуществлены В.Г. Спунгиным с успехом.

Но самым впечатляющим для меня в этом маршруте стала находка Юрой под уступом Вуорио, в зарослях кустов, разлома древнего, архейского, того же простирания, что и новейший уступ с сейсмодеформациями. Что, как говориться, и требовалось доказать – унаследованность молодых смещений от древних.

Особенно памятным в то лето стал наш с Юрой маршрут на остров Путсаари в Северном Приладожье. За несколько лет до того я получил от геолога Ю.А. Морозова из нашего же института набор фотографий с явными признаками скальных нарушений сильным землетрясением на северном берегу острова. Но по ограниченности отпущенного нам начальством корабля времени доступным нам оказался только южный берег. Ранее о нем узнать ничего не довелось. Пошли в разведку. Вдвоем, целый день, без троп, по изломам побережья, где не ступала нога... сейсмогеолога. Образование, профиль, опыт работы, главные интересы у нас различаются. Соответственно, и видение видимого. Но в этой поездке устремления, научный интерес один – палеосейсмопроявления в рельефе, ландшафте, геологическом строении.

Сначала берег тянулся обычный, полого ступенчатый, без достопримечательных признаков молодой тектоники. Но вышли-таки и на открытый скальный, раздробленный склон. Бесполезно было обращать внимание на мелкие трещины, отколы, оторванные обломки. Вскоре, однако, попали на участок с «настоящими» расколами, смещениями, опрокидыванием - на вид хаос и только. Юра на солнышке расслабился. Я упорно лазил по скалам и камням, все проверяя. Все «стало на свои места». В голове. Сомнений не оставалось: площадь крупного сейсмонарушения. Ни гравитацией, ни морозным воздействием, ни потоками, ни смерчем, ни даже движением ледникового покрова набор признаков объяснить было невозможно. Мое палеосейсмогеологическое толкование эффекта не возымело, скальный разброс Юра видел, причину признать был не готов. Но зато с этого места остался выразительный памятный фотодокумент. На довольно крутом, раздробленном скальном склоне на площадке лежит каменный блок размером



примерно 2×3×4 м, отодвинутый *по горизонтали* от основной стенки на 1 м. Так что в промежутке зиял прямоугольный, со свежими стенками и отколами – «подвал» без перекрытия. На отодвинутом блоке, с ногами в сторону «подвала» возвышался торжествующий Юра, будто горопокоритель, разве что без ледоруба. Свой трон он попирал, легко отрицая его сейсмическое происхождение. Не он первый, не он последний из геологов. И далеко не все из таковых через несколько лет начинали понимать и принимать молчащий столетиями, грозный сейсмос. Юре это удалось, но уже не на Ладоге и с другими коллегами. Фотопамятник «Путсаари» остался. На обратном пути, через скальные гряды, лесную чащу, наткнулись на мощный скальный обвал. Но истекал срок возвращения на корабль. Да и точной ориентации на местности не было. Пропустили важный объект. Навсегда.

Потом были замечательные дни на Валааме, Коллективно на острове Святом, вдвоем с Юрой на северо-западе и на северо-востоке Большого Валаама, в местах не туристских. Площадки для установки приборов я показал. На одной удобно устроилась Н.К. Капустян. Записи приборов здесь оказались полноценными. Но... так и не обработанными. У меня, зато, хранится ее очень милая акварель уголка природы.

А, вот, о главной сейсмо достопримечательности Валаамского архипелага – острове Преображенском – узнал гораздо позже из описания путешествия Н.Я. Озерецковского в конце XVIII в. Какой «фантастический» в его книге офорт с развалом скал, с высокого обрыва прямо в озеро! Туда бы, тогда бы, на судне, с коллегами попасть – в самый раз. На всю жизнь бы всем запомнилось. Да и Юра бы не мог не согласиться. Впоследствии, при работе на Валааме несколько раз, хотел организовать ключевой маршрут, так и не удалось.... Далековато, добираться только по воде, нужно получить благословение настоятеля и порядки для приезжих стали строгие.

Через год Юра поехал в экспедицию с Владимиром Ивановичем Макаровым (добрая память!) в Заонежье, в «парк» классических сейсмодислокаций. Там он устоять не смог: признал прошлые бесчинства сейсмоса на Фенноскандинавском кристаллическом щите. И в последующие годы активно разбирался с ними в Северной Карелии вместе с Ю.И. Сыстра, Д.С. Зыковым, В.Г. Спунгиным, с большой, надо сказать, пользой. И статьи, и фото сохранились. Я же в 2002 г., по приглашению финского коллеги Аймо Куйвамяки, делал в Геологической службе Финляндии, в г. Экспо близ Хельсинки, полуторачасовой доклад о палеосейсмических исследованиях в Карелии и Ленинградской области. При полном зале.

Написал о счастливом лете, и вздохнулось глубоко и легко: сохранил хотя бы частичку Юры. И нашу простую, светлую, по-человечески важную дружбу. Много лет.

> Никонов А.А. Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ВЧЕРА-СЕГОДНЯ-ЗАВТРА (СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ 25 ЛЕТ)

Надёжка Л.И.^{1,2}, Старовойт О.Е.³, Маловичко А.А.³, Семёнов А.Е.^{1,2}, Семёнов М.Е.^{1,2}

¹Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ²ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия; ³ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия

В этом году исполняется 25 лет сейсмологическим наблюдениям на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) – одной из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы. Начинались они с организации сейсмической станции «Воронеж».

Середина 90-х – очень не просто в стране, очень не просто в науке. В это время закрывались сейсмические станции в активных регионах. Открытие сейсмической станции на платформенной территории, которая считалась пассивной, было невероятно и потребовало больших усилий.

Идея необходимости организации сейсмологических наблюдений в регионе возникла в результате неоднократных обсуждений геофизиками и геологами Воронежского государственного университета данных более чем 20-летних комплексных исследований земной коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива, которые проводились под руководством профессора Андрея Петровича Таркова. Выявленная в процессе исследований значительная латеральная неоднородность структуры земной коры, резкая дискретность физических свойств (плотности, скорости) на различных глубинных уровнях, существенная дифференциация литостатического давления на подошву земной коры – все эти факторы свидетельствовали о возможности возникновения локальных напряжений, способных инициировать землетрясения [1-2].



В.В. Гусев Ректор ВГУ

Мысль эта подтверждается тем, что в доинструментальный период на территории Воронежского кристаллического массива землетрясения происходили и неоднократно [3].

Идею организации сейсмологических наблюдений в регионе поддерживал в то время ректор Воронежского государственного университета Владимир Васильевич Гусев, проректор по научной работе Игорь Степанович Суровцев, активную позицию в этом вопросе занимали членкорр. РАН Н.М. Чернышов, проф. А.П. Тарков, доц. Л.И. Надёжка. Но вряд ли бы эта идея во-



И.С. Суровцев Проректор ВГУ

плотилась в жизнь, если бы не участие академика Владимира Николаевича Страхова, в то время директора Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Будучи в Воронеже в конце января – начале февраля руководителем семинара им. Д.Г. Успенского, Владимир Николаевич проявил большую заинтересованность в организации сейсмологической станции в Воронеже. Ранее неоднократно, совместно с Владимиром Николаевичем обсуждалась проблема геолого-геофизического строения литосферы Воронежского кристаллического массива, обосновывалась возможность возникновения землетрясений в густонаселённом, изобилующего объектами повышенной экологической ответственности регионе.



В.Н. Страхов Директор ИФЗ PAH

Со свойственным Владимиру Николаевичу энтузиазмом и энергией он сумел убедить главу Администрации Воронежской области А.Я. Ковалёва, начальника управления образования Администрации Воронежской области, В.В. Михальского в необходимости срочной организации сейсмической станции в г. Воронеже. Настолько убедительно он это обосновал, что было сразу же оговорено место установки станции и достигнута договорённость, что Администрация области берет на себя оплату аренды, которую исправно оплачивала в течение более 10 лет!



О.Е. Старовойт Директор ГС РАН

Оставалось убедить в то время директора Геофизической службы РАН Олега Евгеньевича Старовойта, который считая, что организовывать сейсмическую станцию на платформе, когда закрываются станции в сейсмически активных регионах, не эффективно. Однако Владимир Николаевич Страхов нашел такие аргументы, которые убедили Олега Евгеньевича изыскать возможность организации сейсмической станции в Воронеже.

Для закрепления договорённостей Владимир Николаевич инициировал подписание четырёхстороннего Соглашения о научно-техническом сотрудничестве между Институтом Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Геофизической службой РАН, Администрацией Воронежской области и Воронежским государственным университетом.

Для решения вопросов, связанных с организацией сейсмологических наблюдений и с целью укрепления вузовско-академических связей в Воронежском госуниверситете была организована межкафедральная вузовско-академическая лаборатория глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга, которую возглавила канд. геол.-минерал. наук Людмила Ивановна Надёжка. Научным руководителем геофизического направления был профессор А.П. Тарков, именем которого и называется в настоящее время лаборатория. Научным руководителем геологического направления был член корр. РАН Н.М. Чернышов.

В результате совместных усилий в декабре 1996 года была организована сейсмическая станция «Воронеж». Первые 10 лет она размещалась в помещении Всероссийского научноисследовательского института патологии, фармакологии и терапии РАСХН, который находится на окраине г. Воронежа, где антропогенная нагрузка минимальна. Как и ожидалось, первые же результаты работы сейсмической станции показали, что в литосфере ВКМ происходят землетрясения.

Исследования сейсмических условий Воронежского кристаллического массива и сопредельных территорий постепенно расширялись. И уже к 2003 году в регионе функционировала, созданная совместными усилиями ВГУ и ГС РАН, Воронежская региональная сеть, состоящая из 5 сейсмических станций. 31 марта 2000 года этой сетью было зарегистрировано 5 балльное землетрясение, эпицентр которого находился в Хопёрском мегаблоке ВКМ в 20 км от г. Калач.

С целью повышения эффективности и координации совместных с Воронежским государственным университетом исследований современной сейсмической активности региона была создана в Геофизической службе РАН лаборатория сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива, которую также возглавила Л.И. Надёжка.

Более 10 лет руководил ГС РАН, а впоследствии Федеральным исследовательским

центром «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) член-корреспондент РАН Алексей Александрович Маловичко. Он активно поддерживал и развивал совместные с Воронежским государственным университетом исследования.

Научное сотрудничество ГС РАН – ФИЦ ЕГС РАН и ВГУ оказало влияние на дальнейшее развитие исследований современной сейсмической активности, сейсмотектонических процессов, выявлению сейсмогенерирующих структур в пределах платформенных территорий, на примере Воронежского кристаллического массива. Однако для более эффективного решения этих сложных задач требовалось дальнейшее расширение сети сейсмологического мониторинга.

В регионе, кроме региональной сети, были созданы две локальные сети сейсмических станций, осуществляющих сейсмический мониторинг районов размещения Курской и Нововоронежской атомных станций [2]. Кроме того, для решения конкретных задач (изучение геологического строения метеоритного кратера на основе анализа микросейсмического шума зон разломов, наведённой сейсмичности и др.) организовывались временные пункты наблюдений. За все время их более 200. Работы выполнялись в рамках госбюджетных тем, грантов, проектов Минобрнауки и хозяйственных договоров.

Экспериментальные данные, полученные при выполнении сейсмологического мониторинга, являются основой при разработке как теоретических проблем сейсмологии, так и при решении конкретных прикладных задач сейсмической безопасности.

Полученные в процессе совместных исследований научные результаты в ряде случаев, являются уникальными, существенно расширяющие знания и меняющие представления о строении, состоянии и процессах, протекающих в литосфере платформенных территорий.

Однозначно установлено, что платформенные территории, к которым относится и Воронежский кристаллический массив, не являются сейсмически пассивными. За период наблюдений зарегистрировано почти 600 землетрясений 2-10 энергетических классов [1-6]. При этом следует отметить, что регистрация землетрясений низкого энергетического класса осложнена различными техногенными факторами, включая взрывы в промышленных карьерах.

Показано, что пространственное положение эпицентров землетрясений отражает специфику процессов, происходящих в структурах с разным геологическим строением, возможно приводящих в ряде случаев к возникновению землетрясений. Для территории ВКМ выделено три типа сейсмической активности.

Первый – упорядоченная или тектоническая сейсмичность, когда эпицентры землетрясений группируются в зонах тектонических нарушений, второй тип – когда эпицентры землетрясений сконцентрированы в локальных участках территории и образуют как бы «пятна» – зоны. Таких зон на территории ВКМ в настоящее время выделено две – Лискинская и Елец-Липецкая [5, 7]. Эти зоны характеризуются резкой структурной дисгармонией земной коры, наличием переходного слоя кора-мантия значительной мощности. В эрозионном срезе докембрия им соответствуют аномальные по структурно-геологическому строению участки [7]. Третий тип сейсмической активности – это условно «рассеянная» сейсмичность, когда эпицентры землетрясений, как правило, приурочены к интрузиям основного и ультраосновного состава [4-5].

За более чем двадцатилетний период наблюдений изучен сейсмический режим Воронежского кристаллического массива и установлен квазипериодический характер его изменений. Несколько лет сейсмического затишья, сменяются повышенной сейсмической активностью. О квазипериодическом характере сейсмической активности свидетельствуют результаты и в других регионах [8-9]. На основе большого объёма данных построен график повторяемости.

Показано, что микросейсмический шум – это геофизическое поле, которое содержит информацию не только о геологическом строении земной коры, но и о её динамическом состоянии, это позволяет эффективно использовать его для районирования территории и выделения геодинамически активных зон [10-11].

Территория ВКМ испытывает существенную антропогенную нагрузку. Основным фактором при этом являются взрывы в промышленных карьерах. За период наблюдений, зарегистрировано более 10 000 взрывов. При этом в некоторых карьерах производятся промышленные короткозамедленные взрывы мощностью до 2000 т ВВ. Такое воздействие на геологическую среду делает её агрессивной, способной инициировать землетрясения. Показано, что наведённая сейсмичность не является мифом в регионе [12]. Кроме того, в результате детального анализа волновых форм записей взрывов, их спектров выработан комплекс признаков, характеризующих сейсмические события, вызванные взрывами, что используется для идентификации природы событий.

На основе анализа микросейсмического шума и импульсных воздействий на литосферную оболочку Земли показан нелинейный характер свойств геологической среды (частотная избирательность, анизотропия затухания различных типов волн, накопление и разрядка сейсмической энергии при промышленных взрывах могут быть описаны в рамках реологической гистерезисной модели и др.) [12].

Сейсмический мониторинг районов размещения объектов атомной энергетики, позволяет контролировать сейсмическую ситуацию и её стабильность на площадке и в районе размещения АЭС [13].

Основные результаты исследований изложены в более чем 300 публикациях в изданиях разного уровня. Издана монография «Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным» под ред. член.-корр. Н.М. Чернышова 2012 г. [1] и главы в коллективных монографиях «Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы» под ред. В.Н. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина [14], «Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России» под ред. В.В. Адушкина, А.А. Маловичко [15].

Защищены две кандидатские диссертации (Ефременко М.А., Орлов Р.А.). Получены 2 свидетельства о государственной регистрации интеллектуальной собственности (А.М. Семенов, К.Ю. Силкин) [16-17].

Следует подчеркнуть, что регион характеризуется высокой плотностью населения, в его пределах развита мощная инфраструктура, размещены объекты повышенного экологического риска, функционирует более 20 промышленных карьеров, в которых производятся взрывы мощностью до 2000 т ВВ. Все это свидетельствует о важности проводимых исследований, необходимости развития системы сейсмического мониторинга, включая методы обработки данных, на основе многолетнего успешного сотрудничества ФИЦ ЕГС РАН и ВГУ.

В настоящее время сейсмологические исследования на территории ВКМ осуществляются сотрудниками лаборатории сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива ФИЦ ЕГС РАН (директор Ю.А. Виноградов), лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга им. проф. А.П. Таркова ВГУ (ректор Д.А. Ендовицкий).

Основные направления дальнейших исследований.

В первую очередь, совместными усилиями необходимо развивать наблюдательную сеть сейсмических станций с целью повышения достоверности информации о сейсмической активности и характере сейсмических процессов в литосфере Воронежского кристаллического массива, составной части Восточно-Европейской платформы.

Необходимо изучить причины и природу сейсмических процессов, происходящих в литосфере платформы, а также провести исследования влияния на характер современной сейсмической активности процессов и явлений, происходящих в околоземном пространстве, в том числе и в ионосфере. Для этого необходимо расширить комплекс исследований путем проведения дополнительно к сейсмологическому мониторингу, мониторинг электрического, магнитного и гравитационного полей, эманации радона, ионосферных и метеопроцессов.

Все это может быть реализовано на базе вузовско-академической обсерватории, начало организации которой уже положено.

В заповеднике Воронежского государственного университета «Галичья гора» построен лабораторный комплекс будущей вузовско-академической обсерватории, где параллельно с сейсмическим мониторингом, проводимым ВГУ и ФИЦ ЕГС РАН, с сентября 2019 года, при содействии ИФЗ РАН и ИЗМИРАН выполняется мониторинг вариаций магнитного поля.

Вузовско-академическая обсерватория позволит получать комплексные данные о физических процессах, происходящих как в земных недрах, так и в околоземном пространстве, что будет служить основой для решения важных и актуальных фундаментальных и прикладных проблем.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Литосфера* Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. Н.М. Чернышов. Воронеж : ИПЦ «Научная книга», 2012. С. 330.
- Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Чернышов Н.М., Надёжка Л.И. 20 лет сейсмологическим наблюдениям на территории Воронежского кристаллического массива // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы XX Всероссийской конференции с Международным участием. – Воронеж : ИПЦ «Научная Книга», 2016. – С. 13-17.
- 3. *Новейший* каталог сильных землетрясений на территории СССР // Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. – М. : Наука. 1977. – 535с.
- Надёжка Л.И., Ефременко М.А., Семёнов А.Е., Пивоваров С.П. Некоторые особенности землетрясений на территории ВКМ // Проблемы сейсмотектоники : Материалы XVII Всероссийской конференции с Международным участием. – Воронеж : ИПЦ «Научная Книга», 2011. – С. 365-368.
- Семёнов А.Е., Надёжка Л.И., Пивоваров С.П. О связи современной сейсмической активности со структурными особенностями кристаллической коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. Обнинск, 2015. С. 290-294.
- Malovichko A.A., Nadezhka L.I., Pivovarov S.P., Efremenko M.A., Semenov A.E. Seismic activity in the center of the east European platform (Voronezh crystalline massive) // Book of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012). Moscow, 2012. P. 282.

- Семёнов А.Е., Золототрубова Э.И., Надёжка Л.И. Геодинамическая позиция Лискинской сейсмически активной зоны Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы XI Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2016. – С. 311-314.
- Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Особенность проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов : Материалы Международной конференции. – Воронеж, 2001. – С. 223-225.
- Французова В.И., Юдахин Ф.Н. Сопоставление ритмов платформенной и орогенной сейсмичности // Материалы Междуародной конференции. – М. : ВНИИ геофизика. – 2003. – С. 249-253.
- Сафронич И.Н., Сизаск И.А., Надёжка Л.И. Некоторые характеристики микросейсмического шума в диапазоне 2.0-8.0 Гц // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2015. – С. 281-284.
- 11. *Орлов Р.А.* Опыт использования микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия Геология. Воронеж, 2011. № 1. С. 184-192.
- 12. Надёжка Л.И., Семёнов А.Е., Сафронич И.Н. Гистерезисная модель накопления и разрядки сейсмической энергии в геологической среде // Тригерные эффекты в геосистемах : Материалы V Международной конференции / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Качаряна. – М. : ТОРУС, 2019. – С. 85-90.
- 13. Надёжка Л.И., Семёнов А.Е., Семёнов А.М., Колесников И.М. Сейсмический мониторинг как основа сейсмической безопасности функционирования атомных электростанций (на примере Нововоронежской АЭС) / Л.И. Надежка // Вестник НЯЦ РК. – Курчатов : НЯЦ, 2016. – Вып. 2. – С.146-151.
- 14. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1 : Землетрясения. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2007. – 381 с.
- 15. *Взрывы* и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко. М. : Изд-во ГЕОС, 2013. 384с.
- 16. Свидетельство о государственной регистрации базы данных 2018621630. Российская Федерация. База данных сейсмологических наблюдений SDAMS / А.Е. Семёнов, К.Ю. Силкин; заявитель и правообладатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (RU). – № 2018621630; заявл. 08.10.2018; опубл. 22.10.2018. – 1 с.
- 17. Свидетельство о государственной программы для ЭВМ 2020612298. Российская Федерация. Программный комплекс для сбора, хранения и контроля данных сейсмологических наблюдений SDAMS / А.Е. Семёнов, К.Ю. Силкин; заявитель и правообладатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (RU). № 2020612298; заявл. 03.12.2019; опубл. 19.02.2020. 1 с.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Агибалов А.О.¹, Сенцов А.А.¹, Зайцев В.А.²

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Изучение новейшей тектоники Волго-Уральской антеклизы является актуальной и интересной задачей, имеющей не только научное, но и прикладное значение. Оно связано с тем, что в восточной части этой структуры расположено множество нефтяных и газовых месторождений, на современное положение которых оказывают влияние неотектонические движения [1]. Одним из традиционных методов исследования новейших движений является метод В.П. Философова [2], предполагающий выделение порядков речных долин и построение карт разностей базисных поверхностей. В качестве исходных данных для проведения морфометрического анализа по данной методике нами была использована схема гидросети масштаба 1:2 500 000 [3] и цифровая модель рельефа [4].

Основным результатом морфометрических исследований являются карты остаточного рельефа и разности базисных поверхностей 1-3 порядков, рассмотрение которых позволяет сделать вывод о дифференцированном характере новейших движений на территории Волго-Уральской антеклизы. По построенным картам выделяются участки локальных опусканий и поднятий. Наибольшие амплитуды последних достигаются в восточной части антеклизы, где локализованы месторождения углеводородов (УВ). На карте разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков хорошо видна приуроченность крупнейшего нефтяного месторождения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции – Ромашкинского – к области максимальных значений этого параметра (рис. 1). Установлено, что среднее значение разности базисных поверхностей первого и второго порядков для всей территории антеклизы составляет 14 м, а в пределах месторождений – 44 м.

Вспомогательные морфометрические исследования, включающие построение карт изолонг – линий равной протяженности водотоков определенного порядка – и линий вытянутости, выделенных путем автоматизированного дешифрирования цифровой модели рельефа с помощью программы LESSA [5], подтверждают наличие опосредованной взаимосвязи между рельефом и расположением месторождений УВ. Последние находятся в областях повышенных значений длин водотоков 2 порядка и пониженных величин плотности линий вытянутости (табл. 1).

Таблица 1

Сопоставление морфометрических характеристик рельефа в пределах всей территории Волго-Уральской антеклизы и месторождений УВ

	Минимальное	Среднее	Максимальное	Стандартное отклонение
Разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков, м	-711 (-112)	14 (44)	500 (236)	69 (64)
Длины водотоков 2 порядка, км	55 (55)	135 (167)	272 (258)	39 (40)
Плотность линий вытянутости, км ⁻¹	0.003 (0.033)	0.182 (0.167)	0.479 (0.440)	0.078 (0.069)

Примечание: для территории месторождений значения морфометрических параметров приведены в круглых скобках.

Проведенный по методике Н.П. Костенко [6] структурно-геоморфологический анализ позволил построить схему блоковой делимости восточной части Волго-Уральской антеклизы.

Интересно отметить, что значительное количество месторождений расположено вдоль «слабых» зон, являющихся границами блоков. Сопоставление роз-диаграмм, характеризующих закономерности ориентировок «слабых» зон и длинных осей контуров линейно вытянутых месторождений УВ показывает, что на обеих розах диаграммах 2 направления – северо-западное (азимуты 310-330°) и северо-восточное (азимуты 20-40°) – являются статистически значимыми (рис. 2).



Рис. 1. Схема разности базисных поверхностей первого и второго порядков. Условные обозначения: 1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [11], 2 – нефтяные и газовые месторождения, по [12], 3 – контуры участка, для которого построена схема блоковой делимости по методике Н.П. Костенко; Р – Ромашкинское нефтяное месторождение



Рис. 2. Розы-диаграммы, иллюстрирующие ориентировки «слабых» зон (слева) и длинных осей контуров линейно вытянутых нефтяных и газовых месторождений (справа) восточной части Волго-Уральской антеклизы

Одним из существенных параметров, традиционно рассматриваемых при анализе новейшей геодинамики, является характер сейсмичности. Волго-Уральская антеклиза является слабо сейсмичной структурой: эпицентры землетрясений малых магнитуд (M_{max} = 5.3) [7-8] приурочены к ее восточной окраине. Эта особенность позволяет предположить, что сейсмичность изучаемой области связана с влиянием горного сооружения Урала. Установлена взаимосвязь между сейсмичностью и горизонтальной расчлененностью рельефа, заключающаяся в том, что большая часть эпицентров землетрясений располагается в области повышенных значений плотности гидросети (рис. 3).



Рис. 3. Схема плотности гидросети Волго-Уральской антеклизы. Условные обозначения: 1 – границы Волго-Уральской антеклизы, по [11], 2 – эпицентры землетрясений, по [7-8]

Для оценки интенсивности современных деформаций нами были проанализированы данные о скоростях горизонтальных движений пунктов GPS Международной геодинамической сети ARTU (Свердловская область), MDVO, ZWE2 (Подмосковье) и MOBN (Калужская область) [9]. По формуле $\varepsilon = \frac{l-l_0}{l_0}$, где l_0 – расстояние между пунктами GPS без учета их смещения, l – расстояние с учетом смещения за 1 год, оценены величины деформации (ε). Установлено, что их значения составляют менее 0.1×10^{-9} , что указывает на малую интенсивность современных деформаций на территории Волго-Уральской антеклизы (табл. 2). Предположительно, они имеют преимущественно пликативный характер, о чем свидетельствует отсутствие информации об активных разломах в базе данных [10].

Таблица 2

GPS c1	ε, ×10 ⁻⁹	
ARTU	MDVO	0.029
ARTU	ZWE2	-0.082
ARTU	MOBN	0.027

Величины деформаций (є), рассчитанные по данным о перемещениях станций GPS

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Судя по результатам морфометрического анализа рельефа, территория Волго-Уральской антеклизы испытывает разные по знаку движения на новейшем этапе. При этом в восточной части данной структуры располагаются области поднятия, к которым приурочено большое количество месторождений нефти и газа.

2. Существует опосредованная взаимосвязь между рядом морфометрических характеристик рельефа и расположением месторождений УВ. Она свидетельствует о влиянии новейшего структурного плана на процессы миграции УВ.

3. Выявлена приуроченность большей части эпицентров землетрясений к участкам, отличающимся повышенной горизонтальной расчлененностью рельефа. Характер сейсмичности позволяет предположить, что она обусловлена влиянием горного сооружения Урала.

4. На современном этапе территория Волго-Уральской антеклизы испытывает незначительные деформации, имеющие преимущественно пликативный характер.

Исследование выполнено в рамках НИР «Развитие методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования» (№ гос. регистрации АААА-А17-117060110060-3) (ИФЗ РАН).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Горелов С.К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий (на примере юговостока Русской равнины). М. : Наука, 1972. 206 с.
- 2. *Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / Под ред. А.А. Корженевского. – Саратов : Изд-во Саратовского университета, 1960. – 91 с.
- 3. *Цифровая* географическая основа масштаба 1:2 500 000 [Электронный ресурс]. URL: https://vsegei.ru/ru/info/topo/. – Дата обращения 18.06.2020.
- 4. *Цифровая* модель рельефа [Электронный ресурс]. URL: https://topex.ucsd.edu/cgibin/get_data.cgi. – Дата обращения 18.06.2020.
- 5. Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 38-46.
- 6. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М. : МГУ, 1999. 379 с.
- 7. *Сейсмологический* каталог Единой геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. URL: http://www.ceme.gsras.ru/new/catalog/. Дата обращения: 18.06.2020.
- 8. *Сейсмологический* каталог Американской геологической службы [Электронный ресурс]. URL: www.earthquake.usgs.gov. Дата обращения 18.06.2020.
- 9. GNSS Time Series [Электронный ресурс]. URL: https://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html. Дата обращения 18.06.2020
- 10. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711-736.
- 11. Гаврилов В.П. Как устроены и чем богаты наши недра. М. : Недра, 1981.
- 12. *Лозин Е.В.* Глубинное строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и смежных территорий // Литосфера. 2002. № 3. С. 46-68.

ЛИТОСФЕРА ПРИПЯТСКОГО И ДНЕПРОВСКОГО ПАЛЕОРИФТОВ

Айзберг Р.Е., Грибик Я.Г.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Республика Беларусь

Сейсмоскоростная модель земной коры вдоль Припятского и Днепровского палеорифтов, разработанная интернациональной группой геофизиков и геологов (включая авторов настоящей статьи) по трассе субширотного глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Несвиж – Брагин – Чернигов – Полтава в соответствии с программой «Георифт-2013» [1], позволила развить представления о строении и герцинской синрифтовой геодинамике указанных сопредельных структур Припятско-Днепровско-Донецкого (далее – ПДД) авлакогена и подстилающих их слоев консолидированной коры, коро-мантийной границы, верхней мантии.

Особенности глубинной структуры литосферы отражены на упрощенной модели (рисунок) по субширотному геотраверсу Георифт-2013 (ГР-13) [1] и на поперечных сейсмоскоростных разрезах Припятского и Днепровского прогибов [2-5]. На профиле ГР-13 Несвиж-Полтава основной контрастный раздел в пределах коро-мантийной границы Припятско-Брагинского ареала представлен поверхностью Мохо, разделяющей нижнюю кору с V_p = 7.10 км/с и подстилающий верхнемантийный слой с определяемой под Брагинско-Лоевской седловиной V_p = 8.25 км/с. Уровень залегания поверхности Мохо изменяется в направлении от северо-западной границы Припятского прогиба до Брагинско-Лоевской седловины от ~ 46 км до ~ 43 км. На отрезке пикетов (ПК) 305-320 км, соответствующему седловине, поверхность Мохо характеризуется высокоамплитудным (~ 4.5 км) подъемом до отметок ~ 41 км, который образует западное крыло Черниговской антиформы типа антиклинорного выступа (ПК 305-370 км). На кривой распределения Δ*Ga* по линии профиля ГР-13 она коррелируется с максимальными значениями аномалий силы тяжести в пределах Черниговского гравитационного максимума и минимальными значениями геомагнитного поля [1]. В Днепровском сегменте к востоку от Черниговской антиформы высокоградиентная поверхность Мохо испытывает плавный подъем (ПК 370-520 км) от глубины ~ 45 км до ~ 38 км (ПК 500 км) и затем происходит постепенное понижение уровня залегания до глубины ~ 41 км (ПК 610 км).

На всем протяжении Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской седловины и сопредельного центриклинального замыкания Днепровского прогиба вдоль профиля ГР-13 (интервал ПК 60-370 км) в верхней части мантии вблизи поверхности Мохо и субпараллельно ей выделена еще одна высокоскоростная, но относительно низкоградиентная преломляющая граница субМохо с $V_p = 8.35 \cdot 8.36$ км/с (под Припятским прогибом) и $V_p = 8.35$ км/с (под западной центриклиналью Днепровского прогиба). Раздел субМохо, трассируемый преломленными волнами, залегает под западной и центральной частями Припятского прогиба на глубине ~ 49 км, а затем полого воздымается в сторону Брагинско-Лоевской седловины до ~ 45 км и на участке замыкания восточного крыла Черниговской антиформы поверхности Мохо резко погружается в верхнюю мантию. Наклонную часть границы субМохо непосредственно к востоку от Черниговской антиформы поверхности Мохо можно рассматривать как субвертикальную магистральную зону тектонического контакта крупных верхнемантийных Припятско-Брагинского и Днепровского ареалов (V_p = 8.36-8.35 км/с и 8.25-8.20 км/с, соответственно). Очевидный вертикальный структурный парагенез Черниговской антиформы раздела Мохо и западного уступообразного склона нижнекорового высокоскоростного тела (которая определяется далее как Западно-Днепровская рифтовая подушка - rift pillow) с несколько смещенным к востоку отмеченным выше резким погружением в мантию горизонта субМохо является наиболее четко выраженной неоднородностью в строении нижнего слоя

земной коры и подкорового ареала верхней мантии, разделяющей Припятский и Днепровский сегменты земной коры и контролирующей положение субмеридиональных эшелонированных структур фундамента и чехла в зоне Брагинско-Лоевской седловины. Предполагаемая инверсия скорости продольных волн в верхней мантии на глубинах 60-65-70 км и 75-78 км связана с прослеживанием на сейсмоскоростной модели достаточно протяженных (140 и 190 км) пологих горизонтов с кажущейся скоростью, соответственно, 8.05 (?) км/с и 8.30 (?) км/с [1]. Вероятно, эти горизонты отражают неоднородность (расслоенность) литосферной верхней мантии под Припятским и Днепровским прогибами.

Судя по установленным в результате исследований по проекту ГР-13 скоростям продольных сейсмических волн V_p [1] и типовым моделям структуры земной коры [5], скоростные границы и уровни выше раздела Мохо на профиле Несвиж-Брагин разграничивают в основании Припятского прогиба условные основные слои консолидированной коры: верхний («гранитный») – $V_p = 6.0-6.4$ км/с, средний («диоритовый») – $V_p = 6.4-6.9$ км/с, нижний («базальтовый») – $V_p = 7.0-7.1$ км/с (рис. 1). Главные внутрикоровые сейсмоскоростные границы – преломляющие, отражающие или сближенные в пространстве пакеты указанных границ – на профиле Несвиж-Брагин маркируют, в общем, отрицательную продольную структуру верхнего и среднего слоев под Припятским прогибом. Он слабо выражен в сейсмоскоростной модели консолидированной коры. Здесь не наблюдается типичного для большинства палеорифтов подъема поверхности Мохо и уменьшения мощности коры в приосевой зоне. Результаты ГСЗ Евробридж-97 [2] и переинтерпретации данных по субпараллельному близкорасположенному профилю ОГТ [3] не подтвердили представления об активном механизме синрифтового развития Припятского прогиба, обусловленного воздействием гипотетического мантийного диапира. Он не отражен в структуре коро-мантийной границы и нижнего слоя коры.



Рис. 1. Упрощенная модель структуры литосферы вдоль профиля ГСЗ Георифт-2013 [1]. Условные обозначения: 1 – осадочный чехол (Vp = 2.0-4.8 км/c); 2 – плотные породы (V_p = 4.8-5.7 км/c); 3 – кристаллическая верхняя кора (6.0-6.4 км/c); 4 – средняя кора (6.4-6.9 км/c); 5 – нижняя кора (7.0-7.1 км/c); 6 – высокоскоростное тело; 7 – высокоскоростное тело в верхней коре; 8 – верхняя мантия (8.2-8.25 км/c); 9 – высокоскоростная верхняя мантия (8.2-8.4 км/c); 10-12 – фрагменты основных преломленных и отраженных, отраженных границ (соответственно) на основе интерпретации Р-волн; 13 – зоны высокой отражаемости в нижней коре по данным ОГТ на профиле VIII [3]; 14 – пункты пересечения с другими профилями. Пункты взрыва и определения местоположения

Сравнительный анализ структуры консолидированной земной коры Припятского и Днепровского палеорифтовых грабенов позволяет выявить различия, которые определяют особенности их развития. По сравнению с плавными малодифференцированными структурными формами тонкой нижней коры Припятского грабена мощностью 8-9 км, восточней Брагинско-Лоевской седловины резко обособляется мощная (18 км) нижнекоровая Западно-Днепровская высокоскоростная региональная структура, которая интерпретируется как «рифтовая подушка» (rift pillow) Днепровского грабена. Механизм ее формирования, повидимому, связан с плюмовыми верхнемантийными процессами активного магматизма. Рифтовая подушка ограничена на западе высокоамплитудной флексурой над Черниговской антиформой поверхности Мохо – границей разноуровенного залегания подошвы консолидированной коры на Припятской и Днепровской ступенях.

Генезис «рифтовых подушек» все исследователи связывают с интенсивной переработкой земной коры вследствие внедрения мантийных расплавов. С.Р. Ervin и L.D. McGinni [7] указывали применительно к реактивированному рифту Рилфут (Северо-Американская платформа) на формирование «рифтовой подушки» вследствие внедрения основных астеносферных магм – как минимум в объеме 10 % в нижнюю кору в процессе рифтогенеза. Формирование выявленного ранее [6] «субвертикального тела» в земной коре в зоне субмеридионального профиля Пирятин – Талалаевка Днепровского грабена, определялось украинскими геофизиками и геологами воздействием мантийных астенолитов (мантийных плюмов) [5-6, 8-9]. Можно обоснованно допустить, что формирование региональной Западно-Днепровской «рифтовой подушки» и установленное вдоль профиля ГСЗ Георифт-2013 Несвиж-Полтава приподнятое положение раздела Мохо в Днепровском грабене относительно Припятского подтверждает концепцию существенной переработки земной коры к востоку от зоны Брагинско-Лоевской седловины вследствие проявления плюмовой тектоники в процессе герцинского рифтогенеза.

В Припятском прогибе строение коро-мантийной границы отличается от Днепровского более низким (на 5-6 км) уровнем залегания раздела Мохо и обособлением раздела субМохо. Последний восточнее Брагинско-Лоевской седловины, как отмечено выше, уходит в глубь верхней мантии. Высокоградиентная граница раздела Мохо в пределах Припятского прогиба, в отличие от Днепровского, остается субгоризонтальной не только в продольном, но и в поперечном сечениях. В нижней коре Припятского прогиба по меридиональному профилю ГСЗ Евробридж-97 не выявлены субвертикальные тела с повышенной сейсмоскоростной характеристикой [2], которые при наличии выступа поверхности Мохо в поперечном сечении приосевой части Припятского грабена могли бы свидетельствовать о воздействии мантийных диапиров (плюмов) на процессы герцинского рифтогенеза, как это показано для Днепровского грабена.

На профиле Георифт-2013 обращает на себя внимание суперпозиция высокоамплитудных Черниговской антиформы поверхности Мохо (ПК 305-370 км), западного флексурообразного склона Западно-Днепровской «рифтовой подушки» нижней коры (ПК 320-350 км) и резко нисходящего вглубь горизонта субМохо (ПК 370-420 км), разделяющего области относительно низкоскоростной верхней мантии под Днепровским сегментом и высокоскоростной – под единым Припятско-Брагинско-Лоевским сегментом. Эти особенности сейсмоскоростного разреза литосферы соответствуют зоне Черниговского максимума ΔGa и экстремальным значениям ΔTa . С рассматриваемой суперпозицией связаны пространственная близость или непосредственное совмещение Одесско-Гомельского глубинного тектонического шва и ареала проявления щелочно-основного магматизма в пределах северо-восточной части Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской седловины, Гомельской структурной перемычки, Жлобинской седловины. Как показала З.М. Ляшкевич [10], две главные фазы вулканизма в северо-западной части Днепровского прогиба приходятся на позднефранское и фаменское

время, а первые признаки проявления относятся к рубежу средний-поздний девон. В Припятском прогибе главные фазы проявления магматизма датируются позднефранским (евлановско-ливенским) и раннефаменским (елецким) временем [11]. К самым древним магматическим образованиям, связанным с началом образования рифта, отнесены отдельные диатремы (трубки взрыва), закартированные в зоне сочленения Северо-Припятского плеча Припятского прогиба со Жлобинской седловиной и на территории последней. Их возраст датируется началом позднефранского времени. Среди поля развития диатрем, расположенного в 60 км южнее зоны сочленения Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины, ближе к Северному краевому разлому, наиболее ранние внедрения определяются поздневоронежским-раннеевлановским временем (средняя фаза позднего франа). В пределах же самого Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины вулкано-магматическая деятельность началась еще позже – в евлановско-ливенское время (в конце позднего франа). Таким образом, в начальные стадии рифтинга деструкции подвергались обширные площади, значительно превышающие ширину будущего Припятского грабена. По-видимому, припятский вулканизм способствовал образованию в коре первичных ослабленных зон и активизации процессов рифтогенеза. В связи с отмеченной территориальной сопряженностью верхнедевонских щелочных магматических пород северо-восточной периферии Припятской зоны рифтогенеза и сопредельной Западно-Днепровской «рифтовой подушки», вероятно, находит решение проблема об их главном мантийном источнике.

ЛИТЕРАТУРА

- Starostenko V. Litpspheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine) / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova ... R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karatayev, Y. Gribik [et all.] // Geophysical Journal International. - 2018. – V. 212. – № 3. – P. 1932-1982.
- Thybo H. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian shitld along the Eurobridge'97 profile / H. Thybo, T. Janik, V.D. Omelchenko [et all.] // Tectonophysics. – 2003. – V. 371. – P. 4-79.
- 3. *Juhlin C.* Reappraisal of the deep seismic reflexion profil VIII across the Pripyat Trough / C. Juhlin, R.A. Spephenson, C.V. Klushin // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 99-108.
- Егорова Т.П. Результаты переинтерпретации и обобщения сейсмических материалов / Т.П. Егорова, Е.П. Баранова // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М. : ГЕОКАРТ – ГЕОС. – 2006. – С. 315-320.
- 5. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным / Н.И. Павленкова // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. – М. : ГЕОКАРТ – ГЕОС, 2006. – С. 559-599.
- 6. *Ильченко Т.В.* Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого палеорифта (по данным ГСЗ) / Т.В. Ильченко // Геофизический журнал. 1997. Т. 19. № 3. С.69-81.
- 7. *Ervin C.P.* Peelfoot rift : reactivated precnrsor to the Missisipi Embayment / C.P. Ervin, L.D. McGinnis // Geol. Sos. Amer. Bull. 1975. V. 86. P. 1287-1295.
- 8. *Чекунов А.В.* К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы / А.В. Чекунов // Геоф. Журнал. 1994. Т.16. № 3. С. 1-12.
- 9. *Гавриш В.К.* Заложение, развитие и нефтегазоносность палеорифтов Украины / В.К. Гавриш // Рифтогенез и нефтегазоносность. М. : Наука, 1993. С. 29-36.
- 10. Ляшкевич З.М. Магматизм Днепровско-Донецкой впадины / З.М. Ляшкевич // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М. : Гео-инвекс, 1994. С.183–190.
- 11. Веретенников Н.В. Верхнедевонский магматический комплекс / Н.В. Веретенников, В.П. Корзун, А.С. Махнач // Геология Беларуси. Мн., 2001. С. 446-459.

МАКРОАНИЗОТРОПНЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МИКРОНЕОДНОРОДНОЙ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

Александров П.Н.¹, Непеина К.С.², Баталева Е.А.²

¹Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Москва, Россия; ²Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызская Республика

Введение. При изучении электромагнитных полей обычно получают отклик в макропараметрах, таких как распределение удельного электрического сопротивления. Для учёта внутреннего строения горной породы в макропараметрах необходимо осуществить переход от микронеоднородной среды к однородной анизотропной (эффективным средам). Известно, что электромагнитные микрополя подчиняются уравнениям Лоренца [1]

$$rot\mathbf{h} = \varepsilon_0 \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{e} + q\mathbf{v}, \ rot\mathbf{e} = -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{h},$$

где q – электрический заряд, **v** – вектор скорости движения заряда, ε_0 , μ_0 – диэлектрическая и магнитная проницаемость вакуума, соответственно, **e**, **h** – векторы напряженностей электрического и магнитных микрополей, соответственно; t – время. Граничных условий нет.

Уравнения Максвелла (как результат пространственно-временного усреднения по физически бесконечно малому объёму [2]) в частотной области приобретают вид:

$$rot\mathbf{H} = \mathbf{J} + \mathbf{J}^{ext}, rot\mathbf{E} = -i\omega\mathbf{B},$$

где ω – частота, $i = \sqrt{-1}$.

Для того чтобы замкнуть систему уравнений Максвелла, сделать их разрешимыми, необходимо определить вид материальных уравнений. Иначе говоря, определить зависимости плотности электрического тока **J** и индукции магнитного поля **B** в зависимости от напряженностей электрического **E** и магнитного **H** полей:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}(\mathbf{E}, \mathbf{H}), \ \mathbf{B} = \mathbf{B}(\mathbf{E}, \mathbf{H}).$$

Эти материальные уравнения могут быть получены исходя из разложения в ряд Тейлора зависимостей J(E,H) и B(E,H) при малых значениях напряженностей электромагнитных полей [3]:

$$\mathbf{J}(\mathbf{E},\mathbf{H}) = \mathbf{J}(\mathbf{0},\mathbf{0}) + (\mathbf{E}\cdot\nabla_E)\mathbf{J}(\mathbf{E},\mathbf{H})_{\substack{\mathbf{E}=0\\\mathbf{H}=0}} + (\mathbf{H}\cdot\nabla_H)\mathbf{J}(\mathbf{E},\mathbf{H})_{\substack{\mathbf{E}=0\\\mathbf{H}=0}} + \mathbf{N},$$
$$\mathbf{B}(\mathbf{E},\mathbf{H}) = \mathbf{B}(\mathbf{0},\mathbf{0}) + (\mathbf{E}\cdot\nabla_E)\mathbf{B}(\mathbf{E},\mathbf{H})_{\substack{\mathbf{E}=0\\\mathbf{H}=0}} + (\mathbf{H}\cdot\nabla_H)\mathbf{B}(\mathbf{E},\mathbf{H})_{\substack{\mathbf{E}=0\\\mathbf{H}=0}} + \mathbf{M},$$

где дифференциальные операторы имеют вид:

$$\nabla_E = \mathbf{i}\frac{\partial}{\partial E_x} + \mathbf{j}\frac{\partial}{\partial E_y} + \frac{\partial}{\partial E_z}\mathbf{k} \qquad \mathbf{H} \nabla_H = \mathbf{i}\frac{\partial}{\partial H_x} + \mathbf{j}\frac{\partial}{\partial H_y} + \frac{\partial}{\partial H_z}\mathbf{k},$$

где i, j, k – орты декартовой системы координат. Величины N и M определяют нелинейные материальные уравнения и, соответственно, нелинейные свойства среды. Нелинейность среды определяется достаточно простым способом. Если амплитуда воздействия в источнике увеличена, например, в два раза и амплитуда сигнала в приемнике также увеличилась в два раза, то среда – линейная, в противном случае среда нелинейная. В силу слабого электромагнитного воздействия на геологическую среду в дальнейшем этими нелинейными слагаемыми будем пренебрегать, и рассматривать только линейные свойства геологической среды. Величины $J(0,0) = J^{ext}$ и $B(0,0) = B^{ext}$ являются векторами плотностей стороннего электрического тока и сторонней индукции магнитного поля, соответственно, которые описывают контролируемые источники электромагнитного поля и определяют активные свойства среды в том смысле, что при отсутствии контролируемого электромагнитного воздействия на среду, она генерирует электрический ток и магнитную индукцию. Эти величины можно также связать с неконтролируемыми сторонними источниками, поскольку они не зависят от напряжённостей электромагнитного поля **E** и **H** [4]. Таким образом, электромагнитное поле в частотной области, в общем случае линейной неоднородной бианизотропной среды, подчиняется системе уравнений Максвелла, которая в частотной области имеет вид:

$$rot\mathbf{H} = \sigma\mathbf{E} + \alpha\mathbf{H} + \mathbf{J}^{ext},$$
$$rot\mathbf{E} = -i\omega\mu\mathbf{H} + i\omega\beta\mathbf{E} + \mathbf{B}^{ext}$$

Электромагнитными параметрами неоднородной среды являются μ – магнитная проницаемость, σ – удельная электропроводность, α , β – бианизотропные параметры [5]. Все эти параметры описывают наиболее общие линейные электромагнитные свойства среды и являются матрицами размерностью 3×3 и, соответственно, общее количество электромагнитных параметров равно 36. В общем случае они являются функциями пространственных координат и комплексными функциями частоты.

В результате перехода от уравнений Лоренца к уравнениям Максвелла появляются граничные условия. Для установления связи между макроскопическими (эффективными) электромагнитными параметрами горной породы с ее внутренним строением в силу больших объёмов изучаемой геологической среды необходимо произвести еще один этап усреднения по физически конечно-малому объёму. Основная идея такого подхода заключается в использовании теоремы о среднем с учетом граничных условий.

Согласно этой теореме [6], если две функции f(x) и g(x) интегрируемы на отрезке [a, b], при этом $g(x) \ge 0$, либо $g(x) \le 0$, а f(x) – непрерывна, то существует такое число ζ , $a < \zeta < b$, что $\int_{a}^{b} f(x)g(x)dx = f(\zeta)\int_{a}^{b} g(x)dx$, это позволяет перейти к средним величинам:

$$<\zeta < b$$
, что $\int_{a} f(x)g(x)dx = f(\zeta)\int_{a} g(x)dx$, это позволяет перейти к средним величинал $\frac{1}{b-a}\int_{a}^{b} f(x)g(x)dx = f(\zeta)\frac{1}{b-a}\int_{a}^{b} g(x)dx = f(\zeta)\tilde{g}.$

Определение. Эффективным электромагнитным параметром среды назовем параметр, полученный в результате усреднения его функциональной зависимости от пространственных координат по физически конечно-малому объему.

Введем оператор усреднения $\langle \bullet \rangle_{\xi} = \frac{1}{\Delta \xi} \int_{0}^{\Delta \xi} \bullet d\xi$, где ξ – любая из пространственных ко-

ординат x, y, z в декартовой системе координат.

Проведем усреднение закона Ома, записанного в дифференциальной форме:

$$\mathbf{J} = \boldsymbol{\sigma} \mathbf{E}.$$
 (1)

Учитывая граничные условия, представим удельную электропроводность σ в виде произведения изолированных функций пространственных координат:

$$\sigma = X(x)Y(y)Z(z).$$
⁽²⁾

В этом случае возможные границы раздела сред будут совпадать с координатными плоскостями. Учитывая это обстоятельство и теорему о среднем [6], проведем усреднение *х*-вой компоненты материального уравнения (1) в проекции на эту ось. Для этого найдем

среднюю плотность тока, текущего в направлении оси Х:

$$\frac{1}{\Delta y \Delta z} \int_{0}^{\Delta y} \int_{0}^{\Delta z} J_x dy dz = \frac{1}{\Delta y \Delta z} \int_{0}^{\Delta y} \int_{0}^{\Delta z} \sigma E_x dy dz = \frac{1}{\Delta y \Delta z} \int_{0}^{\Delta y} \int_{0}^{\Delta z} \sigma dy dz \tilde{\tilde{E}}_x, \tag{3}$$

где $\tilde{\tilde{E}}_x = E_x(x, \lambda_2, \lambda_3), \ \lambda_2 \in [0, \Delta y], \ \lambda_3 \in [0, \Delta z].$ Для усреднения по координате *x* перепишем (3) в виде: $\frac{1}{\frac{1}{\Delta y \Delta z}} << J_x >_y >_z = \tilde{\tilde{E}}_x,$ что позволяет применить теорему о среднем. $\frac{1}{\Delta y \Delta z} \int_{0}^{\Delta y} \int_{0}^{0} \sigma dy dz$ Усредняя последнее уравнение по *x*, получим:

$$\frac{1}{\Delta x}\int_{0}^{\Delta x} \frac{dx}{\frac{1}{\Delta y \Delta z}} \leq \tilde{J}_{x} >_{y} >_{z} = \frac{1}{\Delta x}\int_{0}^{\Delta x} E_{x}(x,\lambda_{2},\lambda_{3})dx = \tilde{\tilde{E}}_{x} >_{x},$$

где $\langle J_x \rangle_y \rangle_z = \langle J_x(\lambda_1, y, z) \rangle_y \rangle_z, \ \lambda_1 \in [0, \Delta x] \ \mathsf{M} < \langle \tilde{J}_x \rangle_y \rangle_z = \frac{\langle Y \rangle_y \langle Z \rangle_z}{\langle \frac{1}{X} \rangle_x} \langle \tilde{\tilde{E}}_x \rangle_x.$

Проделав аналогичные преобразования для остальных компонент материального уравнения (1), получим тензор анизотропии эффективной электропроводности $\sigma^{3\phi}$:

$$\sigma^{s\phi} = \begin{pmatrix} \frac{\langle Y \rangle_{y} \langle Z \rangle_{z}}{\langle \frac{1}{X} \rangle_{x}} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\langle X \rangle_{x} \langle Z \rangle_{z}}{\langle \frac{1}{Y} \rangle_{y}} & 0 \\ 0 & \frac{\langle X \rangle_{x} \langle Z \rangle_{z}}{\langle \frac{1}{Y} \rangle_{y}} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\langle X \rangle_{x} \langle Y \rangle_{y}}{\langle \frac{1}{Z} \rangle_{z}} \end{pmatrix}.$$
(4)

В геологических средах можно наблюдать переслаивание толщ, обладающих по отдельности ярко выраженной анизотропной характеристикой. Макроанизотропия будет характеризовать такую пачку слоев в целом, каждый слой которой имеет свою мезоанизотропию электропроводности. Математическая модель такой пачки можно представить, в общем виде, диагональным тензором второго ранга:

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{pmatrix},$$
 (5)

где каждый диагональный элемент симметричного тензора электропроводности σ зависит от координат в виде:

$$\sigma_{ii} = X_{ii}(x)Y_{ii}(y)Z_{ii}(z), \ i = (1,3).$$
(6)

В этом случае границы раздела анизотропных слоев будут параллельны координатным плоскостям.

Эта модель локальной электропроводности горной породы, которая обобщает случай (2), характеризует чередование слоев с различными анизотропными электрическими параметрами. Причем, каждый слой обладает разной электропроводностью вдоль и в крест напластований.

Проведя усреднение материального уравнения (1) с локальной электропроводностью, заданной в виде (6), получим:

$$\sigma^{3\phi} = \begin{pmatrix} \frac{\langle Y_{11} \rangle_{y} \langle Z_{11} \rangle_{z}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\langle X_{22} \rangle_{x} \langle Z_{22} \rangle_{z}}{\langle \frac{1}{Y_{22}} \rangle_{y}} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\langle X_{33} \rangle_{x} \langle Y_{33} \rangle_{y}}{\langle \frac{1}{Z_{33}} \rangle_{z}} \end{pmatrix}.$$
(7)

Следующая модель локальной электропроводности, для которой справедливо использование теоремы о среднем и, которая представляет наибольший интерес, является модель, заданная в виде:

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix},$$
(8)

где каждый элемент тензора анизотропии удельной электропроводности зависит только от одной пространственной координаты, например:

$$\sigma_{ij} = X_{ij}(x), \ i = (1,3), \ j = (1,3).$$
 (9)

Эту модель можно интерпретировать как слоисто-анизотропную модель геологической среды.

Идеология метода усреднения в этом случае заключается в следующем. От общего представления зависимости плотности тока от напряженности электрического поля:

$$J_{x} = \sigma_{11}E_{x} + \sigma_{12}E_{y} + \sigma_{13}E_{z},$$

$$J_{y} = \sigma_{21}E_{x} + \sigma_{22}E_{y} + \sigma_{23}E_{z},$$

$$J_{z} = \sigma_{31}E_{x} + \sigma_{32}E_{y} + \sigma_{33}E_{z}$$
(10)

необходимо перейти, при усреднении по одной из координат x, y, z, к представлению, когда разрывные компоненты векторов **J**, **E** зависят от непрерывных компонент **E**, **J**. В этом случае можно применить теорему о среднем. Иными словами, преобразуем систему уравнений (10) к такому виду, когда возможно удовлетворить условиям теоремы о среднем. Так как каждый элемент тензора электропроводности (8) зависит только от одной пространственной координаты, например, x достаточно произвести усреднение только по этой координате. Для этого перепишем эту систему уравнений (10) в виде:

$$E_{x} = \frac{1}{\sigma_{11}} J_{x} + \frac{\sigma_{12}}{\sigma_{11}} E_{y} + \frac{\sigma_{13}}{\sigma_{11}} E_{z},$$

$$J_{y} = \frac{\sigma_{21}}{\sigma_{11}} J_{x} + \frac{\sigma_{11}\sigma_{22} - \sigma_{12}\sigma_{21}}{\sigma_{11}} E_{y} + \frac{\sigma_{11}\sigma_{23} - \sigma_{13}\sigma_{21}}{\sigma_{11}} E_{z},$$

$$J_{z} = \frac{\sigma_{31}}{\sigma_{11}} J_{x} + \frac{\sigma_{11}\sigma_{32} - \sigma_{31}\sigma_{12}}{\sigma_{11}} E_{y} + \frac{\sigma_{11}\sigma_{33} - \sigma_{13}\sigma_{31}}{\sigma_{11}} E_{z}.$$
(11)

После усреднения по координате *x* уравнений (11) и преобразования их к виду (10), получим:

$$\widetilde{J}_{x} = \sigma_{11} < E_{x} >_{x} + \sigma_{12}\widetilde{E}_{y} + \sigma_{13}\widetilde{E}_{z},
< J_{y} >_{x} = \sigma_{21} < E_{x} >_{x} + \sigma_{22}\widetilde{E}_{y} + \sigma_{23}\widetilde{E}_{z},
< J_{z} >_{x} = \sigma_{31} < E_{x} >_{x} + \sigma_{32}\widetilde{E}_{y} + \sigma_{33}\widetilde{E}_{z},$$
(12)

где

$$\sigma_{11} = \frac{1}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}}; \ \sigma_{12} = \frac{\langle \frac{X_{12}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}}; \ \sigma_{13} = \frac{\langle \frac{X_{13}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}};$$

$$\sigma_{21} = \frac{\langle \frac{X_{21}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}}; \ \sigma_{22} = \frac{\langle \frac{X_{21}}{X_{11}} \rangle_{x} \langle \frac{X_{12}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}} + \langle X_{22} \rangle_{x} - \langle \frac{X_{21}X_{12}}{X_{11}} \rangle_{x};$$

$$\sigma_{23} = \frac{\langle \frac{X_{21}}{X_{11}} \rangle_{x} \langle \frac{X_{13}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}} + \langle X_{23} \rangle_{x} - \langle \frac{X_{21}X_{13}}{X_{11}} \rangle_{x}; \ \sigma_{31} = \frac{\langle \frac{X_{31}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}};$$

$$\sigma_{32} = \frac{\langle \frac{X_{31}}{X_{11}} \rangle_{x} \langle \frac{X_{12}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}} + \langle X_{32} \rangle_{x} - \langle \frac{X_{31}X_{12}}{X_{11}} \rangle_{x};$$

$$\sigma_{33} = \frac{\langle \frac{X_{31}}{X_{11}} \rangle_{x} \langle \frac{X_{13}}{X_{11}} \rangle_{x}}{\langle \frac{1}{X_{11}} \rangle_{x}} + \langle X_{33} \rangle_{x} - \langle \frac{X_{31}X_{12}}{X_{11}} \rangle_{x}.$$

Таким образом, получен тензор эффективной электропроводности для градиентноанизотропной среды, зависимость от пространственных координат которой представлена в виде (9).

Эффективные параметры породы со сложной системой проводимости.

Предполагается, что объем породы не содержит капилляров конечной длины (закрытая пористость), а электропроводность среды обусловлена только



Рис. 1. Идеализированная модель сети капилляров сложной конфигурации

электропроводностью жидкости, заполняющей тонкие протяженные капилляры [7]. Идеализированная модель такого множества капилляров сложной конфигурации представлена на рис. 1. Отдельный капилляр представляет собой прямолинейный ток, гальванически связанный с петлевидным (вида Ω) капилляром. Окружающая среда считается диэлектрической, и магнитная проницаемость постоянна во всей среде и равна магнитной проницаемости вакуума.

Задача усреднения уравнений Максвелла состоит в расчете эффективных параметров для нашей модели электропроводности породы. Для этого необходимо преобразовать сложную систему электрических токов J в более простую конфигурацию. Идея этого преобразования заключается в том, что система электрических токов, показанная на рис. 2, складывается и вычитается из токов в нижней части каждого Ω -элемента.



Рис. 2. Схема системы электрических токов и их разделение

Как следует из рис. 2, сложение и вычитание токов, сумма которых равна нулю, разделяет сложную систему токов Ω -элемента на токи более простой геометрии: прямолинейный ток \mathbf{J}^s и два замкнутых тока \mathbf{J}_1^s и $\mathbf{J}_2^s = -\mathbf{J}^s$. В этом случае замкнутые токи образуют два коаксиальных магнитных диполя. Теперь можно применить метод усреднения для расчета эффективных электромагнитных параметров капиллярной системы. Фактически замкнутые токи (как магнитные диполи) являются объемными параметрами, и их усреднение сводится к вычислению среднего магнитного момента для данного объема, и усреднение системы коаксиальных прямолинейных токов не представляет существенных трудностей.

Приведенная выше схема разделения электрических токов, учитывающая размеры капилляров, представлена на рис. 3 и 4 вместе с распределением токов в капиллярах. Подобное преобразование может быть применено к более сложной геометрии капиллярных токов.

Ток во вставке разде-



Рис. 3. Схема разделения электрических токов

лен пунктирной линией на два члена $\mathbf{J}^s = \mathbf{J}_1 + \mathbf{J}_2$. Необходимость такого разделения будет ясна из последующего обсуждения.

В соответствии с процедурой, описанной выше, система токов добавляется и вычитается из тока в нижней части Ω-элемента (рис. 3) при условии, что

$$\int_{3}^{4} (\mathbf{J} + \mathbf{J}_{1} + \mathbf{J}_{2})_{z} dx dy = 0,$$
$$\int_{5}^{6} (\mathbf{J}_{1} + \mathbf{J}_{2})_{x} dx dy = 0,$$

где точки 3, 4 и 5, 6 отмечают поперечные сечения капилляров, через которые общий ток должен быть нулевым. Первое из этих условий устраняет токи, которые являются нормальными к поверхности капилляра и протекают через ее области, показанные пунктирной линией на рис. 4, *a* и рис. 4, *b*. Второе условие связывает ток в замкнутой части капилляра с током в его прямолинейной части (рис. 4, *c*). Затем исходные уравнения Максвелла, касающиеся магнитных (**H**) и электрических (**E**) интенсивностей, плотности тока $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ (где σ – электропроводность капилляра) и магнитной индукции $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$ (где μ – магнитная проницаемость среды), могут быть преобразованы к форме:

$$rot\mathbf{H} = \mathbf{J} + \mathbf{J}_1 + \mathbf{J}_2 - \mathbf{J}_1 - \mathbf{J}_2 = \mathbf{J}^1 + \mathbf{J}_1^s + \mathbf{J}_2^s,$$
$$rot\mathbf{E} = i\omega\mu\mathbf{H}.$$

Другими словами, введенные токи не изменяют уравнения Максвелла, но токи в Ω -элементе представлены в виде суммы трех составляющих (рис. 4): прямолинейного потока тока J^1 и двух закрытых потоков. Последние имеют одинаковое направление и записываются в виде $J_1^s = rot \mathbf{M}_1$ and $J_2^s = rot \mathbf{M}_2$ (рис. 4). В этом случае электрические токи во вновь сформированных потоках являются непрерывными. Поскольку токи относительно малы, они будут игнорироваться.



Рис. 4. Представление токов в Ω-элементе в виде сумм трех составляющих

Пренебрегая взаимодействием между Ω-элементами, материальные уравнения, усредненные по объему породы, показанные на рис. 1, записываются в виде:

$$\mathbf{J} = \mathbf{i}J_x = \mathbf{i}\sigma^e E_x - \mathbf{i}i\omega\mu\alpha^e H_y,$$
$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} + \mathbf{j}\mu\beta^e E_x,$$

где $\sigma^e = \frac{1}{\frac{1}{\Delta X} \int_L \frac{1}{\frac{1}{S_x} \int_{S_x} \sigma dy dz}}; \alpha^e = n\alpha; \beta^e = n\beta\sigma^*, и n - количество вставок в единице объема.$

Описанная выше модель теперь дополнена капиллярной системой, ориентированной вдоль оси Y и не взаимодействующей с исходной системой (рис. 1), и системой линейных капилляров, ориентированных вдоль оси Z под проводимостью, при которой электропроводность породы будет одинаковой во всех направлениях. Тогда материальные уравнения примут вид:

$$J_{x} = \sigma E_{x} - i\omega\mu\alpha H_{y}; B_{x} = \mu H_{x} - \mu\beta E_{y};$$

$$J_{y} = \sigma E_{y} + i\omega\mu\alpha H_{x}; B_{y} = \mu H_{y} + \mu\beta E_{x};$$

$$J_{z} = \sigma E_{z}; B_{z} = \mu H_{z},$$
или

FIJIFI

$\mathbf{J} = \widehat{\boldsymbol{\sigma}} \mathbf{E} - i \omega \mu \widehat{\boldsymbol{\alpha}} \mathbf{H},$

$\mathbf{B} = \hat{\mu}\mathbf{H} + \mu\hat{\beta}\mathbf{E},$

	(σ	0	0)	(0	α	0)	ίμ	0	0)	(0	-β	0)
где $\hat{\sigma} =$	0	σ	0 ; $\hat{\alpha}$ =	= -α	0	0 ; $\hat{\mu} =$	0	μ	0 ; $\hat{\beta}$ =	β	0	0.
	0	0	σ	(0	0	0)	0	0	μ)	(0	0	0)

Параметры $\hat{\alpha}$ и $\hat{\beta}$ являются антисимметричными матрицами. Их структура определяется ориентацией Ω -элемента относительно прямолинейной части капилляра. Например, α и β изменяют знаки (на противоположные) (L-среда), когда Ω -элемент повернут на 180° относительно прямолинейного сегмента. Другие ориентации изменяют структуру матриц $\hat{\alpha}$ и $\hat{\beta}$. Например, вращение на 90° дает диагональные матрицы (среда Теллегена).

Работа выполнена по Госзаданию НС РАН № АААА-А19-119020190063-2.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Справочник по физике / Яворский Б.М., Детлаф А.А. 2-е изд. М. : Наука, 1985. 512 с.
- 2. Тамм И.Е. Основы теории электричества. М. : Наука, 1976. 616 с.
- 3. Туров Е.А. Материальные уравнения электродинамики. М. : Наука, 1983. 158 с.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К., Александров П.Н., Матюков В.Е., Непеина К.С., Забинякова О.Б., Казначеев П.А. Теоретические обоснования исследований деформационных процессов в литосфере Земли на основе сейсмических и электромагнитных полей эндогенного происхождения / отв. ред. С.А. Мустафина // Математическое моделирование процессов и систем : Колл. моногр. по мат. плен. докл. VIII Межд. мол. науч.-пр. конф. – Стерлитамак : Стерлитамакский филиал БашГУ, 2018. – Ч. I. – С. 95-122.
- Aleksandrov P.N. Bianisotropics qualities of the rock capillaries system // 7-th International conference on complex media «Bianisotropics'98», 3-6 June 1998. – Braunschweig (Germany), 1988. – P. 249-254.
- 6. *Справочник* по математике для инженеров и учащихся ВТУЗов / Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. 13-е изд. испр. М. : Наука, 1986. 544 с.
- 7. *Александров П.Н.* Эффективные электромагнитные параметры капиллярной системы электропроводности горной породы // Физика Земли. 2000. № 2. С. 87-94.
МАКРОАНИЗОТРОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МИКРОНЕОДНОРОДНОЙ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

Александров П.Н.¹, Непеина К.С.², Баталева Е.А.²

¹Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Москва, Россия; ²Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызская Республика

Введение. Метод усреднения, изложенный в работе [1], может быть распространен и на другие физические поля, используемые для изучения геологической сред: в теории упругости, гидродинамике, геотермике и т. д. В частности, для теории упругости получим эффективные упругие параметры для одномерной слоистой среды, усредняя закон Гука, входящий в систему уравнений Ламе [2].

Усреднение упругих констант для тонкослоистой среды. Введем вектора напряжений

$$\mathbf{P} = \begin{pmatrix} p_{xx} \\ p_{xy} \\ p_{yy} \\ p_{yz} \\ p_{yz} \\ p_{zz} \end{pmatrix}$$
и деформаций
$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} e_{xx} \\ e_{xy} \\ e_{yy} \\ e_{xz} \\ e_{yz} \\ e_{zz} \end{pmatrix}$$

Основная идея этой задачи – усреднять только изменяющиеся величины (в данном случае – разрывные на границах раздела однородных областей). Вдоль оси z, согласно граничным условиям, непрерывными будут e_{xx} , e_{yy} , e_{xy} , p_{xy} , p_{zz} , p_{zz} . Разрывные: p_{xx} , p_{yy} , p_{xy} , e_{xy} , e_{yz} , e_{zz} . Воспользуемся методом [1] для усреднения слоисто-анизотропных моделей. Для этого необходимо преобразовать уравнения закона Гука по принципу – усредняются только изменяющиеся вдоль оси z величины. Вследствие этого перепишем закон Гука в виде:

$$\begin{split} e_{zz} &= \frac{1}{\lambda + 2\mu} p_{zz} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} e_{xx} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} e_{yy}, \\ p_{xx} &= (\lambda + 2\mu) e_{xx} + \lambda e_{yy} + \lambda \left(\frac{1}{\lambda + 2\mu} p_{zz} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} e_{xx} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} e_{yy} \right) = \\ \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} p_{zz} + \left((\lambda + 2\mu) - \frac{\lambda^2}{\lambda + 2\mu} \right) e_{xx} + \left(\lambda - \frac{\lambda^2}{\lambda + 2\mu} \right) e_{yy} = \\ \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} p_{zz} + \frac{4\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} e_{xx} + \frac{2\lambda\mu}{\lambda + 2\mu} e_{yy}, \\ p_{yy} &= \lambda e_{xx} + (\lambda + 2\mu) e_{yy} + \lambda \left(\frac{1}{\lambda + 2\mu} p_{zz} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} e_{xx} - \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} e_{yy} \right) = \\ \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} p_{zz} + \left(\lambda - \frac{\lambda^2}{\lambda + 2\mu} \right) e_{xx} + \left((\lambda + 2\mu) - \frac{\lambda^2}{\lambda + 2\mu} \right) e_{yy} = \end{split}$$

$$\frac{\lambda}{\lambda+2\mu}p_{zz} + \frac{2\lambda\mu}{\lambda+2\mu}e_{xx} + \frac{4\mu(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu}e_{yy},$$
$$\frac{1}{\mu}p_{xy} = e_{xy}; \ \frac{1}{\mu}p_{yz} = e_{yz}; \ \frac{1}{\mu}p_{xz} = e_{xz}.$$

Далее воспользуемся теоремой о среднем для усреднения вдоль оси z (<>=<·> $_z$) и окончательно получим закон Гука в усредненной форме:

$$\begin{split} &< p_{xx} >= \left(< \frac{4\mu(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu} > + < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} \right) \tilde{e}_{xx} + \\ &\left(< \frac{2\lambda\mu}{\lambda+2\mu} > + < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} \right) \tilde{e}_{yy} + \\ &< \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} < e_{zz} >, \\ &< p_{xy} >= < \mu > \tilde{e}_{xy}, \ \tilde{p}_{xz} = < \frac{1}{\mu} >^{-1} < e_{xz} >, \ \tilde{p}_{yx} = < \frac{1}{\mu} >^{-1} < e_{xy} > \\ &< p_{yy} >= \left(< \frac{2\lambda\mu}{\lambda+2\mu} > + < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} \right) \tilde{e}_{xx} + \\ &\left(< \frac{4\mu(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu} > + < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} \right) \tilde{e}_{yy} + \\ &< \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} < e_{zz} >, \\ &\tilde{p}_{yz} = < \frac{1}{\mu} >^{-1} < e_{yz} >, \ \tilde{p}_{xz} = < \frac{1}{\mu} >^{-1} < e_{xz} >, \ \tilde{p}_{yz} = < \frac{1}{\mu} >^{-1} < e_{yz} >, \\ &\tilde{p}_{zz} = < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} \tilde{e}_{xx} + < \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} > < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} \tilde{e}_{yy} + < \frac{1}{\lambda+2\mu} >^{-1} < e_{zz} >. \end{split}$$

Таким образом, получены материальные уравнения, усредненные вдоль оси *z*, что приводит к ортотропным средам.

Для условия динамического равновесия:

$$div \mathbf{P}_{x} + \rho \omega^{2} S_{x} = f_{x},$$

$$div \mathbf{P}_{y} + \rho \omega^{2} S_{y} = f_{y},$$

$$div \mathbf{P}_{z} + \rho \omega^{2} S_{z} = f_{z},$$

усреднение приведет к аналогичным уравнениям:

$$div \tilde{\mathbf{P}}_{x} + <\rho > \omega^{2} \tilde{S}_{x} = \tilde{f}_{x},$$

$$div \tilde{\mathbf{P}}_{y} + <\rho > \omega^{2} \tilde{S}_{y} = \tilde{f}_{y},$$

$$div \tilde{\mathbf{P}}_{z} + <\rho > \omega^{2} \tilde{S}_{z} = \tilde{f}_{z},$$

где $< \rho >= \frac{1}{V} \int_{V} \rho dv.$

Данный подход справедлив в любой другой ортогональной системе координат.

В качестве примера рассмотрим цилиндрическую систему координат, которая важна для изучения динамики электрофизических параметров горной породы вблизи центральной осевой линии, например, скважины. Для определения эффективной электропроводности горной породы вблизи ствола скважины перейдем в цилиндрическую систему координат – ρ , φ , z, где ρ – радиальная, φ – азимутальная, z – вертикальная координаты. В качестве объема усреднения выберем сегмент, ограниченный углом $\Delta\varphi$, радиусом $\Delta\rho$ толщиной Δz (рис. 1).

Будем рассматривать однородную по

оси z модель среды. Включения имеют раз-



Рис. 1. Модель разрушения горной породы вблизи ствола скважины горной породы соответствует трещинно-капиллярному типу порового пространства

меры $\Delta \rho_1$, $\Delta \varphi_1$, Δz_1 с электропроводностью σ_1 , размеры порового пространства $\Delta \rho_0$, $\Delta \varphi_0$, Δz_0 с электропроводностью σ_0 .

Электропроводность во всем объеме усреднения в общем случае нельзя представить в виде произведения изолированных функций координат. Однако в каждом отдельном слое, ограниченном на рисунке пунктирной линией, электропроводность имеет такой вид. Поэтому прежде усредним электропроводность в каждом слое по пространственным координатам при $\rho \in \Delta \rho_1$:

$$\sigma^{3\phi} = \begin{pmatrix} \sigma_1 \frac{\Delta \varphi_1}{\Delta \varphi} + \sigma_0 \frac{\Delta \varphi_0}{\Delta \varphi} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{\sigma_1} \frac{\Delta \varphi_1}{\Delta \varphi} + \frac{1}{\sigma_0} \frac{\Delta \varphi_1}{\Delta \varphi} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_1 \frac{\Delta \varphi_1}{\Delta \varphi} + \sigma_0 \frac{\Delta \varphi_0}{\Delta \varphi} \end{pmatrix}$$

где $\Delta \varphi = \Delta \varphi_1 + \Delta \varphi_0$; при $\rho \in \Delta \rho_0$: $\sigma^{\varphi_0} = \sigma_0$.

Такой операцией осуществлен переход к (радиально) слоисто-анизотропной модели. Переходя ко всему объему усреднения, т. е. усредняя (радиально) слоисто-анизотропную среду, окончательно получим:

$$\sigma^{\Theta} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{pmatrix},$$

где $\Delta \rho = \Delta \rho_1 + \Delta \rho_0;$

$$\sigma_{11} = \frac{1}{\frac{\Delta\rho_{1}}{\Delta\rho}} \frac{1}{\sigma_{1}\frac{\Delta\varphi_{1}}{\Delta\varphi} + \sigma_{0}\frac{\Delta\varphi_{0}}{\Delta\varphi}} + \frac{\Delta\rho_{0}}{\Delta\rho}\frac{1}{\sigma_{0}};$$

$$\sigma_{22} = \frac{\Delta\rho_{1}}{\Delta\rho} \frac{1}{\frac{1}{\sigma_{1}}\frac{\Delta\varphi_{0}}{\Delta\varphi} + \frac{1}{\sigma_{0}}\frac{\Delta\varphi_{0}}{\Delta\varphi}} + \frac{\Delta\rho_{0}}{\Delta\rho}\sigma_{0};$$

$$\sigma_{33} = \frac{\Delta \rho_1}{\Delta \rho} \left(\sigma_1 \frac{\Delta \varphi_1}{\Delta \varphi} + \sigma_0 \frac{\Delta \varphi_0}{\Delta \varphi} \right) + \frac{\Delta \rho_0}{\Delta \rho} \sigma_0.$$

Выводы.

- Необратимые и обратимые геодинамические процессы выражаются в изменении структурно-текстурных характеристик горной породы и ее электрофизических свойств во времени [3-4]. Для реализации активных геофизических методов изучения современных геодинамических процессов требуются системы наблюдения, позволяющие исследовать анизотропные свойства геологической среды [5]. Установление связи между макро- и микропараметрами электропроводности позволяет проводить математическое моделирование различных геодинамических процессов: образование трещин, изменение локальной электропроводности и т. п. Цель установления такой связи позволяет выяснить, как меняется макроскопическое сопротивление под воздействием тех или иных деформаций горной породы.
- 2. Рассмотренный метод усреднения справедлив в любой другой ортогональной системе координат и различных физических полей. В случае произвольной зависимости удельной электропроводности отличающейся от произведения изолированных функций пространственных координат в выбранной системе координат, переход в другую систему координат не позволяет получить тензор электропроводности, не зависящий от пространственных координат. Иначе говоря, переход от микронеоднородной среды к однородно анизотропной возможен в случае совпадения границ раздела сред с координатными плоскостями. Данная проблема связана с Тринадцатой проблемой Гильберта [6].
- 3. Для частотно-зависимых параметров переход затруднителен, поскольку необходимо, чтобы зависимость диспергирующей среды выражалась формулой в виде произведения комплексных функций одной координаты. Такое представление наталкивается на пока неразрешимую проблему. Для одномерных моделей возможно получение эффективных электрических параметров, и они известны как эффект Максвелла-Вагнера [7].

Макроанизотропия электропроводности в отличие от истинной анизотропии, которая связана со строением кристаллической решетки вещества, с системой наблюдения и масштабами объёмов исследования геологической среды. Известно, что электромагнитные микрополя подчиняются уравнениям Лоренца [8], когда присутствуют диэлектрическая и магнитная проницаемости вакуума и отсутствует электропроводность. Последняя появляется в результате пространственно-временного усреднения и осуществляется, таким образом, переход к уравнениям Максвелла для макрополей, где появляется удельная электропроводность, относительные диэлектрическая и магнитная проницаемости, граничные условия. Масштаб геофизических исследований связан с системой наблюдения, как следствие эффективные электромагнитные параметры есть эффект узлов/пунктов измерений. Как следствие эффективные электромагнитные параметры есть эффект системы наблюдения. При одной системе наблюдения необходимо рассматривать неоднородные среды, при другой – рассматривать макроанизотропные параметры геоэлектрической среды. При усреднении проявляются новые электромагнитные свойства горных пород. Так, для бианизотропных сред нарушается принцип взаимности. Эффективные бианизотропные параметры ξ и ζ необходимы для адекватного описания электромагнитного поведения породы со сложной системой проводящих каналов. Эти параметры учитывают извилистость пористых капилляров, заполненных жидкостью. Физический смысл параметров связан с генерацией электрических токов индуцированной электродвижущей силой (параметр ξ) и появлением магнитных диполей (параметр ζ) при наличии замкнутых проводников в среде. Такие замкнутые проводники (или замкнутые токи) возникают, если есть сложная геометрия капиллярной системы, которая делится на более простые элементы.

Данное исследование выполняется для реализации темы Государственного задания Научной станции РАН в г. Бишкеке по теме АААА-А19-119020190063-2 и при поддержке гранта РФФИ № 20-05-00475.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Александров П.Н.* Эффективные электромагнитные параметры капиллярной системы электропроводности горной породы // Физика Земли. 2000. № 2. С. 87-94.
- 2. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М. : Недра, 1986. 261 с.
- 3. *Александров П.Н.* К теории вычисления эффективных электрических параметров горных пород // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 5. С. 103-109.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Изучение необратимых деформаций в литосфере Тянь-Шаня по магнитотеллурическим данным (методологический аспект) // Вестник Камчатской региональной организации. Учебно-научный центр. Серия Науки о Земле. – 2019. – № 2(42). – С. 42-56.
- 5. *Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е.* Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 29-40.
- 6. *Hilbert D.* Mathematical Problems // Bulletin of the American Mathematical Society. 1902. V. 8. № 10. P. 437-479. http://www.ams.org/journals/bull/1902-08-10/home.html.
- 7. *Губатенко В.П.* Эффект Максвелла-Вагнера в электроразведке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 4. С. 88-98.
- 8. Тамм И.Е. Основы теории электричества. М. : Наука, 1976. 616 с.

УДК 550.344

К ВОПРОСУ О ВЗАИМООБУСЛОВЛЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ И АТМОСФЕРЕ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЯЮЩИХСЯ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Аптикаева О.И.

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

Способность геодинамических объектов адаптироваться к внешним воздействиям индивидуальна и в значительной степени зависит от их состояния. Одни из них легко сбрасывают напряжения, другие накапливают их длительное время. Поэтому важным этапом, предшествующим анализу динамики процессов, происходящих в сложных геодинамических системах, является их дифференциация на объекты, обладающие сходными свойствами, например, такие как блоки (различающиеся размерами и эффективной добротностью) и ослабленные зоны. Опыт таких исследований был получен автором в результате анализа сейсмологических материалов, собранных на просуществовавшем более 40 лет Гармском прогностическом полигоне в Таджикистане и в других сейсмоактивных районах. В предлагаемой работе приводятся результаты таких исследований в районе Западного Тянь-Шаня.

В основе представлений о блоковом строении района исследований лежит распределение неоднородностей поля поглощения в коре и верхней мантии, полученное методом короткопериодной коды. Как показано в работе [1], нижняя кора и верхняя мантия северной и южной части района Западного Тянь-Шаня характеризуется значениями эффективной добротности Q_S одного порядка (в блоках слабого поглощения Q_S достигает 350). Блоки разделены ослабленными линейно-вытянутыми зонами, где значения параметра Q_S составляют около 70. Основные тенденции распределения добротности – положение добротных блоков и ослабленных зон, которые выявлены в коре и верхней мантии, в основном, сохраняются на глубинах до 200 км и более [1].

В центральной части района, в зоне, относящейся к восточной части Ферганской долины (далее – Ферганская зона) значения добротности в коре и верхней мантии значительно выше (в блоках слабого поглощения Q_S достигает 1000, в ослабленной зоне – 110). На больших глубинах ~ 200 км Ферганская зона представляет собой обширную область низкой добротности, значения Q_S здесь не превышают 120. Отсюда следует, что вертикальные размеры блоков слабого поглощения в Ферганской зоне заметно меньше, чем на севере и юге района исследований.

Помимо данных о строении поля поглощения района исследований, для проведения границ блоков, привлекались сведения о тектоническом строении района и положении зон затишья перед сильными событиями. Как известно, в иерархически построенных блочных средах сейсмоактивных зон блок представляется консолидированным, если составляющие его малые блоки занимают такое положение, что при данном уровне тектонических напряжений отсутствуют их взаимные перемещения. Такое состояние блока отвечает сейсмическому затишью перед сильным событием. На рис. 1 приведены зоны затишья перед сильным района Западного Тянь-Шаня [1], границы которых проведены по положению эпицентров за год до сильного события.



Рис. 1. Изолинии эффективной добротности Q_s в мантии. Желтые круги – эпицентры землетрясений с магнитудой M > 6.5, красные – 6.0 < M < 6.5. Зоны затишья (оконтурены точками) и афтершоковые области (оконтурены звездочками) Алайского 1978 г. (на врезке – 1955 г.), Суусамырского 1992 г. и Нуринского 2008 г. землетрясений; I-IV – главные разломы (I – Таласо-Ферганский, II – Восточно-Ферганский, III – Гиссаро-Кокшаальский, IV – Дарваз-Каракульский)

Зоны затишья, как правило, либо совпадают с крупными добротными блоками, тогда их границами являются долгоживущие ослабленные зоны, либо включают в себя несколько более мелких блоков, разделенных короткоживущими ослабленными зонами (в плане и/или в разрезе). Так, очаги Беловодского 1885 г. и Чаткальского 1946 г. землетрясений расположены на контакте добротного блока и ослабленной зоны. Ядром зоны затишья, сформировавшейся перед Суусамырским 1992 г. землетрясением, также является добротный блок. При этом границы зоны затишья совпадают с ослабленными зонами.

Зоны затишья и афтершоковые области Маркансуйского 1974 г. и Нуринского 2008 г. землетрясений очень близки. Они сформированы вокруг ядра, которым является добротный блок, локализованный в мантии. В них входит также добротный блок, который локализован к нижней коре, но не прослеживается в мантии, примерная его дислокация 39.5° с. ш. 73.5° в. д. (на рис. 1 он показан голубым цветом). Зоны затишья перед Алайскими землетрясениями 1955 г. и 1978 г. практически совпадают. Афтершоковые области обоих землетрясений тяготеют к ослабленной зоне.

Сильнейшие землетрясения (M > 6.5) локализованы на севере и юге района исследований и приурочены к зонам максимального контраста поглощения поперечных волн (рис. 1). Аналогичные результаты нами были получены для большинства изученных ранее очаговых зон сильнейших землетрясений. Возможность генерации в таких районах сильных землетрясений определяется наличием ослабленных зон маловязкого материала, расположенных непосредственно под сравнительно тонкой раздробленной корой, что облегчает относительное перемещение контактирующих по этим зонам блоков литосферы.

Ферганская зона генерирует более слабые землетрясения (М < 6.5). Это обстоятельство представляется ожидаемым, т. к. очаги землетрясений Ферганской зоны, в силу приведенных выше особенностей, ассоциируются с блоками меньших вертикальных размеров.

Таким образом, в пределах района исследований выявлены геодинамические объекты, с разными свойствами, которые определяются разными структурно-геологическими условиями – с одной стороны сходные по структуре поля поглощения север и юг района, с другой – Ферганская зона.

В качестве внешнего фактора, приводящего к перестройке блоковой структуры, нами рассматриваются вариации скорости вращения Земли. В условиях уменьшения среднегодовых значений скорости вращения Земли относительно консолидированные объемы, где малые блоки связаны между собой сухими межблоковыми перемычками ослабленных зон, постепенно насыщаясь флюидами, поступающими из подстилающих и смежных флюидонасыщенных слоев, переходят в деконсолидированное состояние [1].

В условиях роста скорости вращения Земли и сжатия ее поверхности малые блоки занимают наиболее компактное положение, при этом большой блок становится более консолидированным.

Как показывают наблюдения, часто землетрясения, близкие по силе, происходят в одних и тех же местах и, являют собой результат адаптации геодинамического объекта к изменяющимся внешним воздействиям. В работе [2] показано, что на Гармском полигоне сильнейшие землетрясения происходят при близких значениях скорости вращения Земли. Несколько иная картина имела место в районе озера Ван (Восточная Анатолия). Там моменты возникновения сильнейших землетрясений, очаги которых расположены на расстоянии 40 км, соответствуют максимуму и минимуму вариаций скорости вращения Земли. На максимуме скорости вращения Земли (2011 г.) механизм землетрясения – взброс, а на минимуме (1976 г.) – сдвиг, что отвечает напряженному состоянию, свойственному каждой из этих двух ситуаций [3].

Рассмотрим с этих позиций две смежные зоны, включающие очаги Маркансуйского и Алайского землетрясений (рис. 1). Маркансуйское землетрясение (сдвиг) произошло на минимуме скорости вращения Земли, а Нуринское (взброс) – через 34 года при максимальных ее значениях. Можно предполагать подобную закономерность и у Алайских землетрясений 1955 г. (M = 7.1) и 1978 г. (M = 6.8), по крайней мере, механизм землетрясения 1978 г., которое произошло на минимуме скорости вращения Земли – сдвиг.

Примечательно, что все наиболее сильные землетрясения Ферганской зоны произошли на минимуме скорости вращения Земли (рис. 2). Такое соответствие имеет место даже в случае непродолжительных и малоамплитудных отрицательных аномалий скорости вращения Земли, таких, как в 1822-1823 гг. и в 1992 г. Структурно-геологические условия этой зоны, в частности, наличие на больших глубинах в мантии обширной зоны маловязкого материала, могут способствовать реализации сценария деконсолидации блоков в условиях минимальных скоростей вращения Земли. Обратим внимание на то, что в периоды, соответствующие минимумам скорости вращения Земли (1966-1976 гг. и 1989-1993 гг.) относительное число заглубленных землетрясений (событий с глубиной очага $H \ge 15$ км при медианном значении H = 10 км) Ферганской зоны в 2-3 раза выше фоновых [1].



Рис. 2. Сильнейшие землетрясения Западного Тянь-Шаня на фоне вариаций скорости вращения Земли по [4]. Обозначения на рис. 1

По мнению Н.С. Сидоренкова [4] приливные колебания скорости вращения Земли по механизму синхронизации формируют и ритмическую структуру атмосферной циркуляции. При анализе экспериментальных данных, характеризующих вариации барического поля атмосферы и сейсмичности на Горном Алтае и в Туве, автором были получены обнадеживающие результаты о существовании взаимной обусловленности процессов в литосфере и атмосфере [5-6]. В работе [5] продемонстрировано, как продолжительные периоды синхронных вариаций атмосферного давления на гидрометеостанциях (ГМС) Алтая сменяются периодами реализации сильных землетрясений. Справедливости ради отметим, что не все события удается ассоциировать с аномальными вариациями коэффициента корреляции.

Подобные исследования проведены и для района Западного Тянь-Шаня. Данные о вариациях атмосферного давления, зарегистрированного на ГМС Бишкек, Карасуу, Нарын, Ляхш (период регистрации 05.04.2005-31.12.2018) и Наманган (05.04.2005-06.01.2018) почерпнуты с сайта http://pogoda-service.ru/archive_gsod.php. Обращает на себя внимание синхронность вариаций атмосферного давления на ГМС Бишкек и Карасуу, расположенных на расстоянии 275 км (рис. 3). Аномалии в поведении рядов скользящего коэффициента корреляции (*R*) Бишкек – Наманган (расстояние 320 км) и Карасуу – Наманган (расстояние 115 км), очевидно, отражают вариации атмосферного давления в районе ГМС Наманган. Продолжительность аномальных периодов – до нескольких месяцев. Характерно, что примерно в 80-100 километрах восточнее ГМС Наманган выявлен кластер, где имеет место периодическая активизация «заглубленной» сейсмичности [1]. Подобная активизация заглубленной сейсмичности в этом кластере имела место, например, в 1992 г. Период активизации совпал с моментом возникновения Суусамырского землетрясения 19 августа 1992 г. и составил около полугода, что сопоставимо с продолжительностью периодов аномального поведения рядов скользящего коэффициента корреляции *R*, показанных на рис. 3.

Описанные в настоящей работе явления можно отнести к фактам, свидетельствующим в пользу представлений, что процессы в литосфере (в результате которых возникают землетрясения) и атмосфере (проявившиеся крупномасштабными изменениями атмосферного давления), которые развиваются по собственным законам, начиная с некоторого момента, весьма вероятно, становятся взаимообусловленными.



Рис. 3. Аномалии скользящего коэффициента корреляции R рядов атмосферного давления на ГМС Бишкек-Карасуу (1), Бишкек-Наманган (2) и Карасуу-Наманган (3). Шаг 1 сут, окно осреднения 5 % от длины ряда. Стрелки – землетрясения (длина пропорциональна энергии). Слева – эпицентры землетрясений с M > 5 и ГМС

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Аптикаева О.И. Детальная структура поля поглощения в районе Западного Тянь-Шаня по методу короткопериодной коды // Вопросы инж. сейсмол. 2018. № 2. С. 31-42.
- 2. Аптикаева О.И. Миграция очагов слабых землетрясений Гармского района и вариации скорости вращения Земли // Вопросы инж. сейсмол. 2013. № 3. С. 54-64.
- 3. *Аптикаева О.И*. Поле поглощения *S*-волн и сейсмотектоника Восточной Анатолии // Вопросы инж. сейсмол. 2019. № 3. С. 32-49.
- 4. *Sidorenkov N.S.* The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. Weinheim. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. 2009. 317 p. (Table D.1).
- 5. Аптикаева О.И. Сейсмическая активность и строение земной коры и верхней мантии очаговых зон сильнейших землетрясений Алтая и Саян // Вопросы инж. сейсмол. 2017. № 2. С. 15-32
- 6. Аптикаева О.И. Поле поглощения поперечных волн и сейсмичность в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений 2011-2012 гг. / О.И. Аптикаева // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала, 2016. № 66. С. 149-153.

УДК 550.344

ПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГА РАЧИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1991 Г. В ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Аптикаева О.И.

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

Введение. Сейсмологические наблюдения в эпицентральной зоне разрушительного Рачинского землетрясения 1991 г. с магнитудой М ~ 7.0 осуществлялись системой наблюдений Международной эпицентральной экспедиции, сотрудники Института физики Земли принимали в ней активное участие. В работе [1] исследовалась тонкая структура поля поглощения поперечных волн в литосфере и астеносфере его афтершоковой области по характеристикам короткопериодной коды афтершоков, записанных цифровыми телеметрическими станциями и сейсмическими станциями РАSSCAL. В работе [2] описаны результаты анализа эффективной добротности в эпицентральной зоне на бо́льших глубинах (более 150 км) по афтершокам Рачинского землетрясения, записанным более удаленной от очага станцией Кисловодск (KIV).

В предлагаемой работе рассматривается структура поля поглощения поперечных волн в области значительно более широкой, чем очаговая зона Рачинского землетрясения, по коде землетрясений, которые произошли в течение 30 лет. Полученные результаты сопоставляются с сейсмотектонической обстановкой в эпицентральной зоне и окрестностях очага Рачинского землетрясения.

Использованные материалы. Поле поглощения поперечных волн изучалось методом короткопериодной коды. Использованы записи более 350 землетрясений с K > 10, зарегистрированных станцией KIV сети IRIS в 1989-2020 гг., включая афтершоки землетрясений Рачинского 1991 г., Курчалойского 2008 г. и Онийского 2009 г. Для большинства событий эпицентральные расстояния составили от 120 до 600 км. Эффективная добротность Q_S оценивалась по огибающим короткопериодной коды в интервале частот 1-1.6 Гц, на временах от $t - t_0 = 2t_S (t_0 - время в очаге, t_S - время вступления S-волны) до момента достижения ампли$ туды колебаний уровня микросейсмического фона.

В рамках выбранной нами модели по огибающим коды землетрясений, записанных удаленными от очага станциями, добротность оценивается на глубинах более 150 км (мощность земной коры на Кавказе варьирует в пределах 40-60 км [3]).

Распределение поля поглощения поперечных волн получено по имеющемуся набору огибающих коды всех рассмотренных землетрясений. Конкретные значения эффективной добротности приписывались эпицентрам событий.

Сопоставление структуры поля поглощения поперечных волн с пространственным распределением иных геофизических полей. Как видно из рис. 1, поле поглощения поперечных волн в границах изучаемого района чрезвычайно неоднородно – выделяются небольшие блоки слабого поглощения, изометричные в плане, в которых поглощение уменьшается в направлении от границ к центральным областям блоков, где добротность достигает 400-800 (на севере района 1000). Зоны сильного поглощения линейно вытянуты, здесь $Q_S \sim 100$ -200. Вне очаговой области Рачинского землетрясения отчетливо трассируются две региональные низкодобротные (ослабленные) зоны северо-запад – юго-восточного простирания, в пределах которых отмечены минимальные для района исследований значения $Q_S = 100$.

На рис. 1 распределение эффективной добротности Q_S по коде землетрясений показано на фоне карты добротности, полученной по макросейсмическим данным [4]. Несмотря на то, что макросейсмический метод, как и метод короткопериодной коды, в первую очередь, чувствителен к эффекту, создаваемому S-волнами, трудно ожидать безоговорочного сходства результатов исследований такой разной детальности. Тем не менее, можно констатировать совпадение не только диапазона изменения добротности в пределах района исследований в обоих случаях, но и совпадение некоторых деталей структуры поля поглощения.

Структура поля поглощения поперечных волн была сопоставлена также с результатами региональной сейсмотомографии [6]. Этим методом был исследован регион существенно больший, чем рассматриваемый в настоящей работе. На рис. 1, *a* стрелками показаны направления, которым соответствуют профили аномалий скорости *S*-волн, изображенные на рис. 1, *б*. Участок профиля I-I, в рамках района исследований, представляет собой низкоскоростную аномалию, которая протягивается до глубин ~ 400 км. Более информативным представляется участок профиля II-II, где низкоскоростную аномалию в районе отметки ~ 1200 км в северо-восточном направлении сменяет высокоскоростная аномалия. На рис. 1, *a* можно наблюдать аналогичную картину в структуре поля поглощения.

Общеизвестна закономерная связь теплового потока на поверхности Земли с аномалиями скорости сейсмических волн. Низким скоростям соответствует преимущественно повышенный тепловой поток. Максимальный на исследуемой территории тепловой поток, более 1.6 ед. по [5], зафиксирован в низкодобротных зонах, которым соответствуют низкоскоростные аномалии, на рис. 1, *а* эти места отмечены крестами.





Структура поля поглощения поперечных волн и сейсмичность. Опыт изучения структуры поля поглощения в очаговых зонах сильнейших землетрясений показывает, что эпицентр главного толчка, как правило, локализован в месте максимального контраста поглощения.

Положение эпицентров исторических землетрясений и современных сильных землетрясений с М > 5.5 в целом не противоречит этой схеме (рис. 2). Видно, что большинство из них связано с конкретными блоками, причем некоторые блоки участвуют в сейсмическом процессе чаще других. Например, блок, к которому относятся Гудамакарское 1947 г. (№ 24) и Барисахское 1992 г. (№ 30) землетрясения.

Очаг Рачинского землетрясения локализован в месте контакта двух добротных блоков, разделенных ослабленной зоной. Эффективная добротность Q_S в области очага варьирует от 130 до 500, что сравнимо с диапазоном вариаций Q_S в очаговой зоне Спитакского землетрясения (где $Q_S = 150-600$).

Рачинское землетрясение подробно изучено. Проанализированы афтершоковая активность, графики повторяемости и пространственное распределение дробности по афтершокам [7]. Известно, что вклад раздробленности среды в величину дробности является определяющим, хотя и не единственным. Поэтому сопоставление пространственного распределения этого параметра со структурой поля поглощения представляет определенный интерес. На врезке Ш к рис. 2 показана карта дробности для очаговой зоны Рачинского землетрясения. Зоны повышенной дробности имеют субмеридиональное простирание, а эпицентры главного события и сильнейших афтершоков локализованы в зонах контакта кластеров, для которых характерна повышенная и пониженная дробность. Отметим, что структура поля поглощения в очаговой зоне Рачинского землетрясения очень похожа на картину пространственного распределения Субмериональные линейные ослабленные зоны разделяют блоки. Главное событие по [9] и сильнейшие афтершоки локализованы в контрастных по поглощению местах (врезка I к рис. 2). К контрастным по поглощению местам приурочены также Курчалойское землетрясение и его сильнейший афтершок (врезка II к рис. 2).

Работы по моделированию очага Рачинского землетрясения продолжаются до сих пор. В одной из последних работ [8] процесс вспарывания при Рачинском землетрясении представлен сложным очагом, включающим три субочага (взбросовые движения в двух первых субочагах и компенсационный сброс – в третьем). Положение эпицентра главного события по Global CMT (Г1), а также положение двух субочагов С2 и С3, хорошо укладывается в схему приуроченности сильных событий к зонам контраста поглощения (врезка I к рис. 2). Эпицентры простого очага по МТ5 (Г2) и первого субочага (С1), при решении механизма главного толчка сложным очагом с тремя субочагами, попали внутрь добротой зоны. На данном этапе исследований нет никаких данных, указывающих на наличие секущей этот блок ослабленной зоны.

С запада и востока сейсмогенные блоки Рачинского землетрясения ограничены разломами антикавказского простирания Цхинвали-Казбекским (Боржоми-Казбекским) и Рионо-Осетинским. Рионо-Осетинский разлом трассируется линейной ослабленной зоной $Q_S = 200$. Боржоми-Казбекский разлом по имеющимся данным в явном виде в структуре поля поглощения не выявлен, он только угадывается по положению эпицентров афтершоков № 7 и № 10, а также по очертаниям блоков на северо-восток от них.

Кроме того, в очаговых зонах Рачинского и Курчалойского землетрясений прослеживаются ослабленные зоны субмеридионального простирания.

Тот факт, что зоны сильного поглощения в районе исследований прослеживаются на больших глубинах, свидетельствует в пользу представлений, что характерными чертами Большого Кавказа являются крутые разломы глубокого заложения с вертикальными и сдвиговыми перемещениями.

Рачинское землетрясение относится к наиболее полно и детально изученным катастрофическим сейсмическим событиям на территории Большого Кавказа, тем не менее, интерес специалистов к этому феномену еще долго не иссякнет.



Рис. 2. Связь структуры поля поглощения с сейсмичностью. На врезках I u II - очаговые зоны соответственно Рачинского и Курчалойского землетрясений: 1, 2 – эпицентры землетрясений из очаговой зоны с $<math>K > 15.0 u 13.0 < K < 15.0; 3 – решение механизма очага главного точка Рачинского землетрясения (<math>\Gamma I – Global CMT$, $\Gamma 2 - MT5$ простой очаг, CI-C3 - субочаги 1-3 по [8]; 4 – линейные низкодобротные зоны; 5 – эпицентры всех известных землетрясений с M > 5.5 (1 - 742 c., 2 - 1088 c., 3 - 1275 c., 4 - 1283 c., 5 - 1318 c., 6– 1350 г., 7 – 1530 г., 8 – 24.07.1742 г., 9 – 5.08.1742 г., 10 – 1769 г., 11 – 1827 г., 12 – 1868 г., 13 – 1886 г., 14 –1896 г., 15 – 1899 г., 16 – 10.08.1912 г., 17 – 12.10.1912 г., 18 – 1913 г., 19 – 1918 г., 20 – 1920 г., 21 – 1921 г., 22– 1925 г., 23 – 1940 г., 24 – 1947 г., 25 – 1956 г., 26 – 1960 г., 27 – 1976 г., 28 – 1984 г., 29 – 1986 г., 30 – 1992 г.)по [9]; на врезке III - распределение параметра дробности по [7]: 1, 2 – эпицентры землетрясений с врезки I(<math>1 - 6 - 29.04.91: 1 - 09 + 12 мин 47 с, 2 – 09 + 16 мин 59 с, 3 – 10 + 15 мин 36 с, 4 – 18 + 23 мин 16 с, 5 – 18 + 30 мин 42 с, 6 – 20 + 32 мин 52 с, 7 – 02.05.91 01+25 мин 30 с, 8 - 9 – 03.05.91 20 + 19 мин 31 с, 9 – 23 + 40 мин 56 с, 10 – 15.06.91 00 + 59 мин 20 с, 11 – 04.07.91 06 + 26 мин 30 с, 12 – 07.09.2009 22 + 41 мин 37 с); 3 - y = 0.6-0.7, 4 - y = 0.5-0.6, 5 - y = 0.4-0.5, 6 - y = 0.3-0.4, 7 - y = 0.2-0.3

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Аптикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Мишаткин В.И. Неоднородности литосферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Доклады АН. 1995. Т. 344. № 4. С. 533-538.
- Аптикаева О.И. Детальная структура поля поглощения S-волн и морфология огибающих коды афтершоков в очаговых зонах сильных землетрясений Кавказа и Восточной Анатолии / Ред. Николаев А.В., Заалишвили В.Б. // Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах : модели, системы, технологии – Владикавказ : ГФИ ВНЦ РАН, 2019. – С. 203-210.
- 3. *Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5-6. С. 101-118.
- 4. Шебалин Н.В., Бузрукова Д.И. Затухание сейсмических сотрясений и добротности среды // Вопросы инженерной сейсмологии. – 1989. – Вып. 30. – С. 63-72.
- 5. Винник Л.П., Годзиковская А.А., Патарая Е.И., Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа // Физика Земли. 1978. № 7. С. 22-31.
- 6. *Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V.* Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // Solid Earth. 2012. № 3. P. 327-337.
- 7. *Арефьев С.С.* Эпицентральные сейсмологические исследования. М. : ИКЦ Академкнига, 2003. – 376 с.
- 8. Вакарчук Р.Н., Татевосян Р.Э., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В. Рачинское землетрясение 1991 г. на Кавказе : многоактная модель очага с компенсационным типом движения // Физика Земли. 2013. № 5. С. 58-64.
- 9. Электронный pecypc http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus/catrudat.html

УДК 550.34

АНАЛИЗ ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ 24.05.2013 05:44:47 И В ПАКИСТАНЕ 16.04.2013 10:44:17, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ СЕТЬЮ РССК НА ПЛОЩАДКАХ АЭС

Аракелян Ф.О.

ООО «Атомсейсмоизыскания», Москва, Россия

Впервые в отечественной практике одновременно было зарегистрировано ускорение грунта от сильных землетрясений на конкретных площадках атомных станций.

Региональная сеть сейсмического контроля (РССК) на площадках проектируемых, строящихся и действующих АЭС ООО «Атомсейсмоизыскания» оснащена сертифицированной, стандартной и однотипной аппаратурой (акселерометр A0531 – ЗАО «Геоакустика» и регистратор Делта-03 фирмы «Логистические Системы»). Рассмотрим анализ записей ускорения грунта, зарегистрированных сетью РССК от сильных землетрясений в Охотском море от 24.05.2013 г. и в Пакистане от 16.04.2013 г.

Схема расположения региональной сети показана на рис. 1.

Рис. 1 показывает, что сейсмические станции РССК контролировали регистрацию сейсмических событий на всей акватории центральной части русской платформы, где расположены площадки АЭС и фиксировали реальные записи сейсмического воздействия ускорения грунта от далеких сильных землетрясений.



Атомные электростанции: 🛕 действующие 💧 проектируеые и строящиеся

Рис. 1. Схема расположения региональной сети

Анализ записей землетрясения в Охотском море 24.05.2013 05:44:47. Сильнейшее землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г. с магнитудой mb = 7.7; Mw = 8.1 (по данным EMSC и ГС РАН) записано сейсмическими станциями сети сейсмического контроля АЭС на площадках Балтийской, Башкирской, Белоярской, Курской, Кольской, Ленинградской, Нижегородской, Нововоронежской, Ростовской, Смоленской, Центральной АЭС. В связи с проведением регламентных работ, записей РССК на площадках Балаковской, Калининской и Тверской АЭС получено не было.

Максимальная амплитуда, зарегистрированная на 11 пунктах РССК показана в таблице 1.

Таблица 1

зарегистрированная на 11 пунктах РССК						
Пункт РССК	Максимальная амплитуда вектора ускорения (оценка), мкм/с ²	Эпицентральное расстояние, град.				
Балтийская АЭС	3000*	63.12				
Башкирская АЭС	7000	51.33				
Белоярская АЭС	3600	47.64				
Кольская АЭС	1700	50.02				
Курская АЭС	7000	61.59				
Ленинградская АЭС	3500	57.01				
Нижегородская АЭС	> 90000*	55.93				
Нововоронежская АЭС	12000	60.51				
Ростовская АЭС	12000*	62.29				
Смоленская АЭС	6000	60.37				
Центральная АЭС	9000	54.20				

Максимальная амплитуда вектора ускорения, зарегистрированная на 11 пунктах РССК

* датчики зашкалили, рассчитано по амплитуде S-волны и отношению амплитуд P- и S-волн.

Примечание: при фильтрации в полосе частот 0.7-10.0 Гц, как того требует стандарт MSK-64, амплитуды колебаний отличались от указанных в таблице незначительно (менее чем на 5 %).

Наименьшая амплитуда колебаний (от 1700 до 3600 мкм/с²) наблюдалась на площадках Балтийской, Белоярской, Кольской и Ленинградской АЭС. Это, по-видимому, объясняется малой мощностью слоя осадочных пород (Балтийская и Ленинградская АЭС), либо его отсутствием (Кольская и Белоярская АЭС) на указанных площадках.

Наибольшая амплитуда колебаний наблюдалась на площадке Нижегородской АЭС. Величина вектора превышает ускорения 90000 мкм/с², что соответствует сотрясению 3-4 балла по шкале MSK-64 (табл. 2). Таким образом, амплитуда колебаний, зарегистрированная на площадке Нижегородской АЭС, на порядок превышает амплитуды, зарегистрированные на площадках Курской, Нововоронежской, Ростовской, Смоленской и Центральной АЭС, где сотрясения не превышают 1 балла (при этом эпицентральные расстояния находятся в интервале от 54 до 60 градусов, т. е. различаются всего на 10 %). По-видимому, такое увеличение амплитуды объясняется инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями площадки проектируемой Нижегородской АЭС.

Таблица 2

June 1997 1997 1997 1997 1997 1997 1997 199				
Шкала MSK–64, баллы	Ускорение, мкм/с ² в полосе частот 0.7-10.0 Гц			
1	15625			
2	31250			
3	62500			
4	125000			

Максимальные значения ускорения по шкале MSK-64

На рис. 2 представлены записи землетрясения на трех выбранных нами площадках.

Анализ записей землетрясения в Пакистане 16.04.2013 10:44:17. Сильное землетрясение в Пакистане 16.04.2013 10:44:17 с магнитудой Ms = 7.6 записано сейсмическими станциями сети сейсмического контроля АЭС на 14 площадках: Балаковской, Балтийской, Башкирской, Белоярской, Калининской, Курской, Кольской, Ленинградской, Нижегородской, Нововоронежской, Ростовской, Смоленской, Тверской и Центральной АЭС.

Максимальная амплитуда, зарегистрированная на 14 пунктах РССК показана в таблице 3.

Таблица 3

Пункт РССК	Максимальная амплитуда вектора ускорения (оценка), <i>A_i</i> , мкм/с ²	Эпицентральное расстояние Δ, град.	Приведенная макси- мальная амплитуда вектора ускорения (оценка), А _{іприв} , мкм/с ²
Ростовская АЭС	1330	24.75	1330
Балаковская АЭС	1160	26.16	1296
Башкирская АЭС	400	28.34	524
Белоярская АЭС	190	28.70	255
Нововоронежская АЭС	730	28.84	991
Курская АЭС	510	30.73	786
Нижегородская АЭС	5400	31.00	8472
Смоленская АЭС	640	33.43	1168
Центральная АЭС	1460	33.58	2688
Тверская АЭС	390	35,18	788
Калининская АЭС	370	35.21	749
Ленинградская АЭС	430	38.80	1057
Балтийская АЭС	470	39.19	1178
Кольская АЭС	310	43.16	943

Максимальная амплитуда вектора ускорения, зарегистрированная на 14 пунктах РССК





Примечание: Масштаб развертки для записи на площадке Нижегородской АЭС в 50 раз больше, чем для записи на площадке Кольской АЭС, а для Белоярской АЭС – в 1.5 раза.

Для удобства восприятия станции выписаны в порядке возрастания эпицентрального расстояния

Для оценки влияния инженерно-геологических и гидрогеологических условий для каждого пункта была рассчитана приведенная амплитуда по формуле:

$$A_{i \Pi P \mu B} = A_i \cdot \Delta^2 / {\Delta_1}^2,$$

где A_i – максимальная амплитуда записи на данной площадке; Δ – эпицентральное расстояние до данной площадки, в градусах; Δ_1 – эпицентральное расстояние до ближайшей к очагу площадки (Ростовской АЭС), в градусах.

Приведенная амплитуда учитывает расхождение волнового фронта и затухание при распространении сейсмических волн.

Наибольшая амплитуда колебаний наблюдалась на площадке Нижегородской АЭС. Приведенная амплитуда составляет 8400 мкм/с², что в 5-10 раз превышает приведенные амплитуды записи на других площадках. Это подтверждает наш вывод, сделанный при анализе землетрясения в Охотском море.

На рис. 3 приведены записи землетрясения на 3 выбранных нами площадках.



Рис. 3. Записи землетрясения. Регион: юго-западный Пакистан. Время в очаге: 16.04.2013 10:44:17 по Гринвичу. Координаты: 28.14 с. ш. 62.06 в. д. *h* = 70 км; *mb* = 7.1, *ms* = 7.6 (по данным ГС РАН). Вверху показана полоса фильтрации

Примечание: масштаб развертки для записи на площадке Нижегородской АЭС в 12.8 раз больше, чем для записи на площадке Тверской АЭС, а для Ростовской АЭС – в 2.8 раза.

Выводы. Анализ представленных таблиц и записей акселерограмм убедительно показывает зависимость интенсивности сейсмических воздействий от инженерно-геологических и грунтовых условий площадок АЭС.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И. Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2013. – С. 10-16.
- 2. *Рогожин Е.А., Завьялов А.Д., Зайцева Н.В.* Макросейсмические проявления Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. на территории г. Москвы // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – Т. 40. – № 3. – С. 46-59.
- 3. Надежка Л.И., Ефременко М.А., Калинина Э.В., Пивоваров Р.С. Сейсмический эффект землетрясения в охотском море 24.05.2013г. в восточной части воронежского кристаллического массива // Гелиогеофизические исследования. 2014. Вып. 8. С. 2-22.
- 4. *Аракелян Ф.О., Акопян Г.А., Мнацаканян В.Л.* Анализ цифровых записей колебаний грунта, полученных на площадке Арм. АЭС при Спитакском землетрясении. – Вена, 1991.
- 5. Аракелян Ф.О. Методика и результаты исследований сейсмической опасности площадок АЭС. – Ереван : Егея, 2009. – С. 108.

УДК 550.834.8

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮГО-ЗАПАДА АРМЕНИИ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ МОВЗ

Аракелян Φ .O.¹, Ракитов В.А.²

¹ОАО «Атомсейсмоизыскания», Москва, Россия; ²Филиал ОАО «ВНИИГеофизика» – Центр ГЕОН, Москва, Россия

Успешный опыт проведения региональных сейсмических работ в платформенных областях с использованием разработанного во ВНИИГеофизике в середине 60-х годов метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), позволил расширить круг решаемых с его применением задач по изучению строения земной коры, геодинамики и сейсмичности горноскладчатых районов Малого Кавказа [1-2]. Предполагалось, что сокращение шага между пунктами до 2-5 км при использовании увязанной профиль-площадной системы наблюдения повысит надежность корреляции обменных волн, даст возможность детализировать строение границ обмена и обеспечит оконтуривание тектонических блоков фундамента, что существенно для нефтепоисковых работ. Применение мобильных расстановок из 10-12 высокочувствительных станций повысит точность локализации очагов слабых землетрясений и позволит уточнить сейсмичность в условиях довольно редкой действующей в то время региональной сети стационарных станций на Малом Кавказе.

В связи с этим в период 1967-1973 гг. на территории Армении по заказу Управления геологии при Совете Министров Арм.ССР силами опытно-методической партии ВНИИГеофизики были организованы и выполнены глубинные сейсмические исследования методом обменных волн. Целью работ было выявление блоков земной коры с существенно различным строением, разделенных глубинными разломами, с прослеживанием сейсмических границ, в т. ч. поверхности фундамента и Мохо. В течение пяти полевых сезонов вдоль сети региональных профилей и рассечек осуществлялась трехкомпонентная регистрация сейсмических волн разных типов (монотипных, обменных, преломленных, отраженных) от естественных (удаленных и близких землетрясений) и искусственных (взрывов из карьеров) источников с применением аналоговой аппаратуры типа «Земля» в низкочастотном диапазоне 0.5-10.0 Гц. На юго-западе Армении профили МОВЗ отрабатывались по линиям Октемберян-Ленинакан, Маркара-Пойлы, Кармрашен-Карабахлар (1967-1968 гг.); Звартноц-Садарак, Арбат-Ехегнадзор (1972 г.), пересекающих с юга на север Приараксинскую, Еревано-Ордубадскую и Армянскую тектонические зоны, разделенные крупными структурно-тектоническими швами (рис. 1). В основе методики составления глубинных разрезов была положена статистическая обработка кинематических параметров-времен запаздывания обменных волн типа *PS* относительно образующих их продольной волны на записях удаленных землетрясений под пунктом наблюдения [3]. Трансформация времен запаздывания в глубины производилась с использованием априорных скоростных параметров по данным ранее выполненных работ КМПВ и обработки годографов монотипных волн от взрывов из карьеров.



Рис. 1. Расположение сейсмических профилей МОВЗ и ГСЗ на схеме строения поверхности фундамента в юго-западной части Армении по данным МОВЗ [1]: Условные обозначения: 1 - изо-линии поверхности фундамента: a - уверенные, $\delta - менее уверенные; <math>2 - выступы фундамента на дневную поверхность; <math>3 - разломы: a - уверенные, \delta - менее уверенные, в - структурно$ тектонические швы; <math>4 - эпицентры землетрясений с магнитудой M = 1.5-3.0, очаги слабых землетрясений выделены штриховкой; <math>5 - район площадных работ строящейся Армянской АЭС, 1974 г;<math>6 - профиль ГСЗ «Спитакский», 1988 г. (a) и региональные профили МОВЗ, 1967-1972 гг. (б)

Поверхность первой границы обмена, связываемой по данным бурения и работ КМПВ с кровлей кристаллического фундамента закартирована в виде изолиний глубин и имеет весьма сложное блоковое строение, представленное системой чередующихся выступов и прогибов (рис. 1). Граничные скорости по данным КМПВ и результатам обработки записей преломленных волн от взрывов из карьеров составляют 6.0-6.2 км/с, скорости в осадочной толще варьируют в пределах 3.5-5.2 км/с. Отметки глубин изменяются от 0.5 до 2.0 км на выступах фундамента (Тазагюхский, Апаран-Арзаканский, Урц-Айодзорский) и от 2.0 до 6.0 км в его прогибах (Лукашинский, Фонтанский, Араратский).

Последующие границы обмена, связываемые с более глубинными поверхностями раздела, прослеживаются не повсеместно вследствие трудности визуального выделения обменных волн, вступающих в сложной зоне интерференции. Граница Конрада выделяется на глубинах 17-23 км, поверхность Мохо характеризуется изменчивым рельефом на отметках от 45 до 50 км. Расслоенность коры проявляется в виде ряда границ обмена, прослеживаемых в толще основных внутрикоровых слоев.

Структурно-тектонические зоны и отдельные блоки фундамента отделены друг от друга субвертикальными тектоническими нарушениями. Они выделяются в виде изменений кинематических и динамических параметров: сдвиги границ по обе стороны от разлома, появление новых границ, затухание амплитуд, изменение спектрального состава и поляризации волн и т. д. Наиболее крупным является Ереванский структурно-тектонический шов, к которому приурочена протяженная зона анизотропии скоростей поперечных волн, обусловленная аномалиями напряженного состояния среды и, следовательно, потенциально сейсмоопасная [4].

Сейсмическая активизация блоковой структуры фундамента проявляется, в основном, в наличии событий с магнитудами M = 1.5-3.5 и глубинами очагов до 5-10 км. Выявлена вертикальная приуроченность очагов к двум структурным этажам (фундамент и осадочный чехол), контролируемых снизу региональной границей обмена на глубине 10-12 км. Эпицентры слабых землетрясений не только вытягиваются вдоль межблоковых границ, но и располагаются в пределах выделенных блоков. Большой интерес представляет связь очагов землетрясений средней и большой силы с аномальными особенностями земной коры. Как отмечено в работе [5], при изучении генезиса таких событий необходимо рассматривать не только собственно активные разломы, но также места их пересечений и взаимодействия нескольких блоков.

Разрезы по профилям, увязанные между собой в точках их пересечения, дали возможность построить схемы рельефа поверхности опорных границ. Предпринятое позднее М.С. Бадаляном обобщение геофизических данных для территории Армении позволило составить уточненные схемы рельефа поверхности фундамента, Конрада, Мохоровичича и оценить мощности образуемых ими внутрикоровых слоев [6].

После катастрофического Спитакского землетрясения 1988 г. по заказу Министерства геологии СССР Южным филиалом Центра ГЕОН совместно со специалистами Армгеологии были проведены многоволновые исследования методом ГСЗ-МОВЗ по профилю Армаш-Ахалцихе (Спитакский) длиной 270 пог. км, где в основном рассматривались данные МОВЗ непосредственно в очаговой зоне [7]. Впоследствии в ИФЗ РАН Г.А. Павленковой была выполнена углубленная обработка годографов продольных и поперечных волн по данным ГСЗ методом лучевого моделирования, что позволило создать на территории Армении современную блоково-скоростную модель строения земной коры [8]. Одной из ее особенностей было выявление на юго-восточном участке Армаш-Веди в интервале глубин 10-15 км высокоскоростной зоны поперечных волн, что свидетельствует о наличии здесь пород иного вещественного состава, вероятно, связанных с внедрением мантийных интрузий Вединского офиолитового пояса.

Накопленный опыт в проведении региональных работ МОВЗ позволил в 1974-1975 гг. ВНИИГеофизике совместно с Институтом геофизики и инженерной сейсмологии (ИГИС АН Арм.ССР) выполнить специализированные площадные исследования глубинного строения и локальной сейсмичности ближнего района строящейся Армянской АЭС. Они являлись составной частью всего комплекса геолого-геофизических исследований, предусмотренных к проведению на объекте. Выполненные сейсмические наблюдения позволили уточнить глубинную структуру коры на площади в радиусе 30 км от АЭС, что обеспечило получение исходных данных для расчета параметров расчета сейсмических воздействий. Дальнейший анализ сейсмических условий района Армянской АЭС, представленный в работе [9], показал, что интенсивность сотрясений непосредственно на площадке строительства ниже, чем это следует из нормативной карты сейсмического районирования Армении, включающей зоны с интенсивностью сотрясений до 9 и более баллов. Обзор выполненных глубинных сейсмических исследований методами MOB3 и ГСЗ на территории Армении представлен в работе [10].

Выводы. По результатам сейсморазведочных работ методом МОВЗ, выполненных в конце 60-х – начале 70-х годов в юго-западной части Армении, были составлены глубинные разрезы земной коры и схема рельефа поверхности кристаллического фундамента масштаба 1:200 000, изучены скоростные характеристики среды, установлено пространственное распределение очагов местных землетрясений и положение глубинных разломов. Были получены новые сведения о связях глубинного строения и сейсмичности, анизотропных свойствах и напряженного состояния геологической среды, что способствовало выявлению зон потенциальной сейсмической опасности. Площадные глубинные исследования и мониторинг ло-

кальной сейсмичности позволили уточнить сейсмогеологические условия района расположения строящейся Армянской АЭС.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Егоркина Г.В., Гаретовская И.В., Соколова И.А., Егорова Л.М., Ракитов В.А. и др. Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Под ред. В.Б. Сологуба. Киев : Наукова Думка, 1978. С. 199-205.
- 2. Гаретовская И.В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемых станциями «Земля» // Геофизические поля и сейсмичность / Отв. ред. Б.С. Вольвовский, Ю.К. Щукин. М. : Наука, 1975. С. 50-62.
- 3. Померанцева И.В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля» // Прикладная геофизика. – М.: Недра, 1968. – Вып.53. – С.15-27.
- 4. *Егоркина Г.В., Ракитов В.А., Гаретовская И.В., Егорова Л.М.* Анизотропия скоростей в связи с напряженным состоянием земной коры на территории Армении // Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1976. Т. XXIX. № 6. С. 66-74.
- 5. Назаретян С.Н., Дургарян Р.Р., Шахбекян Т.А., Григорян А.Г., Мирзоян Л.Б. Региональные разломы территории Армении по геолого-геофизическим данным и их сейсмичность. – Ереван : Изд. Гитутюн НАН РА, 2015. – 184 с.
- 6. Бадалян М.С., Киракосян А.А., Осипова И.Б. Границы раздела в земной коре Армении по сейсмическим данным // Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле. 1986. Т. XXXIX. № 1. С.42-54.
- 7. Щукин Ю.К., Астахов П.К., Белов А.А., Кадурин И.Н., Ивановская Л.В. Геологогеофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. – 1998. – № 5. – С. 54-66.
- 8. *Павленкова Г.А.* Структура земной коры Малого Кавказа по данным ГСЗ // Геофизические исследования. 2019. Т. 20. №1. С. 65-79.
- 9. Асланян А.Т., Аракелян Ф.О., Агамалян К.А. Анализ сейсмических условий района Армянской АЭС//Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле. – 1982. – Т. XXXV. – № 5. – С. 17-25.
- Аракелян Ф.О., Кадурин И.Н., Ракитов В.А. Глубинное строение территории Армении по данным ГСЗ и МОВЗ // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: материалы Девятой международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2014. – С.46-48.

УДК 550.24

АКТИВИЗАЦИЯ ВЕРХНЕКОРОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ КОНВЕРГЕНТНЫХ ЗОН СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Архипова Е.В.¹, Жигалин А.Д.², Брянцева Г.В.³

¹Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия; ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение. В современном геодинамическом развитии Северной Евразии отчетливо доминируют процессы, связанные с конвергенцией Евразийской литосферной плиты с плитами, расположенными в ее южном и западном обрамлении. На юге находится Альпийско-Гималайский коллизионный пояс, развитие которого происходит под влиянием процессов коллизии Евразийской плиты с плитами Гондванской группы. Наиболее геодинамически и сейсмически активными являются зоны коллизии Евразийской литосферной плиты с Ара-

вийской и Индийской плитами. В восточном обрамлении интенсивной сейсмичностью сопровождаются процессы субдукции в районе Сахалино-Японской и Курило-Камчатской островных дуг, связанные с общим сокращением площади Тихого океана.

Накопление потенциальной упругой энергии для реализации сейсмических процессов на конвергентных границах Евразийской плиты происходит в условиях процессов коллизии и субдукции. Высвобождение энергии может происходить самопроизвольно – в автоколебательном режиме под влиянием тех же процессов, или под воздействием триггеров – относительно слабых инициирующих воздействий, способных приблизить момент землетрясения, дестабилизируя геодинамическую систему в близкритическом состоянии, когда запас упругой энергии в объеме литосферы, «предназначенном» к дестабилизации, уже сформирован. Триггеры могут иметь естественное и техногенное происхождение. К естественным относятся, например, гравитационные взаимодействия в системе «Солнце-Земля-Луна», удаленные сильные землетрясения. В числе наиболее мощных техногенных триггеров рассматривают добычу полезных ископаемых, строительство плотин и водохранилищ, подземные ядерные взрывы, ковровые бомбардировки с использованием сверхмощных глубинных бомб и боеприпасов объемного взрыва.

К особенностям техногенной активизации сейсмичности относится и возможность активизации геодинамически относительно спокойных платформенных территорий или предгорных прогибов под влиянием техногенных воздействий, то есть проявление так называемой наведенной сейсмичности. Эти явления свидетельствуют о том, что геологическая среда платформенных территорий не является абсолютно стабильной, и способна активизироваться при нарушении относительного геодинамического равновесия, сформированного в течение длительных периодов геологической истории.

Евроазиатский континент является наиболее обширным и промышленно развитым. В современных условиях здесь ведется интенсивная добыча полезных ископаемых с применением технологий ГРП, глубинного и кустового бурения, с увеличением общей глубины скважин и горных выработок. На территории Альпийско-Гималайского пояса часто вспыхивают военные конфликты. Многие регионы в южном обрамлении Северной Евразии, такие как, например, Афганистан, в пределах которого находится Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона, в течение длительных периодов, по существу, являются полигонами для испытания новейших систем вооружений. В итоге вероятность изменения общего стиля высвобождения сейсмической энергии тектонических процессов возрастает [1-3]. Чертами «нового сейсмического порядка» может стать увеличение частоты сильных верхнекоровых землетрясений, сейсмическая активизация стабильных платформенных территорий.

В контексте все более интенсивного влияния техносферы на геологическую среду особое значение приобретает отслеживание тенденций изменения режима и характера сейсмичности активных зон в окрестности Северной Евразии. В основе предлагаемого доклада – анализ тенденций в изменении сейсмической активизации конвергентных окраин Северной Евразии на разных глубинных уровнях, сопоставление долговременных вариаций активности землетрясений по вертикали – в пределах отдельных зон конвергенции, и по латерали – для различных зон на периферии Северной Евразии.

Методика исследований. Исходным материалом для анализа является мировой каталог землетрясений USGS за период с 1973 г. по 2018 г., при анализе сейсмичности учитывались события средней силы, начиная с магнитуды М_{min} ≥ 4.5 [4]. Всего выделено 6 выборок сейсмических событий для следующих районов:

- 1) АЕКО 3Ф Аравийско-Евразийская коллизионная область, западный фланг (Анатолийская микроплита с примыкающими сейсмоактивными зонами сдвигов);
- 2) АЕКО ВФ Аравийско-Евразийская коллизионная область, восточный фланг (складчато-надвиговые сооружения Кавказа, Копетдага, Эльбурса и Загроса, Иранское нагорье);
- ИЕКО 3Ф Индийско-Евразиатская коллизионная область, западный фланг (складчатонадвиговые сооружения Памира и Гиндукуша);

- 4) ИЕКО ВФ Индийско-Евразиатская коллизионная область, восточный фланг (складчато-надвиговые сооружения Гималаев, Тибетское нагорье);
- 5) СЗС Сахалино-Японская зона субдукции (о. Сахалин);
- 6) ККЗС Курило-Камчатская зона субдукции (п-в Камчатка, Курильская островная дуга).

Для всех зон по глубине гипоцентров проведено разделение выборок на три уровня: коровые события с глубинами до 20 км, события промежуточных глубин от 20 до 70 км и глубокие мантийные землетрясения с глубинами гипоцентров более 70 км.

С тем, чтобы выяснить, как меняется количество событий на разных глубинных уровнях за период с 1973 г. по 2018 г. для каждой выборки проведено сопоставление общего числа событий за 23-летний период с 1973 г. по 1995 г. и за такой же по продолжительности период с 1996 г. по 2018 г. (рис. 1).

Для выявления возможных системных взаимодействий отдельных зон конвергенции по латерали на основе выборок по каждому горизонту глубины рассчитаны временные ряды количества землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в один год. Временные ряды для объемов литосферы на одинаковых глубинах сопоставлены между собой с вычислением коэффициентов корреляции (табл. 1). С тем, чтобы выявить возможные взаимодействия для временных рядов событий в пределах единой зоны, для временных рядов на разных глубинных уровнях также выполнен расчёт коэффициентов корреляции.

Результаты и их обсуждение. При сопоставлении количества событий для двух периодов с 1973 г. по 1995 г. и с 1996 г. по 2018 г. выяснилось, что для всех обозначенных зон наблюдется резкое увеличение коровых событий с глубинами до 20 км (рис. 1). В особенности контрастно эта закономерность проявляется для районов интенсивного техногенного вмешательства. Для о. Сахалин, где с середины 90-х годов в рамках серии проектов «Сахалин» ведется освоение нефтегазовых запасов шельфа, количество коровых событий возросло с 15 до 103 – почти в 7 раз. Резкий рост верхнекоровых землетрясений наблюдается для зон с высокоактивной сейсмичностью, таких как ИЕКО, ККЗС.



Рис. 1. Изменение количества землетрясений с M ≥ 4.5 в различных зонах конвергенции за период с 1973 г. по 1995 г. и с 1996 г. по 2018 г. на глубинах от 0 до 20 км

Корреляционным анализом временных рядов, отражающих долговременные вариации сейсмичности, выявлена динамическая взаимосвязь конвергентных зон в окрестности Северной Евразии по латерали на различных глубинах (табл. 1, рис. 2-4). Отчетливая корреляция отмечена для временных рядов восточного фланга Аравийско-Евразийской коллизионной зоны, для высокоактивных коллизионных зон в окрестности Индийской литосферной плиты, для Курило-Камчатской зоны субдукции.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции временных рядов количества сейсмических событий
с M ≥ 4.5 за период с 1973 г. по 2018 г. со скользящим осреднением по 5 годам и
сдвигом в один год для зон конвергенции на периферии Северной Евразии

<i>h</i> < 20	АЕКО ЗФ	АЕКО ВФ	ИЕКО ЗФ	ИЕКО ВФ	C3C	ККЗС
АЕКО ЗФ		0.09	0.17	0.24	0.66	0.23
ΑΕΚΟ ΒΦ	0.09		0.56	0.83	0.32	0.32
ИЕКО ЗФ	0.17	0.56		0.76	0.56	0.80
ИЕКО ВФ	0.24	0.83	0.76		0.59	0,57
C3C	0.66	0.32	0.56	0.59		0.50
ККЗС	0.23	0.32	0,80	0.57	0.50	
$20 \le h < 70$	АЕКО ЗФ	АЕКО ВФ	ИЕКО ЗФ	ИЕКО ВФ	C3C	ККЗС
АЕКО ЗФ		0.33	0.48	0.67	0.57	0.71
АЕКО ВФ	0.33		0.54	0.81	0.06	0.29
ИЕКО ЗФ	0.48	0.54		0.71	0.21	0.34
ИЕКО ВФ	0.67	0.81	0.71		0.34	0.55
C3C	0.57	0.06	0.21	0.34		0.86
ККЗС	0.71	0.29	0.34	0.55	0.86	
$h \ge 70$	АЕКО ЗФ	АЕКО ВФ	ИЕКО ЗФ	ИЕКО ВФ	C3C	ККЗС
АЕКО ЗФ		-0.53	0.09	-0.49	-0.04	-0.33
ΑΕΚΟ ΒΦ	-0.53		-0.48	0.01	0.18	-0.33
ИЕКО ЗФ	0,09	-0.48		0.28	0.14	0.45
ИЕКО ВФ	-0.49	0.01	0.28		-0.10	0.58
C3C	-0.04	0.18	0.14	-0.10		-0.18
ККЗС	-0.33	-0.33	0.45	0.58	-0.18	

Примечание: *h* – глубины гипоцентров, полужирным шрифтом выделены коэффициенты со значениями от 0.5.



Рис. 2. Изменение количества землетрясений с М≥4.5 в различных зонах конвергенции на уровне 0-20 км. Временные ряды количества землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в один год. На оси абсцисс указана середина 5-летнего интервала



Рис. 3. Вариации количества землетрясений с М ≥ 4.5 в различных зонах на уровне 20-70 км



Рис. 4. Вариации количества землетрясений с $M \ge 4.5$ на восточном фланге ИЕКО: глубины 0-20 км и 20-70 км. Коэффициент корреляции Q = -0.93

Возможно, резкий рост сейсмической активизации верхних горизонтов литосферы на фоне относительного снижения активности промежуточных глубин с 20 до 70 км обусловлен изменением сейсмического режима конвергентных зон в окрестности Северной Евразии под влиянием техносферных воздействий. При этом реакция геологической среды проявляется не только локально. Сходный режим активизации дает основания предполагать, что единая система накопления и разрядки тектонических напряжений в окрестности Северной Евразии способна аккумулировать и перераспределять воздействия, перестраивать механизмы, отвечающие за реализацию тектонических напряжений в условиях влияния техносферы.

Вывод. Для большинства конвергентных зон в окрестности Северной Евразии наблюдается сейсмическая активизация верхних горизонтов литосферы, которая происходит на фоне общего снижения количества событий промежуточных глубин. Наличие динамической взаимосвязи для конвергентных зон по латерали на различных уровнях глубины позволяет предполагать согласованную реакцию единой геодинамической системы Северной Евразии на многочисленные и разнородные техногенные воздействия. Не исключено, что перестройка общей системы накопления и разрядки тектонических напряжений приведет к росту количества сильных верхнекоровых землетрясений, более разрушительных из-за близости их очагов к земной поверхности. Возможно также, что перестройка процессов накопления и реализации упругой энергии приведет к увеличению площади сейсмоактивных территорий с появлением активизации на прилегающих участках смежных платформ. Отмеченные тенденции требуют более пристального внимания к процессам, возможно, связанным с перестройкой глобальной системы накопления и разрядки напряжений в современных условиях близповерхностного влияния техносферы с тем, чтобы более адекватно прогнозировать изменение сейсмической ситуации в ближайшем будущем, учитывать намеченные тенденции при размещении и обеспечении сейсмической устойчивости зданий и сооружений, опасных объектов в пределах и вблизи конвергентных границ Северной Евразии.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Архипова Е.В.* Влияние внешних факторов на сейсмичность Турции // Вестник Международного университета природы, общества и человека. – Дубна, 2012. – № 2(27). – С. 3-12.
- 2. Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Морозова Л.И., член-корр. РАН Николаев А.В. Ванское землетрясение 23.10.2011 г. : естественные и техногенные причины // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 4. С. 438-441.
- 3. Трофимов В.Т., Николаев А.В., Жигалин А.Д., Барабошкина Т.А., Харькина М.А., Архипова Е.В. Расширение добычи нефти и газа и возрастание экологического риска // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2017. – № 3. – С. 7-16.
- 4. *Earthquake* Data Base United States Geological Survey. URL:http://earthquake.usgs.gov. Режим доступа : свободный. Дата обращения : 09.01.2019.

УДК 550.34

О ВЕРОЯТНОСТНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

Ассиновская Б.А., Панас Н.М.

Федеральный исследовательский центр ЕГС РАН, Санкт-Петербург, Россия

Статья описывает результаты комплексного использования материалов геологогеофизических исследований земной коры Баренцева моря разных лет для зонирования областей возможных очагов землетрясений в разных модификациях и оценки сейсмической опасности на вероятностной основе.

Карта сейсмотектонического потенциала строилась на основе фактических данных о тектонике и геофизических полях разных лет. М.К. Овсовым создана электронная база данных геолого-геофизических материалов из ретроспективных графических документов: карт батиметрии, магнитного поля, мощности осадочного чехла, содержания органического углерода в донных осадках, схемы тектонического строения акватории Баренцева моря, а также опубликованные в интернете данные отметок рельефа от поверхности геоида WGS-84 и гравиметрии, представленной редукцией в свободном воздухе. База комплексных данных занимает площадь 2.4 млн кв. км, границами которой являются по широте от 68° до 82° с. ш. и от 4° до 7° в. д.

Комплексная обработка осуществлялась путем построения классификационной структуры данных с применением программы «Структурный анализ» [1]. Результаты структурного анализа представляют собой как многоуровневую структуру комплексных данных, так и картографические материалы, совмещенные с топоосновой (рис. 1). При этом понятно, что данные о потенциальных полях характеризуют глубинное строение территории и его тектонику, батиметрия – новейшие движения, геохимические аномалии отражают проницаемость, следовательно, деформации верхних горизонтов коры на современном этапе.

Результаты распределения нормированных значений стандартных отклонений геофизических признаков считаются прогностическими признаками неоднородности строения, что, в свою очередь, может свидетельствовать о свойствах сейсмотектонического потенциала.

В последние годы также структура земной коры Баренцева моря изучена детально, в связи с нефтегазоносностью, и некоторые исследования оказались полезными для исследования сейсмотектоники [2]. В 2013 году опубликована новая детальная трехмерная геофизическая модель земной коры Баренцева моря [2], в последующих работах [3] приводятся данные о прочностных характеристиках коры, в том числе, ее верхней сейсмогенной части – области концентрации основных очаговых зон. Детальные данные о хрупкой прочности коры особенно важны для долгосрочного прогнозирования, так как известно, что основная парадигма сейсмогенеза – это хрупкое разрушение.

Трехмерная геофизическая модель фундамента Баренцева моря является результатом моделирования гравитационного и магнитного полей с использованием большого количества сейсмических и петрофизических данных. Верхняя кора, которая является основным источником магнитных аномалий, разделена на ряд блоков, характеризующихся постоянными плотностями и намагниченностью, которые хорошо коррелируется с основными структурными элементами Баренцева моря. Согласно этой модели земная кора Баренцевоморского шельфа имеет



Рис. 1. Карта средних нормированных стандартных отклонений от средних значений признаков для региона Баренцева моря (автор Овсов М.К.) с дополнениями. Условные обозначения: самая толстая черная линия – граница Баренции [2]. Самый толстый пунктир – «зона слабости»– положение интрузий старого фундамента каледонского возраста. Тонкими сплошными линиями окружены районы с хрупкой прочностью коры, составляющей 100 % прочности литосферы, тонкими пунктирными линиями – 60 % [3]. Серые кружки – эпицентры всех известных землетрясений с M > 3.5, размер кружков пропорционален M/50

мелкоблоковую (террейновую) структуру – сочетание разновозрастных и неоднородных по составу, поэтому магнитных и немагнитных, плотных и разуплотненных структур.

Наиболее существенным обстоятельством можно считать выделение на северо-западе Баренцева моря мощного блока, который характеризуется отчетливыми магнитными свойствами. Блок назван Баренцией, он рассматривается как независимый фрагмент, не соответствующий архипелагу Шпицберген, как ранее представлялось. Этот блок коры присоединился к шельфу во время каледонского орогенеза [2].

На базе данной геофизической модели исследована реология земной коры региона, получены прочностные параметры земной коры и верхней мантии [3]. Вычисления базируются на термальной модели, согласующейся с сейсмическими, гравитационными и томографическими данными в предположении хрупкой и зависящей от температуры пластической реологии для земной коры и мантийной литосферы.

По полученным в работе данным регион Баренцева моря имеет асимметричную литосферную структуру, характеризующуюся тонкой и горячей литосферой на западе и толстой и холодной литосферой на востоке. Эта асимметричная структура может иметь сильный контроль над современными тектоническими и сейсмическими процессами. В [3] представлены расчетные карты прочности упругой части литосферы в Баренцевом море. Результаты показывают, что сила литосферы и толщина эластичного материала в основном регулируется толщиной литосферы. Модель в целом предсказывает гораздо бо́льшую прочность литосферы и эластичную толщину на востоке. В океанической области литосферная мантия на 90 % обеспечивает прочность литосферы. Напротив, вклад земной коры более доминирует на континентальном шельфе. В большинстве районов западного и центрального Баренцева моря вклад коры составляет около 70 % (за исключением юго-западного Баренцева моря, где он сводится к 30 %). В некоторых районах вклад коры очень высок. Он приближается к 100 % на Шпицбергене, Севере Баренцева моря и Кольском полуострове, и 70 % в южной части Новой Земли, то есть в районах с повышенным уровнем сейсмичности. Однако вклад земной коры падает до ~ 30 % южнее.

По данным авторов разница в гравитационной потенциальной энергии между Баренцевым морем и Срединно-Атлантическим хребтом может обеспечить горизонтальную силу, достаточно большую, чтобы вызывать деформации коры и сейсмогенные проявления на шельфе Баренцева моря.

Распределение всей совокупности данных демонстрирует рис. 1 – чем выше интенсивность раскраски, тем более гетерогенным следует считать тот или иной блок.

Карта, естественно, отражает тектоническое районирование. Так, здесь заметно преобладание структур северо-восточного простирания на востоке, хотя в [2] резкий поворот на восток отмечается лишь после Лудловской седловины. В нашей интерпретации наиболее однородны области прогибов – центральные части впадин, напротив поднятия характеризуются существенной изменчивостью использованных параметров. Повышенными значениями параметра характеризуются континентальные склоны Шпицбергенский и Брусилова, желоб Святой Анны, практически вся северная часть шельфа, Северный остров Новой Земли. Очень интересная и обширная зона потенциальной опасности картируется в центре шельфа и совпадает с очертаниями многочисленных поднятий фундамента – Федынского, Центрально Баренцевского, Центральной Банки и др. Области повышенной сейсмической активности на Шпицбергене характеризуются чередованием зон повышенного и пониженного значений параметра, максимальная интенсивность параметра определяется на севере и в районе Эджинской платформы. Описанный выше микроконтинент Баренция не полностью охвачен аномально высокими значениями параметра, однако ее южная граница проходит через сейсмогенную зону Земли Геера, и внутри авторы маркируют «зону слабости» (рис. 1). Зона, на наш взгляд, маркирует еще одну ранее не выявленную линейную зону сейсмической активности северо-восточного простирания. При этом наиболее сильные землетрясения уступа Брусилова приурочены именно к ней на севере, также как очаги в районе о. Надежда на юге.

Очень выразительно выглядит сравнение полученных в работе данных с прочностью коры (рис. 1). За некоторым исключением выявленные области повышенной неоднородности коры находятся внутри границ районов со 100 и 60 % прочности литосферы, исключение составляют некоторые области на Новой Земле, западе шельфа и локальные районы внутри Шпицбергенского архипелага.

Для построения зон ВОЗ необходима дальнейшая сейсмическая регионализация шельфа с использованием имеющихся признаков активизации или (и) картирование новейших и четвертичных разломов. Следует также заметить, что карта маркирует потенциально неоднородные зоны не только в жесткой коре, но и выше, в осадочном чехле, последнее обстоятельство, впрочем, требует проверки на фактическом материале.

Исследование карт поверхностей верхней, нижней коры и Мохо показало, что их структурные планы не совпадают. Для данного исследования более важны зоны неоднородностей в верхней коре, которые могут выражаться прогибами и поднятиями, ограниченными зонами разнообразных деформаций. Такие области присутствуют на западе в районе Шпицбергена – в виде увеличения мощности верхней коры и резкой ее изменчивости – Земля Геера и восточнее – субширотного плана, в заливе Стурфьорд, на Северо-Восточной земле (рис. 2), на юге шельфа и несколько локальных зон в центре. На Новой Земле области концентрации



Рис. 2. Структурный план верхней коры района восточного Шпицбергена [2] и разрезы по линиям А, В. Условные обозначения: черные кружки – очаги землетрясений в плане и на разрезах

землетрясений на Северном и Южном островах отмечаются специфическими структурами. К зонам градиентных зон в верхней коре приурочены очаги землетрясений.

Обновленная карта тектонического районирования [2] существенно отличается от карты Вербы М.Л. – в последней весь Баренцево-Северокарский прогиб был исключительно северовосточного простирания, теперь только восточная его часть – Северо-Баренцевский и Ново-Земельский прогибы – резко поворачивают на восток в районе Лудловской седловины. Южно-Баренцевская впадина и структуры юго-запада ориентированы строго меридионально. Сейсмичная Свальбардская платформа делится разнонаправленными разломами на многочисленные блоки. Плотность нарушений весьма велика, особенно в районе, который примыкает к желобу Франц-Виктория. Правда, некоторые, интересные для сейсмологии зоны не выделены, мы осуществили это в процессе данного исследования. Так на схеме мощности земной коры [4] представлен структурный план западной и северной окраин шельфа. В северо-западной части региона имеется изометричный блок с промежуточной мощностью коры 20 км – поднятие площадью 300×300 км и амплитудой 5 км и высоким тепловым потоком в центре, его склоны сейсмически активны. Так, его восточный склон образован системой разломов, которая разделяет острова Северо-Восточная Земля и Шпицберген. Далее на восток склон имеет резко градиентную структуру, очевидно предопределяющую высокую сейсмичностьэтой области (рис. 3, а).



Рис. 3, а, б. Схемы ВОЗ_1, 2. Схема ВОЗ_1 показана на фоне рис. 1. ВОЗ_2 – на фоне структурной карты верхней коры [1]. Домены выделены голубыми линиями

Схема BO3_1 строилась на основе показанной выше карты распределения нормированных значений стандартных отклонений признаков (рис. 1), повышенные значения считались указанием высокого или низкого сейсмотектонического потенциала. На схеме BO3_1 выделены домены, основные из которых: 1 – западный склон шельфа – сопряжение с восточным склоном хребта Книповича; 2 – Земля Геера – пролив Стуре; 3 – Северо-Восточная земля; 4 – Брусиловский склон; 4 – Новая Земля; 5 – Центрально – Баренцевское поднятие.

Схема ВОЗ_ 2 получена с использованием описанных выше данных по глубинному строению – детальной трехмерной геофизической модели земной коры и сведений о прочностных свойствах верхней части земной коры региона. На схеме выделены линейные и изометричные домены. Форма доменов различна в двух предложенных схемах ВОЗ.

Оценка М_{мах} для всех зон была осуществлена по разным методикам, в том числе сугубо региональной – когда на карте (рис. 1) были измерены длины линейных элементов – активных разломов и сопоставлены с магнитудами известных землетрясений. В общем, все значения М_{мах} оказались в ранге 5.2-6.6.

Сейсмическая опасность впервые для региона рассчитана на вероятностной основе с помощью системы CRISIS. Все полученные данные организованы в так называемое логиче-

ское дерево, где разным этапам работы, имеющим иногда различные варианты решения, может быть приписана та или иная вероятность реализации.

В работе [5] уже описан сбор и унификация сейсмической информации с исторических времен до 2019 года, расчет повторяемости землетрясений разных энергий. В результате составлен каталог землетрясений, унифицированных по магнитуде M_w из 238 представительных с $M_w = 3.5$ событий за 1908-2019 годы. Уравнение повторяемости землетрясений в ln – нормальной форме выглядит следующим образом: $lnN/T = -1.8963M_w + 8.2243$, $R^2 = 0.9965$.

Далее проведен расчет интенсивности сотрясений дна Баренцева моря для периода повторяемости 500 лет или 10 % вероятности превышения в ближайшие 50 лет (рис. 4). Использовалась встроенная в программу кривая затухания. Максимальные значения, полученные в результате расчета, составляют 100-160 см/ c^2 , что есть более 7 баллов EMS-98 в некоторых районах.



Рис. 4. Карты максимальных ожидаемых ускорений (cm/c^2) для средних грунтов и периода повторяемости 500 лет или для 10 % вероятности превышения этих значений в ближайшие 50 лет для двух показанных выше вариантов карт ВОЗ

Выводы. В данной работе впервые для Баренцевоморского региона проведена оценка сейсмической опасности на вероятностной основе. Получено, что при повторяемости 500 лет величина ускорений движения грунта может доходить до 160 см/с², что превышает 7-балльный уровень опасности.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ассиновская Б.А., Овсов М.К. О картировании сейсмически опасных зон Баренцевоморского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы XIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 37-42.
- Marello L., Ebbing J., Gernigon L. Basement inhomogeneities and crustal setting in the Barents Sea from a combined 3D gravity and magnetic model // Geophys. J. Int. – 2013. – V. 193. – P. 557-584.
- 3. *Gac S., Klitzke P., Minakov A., Faleide J.I.* Lithospheric strength and elastic thickness of the Barents Sea and Kara Sea region // Tectonophysics. 2016 DOI: 10.1016/j.tecto.2016.04.028.
- 4. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // Научные исследования в Арктике. – 2015. – № 2(18). – С. 14-25.
- Ассиновская Б.А., Панас Н.М., Антоновская Г.Н., Конечная Я.М. Вероятностная оценка ожидаемых сейсмических ускорений для Баренцевоморского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы XIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2020. В печати.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Аузин А.А.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Обследование инженерного сооружения подразумевает под собой комплекс действий, направленных на определение его технического состояния и конструктивных характеристик. Необходимость обследования наиболее очевидна в случаях, когда данные о сооружении частично или полностью неизвестны или достоверность имеющейся о них информации вызывает обоснованные сомнения. Определение конструктивных характеристик сооружений особенно актуально для их скрытых элементов, которые недоступны для прямого изучения.

Важнейшую роль при обследовании скрытых частей инженерных сооружений играют геофизические методы, основными достоинствами которых являются [1-5]:

- неразрушающее взаимодействие с изучаемой средой;
- возможность бесконтактного изучения геофизических полей, позволяющая проводить непрерывные профильные измерения на бетонных и асфальтовых поверхностях, с поверхностей воды и льда, с летательных аппаратов (в том числе и БПЛА) и пр.;
- принципиальная возможность повторения исследований тем же или иным набором геофизических методов при неизменности условий их проведения;
- относительная простота организации геофизического мониторинга, т. е. отслеживания изменений состояния геологической среды посредством постоянных или периодических измерений параметров геофизических полей;
- возможность организации дистанционных измерений, когда измерительные устройства находятся на значительном удалении от обследуемого объекта.

Многообразие геофизических методов, имеющих различные физические основы и принципы возбуждения и измерения полей, позволяет решать самые разноплановые задачи, возникающие в процессе обследования инженерных сооружений или иных объектов.

С относительно недавнего времени, в комплексе исследований, выполняемых при проведении обследования, все более уверенные позиции занимает георадиолокация, которая, по сравнению со многими другими геофизическими методами, имеет ряд явных преимуществ:

- возможность работы в движении при непрерывной регистрации радарограмм;
- бесконтактные возбуждение и измерение параметров электромагнитного поля делают возможным обследование объектов, скрытых под асфальтом, бетоном, льдом, толщей воды и др.;
- возможность применения разночастотных антенных блоков, входящих в комплектацию аппаратуры, позволяет в известной степени оптимизировать соотношение между детальностью исследований и их глубинностью;
- компактность аппаратуры георадиолокации, в том числе, возможность применения выносных экранированных антенных блоков, допускает проведение работ в ограниченном пространстве в условиях внешних помех [3].

Среди конкретных задач, при решении которых важную роль играет георадиолокация, можно выделить:

определение конструктивных характеристик и физического состояния фундаментов зданий и сооружений. При этом могут определяться геометрические параметры фундаментов, характер армирования бетонных конструкций, наличие в них пустот, замоченных, разуплотненных и разрушенных участков. В рамках указанной задачи следует выделить исследование фундаментов мостовых сооружений, в том числе скрытых, находящихся в

грунте и (или) под слоем воды, частей их опор. При этом возможно определение конструктивных характеристик фундаментов – глубин их заложения, количества и расположения свай, их длин, наличия дефектов в сваях и др.;

- обследование различных гидротехнических сооружений дамб, плотин, прудовнакопителей, хвостохранилищ и отстойников. При этом осуществляется выявление мест нарушения целостности противофильтрационных экранов; локализация зон фильтрации через тела дамб, мест вертикальной инфильтрации флюидов из отстойников, прудовнакопителей; определение внутренней структуры дамб, плотин, хвостохранилищ и пр.
- изучение мест, где планируется складирование отходов производства хвостохранилищ, отстойников и др., на предмет отсутствия негативных в инженерно-геологическом плане геологических проявлений – карстово-суффозионных процессов, зон трещиноватости, склоновых процессов и пр.

Необходимо отметить, что обследование собственно зданий и сооружений обычно сопровождается и обследованием грунтов лежащих в основаниях фундаментов на предмет выявления изменений их свойств, развития деструктивных процессов и определения их фактической несущей способности на момент исследований. Кроме того, часто ставятся задачи по выявлению и локализации уже существующих подземных коммуникаций – силовых кабелей, подземных галерей, продуктопроводов и т. п.

Ниже приведены некоторые примеры практического применения геофизических методов при обследовании различных инженерных сооружений. В частности, с целью определения возможности дальнейшей эксплуатации моста через оросительную систему на автомобильной дороге Сызрань – Волгоград и его потенциальной ремонтопригодности, было выполнено георадиолокационное обследование данного объекта с использованием разночастотных экранированных антенн (рис. 1).



Рис. 1. Георадиолокационное обследование моста с антенной 900 МГц

Результаты георадиолокационного обследования одной из боковых стенок моста представлены на рис. 2.



Рис. 2. Результаты георадиолокации с антенной 900 МГц

Материалы георадиолокации свидетельствуют, что на некоторых участках боковые стенки моста не имеют внутреннего армирования, что существенно снижает их прочностные характеристики. По результатам обследования было сделано заключение о целесообразности полной разборки данного мостового сооружения.

Геофизическое обследование автомобильной дороги P-22 «Каспий» в Волгоградской области, выполненное методом георадиолокационного профилирования, было направлено на определение физического состояния цементобетонного слоя (в данном случае – дорожных плит) с целью оценки возможности его дальнейшей эксплуатации (рис. 3).



Рис. 3. Результаты георадиолокационного профилирования с антенной 1.5 ГГц, выполненного по продольному профилю

Результаты георадиолокационного обследования свидетельствуют, что практически по всему участку работ отмечаются существенные разрушения цементобетонных плит. При этом в ряде случаев непосредственно под плитами были выявлены воздушные полости и переувлажненные грунты низкой плотности, наличие которых, вне всякого сомнения, приведет к последующему разрушению покрытия капитально отремонтированной автодороги.

Невозможность гарантировать выявление *всех* подобного рода скрытых, визуально не наблюдаемых, дефектов методами неразрушающего контроля, вынуждает рекомендовать механическое разрушение существующего цементобетонного покрытия. Такое мероприятие позволит «погасить» полости под бетонными плитами и уплотнить основание автодороги.

Примером успешного использования данных геофизических исследований при выявлении причин возникновения карстово-суффозионного провала (рис. 4), образовавшегося на автодороге в Липецкой области, и прогноза возможного развития негативных процессов такого рода могут служить материалы, представленные на рис. 5-6.



Рис. 4. Карстово-суффозионный провал на полосе автодороги

Вблизи г. Липецк на полосе автодороги с очень интенсивным движением образовался карстовый провал. Изучение космоснимков и визуальное обследование прилегающей территории позволило выявить целый ряд внешних (поверхностных) проявлений карстовосуффозионных процессов (рис. 5). Следует обратить внимание на то, что на данном участке карстующиеся известняки девонского возраста залегают на значительных глубинах – 32.5-39.5 м от поверхности земли.



Рис. 5. Плановое положение карстово-суффозионных проявлений и точек ВЭЗ

Для выяснения причин активизации карста, вдоль автодороги в 7-ми точках были выполнены вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ 1 – ВЭЗ 7). Результаты интерпретации данных ВЭЗ представлены на геоэлектрическом разрезе (рис. 6).





Из результатов исследований следует, что зоны карстования тяготеют к участкам разреза, где мощности слабопроницаемых для воды тугопластичных моренных суглинков минимальны и не превышают 9-11.5 м. На этих участках инфильтрация атмосферных осадков и, соответственно, суффозионные процессы (вынос водным потоком мелких частиц пород) наиболее интенсивны.

Во всех случаях, георадиолокация осуществлялась георадаром Зонд-12е, а обработка материалов – специализированной программой Prizm 2.6.

Необходимо отметить, что приведенные материалы совершенно не исчерпывают положительного опыта обследования инженерных объектов геофизическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Георадиолокационное* обследование фундаментов мостовых сооружений // Геотехника. 2017. № 6. С. 58-77.
- 2. *Георадиолокационное* обследование проблемных участков дорожно-транспортной сети. Вестник ВГУ. Серия Геология. 2012. № 2. С. 242-247.
- 3. *Старовойтов А.В.* Интерпретация георадиолокационных данных. М. : Изд-во МГУ, 2006.
- 4. Daniels D.J. Ground Penetrating Radar. 2-nd edition. IEE Press. London, 2004.
- 5. Jol H.M. Ground Penetrating Radar. Theory and Applications. Elsevier. Amsterdam, 2009.

ЗОНЫ АНОРТОЗИТИЗАЦИИ И ИХ РОЛЬ В ДОКЕМБРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО РЕГИОНА (НА ПРИМЕРЕ КАЛАРСКОГО МАССИВА АНОРТОЗИТОВ)

Баженова Г.Н.

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

Процесс анортозитизации проявлен и изучался нами на примере выхода анортозитов Восточно-Азиатского анортозитового пояса, протягивающегося в субширотном направлении на 3000 км от реки Калар на западе до побережья Охотского моря, а в западной части на примере Каларского массива, расположенного в междуречье рек Калар и Олекма. Площадь его составляет 1500 км², при ширине 5-20 км, и по своим размерам он сопоставим с крупнейшими анортозитовыми массивами мира.

Изучение анортозитовой формации докембрия показывает, что она является гетерогенной и разновозрастной [1]. Наряду с анортозитами магматического происхождения существуют анортозиты, сопровождающиеся зонами анортозитизации «in city», в которых наблюдаются постепенные переходы от вмещающих их кристаллических сланцев через зоны анортозит-мигматитов, а для габбро и перидотитов через их анортозитизированные разности к анортозитам [2].

Вмещающие Каларский массив архейские породы представлены кристаллическими сланцами Курультинской серии: это пироксен-плагиоклазовые, гранат-силиманитовые с гиперстеном и двупироксеновые сланцы. Парагенетический анализ их показывает, что они относятся к типично гранулитовой фазе метаморфизма с такими характерными парагенезисами как богатый пиропом гранат, гиперстен, магнезиальный диопсид и шестоватый силлиманит.

Большую роль в процессах анортозитизации играли региональный глубинный долгоживущий Становой разлом и ряд его оперяющих нарушений. Эта ослабленная долгоживущая с архея до настоящего времени зона облегчала проникновение мантийных сквозьмагматических ювенильных растворов из верхней мантии и обеспечивала интенсивный диффузионный инфильтрационный процесс «in city», без расплавления пород. А в местах разрядки напряжений образовывались собственно анортозитовые расплавы.

Процессы анортозитизации на ранних стадиях предшествовали региональным процессам гранитизации, и не повторялись на более поздних этапах становления земной коры.

Зоны анортозит-мигматитов развиты исключительно в основных породах докембрия, метаморфизованных в гранулитовой фации метаморфизма.

Процесс анортозитизации развивается избирательно только в богатых *Ca* кристаллических сланцах и не наблюдался в гранат-силлиманитовых породах. Для кристаллических сланцев, претерпевших процесс анортозитизации характерны неравномернозернистая структура, теневые текстуры, развитие порфиробласт-лабрадора, состав и оптические свойства которых соответствуют таковым в телах анортозитов, наличие их взаимных включений. Сначала в пироксен-плагиоклазовых сланцах возникают отдельные кристаллы лабрадора, размером иногда до 2 см, которые местами сливаются, затем количество их возрастает до 35-40 %, образуются пятнисто-полосатые структуры, а на конечных стадиях тонко и средне слоистые анортозит-мигматиты с отдельными слоечками сложенных анортозитом. Аналогичный процесс наблюдался и при замещении габбро и перидотитов, но с преобладанием прерывистых пятнисто-полосчатых структур. А на последних стадиях процесса замещения появлением схиалитов с пятнистой, очень неравномерно зернистой структурой и содержанием реликтов непереработанных остатков габбро. В целом для пород, претерпевших процесс анортозитизации характерны неравномернозернистые структуры, теневые текстуры, развитие порфиробласт-лабрадора, состав и оптические свойства которых соответствуют таковым в телах
анортозитов, и взаимных включениях.

В процессе анортозитизации привносятся Al, Ca, Na и выносятся Fe и Mg Параллельно идут сопряженные процессы базификации, что сближает процесс анортозитизации с общим процессом гранитизации Земли. В процессе анортозитизации играют большую роль процессы собирательной перекристаллизации, замещения минералов, самоочистки их с обогащением прослоев более легкими компонентами, с меньшими атомными весами и одновременным образованием меланократовых прослоев. Кристаллохимически идет процесс полимеризации кремне-кислородных тетраэдров. Процесс преобразования меланократовых пород в лейкократовые энергетически выгоден. Температура процесса анортозитизации определяется нами в 950-900° С, а гранитизации 800-700° С. Установлено [3-4], что процессы анортозитобразования проходили в восстановительных условиях при резком преобладании в раствор-расплавах ионов H_2 и *CO* вместо H_2O и *CO*₂, а процессы гранитизации в окислительных условиях с преобладанием ионов H_2O и CO_2 . Образование анортозит-мегматитов можно рассматривать как результат магматического замещения вмещающих пород при инфильтрации сквозьмагматических растворов. А в основательно переработанных сквозьмагматическими растворами, так сказать, вмещающих породах в местах разрядки напряжений внедрялись, собственно, анортозиты. Миграционная способность элементов определяет общую тенденцию процесса: от ультраосновных пород (Fe, Mg) к габбро-анортозитам (AL, Ca) и гранитам (*Na*, *K*).

Появление анортозит-мигматитов и анортозитов знаменует собой образование в архее сиалической оболочки, ее наиболее глубинной зоны, и в этом общем смысле является самым ранним процессом в геологической истории, проявлением общего процесса гранитизации Земли.

Работа выполнена по госзаданию ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С., Суханов М.К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М. : Наука, 1984. С. 246-269.
- 2. *Баженова Г.Н.* Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М. : Наука, 1974. С. 70-84.
- Баженова Г.Н. Состав газовых включений в анартозитах Каларского массива и в ассоциирующих с ними чарнокитах и сиенитах как показатель условий метаморфизма // ДАН. – 1972. – Т. 205. – № 1. – С. 196-200.
- Летников Ф.А. Флюидный режим земной коры и верхней мантии // Изд. АН СССР Сиб. Отд., Инст. Земной коры : Материалы Всесоюзного Совещания, 18-20 мая 1977 г. – Иркутск, 1977. – С. 5-9.

УДК.551.2:552.32

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СОСТАВ ТРАППОВ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Баженова Г.Н.

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

Западная часть Сибирской платформы является примером регионального развития траппового магматизма конца палеозоя – начала мезозоя, когда всего за 60-80 млн лет на площади 1.5 млн км² образовались гипабиссальные силлы суммарной мощностью в 1 км и эффузивная толща, представленная лавами и туфами средней мощности 2.5 км. Нами, сов-

местно с Г.Д. Феоктистовым [1] были изучены зоны интенсивного траппового магматизма и связь этих зон с тектоникой. Установлена связь пермотриасового траппового магматизма с несколькими впадинами, отраженными в рельефе кристаллического фундамента: в Иркутском амфитеатре Сибирской платформы с Канско-Тальско-Хараелахской впадинами. Имеется несколько схем рельефа кристаллического фундамента рифейского возраста [1-4] построенных на анализе аэромагнитных, гравиметрических материалов и, частично, на материалах глубинного сейсмозондирования. На них выявлен ряд глубоких впадин: в районе поселка Тура глубиной до 7 км, в районе г. Норильска глубиной до 9 км, в пределах юго-восточной части плато Путорана выделяется Кочечумская впадина до 10 км глубиной и Канско-Тасеевская впадина. В ее пределах более мелкие по площадям Долгомостовская, Мурско-Чунская и Катская впадины глубиной до 7 км. На трех профилях глубинного сейсмозондирования видно, что под Тунгусской, Канско-Тасеевской и Путоранской трапповыми впадинами за счет более низкого уровня кровли кристаллического фундамента и воздымания поверхности Мохо мощность коры уменьшается. И, хотя по данным разных авторов очертания и глубины впадин не соответствуют друг другу, важен сам факт их существования и приуроченность к ним наибольшего развития траппового магматизма, при этом надо учесть, что современная картина рельефа фундамента отражает результат всех вертикальных движений, как дотрапповых, так и послетрапповых.

Отметим, что обеспеченность фактическим материалом в разных районах различна. Если об истории Канско-Тасеевского и Курильско-Хараелахского районов можно как-то судить, то история развития центральной части Тунгусской синеклизы не ясна. Здесь имеется одна скважина в поселке Бабкино, которая не доведена до кристаллического фундамента. В пределах лавового поля отсутствуют выходы пород дотраппового чехла. Все это затрудняет изучение центральной части Тунгусской синеклизы. Установлено, что первотриасовый трапповый магматизм связан с несколькими впадинами, отраженными в рельефе кровли кристаллического фундамента: в Иркутском амфитеатре в Канско-Тасеевской, а в Тунгусской синеклизе с Норильско-Хараелахской впадинами.

Однако на основании всех материалов геологического развития западной части Тунгусской синеклизы [5-6] можно утверждать, что перед проявлением траппового магматизма существовали Хантайская (до 200 м), Нижнетунгусская (до 400 м), Центральнотунгусская (более 100 м) впадины, а на юге Ангаро-Муйская с мощностью осадков до 150 м. В пределах Приенисейской окраины со среднего рифея до верхней перми нижнего триаса существовал постоянный, хотя и неравномерный режим прогибания. Площади относительного поднятия (например, Ангаро-Ленский прогиб) амагматичны.

Определение положения очаговых зон траппового магматизма фиксируется увеличением мощностей лав и силлов, максимальным количеством силлов в разрезе, интенсивностью проявления магматизма, увеличением мощности и числом лавовых потоков, например, для Нидымской свиты. Характер излияния лав был преимущественно трещинным, хотя изредка встречаются палеовулканические постройки, а ряд магмовыводящих каналов фиксируется сериями даек [5]. Все эти признаки свидетельствуют о приуроченности пермотриасовых очаговых магматических зон к центральным частям трапповых впадин.

Эффузивный магматизм в пределах лавового плато Тунгусской синеклизы проявлялся неравномерно. Области с максимальными площадями эффузивов представляют собой обширные, в первые сотни километров, пологие трапповые впадины, образовавшиеся в результате компенсационного опускания при массовых излияниях магм. Ранними по времени заложения и наиболее длительно развивающимися были Норильская и Курильская впадины. В них устанавливается наиболее интенсивное опускание до 2.5-3 км. Несколько позднее заложилась Путоранская впадина, опускание в которой было не менее 2 км. Еще позднее заложилась Тунгусская впадина. Глубина прогибания в ней составляет около 1 км. Среди интрузивных траппов юга Сибирской платформы установлены [7-9] все разновидности: долеритовые порфириты, долеритовые троктолиты (с содержанием *Ol* более 25 %), троктолитовые долериты, содержащие 10-25 % Ol, долериты с пайкилоофитовой структурой (средняя часть силла), гранофировые долериты и долерит-пегматиты (верхняя часть). Все переходы между разностями постепенны. При сохранении мощности силлы слабодифференцированы. В местах же увеличения мощности силла, раздувая его, в породах отчетливо проявляется дифференциация. В дифференцированных траппах от низов к верхам разреза наблюдается более низкое содержание MgO, CaO, Al_2O_3 , а в верхних частях повышается SiO_2 , Na_2O , TiO_2 , K_2O и P_2O_5 . Средние химические составы траппов разных фаз внедрения в Канско-Тасеевской очаговой зоне близки между собой и отличаются от таковых интрузивных и эффузивных траппов Норильско-Хараелахской впадины. Средние химические составы верхних лавовых свит (T_1 и T_2) близки между собой, как в Норильско-Хараелахской впадине, так и в Тунгусской синеклизе, что говорит о принадлежности последней к единой очаговой зоне внедрения магмы.

Работа выполнена по госзаданию ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Феоктистов Г.Д., Баженова Г.Н. Особенности тектонического развития, магматизма, и состав траппов в некоторых очаговых зонах западной части Сибирской платформы // Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. АН СССР, Сиб. Отд., Инст. Земной коры. – М. : Наука, 1980.
- 2. *Проводников Л.Я.* Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск : Наука, 1975.
- 3. Карта структур Тунгусской синеклизы. Масштаб 1:1 500 000 / Ред. В.Д. Козырев. 1970.
- Структурная карта Сибирской платформы по поверхности кристаллического фундамента. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. А.А. Трофимука и В.В. Семеновича. – М. : Мин. Гео СССР, 1972.
- 5. *Лебедев В.М.* К вопросу о формировании трапповых впадин // Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск : Наука, 1974. С. 150-160.
- 6. *Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М. : Недра, 1975. 215 с.
- 7. *Феоктистов Г.Д.* Петрография траппов бассейна среднего течения Ангары // Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. 1961. Вып. 7. 158 с.
- Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск. Наука. 1978. – 168 с.
- Баженова Г.Н. Особенности внутриконтинентального базитового магматизма // Основные этапы тектонического развития и эффузивного траппового магматизма Тунгусской синеклизы. М. : АН СССР Институт физики Земли, 1980. С. 140-164.

УДК 550.344+551.1:004.92

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БЕЛОМОРЬЯ

Бакунович Л.И.

Карельский научный центр РАН Институт геологии, Петрозаводск, Россия

Район акватории Белого моря расположен в северной части Восточно-Европейской платформы на восточном склоне Фенноскандинавского щита (рис. 1), сложенный главным образом архейскими образованиями [1].

Целью исследования является изучение глубинного строения района работ, в частности, анализ регионального распределения плотностных неоднородностей в земной коре. Изучение глубинного строения проводится на основе 2D и 3D плотностного моделирования среды. Работа по обработке и интерпретации геолого-геофизических данных ведется с применением программных и технологических возможностей ГИС ИНТЕГРО (ВНИГНИ, отделение «Геоинформатики» «ВНИИИГеосистем»), которая содержит все процедуры, необходимые для расчета плотности моделей, а также их 2D и 3D визуализации.



Рис. 1. Район работ и его изученность сейсмическими профилями

Для построения глубинных границ земной коры в 2D и 3D плотностных моделях используются данные сейсмических исследований. Глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий изучено сейсмическими (ГСЗ, ОГТ) и сейсмологическими методами (МОВЗ).

Для района работ можно отметить связь положения аномалий регионального гравитационного поля и глубины залегания поверхности Мохо. Границы аномалий регионального гравитационного поля и участки перепада рельефа поверхности Мохо преимущественно совпадают (рис. 2).



Рис. 2. Сопоставление рельефа поверхности Мохо и региональной составляющей гравитационного поля

В пределах изучаемой территории отмечается прямая корреляция, то есть впадинам рельефа поверхности Мохо соответствует понижение гравитационного поля, а поднятиям – повышение.

Сейсмический профиль «Суша – Море» Калевала – Кемь – горло Белого моря пересекает главные раннедокембрийские провинции восточной части Фенноскандинавского щита: Беломорскую, Карельскую и Кольскую [2].

По данным на сейсмическом профиле «Суша – Море» можно выделить границу Мохо на глубине 35-45 км, со скоростью 8.0 км/ч. В земной коре западной части относительно пологие горизонты, которые сменяются границами, наклоненными на восток и далее, снова выделяются пологие горизонты (рис. 3).



Рис. 3. Плотностной разрез по сейсмическому профилю «Суша – Море» Калевала – Кемь – горло Белого моря

Сейсмическая и плотностная модель консолидированной коры региона была построена с использованием более ранней четырехслойной скоростной модели земной коры в качестве справочной информации (Шаров, 2017). Модель имеет следующие характеристики: осадочный слой $V_p = 3.4-5.7$ км/с, $\rho = 1.90-2.60$ г/см³; верхний слой (верхний этаж) – $V_p = 5.90-6.20$ км/с, $\rho = 2.60-2.75$ г/см³; средний – $V_p = 6.30-6.50$ км/с, $\rho = 2.75-2.90$ г/см³; ниже – $V_p = 6.60-6.80$ км/с, $\rho = 2.90-3.00$ г/см³; четвертый скоростной слой – $V_p = 7.00-7.30$ км/с, $\rho = 3.00-3.20$ г/см³ [1].

Сейсмические данные были обобщены, проведено сейсмо-гравитационное моделирование и построено четырехслойное поперечное сечение через земную кору, в котором были определены осадочный покров и верхняя, средняя и нижняя коры.

Наблюденное гравитационное поле вызывается суммарным эффектом от рельефа глубинных поверхностей и от плотностных неоднородностей в слоях земной коры. На первом этапе для исключения (редуцирования) из наблюденного гравитационного поля эффекта от рельефа глубинных поверхностей (K_1 , K_2 , Moxo) на основе полученных схем глубины их залегания построена четырехслойная 3D модель с постоянной плотностью на глубинных поверхностях и градиентным распределением плотности в слоях на глубину (рис. 4). Модель построена до глубины 50 км по сети $1 \times 1 \times 1$ км.

Полученные результаты подтверждают современные представления о глубинном строении региона Белого моря. Модели дают дополнительную информацию о структурных характеристиках региона, о расслоении и толщине земной коры и морфологии геофизических границ.



Рис. 4. 3D-модель распределения плотности, учитывающей рельеф глубинных границ и градиентное изменение плотности с глубиной в слоях земной коры

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00481 и бюджетной темы НИР 213.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Шаров Н.В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск : Изд. КарНЦ РАН, 2017. 173 с.
- 2. Шаров Н.В., Слабунов А.И., Исанина Э.В. и др. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ «Суша-море» Калевала-Кемь-горло Белое море // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 5. С. 21-34.

УДК 551.243:624

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ КАК ОСОБЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Барыкина О.С.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В настоящее время разрывные тектонические нарушения рассматриваются как динамические системы, где происходит физическое и химическое преобразование вещества. Поэтому в понятие разрывного нарушения можно внести структурно-вещественный смысл и рассматривать его не только как дизьюнктивную границу раздела, но и как некое геологическое тело. В практике инженерно-геологических изысканий при изучении разрывных нарушений основное внимание уделяют выявлению возможной современной активности и оценке их влияния на прочностные, деформационные и фильтрационные свойства массивов горных пород. Вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических нарушений, такие как, внутреннее строение, мощность разломов и отдельных зон, степень изменения физико-механических и фильтрационных свойств, являются малоизученными параметрами. Хотя именно они в полной мере определяют физико-механические и фильтрационные свойства массивов горных пород, могут влиять на формирование и активизацию экзогенных процессов и рассматриваться как ослабленные поверхности, по которым могут возникнуть смещения.

Современный опыт строительства, разнообразие конструкций и методов укрепления оснований дают возможность использовать для строительства сооружений почти любые геолого-горуктурные условия. Поэтому вопрос об инженерно-геологических особенностях внут-

реннего строения разрывных нарушений, свойствах и параметрах как отдельных подзон, так и всего разрывного нарушения в целом, часто встает перед геологами при инженерных изысканиях. Одним из основных, наиболее актуальных вопросов для инженерной геологии применительно к разрывным нарушениям, можно считать оценку области приразломных изменений [1]. Под этой областью С.И. Шерман [2] понимает зону динамического влияния разрыва, которая определяется характером его формирования и последующей его жизнью. В пределах этой зоны массив горных пород подвергается механическим, структурным и петрографическим изменениям. В связи с этим, целью данного исследования стало выявление закономерностей структурно-вещественного проявления разрывных тектонических нарушений, расположенных в регионах с различными инженерно-геологическими условиями.

С точки зрения инженерной геологии, разрывные нарушения можно считать геологическими телами, состоящими из сложного, разнородного структурно-формационного комплекса тектонически переработанных пород, которые характеризуются вытянутой формой и зональным строением, что в совокупности позволяет их рассматривать как разрывные тектонические структуры, обладающие следующими главнейшими признаками:

- являются полипородными многокомпонентными геологическими телами, в составе которых выделяются породы различной степени раздробленности;
- имеют определенную, присущую только им внутреннюю структуру, сформировавшуюся в особой тектонической обстановке, и характеризуется определенным сочетанием слагающих ее пород;
- 3 претерпели одни и те же геологические процессы и обладают однотипными и регионально выдержанными инженерно-геологическими особенностями;
- 4 занимает определенное место в современной структуре земной коры.

Для анализа были рассмотрены около семидесяти разрывных нарушений разного порядка по различным характеристикам, среди которых: возраст складчатости, литологопетрографический состав вмещающих пород, напряженно-деформированное состояние территории, физико-механические и фильтрационные свойства вмещающих пород и пород разрывных зон и др. Анализ показал, что структурно-вещественные особенности разрывных нарушений обусловлены историей геологического развития, вещественным составом пород и характером современных движений, определяющих напряженно-деформированное состояние массива.

Первый фактор – геологическая история. В ходе геологической истории неоднократно может происходить переформирование и усложнение внутреннего строения разрывной тектонической структуры, что может привести либо к усложнению инженерно-геологических условий, либо к их упрощению (например, прочностные свойства в разрывных зонах могут уменьшаться на 71 % (как это происходит в габбро) и до 56 % (в известняках)). Снижение прочностных и деформационных характеристик может произойти вследствие усложнения внутренней структуры (например, вследствие многочисленных подвижек образуются сложнопостроенные разрывные нарушения). С другой стороны, надо учитывать, что инфильтрационный метасоматоз может повысить монолитность массива и привести, в некоторой степени, к восстановлению прочности массива. Таким образом, чем длительнее формируется разрывная тектоническая структура, тем большим преобразованием может подвергаться зона динамического влияния. Эти преобразования могут сказаться на прочностных и деформационных и фильтрационных свойства как положительно, так и отрицательно.

Влияние современных движений на особенности разрывных нарушений может сказаться на мощности зоны влияния, составе заполнителя и на их подвижности. Практически все исследованные нами объекты располагаются в районах новейшей тектоники, где существует вероятность активизации подвижек по разрывным нарушениям. Причины этого могут быть как природного, так и техногенного характера. К природным можно отнести неотектоническую активность региона и расстояние до очага тектонической энергии. К техногенным – амплитуду и в большей степени скорость изменения уровня водохранилища, особенно при его заполнении. Так, после наполнения водохранилища в горно-складчатой области были отмечены вспышки сейсмической активности, приуроченные к крупным разрывным тектоническим структурам, считавшимся неактивными. Необходимо отметить, что данные, полученные при изысканиях об активности той или иной разрывной структуры, нельзя считать окончательными, поскольку в период строительства и эксплуатации может кардинально измениться напряженно-деформированное состояние массива.

По характеру влияния на вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур можно выделить шесть комплексов пород: гранито-гнейсовый, габброидный, метаморфических сланцев, эффузивно-осадочный, карбонатный, терригенный.

Основные отличия этих комплексов проявляются в соотношении мощностей различных подзон, в степени изменения физико-механических и фильтрационных свойств пород зоны динамического влияния по сравнению с ненарушенными массивами. Поскольку мощность зоны динамического влияния разрывных структур определяется комплексом факторов, рассмотрим одновозрастные разрывные структуры третьего порядка в карбонатных, эффузивно-осадочных и терригенных комплексах в различных геоструктурных областях. Так, ширина правобережного взбросо-сдвига, выявленного в меловых известняках южного склона Большого Кавказа составляет 10-20 м, тогда как мощность 35 разрывного нарушения, прорывающего меловые песчаники, алевролиты и аргиллиты горно-складчатых сооружений Средней Азии составляет 30 м, а разрывное нарушение № 5, изученное в эффузивных породах северной подзоны Гагрско-Джавской зоны южного склона Большого Кавказа, имеет мощность 20-30 м. Это позволяет заключить, что максимально разрывные структуры одного и того же порядка проявляются в породах терригенного комплекса. Для них характерна интенсивная раздробленность пород. максимальная мошность тектонической брекчии и повышенной трещиноватости. Несколько слабее разрывы проявляются в породах эффузивноосадочного комплекса, мощность зон и интенсивность трещиноватости в них меньше, чем в терригенных породах, но значительно больше, чем в породах гранитогнейсового комплекса, комплекса метаморфических сланцев и карбонатного комплекса. В породах, как гранитогнейсового комплекса, так и комплекса метаморфических сланцев мощность зон разрывов меньше, однако все подзоны ярко выражены. Слабее всего разрывные нарушения проявляются в карбонатных породах, что объясняется их высокой пластичностью. Это приводит к тому, что зоны динамического влияния в породах карбонатного комплекса протягивается на расстояние первых десятков метров от сместителя, тогда как в породах гранитогнейсового комплекса – на расстояние до сотни метров.

Для оценки изменения физико-механических и фильтрационных свойств в разрывных структурах рассчитывались относительные коэффициенты по каждому параметру для каждого комплекса пород. Этот коэффициент характеризует относительное изменение свойств пород в зоне динамического влияния по сравнению со свойствами пород вмещающего массива. Если характеризовать изменение относительных коэффициентов для всех литологических комплексов (табл. 1), то максимальное изменение свойственно фильтрационным характеристикам – так, величины удельного водопоглощения в разрывах могут увеличиваться более чем в 100 раз (в разрывах в гранитах), а могут практически не меняться (в зонах разрывов в метаморфических сланцах).

Минимальными изменениями характеризуются прочностные характеристики – величины сопротивления на сжатие (интервал изменения 0.31 в габбро до 0.44 в гранитах). Коэффициент внутреннего трения изменяется от 0.47 (в метаморфических сланцах) до 0.84 (в известняках). Интервал изменения модуля деформации колеблется от 0.19 (в гранитах) до 0.57 (в метаморфических сланцах). Таким образом (табл. 2), максимальное изменение физико-механических и фильтрационных свойств, присуще гранитогнейсовому комплексу. В породах карбонатного комплекса изменение свойств минимальное, что обусловлено широким развитием процессов перекристаллизации продуктов дробления и гидротермальным изменениям пород. Между этими двумя комплексами располагаются (в порядке убывания относительного коэффициента изменения свойств) следующие комплексы пород: эффузивноосадочный, терригенный и габброидный. Комплекс метаморфических сланцев характеризуется небольшим изменением свойств, что, однако нельзя отнести к влиянию вещественного состава, а, вероятнее, к вторичным преобразованиям пород.

Таблица 1

Средние значения относительных коэффициентов изменения свойств для различных комплексов пород

Литолого- петрографические	Коэффициент, характеризующий изменение инженерно-геологических характеристик в зоне разрывной тектонической структуры (к _{и.с.})											
комплексы	$E_{\partial e\phi}$	R_c	V_p	Един	K_{ϕ}	tgφ	с	K _{mn}	q			
Гранито-гнейсовый	0.19	0.44	0.63	-	5.09	-	-	3	66.3			
Габброидный	-	0.31	0.68	0.43	-	0.64	-	-	8.94			
Эффузивно- осадочный	0.25	0.40	0.59	-	8.50	0.77	0.38	-	8.33			
Метаморфических сланцев	0.57	-	-	-	-	0.47	-	3.4	1.60			
Карбонатный	0.36	0.38	0.50	0.49	50	0.84	0.47	2.44	12.31			
Терригенный	0.34	0.40	0.63	-	18.56	0.49	0.31	1.78	2.61			

Таблица 2

Принципиальная схема строения разрывных нарушений в породах различного вещественного состава

Комплексы пород	Гранито- гнейсовый	Габброидный	Эффузивно- осадочный	Метаморфи- ческих слан- цев	Карбонат- ный	Терригенный
Принципиальная схема						
Соот- ношение подзон	$L^1 = 1.5L^2 = 2L^3$	$L^1 = 1.5L^2 = 2L^3$	$L^{1} = 1.5L^{2} = 3L^{3}$	$1.5L^{1} = 2L^{2} = 2L^{3}$	$L^1 = 3L^2 = 2L^3$	$1.5L^{1} = 2L^{2}$ $= 3L^{3}$
Особенности внутреннего строения	Катаклазиты. Милониты. Линейный коры выветривания. Значительная мощность.	Зоны милони- тизации. Рассланцован- ность и раз- дробленность. Открытые тре- щины.	Интенсивная трещинова- тость. Широкие зоны дробления. Разнородность и анизотропия по проницае- мости. Сложное внутр. строе- ние.	Сложное стро- ение – раздувы и пережимы. Залечивание - омоноличива- ние.	Фильтрация по зоне тре- щиноватости. Суффозион- ная неустой- чивость за- полнителя. Зона тектони- ческой брек- чии имеет максималь- ный размер.	Интенсивная раздроблен- ность. Мак- симальная мощность всех подзон Линзы текто- нического дробления. Зоны перетер- того материа- ла.

Кроме того, необходимо отметить, что физико-механические и фильтрационные свойства пород в зоне динамического влияния зависят не только от свойств пород вмещающего массива, но и от особенностей вторичных преобразований, происходивших с разрывной тектонической структурой в течение геологической жизни.

Выводы.

- 1. Инженерная оценка разрывных нарушений для обоснования строительства является актуальной проблемой инженерной геологии, имеющей огромное практическое значение
- Структурно-вещественные особенности проявления разрывных нарушений в различных инженерно-геологических условиях зависят, прежде всего, от механизма формирования и особенностей развития; времени заложения и внутреннего строения; литологопетрографического комплекса пород; эпигенетических преобразований; современной подвижности; положения в массиве и гидрогеологических условий.
- 3. По характеру влияния на вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур можно выделить шесть комплексов пород.
- 4. Для оценки изменения физико-механических и фильтрационных свойств в разрывных структурах предлагается рассчитывать относительные коэффициенты по каждому параметру для различных комплексов пород.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Барыкина О.С.* Инженерно-геологические особенности зон разрывных тектонических нарушений в массивах пород разного состава и строения // Инженерная геология. 2014. № 5. С. 56-61.
- 2. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Новосибирск : Наука, 1983. – 112 с.

УДК 550.83

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГРАНИЦЫ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Боровский М.Я., Богатов В.И., Сурков А.Д.

ООО «Геофизсервис», Казань, Россия

При тектоническом районировании территорий и прогнозировании месторождений полезных ископаемых значительное внимание уделяется выявлению крупных блоков и их тектонических ограничений. Положение и направление границ блоков обычно тесно связано с историей их заложения и развития: по простиранию основных разломов, в ряде случаев, ориентируются основные структуры, им также подчинено размещение залежей нефти, газа, полиметаллических руд и др. Как правило, в зонах сочленения различных блоков наблюдаются повышенная флюидопроницаемость, высокие значения скоростей колебательных и горизонтальных движений, сейсмотектонические процессы. Представляют интерес результаты геологической интерпретации геофизических материалов в пределах восточной части Республики Татарстан. Выявлена современная граница Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины, Каргалинско-Черемшанский региональный разлом, что позволяет сформировать модельные представления о геолого-геофизическом строении подобных проявлений диастрофизма земной коры.

Рассматриваемый участок, согласно схеме тектонического районирования РТ [1-2], расположен на западном склоне Южно-Татарского свода и находится [1-2] в пределах Черемшанско-Ямашинской нефтегазоносной зоны, где нефте- и битумопроявления установле-

ны во всем комплексе осадочных пород, начиная от терригенных отложений девона до верхнеказанских образований. В пределах исследуемой площади проведен [1-4] довольно широкий комплекс геофизических наблюдений, включающий детальную и высокоточную аэромагнитную съемку, гравиразведку и сейсморазведку (МОВ и МОГТ). Вся территория охвачена региональными гравиметрическими измерениями (масштаба 1:200 000, сечение изоаномал 2 мГал) и большая часть (центральная) площади покрыта гравиметрической съемкой масштабов 1:100 000 и 1:50 00.

Результаты качественной интерпретации геофизических данных позволили авторам выделить [2, 4-6] в пределах Восточного Татарстана Каргалинско-Черемшанский и Кичуйский региональные разломы (рис. 1, 2). Эти нарушения подтверждаются материалами глубокого и структурного бурения и находят отражение в современном рисунке гидросети.

Каргалинско-Черемшанский региональный разлом устанавливается по резкой смене характера магнитного и гравитационного полей. Резко дифференцированные подвижки блоков по плоскостям указанного разлома привели к появлению зон повышенной тектонической трещиноватости в осадочной толще. По данным глубокого бурения [7], вдоль разлома протягиваются нижнекаменноугольные эрозионные врезы, происходит смена простирании зон размыва с широтного (на западе рассматриваемой территории) на северо-западное (центральная часть площади). По материалам структурных скважин; конформно северной части Каргалинско-Черемшанского разлома выделяются участки увеличенной (до 100 м и более) мощности неогеновых образований. Обращает на себя внимание факт резкого изменения ориентировки неогеновых врезов. В современном рисунке гидросети трещиноватые зоны отобразились в виде закономерного расположения (по одной прямой) истоков рек М. Черемшан, М. и Б. Сульча, и верховья р. Б. Черемшан (рис. 2). Здесь авторами предполагается зона разгрузки подземных вод. По данным дистанционных (космических) съемок [8], в зоне Каргалинско-Черемшанского разлома прослеживается линеаментная зона (полоса) северозападного простирания, интерпретируемая сотрудниками ТатНИПИнефть как современная граница между Мелекесской впадиной и Южно-Татарским сводом.

По Каргалинско-Черемшанскому разлому проходит граница, на которой резко меняются фации и мощности песчаниковой пачки шешминского горизонта (переход от более глубоководной части позднеуфимского бассейна к шельфовой зоне по П.А. Шалину [9]). Указанное тектоническое нарушение хорошо согласуется с местоположением, приведенным на геологической карте ТАССР (1960) зоны регионального выклинивания верхнетатарских отложений, с западной (по Б.В. Анисимову и др., [3, 10]) границей площади распространения трещинно-карстовых коллекторов нижнепермской сульфатно-карбонатной толщи. Вдоль рассматриваемого разлома происходит, по Е.Д. Войтовичу (1988), смена простирания контуров месторождений нефти в карбоне с северо-восточного (Ильмовское, Ульяновское) на субмеридиональное (Лангуевское).

Кичуйский региональный разлом прослеживается параллельно Каргалинско-Черемшанскому. В магнитном поле (рис. 1) разрывное нарушение отображается зонами интенсивных горизонтальных градиентов. В отложениях осадочного чехла северной части разлома соответствуют участки развития нижнекаменноугольных и неогеновых врезов. Характер поведения зон размывов относительно плоскости сбрасывателя Кичуйского разлома испытывает изменения в виде смены простирания с северо-западного (свойственно центральной части территории) на субмеридиональное (восточная часть рассматриваемого района).

На земной поверхности вышеуказанному разрывному нарушению конформна современная долина р. Кичуй. Кичуйский разлом хорошо согласуется (рис. 2) с линеаментной зоной северо-западного простирания [8]. По материалам структурного бурения, тектоническому нарушению отвечает перепад максимальных мощностей и смена фаций песчаниковой пачки уфимского яруса (граница шельфа и палеоландшафта по П.А. Шалину).







Рис. 2. Геолого-геофизическая модель современной границы Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины (Восточный Татарстан): 1 – зона развития барообразных песчаных тел (по П.А. Шалину); 2 – осевые линии разломов по данным гравиразведки; 3 – осевые линии разломов по данным магниторазведки; 4 – зоны интенсивных горизонтальных градиентов силы тяжести; 5 – месторождения природных битумов в уфимском ярусе (по Г.А. Петрову): а) разведанные, б) выявленные; 6 – Черемианский гравитационный максимум; 7 – палеовулканы; 8 – отдельные линеаменты и кольцевые структуры по КС масштаба 1:500 000 (по данным ТатНИПІнефть); 9 – зона повышенных значений силы тяжести. Разломы: А-А – Каргалинско-Черемианский; Б-Б – Кичуйский

Морфология геомагнитного и, в особенности, гравитационного полей позволяет предположить, что генезис вышеуказанных проявлений дизьюнктивной тектоники связан как с вертикальными, так и горизонтальными движениями блоков кристаллического основания. Наличие действия тангенциальных сил растяжения фиксируется в поле силы тяжести в виде вторичных деформаций изоаномал в зонах интенсивных горизонтальных градиентов. На участках высоких градиентов гравитационного поля наблюдаются (рис. 2) резкие коленообразные изгибы, позволяющие с достаточной степенью надежности протрассировать Каргалинско-Черемшанский и Кичуйский разломы. Наибольший размах сдвиговых движений характерен для тектонических подвижек блоков области Каргалинско-Черемшанского разрывного нарушения. Амплитуда смещения в зоне этого разлома примерно в 2-3 раза превышает интервал перемещения блоков по плоскостям скольжения Кичуйского разлома. О значительном влиянии горизонтальной составляющей тектонических движений свидетельствует и структура геомагнитного поля. Именно в зоне Каргалинско-Чремшанского разлома фиксируются (рис. 1) вторичные деформации магнитного поля в виде затяжек изолиний, подворачиваний, волочений аномальных тел. Наиболее ярко указанные осложнения геофизического поля проявляются на картах изодинам, построенных по результатам высокоточных аэромагнитных съемок. Наличие латеральных тектонических движений подтверждается и геологическими данными. На землях Восточного Татарстана глубоким бурением (В.П. Степанов и др., 1981; [1]) установлены магматические (вулканические) проявления в девонских отложениях. Анализ пространственного распределения древних вулканических аппаратов показывает, что цепочка палеовулканов, расположенных в центральной части территории, «сдвинута» (рис. 2) на юго-восток относительно линии, соединяющей палеовулканы, находящиеся в западной части площади. Амплитуда горизонтальных перемещений колеблется в пределах 4-5 км.

Для выделенных Каргалинско-Черемшанского и Кичуйского разломов свойственны длительное существование и сложный характер тектонических подвижек разно построенных блоков. Параллельно вышеуказанным разрывным нарушениям располагаются [9] верхнепермские (по кровле уфимского яруса) поднятия, объединенные в тренды (гряды), вытянутые в северо-западном направлении. Это с рядом признаков (границы фациальных зон и др.) свидетельствует о значительном влиянии Каргалинско-Черемшанского и Кичуйского тектонических нарушений на процессы осадконакопления.

По П.А. Шалину, отличительной чертой большинства верхнепермских структур является наличие крутых юго-западных крыльев и пологих северо-восточных. Крутые крылья обращены в сторону наиболее активного, на наш взгляд, Каргалинско-Черемшанского разлома, а пологие в сторону Кичуйского разрывного нарушения.

Об определяющей роли Каргалинско-Черемшанского разлома на геологическую обстановку говорят следующие факты. К данному нарушению тяготеют проявления девонского вулканизма (рис. 2); подчеркнем: в зоне этого разлома наблюдаются наиболее ярко выраженные вторичные деформации геофизических полей. И именно к Каргалинско-Черемшанскому тектоническому нарушению приурочено в приповерхностной части разреза единственное (Г.А. Петров и др., 1985) в РТ скопление природных битумов в четвертичных отложениях. Здесь на р. Средней у д. Нижняя Кармалка Н.К. Верещагиным (1953) в разрезе четвертичных наносов, обнаженных ручьем на протяжении 100-120 м, в обеих стенках оврага среди пропитанных битумом пород установлено до пяти линз гомогенных концентраций битумов, представляющих собой в генетическом плане продукт типа асфальта. По мнению исследователя, это остатки асфальтового озера с многочисленными захоронениями в нем фауны и флоры, которые и позволили точно датировать время образования и существования озера в позднем плейстоцене [11-12].

Образовались эти битумы, по данным Н.П. Лебедева, В.И. Троепольского и С.С. Эллерна [11], за счет процессов окисления нефти, интенсивно мигрировавшей в плейстоцено-

вую эпоху из более древних отложений палеозоя. Б.В. Успенский отмечает [12], что излияние нефти на поверхность возможно только в зонах активной разрывной тектоники. Это подтверждается наличием на днище и левой стенке оврага смятых в антиклинальную складку пластов песчаника.

Анализ геолого-геофизических материалов свидетельствует [2, 4-6] о возможности выделения региональных тектонических нарушений, являющихся границами, на которых резко меняются фации и мощности отложений отдельных стратиграфических подразделений осадочного покрова комплексом геофизических (гравиметрия и магниторазведка) и дистанционных (космическая съемка) методов с привлечением данных по ландшафтной индикации.

Критерии обнаружения и прослеживания разломов по результатам геофизических наблюдений, в большинстве своем, являются общепринятыми [2-3, 5]: границы участков специфической морфологии геомагнитного поля и поля силы тяжести, зоны высоких горизонтальных градиентов (магнитные и гравитационные ступени); крутое и резкое ограничение магнитных аномалий, торцевое сочленение различно ориентированных аномалий. Особенность проявления региональных разрывных нарушений заключается в наличии вторичных деформаций гравитационного (в зонах интенсивных горизонтальных градиентов) и магнитного полей. Изучение структуры геофизических полей позволяет в ряде случаев определить характер тектонических подвижек по разломным зонам и вследствие этого, классифицировать тектонические нарушения по степени влияния на процессы осадконакопления.

На космических снимках тектонически ослабленным зонам соответствуют границы зон линеаментов определенного простирания. В современном рисунке гидросети региональным разломам в плане отвечают ограничения речных систем соответствующего направления.

Комплексирование геофизических, дистанционных и геоморфологических методов исследований с учетом всей имеющейся геологической информации повышает надежность выявления и трассирования региональных разломов, разделяющих блоки различной тектонической активности, определяющей особенности строения осадочного чехла.

Вся совокупность геолого-геофизических данных позволяет считать, что Каргалинско-Черемшанский разлом являлся тектонически активным на протяжении всего фанерозоя вплоть до современной эпохи. Генезис данного разрывного нарушения обусловлен как радиальными движениями, так и тангенциальными силами растяжения. Под влиянием то ослабевающих, то усиливающихся радиальных и тангенциальных движений зоны локальных разрывов увеличивали глубину и длину. Выделенные здесь на космических снимках линеаментные зоны соответствуют глубоко проникающим в мантию нарушениям, либо процессам, происходящим в самой мантии, выраженным в осадочном чехле зонами повышенной напряженности [8]. На южном продолжении вышеуказанного разлома в 1914 г. в районе н. п. Клявлино (Самарская область) зафиксировано землетрясение.

Подобные тектонические зоны (по-видимому, Каргалинско-Черемшанский разлом является глубинным швом), к которым тяготеют как проявления девонского вулканизма, так и скопления природных битумов в верхней части разреза, характеризующиеся повышенной геодинамической активностью на протяжении длительного геологического времени вплоть до современного этапа, могут представлять значительный интерес как с позиции поисков полезных ископаемых, так и рационального размещения сети наблюдений за количественными и качественными изменениями различных составляющих литосферы [13]. Это проявление диастрофизма земной коры представляет зону дезинтеграция горных пород и вероятно служит путями транспортировки различных, в том числе, глубинных флюидов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Боронин В.П., Степанов В.П., Гольштейн Б.Л.* Геофизическое изучение кристалического фундамента Татарии. Казань : изд-во Казанского университета, 1989.
- 2. Хисамов Р.С., Боровский М.Я., Гатиятуллин Н.С. Геофизические методы поисков и разведки месторождений природных битумов в Республике Татарстан. – Казань : изд-во «ФЭН» АН РТ, 2007. – 247 с.

- 3. Боровский М.Я., Газеев Н.Х., Нургалиев Д.К. Геоэкология недр Республики Татарстан : геофизические аспекты. – Казань : КГУ, 1996. – 316 с.
- 4. *Боровский М.Я.* Геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов : дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. Казань : КГУ, 2001. 209 с.
- Боровский М.Я., Сурков А.Д. Каргалинско-Черемшанский разлом современная граница Южно-Татарского свода и Мелекесской впалины (пример выделения геодинамически активной зоны) // Мониторинг геологической среды: активные эндогенные и экзогенные процессы : Материалы Первой Всероссийской конференции. – Казань : изд-во Казанского университета, 2000. – С. 147-153.
- Боровский М.Я., Кузнецов Г.Е., Богатов В.И., Сурков А.Д. Разломно-блоковое строение Республики Татарстан // Эффективность геологоразведочных работ и результаты опытнопромышленных работ по использованию новых технологий поиска залежей углеводородов : Материалы Межрегиональной научно-практической конференции. Лениногорск, 23-25 апреля 2003 г.). – Альметьевск : «ТатАСУнефть», 2003. – С. 103-112.
- 7. *Мухаметшин Р.3*. Условия образования нижнекаменноугольных эрозионных врезов Татарии и влияние их на нефтеносность // Нефтегазовая геология и геофизика. 1981. № 3. С. 9-13.
- 8. Усманов И.Ш., Донкова Н.Г., Круглов А.Н. и др. К вопросу комплексного применения дистанционных и картографических исследований при нефтепоисковых работах // Труды ТатНИПИнефть. Бугульма, 1987. Вып. 60. С. 43-50.
- Шалин П.А. Геологическое строение уфимских отложений Южно-Татарского свода в связи с поиском и разведкой скоплений природных битумов : автореф. дисс. канд. геол.минерал. наук. – Уфа, 1984.
- 10. Анисимов Б.В., Ибрагимов Р.Л., Пухов А.Г. Основные принципы типизации геологической среды нефтедобывающих районов в природоохранных целях // Труды ТатНИ-ПИнефть. – 2020. – Вып. 60. – С 73-78.
- 11. Лебедев Н.П., Троепольскии В.И., Эллерн С.С. О происхождении битумов в пермских отложениях Мелекесской депрессии // Вопросы геологии и нефтеносности Среднего Поволжья. – Казань : изд-во Казанского университета, 1970. – Вып. II-III. – С. 223-230.
- 12. Успенский Б.В. Условия формирования и размещения залежей битумов в Уфимско-Нижнеказанских отложениях восточного борта Мелекесской впадины : автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук. – М. : МГУ, 1985. – 19 с.
- 13. Шевелев А.И., Кузнецов Г.Е., Боровский М.Я. и др. Мониторинг эндогенных геологических процессов Республики Татарстан: концепция и программа // Мониторинг. – Казань, 1996. – № 2. – С. 6-10.

УДК 550.34

МАНТИЙНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Бурмин В.Ю.¹, Шумлянская Л.А.²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Введение. Вопрос существования очагов мантийных землетрясений в регионе Крым – Черное море – Кавказ является чрезвычайно важным с точки зрения геодинамики региона. Считается, что в Крымско-Черноморском регионе имеют место только коровые землетрясения, а на Кавказе мантийные землетрясения до глубин 150 км располагаются только в северо-восточной его части. В работах [1-4] получены результаты, которые показывают, что в этом регионе происходят землетрясения с глубинами, по крайней мере, до 300 км (рис. 1 и 2).



Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений в регионе Крым – Черное море – Кавказ

0	30	3	2	3	4	3	6	3	8	4	10		42	4	4		46		48		50
	-	•		N.		¥.	1			7.5	ę.,	N.S.						5.21		\dot{c}	
				.: 4.	÷.,		17.			1.19			1.1				A 0	4.11 · • (1) ·			
0							·					1.	1.5	1.1	.		10	11	*	1.	
	1	: .:				1.11		•			•		1	· · · ·	.,			:	:		
			•					•		•	. ·		".	1.1.1	4. ; ; ;			· .	· .	1	
0			1.00									•	•		• ;	1				,	

Рис. 2. Распределение гипоцентров землетрясений по глубине в регионе Крым – Черное море – Кавказ

Причина, по которой глубокие землетрясения Крыма, Чёрного моря и Кавказа не могли быть обнаружены, заключается в том, что до 1980-х годов для определения координат гипоцентров крымских и кавказских землетрясений использовались годографы только для глубин 5, 15, 25 и 35 км, построенные А.Я. Левицкой еще в 1947 г. (1948 г.). В начале 1980-х годов были построены новые годографы для глубин 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30 и 35 км. Согласно работе А.А. Годзиковской [5] для определения координат гипоцентров землетрясений Северного Кавказа использовался дискретный набор годографов ограниченный глубинами 120-150 км.

Совершенно очевидно, что при использовании годографов для неглубоких источников глубокие землетрясения в принципе не могли быть обнаружены.

В этом докладе на отдельных примерах мы покажем, что отдельные землетрясения региона Крым-Черное море-Кавказ, которые в каталогах указаны как коровые на самом деле являются мантийными землетрясениями.

Результаты и их обсуждение. Рассмотрим несколько землетрясений, которые в сейсмологических каталогах приведены как коровые, но по данным работ [1-4] определены как глубокие мантийные землетрясения.

На рис. 3, *а* и рис. 3, *б* приведены теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения произошедшего 17.03.2011 г. (координаты эпицентра 43.49° с. ш. и 36.26° в. д.).

На рис. 3, *а* виден значительный временной разброс точек относительно теоретических годографов, что говорит о неоднозначности определении глубины гипоцентра землетрясения. На рис. 3, *б* экспериментальные точки после переопределения координат гипоцентра. Видно, что все точки тяготеют к теоретическому годографу для источника с глубиной 117 км.



Рис. 3. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 17.03.2011 г.

На рис. 4 представлены годографы для **землетрясения 31.07.2006 г.** (координаты эпицентра 46.11° с. ш. и 37.14° в. д.). В каталоге для этого землетрясения представлены 3 варианта обработки с различными временами в очаге и соответственно координатами и глубиной (20, 53 и 24 км). После пересчета глубина гипоцентра 206 км.

Точки для ближних станций, построенные по данным бюллетеня (рис. 4, *a*) имеют большой разброс и не совпадают с теоретическими годографами для глубины источника ни 20 км, ни для 206 км. После пересчета, точки упорядоченно распределены вдоль теоретического годографа для глубины 206 км (рис. 4, *б*).



Рис. 4. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 31.07.2006 г.

На рис. 5 показаны годографы для **землетрясения 30.01.2004 г.** (координаты эпицентра 43.61° с. ш. и 37.07° в. д.). Глубина очага по каталогу равняется 22 км. После пересчета глубина очага 226 км.

Это событие было зарегистрировано 6-ю станциями Крымской сети сейсмологической службы и одной станцией Российской службы. Точки, построенные по данным об очаге по бюллетеню для глубин 22, показаны на (рис. 5, *a*). Все точки, кроме одной для станции ANN, находятся между верхней и нижней веткой теоретического годографа для глубины 22 км. Точка для станции ANN лежит значительно ниже годографа. Все точки, полученные после пересчета (рис. 5, δ) достаточно хорошо совпадают с теоретическим годографов для глубины 226 км.

На рис. 6 годографы для землетрясения 04.03.2001 г. (координаты эпицентра 42.9° с. ш. 35.31° в. д.). Глубина очага 20 км. Точки, полученные по данным об очаге из каталога (рис. 6, *a*) лежат даже выше теоретического годографа от источника 130 км. Точки, полученные по данным об очаге после пересчета (рис. 6, δ), хорошо ложатся на теоретический годограф для глубины 130 км.



Рис. 5. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 31.01.2004 г.



Рис. 6. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 04.03.2001 г.

На рис. 7 показаны точки годографа для **землетрясения произошедшего 18.07.1997** (координаты эпицентра 41.90° с. ш. 45.88° в. д.). Глубина очага 5 км. После пересчета глубина очага составляет 331 км.

Из рис. 7, *а* хорошо видно, что разброс точек по данным в очаге, полученным из каталога, очень большой. Теоретический годограф, для указанной в каталоге глубины гипоцентра 5 км, расположен выше этих точек. Пересчет показывает хорошее совпадение полученных точек (рис. 7, δ) с теоретическим годографом для глубины 331 км.



Рис. 7. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 18.07.1997 г.

Землетрясение 12.06.2006 г. (координаты эпицентра 40.61° с. ш. 49.24° в. д.). Глубина по каталогу 0 км. После пересчёта глубина 160 км. Все точки, рассчитанные по данным об очаге, взятым из каталога, расположены значительно ниже теоретического годографа для глубины 0 км (рис. 8, *a*). Точки, полученные по перечитанным данным об очаге, хорошо ложатся на теоретический годограф для глубины 160 км (рис. 8, б).



Рис. 8. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 12.06.2006 г.

Землетрясение 25.08.2009 г. (координаты эпицентра 41.17° с. ш. 43.10° в. д.). Глубина по каталогу 12 км. После пересчета глубина 183 км. Половина точек, по данным каталога, расположены вдоль нижней ветки теоретического годографа для глубины 12 км (рис. 9, a), остальные хаотично разбросаны значительно ниже. Точки, полученные по пересчитанным данным об очаге, практически все располагаются на теоретическом годографе для глубины 183 км (рис. 9, δ).



Рис. 9. Теоретические и экспериментальные годографы в редукции 10 км/с для землетрясения 25.08.2009 г.

Заключение. В докладе показано, что отдельные землетрясения, которые в каталогах приведены как коровые, на самом деле являются мантийными. Это утверждение подтверждается решением прямой задачи, то есть расчётом теоретических годографов для этих землетрясений.

Как было сказано выше, для определения координат гипоцентров крымских и кавказских землетрясений ранее при рутинной обработке использовались годографы для глубин, не превышающих 35 км для Крыма и 50 км для Кавказа и 150 км для Северного Кавказа. Именно это обстоятельство является основной причиной, по которой глубокие землетрясения не могли быть обнаружены. Конечно, землетрясения в земной коре являются доминирующими в сейсмичности рассматриваемого региона, но очевидно также, что мантийные землетрясения вносят в неё существенный вклад. То, что их доля в общем количестве землетрясений гораздо меньше, чем доля коровых землетрясений, может говорить о том, что кора более жесткая и хрупкая, чем верхняя мантия.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А.* Современная сейсмичность Крыма // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015. – Т. 42. – № 2. – С. 5-16.

- 2. *Бурмин В.Ю., Шумлянскакя Л.А.* К вопросу о глубоких землетрясениях Крымско-Черноморского региона // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2017. – Т. 44. – № 3. – С. 83-94. DOI : 10.21455/VIS2017.3-5.
- 3. *Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б., Флейфель Л.Д., А.М. Аветисян, К.С. Казарян.* Пространственное распределение коровых землетрясений Кавказа // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2018. – Т. 45. – № 1. – С. 39-48. DOI : 10.21455/VIS2018.1-4.
- 4. *Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б., А.М. Аветисян, К.С. Казарян.* Глубокие землетрясения на Кавказе. Результаты переопределения // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 2. С. 25-36. https://doi.org/10.21455/VIS2019.2-3.
- 5. Годзиковская А.А. Мантийнае землетрясения Кавказа в районе Терско-Сунженского прогиба // Физика Земли. – 1988. – № 7. – С. 102-106.

УДК 551.312+551.248.2

ПАЛЕОВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ВЕРХНЕМ ПЛИОЦЕНЕ (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ, РАЗРЕЗ ИССУ)

Варданян А.А.¹, Трубихин В.М.², Стаховская Р.Ю.¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²Геологический Институт РАН, Москва, Россия

Введение. Исследования основного спектра вариаций геомагнитного поля, являющиеся характеристикой процесса его генерации и следствием изменений в жидком ядре, занимают особое место в изучении эволюции земного шара [1-2]. Поэтому палеомагнитное изучение вариаций временны́х интервалов, не охваченных ни археомагнитными, ни тем более прямыми (обсерваторскими) наблюдениями, представляет вполне понятный интерес как с точки зрения развития теории генерации главного магнитного поля (ГМП), так и изучения эволюции ядра.

При исследовании процесса генерации геомагнитного поля наиболее интересны изменения вариаций с характерными временами ~ 10^4 лет, т. е. тех, которые присущи собственно процессу генерации. Также представляет интерес изучение тонкой структуры геомагнитного поля (инверсии, вековые вариации, экскурсы). Известно, что геофизические и геологические явления имеют циклический характер, и часто периодичность, наблюдаемая в разных явлениях, бывает вызвана одной и той же причиной. Многие исследователи, в частности, отмечают связь вековых вариаций (SV) с климатическими изменениями [3]. С этой точки зрения, обоснованы исследования вековых вариаций ГМП в геологическом прошлом в разных регионах. И, наконец, немаловажное значение имеет возможность датирования геологических событий с помощью длиннопериодных вариаций, когда кривая SV используется как временная линейка от какой-либо фиксированной точки в разрезе, обеспеченной абсолютной датировкой.

Нами обобщены результаты изучения длиннопериодных палеовековых вариаций (SV) на интервале ~ 3.4-2.2 млн лет в морских плиоцен-четвертичных отложениях Западной Туркмении (разрез Иссу), проведено их сравнение с ранее полученными аналогичными результатами по другим регионам.

Литологическая и стратиграфическая характеристика объекта исследования. Методы исследования. В качестве объекта исследования выбран разрез плиоценчетвертичного отложения – Иссу, местоположение которого показано на рис. 1. Для изучения вариаций геомагнитного поля наиболее подходят мощные, однородные по составу толщи нормальных морских алевритистых глин, отвечающих максимуму трансгрессии. В разрезе Иссу – это отложения второй акчагыльской трансгрессии: от подошвы зоны матуяма (~ 2.6 млн лет) до горизонта реюньон (~ 2.2 млн лет). Были изучены их палеомагнитные характеристики, позволившие датировать ряд уровней, использованных в дальнейшем для оценки периодов SV. Кроме того, было установлено детритное происхождение намагниченности пород, слагающих исследованный разрез.



Рис. 1. Распространение верхнеплиоценовых отложений на территории Западной Туркмении и местоположение разреза. Отложения: 1 – постплиоценовые; 2 – верхнеплиоценовые; 3 – доверхнеплиоценовые

Разрез был изучен ранее в процессе построения магнитостратиграфической шкалы плиоцен-четвертичных отложений Западной Туркмении [4]. Датировки отдельных уровней построенной шкалы обоснованы как палеонтологическими, так и радиологическими методами. В процессе этих исследований была установлена детритная природа естественной остаточной намагниченности изученных пород. Магнитно-минералогическими методами и оптическим изучением рудной фракции под микроскопом была определена детритная природа минералов – носителей естественной остаточной намагниченности и, следовательно, ее первичность.

Целью выяснения устойчивости спектра SV были изучены позднеакчагыльские отложения разреза Иссу в области западного погружения хр. Копетдаг, относящиеся к зоне обратной намагниченности матуяма. Литологическая колонка разреза Иссу представлена на рис. 2.



Рис. 2. Стратиграфические колонки разреза Иссу

В данном разрезе породы, эквивалентные отложениям первой акчагыльской трансгрессии (AK11), представлены сильно редуцированной толщей, зато отложения второй акчагыльской трансгрессии (AK21) – толщей нормальных морских глин мощностью около 60 м. В соседнем разрезе Кушульджа в кровле этих глин, сразу под толщей, отвечающей позднеакчагыльской регрессии (AK22), установлен горизонт реюньен возрастом ~ 2.2 млн лет [5]. В разрезе Иссу мощность осадков, отвечающих зоне матуяма от границы с зоной гаусс и до эпизода реюньен, составляет 120 м. Таким образом, средняя скорость осадконакопления в этом временном интервале равна примерно 3.3-3.5 тыс. лет на 1 м. В верхней части разреза на мощность около 60 м отобрано 120 образцов. Таким образом, в интервале детального отбора проходится ~ 1.6-1.7 тыс. лет на точку.

Для выделения первичной компоненты *In* изученных пород был применен метод Зийдервильда. Современная техника проведения компонентного анализа по методу Зийдервильда позволяет проследить изменение естественной остаточной намагниченности *In* с ростом температуры (до 700° С). Температурный интервал (шаг нагрева) был уменьшен до 20° С и фиксирован с высокой точностью. Для каждого слоя разреза Иссу был проделан полный анализ Зийдервильда в температурном интервале от 20 до 700° С. Полученные таким образом графики D° и J° приведены на рис. 3. Среднее направление естественной остаточной намагниченности для разреза Иссу: $D = 189^\circ$ и $J = 39^\circ$ при кучности равной 14. К сожалению, пришлось исключить из дальнейших расчетов значительную часть результатов, относящихся к нижней части разреза, поскольку достоверное выделение стабильной первичной компоненты *In* для этих уровней отбора оказалось невозможным.



Рис. 3. Усредненные ряды D° и J° (a) и диаграммы Зийдервильда (б) для образцов из разреза Иссу

Выявление периодических изменений параметров геомагнитного поля по разрезу Иссу. Оставшиеся (см. выше) значения D° и J° составили ряды из 97 точек, которые и были исследованы на предмет выявления периодических составляющих вековых вариаций геомагнитного поля в отложениях разреза Иссу. Характерные вейвлет-диаграммы и МЕМ-спектры D° и J° представлены на рис. 4. Здесь по оси абсцисс отложено время в условных единицах, соответствующих точкам ряда. Каждая точка, как говорилось выше, соответствует 1.6-1.7 тыс. лет. Более интенсивный темный цвет на вейвлет-диаграммах соответствует более высоким значениям амплитуд соответствующих периодов, отложенных по оси ординат.



Рис. 4. МЕМ-спектры (a) и вейвлет-диаграммы (б) D° и J° для образцов из разреза Иссу

Анализ вейвлет-диаграмм (рис. 4, δ) показывает, что четко выраженная периодичность гармоники в исследуемых рядах отсутствует (не наблюдаются четкие темные полосы, параллельные оси времени). Однако можно выделить области, где преобладает цикличность того или иного масштаба. Для склонения D° вдоль всей длины ряда прослеживаются интенсивные максимумы в области периодов 5-7 усл. ед. (соответственно в нижней и средней частях разреза). Можно отметить возрастание интенсивности колебаний примерно на 10 усл. ед. в середине разреза. В нижней и верхней части разреза (исключая небольшой интервал в середине) наблюдаются колебания с периодом T > 20 усл. ед., что находится на грани разрешающей способности метода и исключает возможность более точного определения периодов. Приблизительно такая же картина получается при оценке периодичности наклонения J° 5-7 усл. ед. в средней и верхней частях разреза и 10-12 усл. ед. – в нижней части. Для полного вектора были выделены периоды 5-7 усл. ед. по всему разрезу и 17 усл. ед. – для нижней части. В целом можно отметить, что наиболее интенсивны колебания в нижней части разреза (область высоких частот и малых периодов).

Был проведен также спектральный анализ по методу Бурга. Эти результаты представлены на рис. 4, *а* в виде МЕМ-спектров для рядов D° и J° при значениях числового фильтра 60-70 точек. Сравнение спектров при различных значениях фильтра позволило выделить наиболее мощные и устойчивые пики спектра, которые и соответствуют реально присутствующим в исходном ряду гармоникам. На графиках видно, что пики при разных значениях фильтра совпадают, что говорит о высокой точности их выделения. Кроме того, для определения значимости каждого из выделенных пиков был использован метод градиентного спуска, позволяющий смоделировать исходный временной ряд путем сложения трех-четырех выделенных гармоник. При этом для каждой выделенной гармоники определялся некий статистический параметр STAT-A. Если величина этого параметра была больше 2, то гармоника считалась значимой. Такие расчеты были сделаны для каждой из выделенных на МЕМспектрах гармоник. Были исключены пики, для которых STAT-A < 2. Получены следующие значимые гармоники (в условных временных единицах): для $D^{\circ} - 5$, 7, 15 (усл. ед.); для $J^{\circ} - 5$, 7, 15, 30 (усл. ед.).

Если сопоставить эти результаты с данными вейвлет-анализа, можно заметить, что они достаточно хорошо согласуются между собой, хотя по вейвлет-диаграммам исходный

ряд равномерен по времени. Сами короткопериодные компоненты T = 5 усл. ед. и T = 7 усл. ед. можно рассматривать как одно колебание, так как они очень близки. В итоге полученные двумя методами результаты сводятся к следующему: во временны́х рядах D° и J° по разрезу Иссу выделяются квазипериодические колебания склонения и наклонения со следующими периодами: для $D^{\circ} - 5$, 7, 15 (усл. ед.); для $J^{\circ} - 5$, 7, 15, 30 (усл. ед.).

Переводя условные временные единицы (точки ряда) в истинный временной масштаб, вычисленный по средней скорости осадконакопления (1.7-1.6 тыс. лет на интервал отбора в 0.5 м, как было показано выше), получаем следующие оценки периодов (точные оценки характерных времен) для разреза Иссу: для $D^{\circ} - 8-10$ тыс. лет, ~ 25-30 тыс. лет, для $J^{\circ} - 8-10$ тыс. лет, ~ 25-30 тыс. лет и 45-50 тыс. лет.

Таким образом, двумя независимыми методами временного анализа направления I_n вдоль разреза Иссу выявлены колебания геомагнитных параметров на характерных временах. Если сравнить эти результаты с полученными периодами по разрезу Зау [6], то оказывается, что установленные для этого разреза периоды колебаний 25-30 и 45 тыс. лет хорошо согласуются с периодами для разреза Иссу – ~ 30 тыс. лет и ~ 45 тыс. лет. Можно отметить, что выделенные параметры SV-вариации сопоставимы с периодами, которые приводились ранее в литературе [1-2, 6-8]. Таким образом, три из четырех полученных периодов, скорее всего, имеют геофизическую природу и являются отражением реальных колебаний геомагнитного поля.

Итак, обработка временны́х рядов с использованием МЕМ-анализа и интегрального вейвлет-анализа позволила выделить спектр вариаций направления *In*, который коррелируется со спектрами, выделенными при исследованиях разреза Зау [6].

Выводы.

- 1. Изучены спектры вариаций геомагнитного поля в интервалах обратной полярности матуяма (разрез Иссу) в Западной Туркмении.
- 2. Выделены характерные периоды для склонения D° и наклонения J° : это ~ 8-10, 25-30, 45-50 тыс. лет.
- 3. Выделенные периоды устойчивы в интервале всего плейстоцена и хорошо согласуются с результатами, полученными по соответствующим отложениям Армении.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Галягин Д.К. Вейвлет-анализ геомагнитного поля в неогене / Д.К. Галягин, М.Ю. Решетняк, Д.М. Печерский, Д.Д. Соколов, П.Г. Фрик // Физика Земли. – 2000. – № 4 – С. 82-89.
- Гурарий Г.З. Вариации геомагнитного поля до и после инверсии матуяма-харамильо (Западная Туркмения) / Г.З. Гурарий, А.В. Багин, М.Ю. Гарбузенко, М.Ю. Решетняк, В.М. Трубихин // Физика Земли. 2000. № 7 С. 31-42.
- 3. *Петрова Г.Н.* Циклические изменения магнитного поля Земли / Петрова Г.Н. // Физика Земли. 2002. № 5. С. 5-15.
- 4. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении / В.М. Трубихин. – М. : Наука, 1977. – 80 с.
- Cande, S.C. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic / S.C. Cande, D.V. Kent // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 1992. – V. 97(B10) – P. 13917-13951.
- 6. Варданян А.А. Об одной возможности выделения палеовековых вариаций геомагнитного поля в эпохи матуяма / А.А. Варданян, Д.О. Минасян, Т.Б. Нечаева // Изв. НАН РА. Наука о Земле. 2003. № 1 С. 40-44.
- 7. *Минасян Д.О.* Результаты палеомагнитных исследований в плиоцен-плейстоцене пород территории Армении / Д.О. Минасян, А.А. Варданян, А.А. Караханян // Вестник Кыргызо-Российского славянского университета Бишкек. 2015. Т. 15. № 3. С. 125-130.
- 8. *Петрова Г.Н.* Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом / Г.Н. Петрова, Т.Б. Нечаева, Г.А. Поспелова. М. : Наука, 1992. 175 с.

ПЛАТФОРМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Габсатарова И.П.

ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия

Краткая характеристика сейсмичности. Регион Северный Кавказ входит в состав Альпийско-Гималайского сейсмоактивного пояса. Это область сочленения орогенов (Большой Кавказ), передовых прогибов (Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский) и платформенных структур (Скифская платформа и южные части Восточно-Европейской платформы (ВЕП)). Наиболее сильные землетрясения в регионе чаще всего происходят вблизи границ Дагестанского клина и Терско-Каспийского передового прогиба, в центральной и восточной частях орогена Большого Кавказа.

Активность в пределах платформенных структур относительно низка – проявления ее приурочены к зоне сочленения Индоло-Кубанского прогиба с Тимашевской ступенью; Ставропольского свода и Северо-Кавказской моноклинали, к зонам сочленения Скифской плиты с Терско-Каспийским прогибом. Как правило, проявления сейсмичности в пределах платформенных структур единичны и имеют рассеянный характер, более заметны они за период, например, последние 20 лет, который и будет рассмотрен в статье. Частично это можно объяснить недостаточным уровнем чувствительности сети в этих районах.

Сейсмическая сеть. Последние годы сеть станций на Северном Кавказе претерпела изменения, часть новых станций установлена на территории платформенных структур, особенно это коснулось западной части Северного Кавказа. Здесь открыты новые станции – наблюдательные пункты: Еремизино-Борисовская ERBR (07.10.2009), Сергиевский SRGR (04.10.2018), Гладковский GLDR (07.10.2018), Таманский TMNR (11.10.2018), Новополтавский NVPR (03.06.2019) и Головановский GLVR (06.06.2019). В отличие от станций Северного Кавказа, установленных в горных условиях, платформенные станции обладают несколько повышенным уровнем микросейсического шума, превышающим средний уровень шумов по мировым оценкам [14] (рис. 1), так как установлены они на грунтах в основном II-III категории, в районах с мощным слоем осадков. Однако, даже в таких условиях улучшенная конфигурация сети позволила повысить уровень регистрируемых землетрясений на платформенных структурах на 1.0-1.5 K_P Кроме того значительно расширились возможности построения механизмов очагов по знакам первого вступления *P*-волны.



Рис. 1. Спектры мощности ночного сейсмического шума на вертикальных компонентах (медианные за 2019 год) 4-х платформенных станций: ERBR, SRGR, NVPR, GLVR

За период двадцать последних лет (2000-2020 гг.) можно увидеть (рис. 2), что вдоль северной границы Западно-Кубанского (Индоло-Кубанского) передового прогиба протягивается цепочка землетрясений с М ~ 3.0, уходящая в Азовское море. По одной из последних версий карты ВОЗ Западного Кавказа эта зона соответствует сочленению Новотитаровской с M_{max} = 6.0 и Курджинской с M_{max} = 5.5 зон [9, 6]. Наши, хотя и немногочисленные, данные по механизмам очагов (15.11.2004 г. и 20.02.2018 г.) говорят о преобладающем сдвиговом типе движений в этой зоне. Пшехское землетрясение 15.11.2004 г. возникло в условиях существенного преобладания растягивающего напряжения. Обе нодальные плоскости имеют довольно крутое падение, тип движения по обеим плоскостям – сдвиго-сброс, правосторонний по NP1, левосторонний по NP2. Простирание нодальной плоскости NP2 согласуется с направлением поперечной Пшехско-Адлерской зоны глубинных разломов. В этом же направлении вытянуты изолинии балльности [1]. Землетрясение произошло в пределах Пшехско-Адлерской зоны активных поперечных разломов, отделяющей блок Северо-Западного Кавказа от Центрального Кавказа [7]. На новейшем этапе Северо-Западный Кавказ оформился как сводово-глыбовое поднятие в пределах которого блоковые структуры разграничены сбросами с амплитудой до 1 км или малоамплитудными флексурами [8].



Рис. 2. Сейсмичность западной части Северного Кавказа и прилегающих территорий в 2000-2019 гг. Показаны границы тектонических элементов с тектонической карты [11]: I – Больиой Кавказ; II – Западно-Кубанский передовой прогиб, III – Керченско-Таманский прогиб, IV – Ростовский выступ Украинского щита ВЕП, V – Северо-Кавказская моноклиналь, VI – Ставропольский свод, VII – западная часть Кумо-Манычского прогиба, VIII – структуры Скифской платформы, XV – Донецко-Каспийская погребенная складчатая область. Черным пунктиром обведена область землетрясений вдоль северного борта Западно-Кубанского передового прогиба. Черными треугольниками показаны сейсмические станции сети ФИЦ ЕГС РАН, серыми – отдельные станции Крымской сети. Приводятся диаграммы механизмов очагов, зачернена область волн сжатия

В зоне сочленения Скифской плиты и древней Восточно-Европейской платформы в западной части Кумо-Манычских прогибов также регистрируются, но еще более редкие землетрясения. Наиболее заметным из них является Сальское землетрясение 2001 г. [3]. Землетрясение произошло под действием преобладающих напряжений сжатия, ориентированных в близмеридиональном направлении. Тип движения по крутой плоскости – взброс (взброшено юго-восточное крыло), по пологой – надвиг с правосторонней сдвиговой компонентой (надвинуто северо-восточное крыло). Направление пологой нодальной плоскости совпадает с простиранием Манычского разлома [10]. Таким образом, можно считать это землетрясение подтверждающим фактом надвига Скифской плиты на ВЕП. Механизм очага еще одного землетрясения, зарегистрированного 15.04.2018 г. в близкой области, также характеризуется надвигом по одной из плоскостей с простиранием, подобным Манычскому разлому.

Два интересных землетрясения зарегистрированы в Азовском море. Одно – 15 октября в $10^{h}42^{m}$ с M = 3.9, приурочено к субширотному Азовскому валу, главной структурой, определяющей структурно-тектонический облик рассматриваемого региона. Это линейно вытянутое поднятие, погребенное под осевой частью впадины Азовского моря. В виде пологой дуги, выгнутой в северо-северо-западном направлении, он протягивается от западного до восточного побережья. Северное его крыло крутое и короткое оборвано Главным Азовским надвигом, разделяющим структуры древней Восточно-Европейской платформы и более молодой Скифской плиты [12] (рис. 3). Одна из нодальных плоскостей, более пологая, механизма очага землетрясения 15.10.2018 г. имеет подобное простирание, тип движения по этой плоскости – надвиг.



Рис. 3. Положение эпицентров землетрясений 15.10.2018 г. и 09.05.2019 г. и диаграммы их механизмов очагов на фоне тектонической карты дна Азовского моря [4, 12]. Условные обозначения: 1 – ВЕП; 2 – Скифская платформа; 3 – границы основных тектонических элементов (А – Северо-Азовский прогиб; Б – Азовский вал; В – Индоло-Кубанский прогиб); 4 – Главный Азовский надвиг; 5 – второстепенные надвиги; 6 – антиклинали

Группа украинских ученых совместно с В.Ю. Бурминым (ИФЗ РАН) считают, что очаг этого землетрясения произошел на глубине 133 км [13]. Анализ волновой картины на станциях, удаленных на региональные расстояния, показал несовместимость такой глубины с

выделенными сейсмическими фазами на записях станций Северного Кавказа (рис. 4). В ИОЦ в Обнинске получены лучшие решения в интервале глубин 17-20 км, для локации использовалась скоростная модель района, предложенная в [2].



Рис. 4. Трехкомпонентные записи станции Лабинск (LABN), удаленной на расстояние 2.95° от Азовского землетрясения 15 октября 2018 г., с характерными для корового землетрясения сейсмическими фазами *Pn*, *Pg*, *Sn*, *Sg*, *Lg*. Выполнена фильтрация в полосе 0.5-3 *Гц*

Второе Азовское землетрясение 09.05.2019 г. имеет подобный 15.10.2018 г. механизм, однако глубина его очага, значительно больше, по нашим оценкам она составила h = 60 км, что подтверждает волновая картина на станции Таманский ($\Delta = 45$ км) (рис. 5) – высокочастотная плоско-поляризованная *P*-волна, и практическое отсутствие записи *S*-волны на вертикальной компоненте, рассматриваются как характерные черты записи землетрясения с очагом ниже Мохо на близких расстояниях.



Рис. 5. Трехкомпонентная запись (нефильтрованная) на пункте наблюдения «Таманский» землетрясения 9 мая 2019 г. в рабочем окне «Волновые формы» программы WSG

Сейсмичность в южной части Ставропольского свода выделяется на рис. 2 отдельной зоной. Это вереница эпицентров с типичными диаграммами механизмов, одна из нодальных плоскостей которых совпадает с протяженными сейсмогенерирующими зонами вдоль Армавир – Ессентукского и Невинномысского разломов кавказского простирания и связанными с ними зонами ВОЗ [5]. В этом месте Ставропольский свод, как платформенная структура сочленяется с Северо-Кавказской моноклиналью – складчатым северным бортом Большого Кавказа.

Выводы. Северный Кавказ как сейсмоактивный регион содержит в своем составе значительную платформенную территорию, принадлежащую Скифской и южной части ВЕП. Эти платформенные структуры обладают сейсмичностью, менее выраженной, чем на Большом Кавказе и передовых прогибах. Однако плотно населенные платформенные территории нуждаются в планомерном слежении за проявлениями сейсмической активности для адекватных оценок их сейсмической опасности. Только к концу второй декады XXI века на Северном Кавказе сложилась сейсмическая сеть, позволяющая решать эти задачи. Получены подтверждения надвига Скифской плиты на ВЕП, что проявилось в механизмах очагов землетрясений в западной зоне Кумо-Манычского прогиба и на Азовском валу в акватории Азовского моря. Сейсмичность Азовского моря и глубины землетрясений, происходящих в акватории, вызывают большой интерес у исследователей – возможно, нам удастся получить интересные данные в дальнейшем.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Габсатарова И.П. Пшехское землетрясение 15 ноября 2004 года с Мw = 4.6, MS = 4.6, *I*₀p = 5-6 (Краснодарский край) // Землетрясения Северной Евразии, 2004 год. – Обнинск : ГС РАН, 2010. – С. 386-394
- 2. Гобаренко В.С., Муровская А.В., Егорова Т.П., Шеремет Е.Е. Современные коллизионные процессы на северной окраине Черного моря // Геотектоника. – 2016. – № 4. – С. 68-87.
- 3. Горбатиков А.В., Габсатарова И.П., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А.И., Погребченко В.А. Уточнение глубинного строения и кинематики тектонических движений в области Сальского землетрясения 2001 г. на основе новых геофизических данных // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2019. – Т. 46. – № 2. – С. 5-15.
- 4. Исмагилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Аллохтонные структуры Азовского моря // Докл. АН СССР. 1991. Т. 313. № 4. С. 792-795.
- Лутиков А.И., Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н. Методика оценки сейсмической опасности на стадии уточнения исходной сейсмичности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2008. – С. 81-86.
- 6. Лутиков А.И., Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Донцова Г.Ю., Родина С.Н., Сысолин А.И., Акимов В.А. Опыт детального сейсмического районирования Северо-Западного Кавказа с учетом результатов палеосейсмологических исследований // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2019. – Т. 46. – № 3. – С 110-120.
- 7. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М. : Недра, 1968. 483 с.
- 8. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М. : Недра, 1992. 254 с.
- 9. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Лютиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. – М. : ИФЗ РАН, 2014. – 256 с.
- 10. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М. : Геос, 2002. 224 с.
- 11. Хаин В.Е. Кавказ. Тектоническая карта. М: 1:5 500 000 // Большая Советская Энциклопедия.– М. : «Советская Энциклопедия», 1973. Т. 11. С. 112-114.
- 12. Хаин В.Е., Попков В.И., Воскресенский И.А., Короновский Н.В. и др. Тектоника южного

обрамления Восточно-Европейской платформы (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000) / Под ред. В.Е. Хаина и В.И. Попкова. – Краснодар : Кубан. Гос. Ун-т, 2009. – 213 с.

- 13. Шумлянская Л.А., Бурмин В.Ю., Пигулевский П.И., Герасименко О.А., Щербина С.В. Результаты оценки параметров очага землетрясения в Азовском море 15 октября 2018 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России : Материалы Седьмой научно-технической конференции. [Электронный ресурс] – Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – С. 244-247.
- 14. Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise // Open-File Rep. Albuquerque. – New Mexico, 1993. – P. 93-322.

УДК 551,1/4; 528

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ АБШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гараева Т.Д.¹, Гусейнова А.Р.², Мехтиев И.Э.², Ашурлу А.¹

¹Институт Геологии и Геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан; ²Бакинский Государственный Университет, Баку, Азербайджан

Введение. В связи с промышленной нефтегазоносностью отложений продуктивной толщи в Азербайджане изучению этих отложений уделяется большое внимание. В центре внимания геологов всегда был вопрос сопоставления разрезов «немой» продуктивной толщи Кобыстана, Нижнекуринской впадины, Ширакской свиты с разрезом продуктивной толщи Абшеронского полуострова. Последний известен на весь мир своими уникальными многоэтажными нефтяными и газовыми залежами. И в настоящее время, после вековой эксплуатации, Абшеронский полуостров таит в своих недрах колоссальные запасы черного золота.

Палеомагнитный метод, основанный на изучении направлений естественной остаточной намагниченности горных пород, относящихся к различным геологическим эпохам, открывает новые перспективы в области стратиграфии и геохронологии. Практические результаты, полученные путем широкого применения палеомагнитного метода, показали возможность использования этого метода для расчленения и корреляции отложений «немой» продуктивной толщи [1-2, 4, 11].

В статье рассматриваются результаты магнитных и палеомагнитных исследований осадочного комплекса продуктивной толщи Абшеронского полуострова (разрезы Кирмаки и Ясамальской долины).

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались в тех местах, где уверенно измерялись элементы залегания слоев. Полевые и лабораторные исследования проводились по общепринятой в палеомагнетизме методике [6, 10]. Относительная ошибка в определении NRM и χ в среднем составляла 5-10 %.

Анализ проводимых магнито-минералогических исследований пород продуктивной толщи позволяет утверждать о наличии в образце, по крайней мере, двух магнитных фаз, одна из которых связана с маггемитом, вторая – с магнетитом, причем последняя фаза преобладает. Главными магнитными минералами в осадочных породах продуктивной толщи являются гидроксиды железа, магнетит и гематит. четко фиксируются маггемит с $T_c = 325-425^{\circ}$ С и магнетит с $T_c = 580-600^{\circ}$ С [12].

Проведенные комплексные экспериментальные исследования пород продуктивной толщи показали, что стабильная часть естественной остаточной намагниченности имеет ориентационную природу, является синхронным временем образования осадков и может быть использована для анализа закономерностей, связанных с древним геомагнитным полем.

Естественная остаточная намагниченность (NRM) Јп и магнитная восприимчивость (χ) исследованных пород варьируют в пределах $J_n \sim (11.7 \div 41.8) \cdot 10^{-3} \text{ A/m}$ и $\chi \sim (17 \div 58.8) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Для выявления магнитных минералов-носителей намагниченности были проведены термомагнитные исследования.

Магнитные характеристики пород продуктивной толщи (χ и J_n) приведены на рис. 1 Наибольшими значениями магнитной восприимчивости (χ) и естественной остаточной намагниченности (J_n) характеризуются породы сураханской и сабунчинской свит, составляя соответственно $\chi - 52 \cdot 10^{-3}$ ед/ СИ, $J_n - 42 \cdot 10^{-3}$ А/м и $\chi - 47 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, $J_n - 35 \cdot 10^{-3}$ А/м. Начиная с балаханского яруса и в нижних свитах продуктивной толщи резко падает значение χ и J_n не превышая в среднем $\chi - 21 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и $J_n - 18 \cdot 10^{-3}$ А/м. Такое резкое уменьшение значений J_n и χ связано с уменьшением количества ферромагнитных минералов (магнетита, ильменита, гидроокисидов железа) в породах балаханского яруса, свита перерыва и всего нижнего отдела продуктивной толщи исследованных районов (рис. 1).



Рис. 1. Средние значения χ и J_n по свитам продуктивной толщи

Как известно, основными поставщиками терригенного материала в Абшеронском полуострове во время накопления сураханской свиты продуктивной толщи являлись юговосточные склоны Большого Кавказа, представленные в основном глинистыми образованиями палеоген-миоценовых комплексов. Следовательно, основными носителями намагниченности были ферромагнитные частицы глинистых образований, которые при размыве могли уноситься на далекие расстояния. Кроме того, не исключается изменение магнитных свойств пород при окислении ферромагнитных минералов в прибрежных частях бассейна.



Рис. 2. Графики зависимости χ и I_n от скорости осадконакопления (V): $1 - Кирмаки, 2 - Ясамал, 3 - Бабазанан, 4 - М. Харами. <math>\blacktriangle - 1; \blacksquare - 2; \bullet - 3; \bullet - 4$

Из графиков, приведенных на рис. 2 видно, что магнитная характеристика пород не зависит от темпа прогибания дна бассейна и накопления осадков.

Результаты палеомагнитных исследований, помимо абсолютной корреляции разрезов, могут быть использованы для решения ряда вопросов палеотектоники, а именно, для определения скоростей прогибания отдельных участков земной коры в отдельные интервалы геологического времени.

Об усиленном темпе прогибания дна бассейна и накоплении осадков в нижнем отделе продуктивной толщи свидетельствуют и некоторые геологические данные. Как известно, многие структуры Абшеронского полуострова, Абшеронского архипелага и Джейранкечмесской депрессии унаследованы от миоцена, и в начале века в продуктивной толще они представляли собой резко выраженные поднятия в окружающем понтическом реликте суши. С интенсивным прогибанием суши вокруг понтического реликта и расширением контура бассейна в начале века в продуктивной толще своды уже дислоцированных миоценовых структур, представленные понтическими глинами, не успевали даже размываться полностью и осадки продуктивной толщи во многих случаях накапливались на склонах унаследованных поднятий [9, 5, 7].

Скорость темпов прогибания дна бассейна в отдельные интервалы геологического времени определяется по формуле:

V = H/T,

где *H* – истинная мощность осадков каждой свиты; *T* – продолжительность палеомагнитной зоны.

Результаты подсчетов значений скоростей темпов прогибания дна бассейна в свитах ПТ и оценка времени формирования свит приведены в табл. 1.

Таблица 1

Значения времени формирования свит ПТ и скоростей осадконакопления по палеомагнитным данным

Срита	Магн характ	іитные еристики	Мощ-	Продолжительность	Скорость осадконакопления		
СВИТА	J_n χ 10 ⁻³ А/м 10 ⁻³ ед. СИ		ность свит, м	времени формир. свит ПТ тыс. лет	в свитах ПТ м/тыс. лет		
Сураханская	24÷42	32÷59	327	394	1.56		
Сабунчинская	18÷39	28÷54	225	270	1.03		
Балаханская	15÷39	16÷50	225	270	1.0		
Свита перерыва	14÷36	15÷45	25	30	0.12		
НКГ	12÷36	12÷46	90	108	0.43		
НКП	11÷35	12÷39	146	175	1.0		
Кирмакинская	11÷32	12÷36	228	274	1.1		
Подкирмакинская	9÷31	8÷24	90	108	0.43		
КАС	7÷22	15÷39	60	72	0.29		
Продолжительность века продуктивной толщи	_	_	1416	1701	_		

Таким образом, продолжительность века продуктивной толщи по палеомагнитным данным составляет 1.7 млн лет (табл. 1).

Режим бассейна осадконакопления продуктивной толщи в пределах Абшеронского полуострова представляется нам следующим образом. В начале века ПТ наблюдается интенсивное погружение дна бассейна на территории нынешнего Абшеронского полуострова и прилегающей к нему акватории Каспия. Тектонические движения носят резко дифференцированный характер с часто меняющимся знаком. Бассейн является изолированной заполняющейся котловиной, подобной современным Северо-Каспийской и Южно-Каспийской впадинам. Последние, по-видимому, в то время представляли зоны изолированных поднятий, поставляющие терригенный материал. Очевидно, существовала также суша, отделяющая современную область Куринской впадины от Абшеронского бассейна. Только в котловине, окруженной со всех сторон сушей – поставшиком терригенного материала, могла отложиться 1416-метровая толща глин и песков в течение всего 1.7 млн лет.

Магнитостратиграфические исследования изученных разрезов позволили составить сводный магнитостратиграфический разрез продуктивной толщи Абшеронского полуострова.

В разрезе Ясамальской долины продуктивной толщи выделены 8 палеомагнитные зоны прямой и обратной полярности (рис. 3).



Рис. 3. Палеомагнитная корреляция сводных разрезов продуктивной толщи Абшеронского полуострова, Джейранкечмесской депрессии, Западного Абшерона, Нижнекуринской впадины и Западной Туркмении

Непосредственно под отложениями акчагыльского яруса залегает зона обратной намагниченности мощностью до 80 м. Эта зона сменяется ниже зоной прямой намагниченности мощностью 114 м. Ниже располагается мощная зона обратной намагниченности, в которую входят низы сураханской, вся сабунчинская свита и верхи балаханской свит. Мощ-

ность этой зоны – 400 м. Зона прямой полярности охватывает больщую часть балаханской, свита перерыва и НКГ мощностью 180 м. В НКП выделена одна зона обратной (144 м) полярности. Ниже в кирмакинской свите выделена одна зона прямой полярности мощностью 60м и одна зона обратной намагниченности, которая охватывает также верхи подкирмакинской свиты. Мощность – 178 м. Зона прямой полярности мощностью до 130 м выделена в большей части подкирмакинской свиты.

Так как продуктивная толща относится к отрицательной эпохе Гильберта, в разрезе Кирмаки в свитах перерыва, в верхах НКГ, в низах НКП и в верхах кирмакинской свите, и в низах подкирмакинской свиты, выявлена зона прямой полярности шкала А. Кокса [2-3].

Составленная сводная палеомагнитная шкала продуктивной толщи Абшеронского полуострова позволяет сопоставить ее с разрезами продуктивной толщи других областей (рис. 3).

Наблюдается хорошая сходность выделенных палеомагнитных зон в разрезах продуктивной толщи Абшеронского полуострова с таковыми по разрезам Джейранкечмесской депрессии, Западного Абшерона и Нижнекуринской депрессии [8-7].

Проведена корреляция разрезов продуктивной толщи Абшеронского полуострова и красноцветной толщи Западной Туркмении. Палеомагнитный разрез красноцветной свиты Челекена, т. е. установленная там последовательность зон прямой и обратной намагниченности, были приняты в качестве опорного при палеомагнитной корреляции разрезов красноцветной свиты Западной Туркмении.

Координаты палеомагнитных полюсов зон продуктивной толщи и красноцветной свиты очень близки между собой.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ali-Zade Ak.A., Atayeva E.Z., Koshkarly R.O., Mamedova D.N., Baba-Zade A.D., Simmons M.D. and Jones R.W. Biostratigraphy of the Neogene sediments of Eastern Azerbaijan : an overview. St.-Petersburg, 1995.
- Class B., Erison D.B., Heozen B.C., Opdyke N.D., Class T.A. Geomagnetic reversals and Pleistocene chronology // Nature. – 1967. – 216 p.
- 3. Cox A. Geomagnetic reversals // Science. 1969. V. 163. № 3864. P. 237-245.
- 4. *Ализаде А.А., Ширинов Ф.А.* Литология и сопоставление разрезов ПТ северного борта Куринской депрессии. «АНХ». 1959. № 5.
- 5. Атаева Э.З., Эфендиева М.А. К секвенс-стратиграфии ПТ Абшеронского полуострова (Крикмакинская долина) // Azərb.geoloqu. Azərb.ytftçi geoloqlar cəmiyyətinin elmi bulleteni 2001. № 3. С. 175-186
- 6. *Белаконь В.И., Кочекура В.В., Шолпо Л.Е.* Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л. : Недра, 1973.
- Исаева М.И., Малумян Л.М. Магнитная характеристика продуктивной толщи Апшеронского полуострова // Материалы научной конференции молодых ученых ИГАНА, посвященной 50-летию образования СССР. – Баку, 1972.
- 8. Исмаил-заде Т.А., Гасанова К.Д., Агамирзоев Р.А., Герайбеков Ч.А., Грабовская Г.П. Магнитная характеристика палеомагнитных зон продуктивной толщи Аташкя // ДАН Азерб. ССР. –1964. – Т. XX. – № 12.
- 9. *Махмудов Р.А.* Основные черты геологического развития Бакинского архипелага в среднеплиоценовое время // ДАН Азерб. ССР. 1979. Т. 35. № 1. С. 75-79.
- 10. Храмов А.Н., Гончаров Г.И. и др. Палеомагнитология. Ленинград : Недра, 1982. 311 с.
- 11. Ширинов Ф.А., Баженов Ю.П. Геологическое строение предгорий Южного склона Большого Кавказа (Аджинаур-Кенгебиз-Гюрджибанская гряда). – Азернешр, 1962.
- 12. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л. : Недра, 1977.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ТРАНЗИТНОЙ ЗОНЫ

Гатинский Ю.Г., Прохорова Т.В.

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

Территория Центральной Азии, заключённая между Северо-Евразийской, Индийской и Тихоокеанской литосферными плитами, разделена георазделом, расположенным между 102-105° в. д., на Центральноазиатскую и Восточно-Азиатскую транзитные (transitional) зоны. В первой из них преобладает тектонический режим транспрессии с надвигами и сдвигами со сжатием под влиянием давления Индостанского индентора, во второй – режим транстенсии с преобладанием структур растяжения. Геодинамика и сейсмичность Центрально-Азиатской зоны детально рассмотрены в наших предыдущих работах [1-2]. Ниже обсуждается блоковое строение Восточно-Азиатской транзитной зоны (ВАТЗ) с анализом его связи с глубинными аномалиями литосферы. Выполненное авторами построение сейсмических разрезов и графиков диссипации сейсмической энергии вдоль трансектов, пересекающих геораздел и ВАТЗ, наряду с возрастанием значений теплового потока к востоку от геораздела доказывают изменение геодинамического режима в том же направлении под наиболее вероятным влиянием погруженного тихоокеанского слэба.

Блоки, входящие в состав ВАТЗ (рис. 1), имеют значительно более крупные размеры по сравнению с блоками западной транзитной зоны, которые формировались в условиях продолжавшегося не менее 20 млн. лет режима транспрессии. Современная блоковая структура рассматриваемой части Азии была впервые предварительно установлена в работах [3-4] и уточнена при последующих исследованиях [5, 1]. Границы блоков в пределах ВАТЗ характеризуются повышенной тектонической и сейсмической активностью, в большинстве случаев приуроченной к относительно узким (50-100 км) межблоковым зонам. Глубина гипоцентров в этих зонах, как правило, не превышает 10-40 км, что указывает на относительно неглубокое проникновение их в литосферу. Авторами были откорректированы высоко сейсмичные межблоковые зоны, разделяющие блоки Ордос и Тайхангшан, Тайхангшан и Северного Китая, блок Юго-Восточного Китая и расположенные к западу от него тибетские блоки. Высоко сейсмичные границы блоков, как правило, совпадают с протяжёнными активными разломами.

Одним из наиболее крупных среди таких разломов является северо-восточный разлом или, вернее, зона разломов Танлу [6]. Она ограничивает на ЮВ Амурский блок, что подтверждается изучением векторов GPS, и продолжается на ЮЗ между блоками Тайхангшан и Северного Китая (рис. 1). Вдоль зоны Танлу восточная часть Южно-Китайской платформы сместилась в мезозое на 425-500 км к северу. Аналоги докембрийских структур Дабейшаня, представляющих собой продолжение сходных структур Южно-Китайской платформы, установлены далеко на севере в поясах Сулу на п-ове Ляодун и в зоне Имджинганг в Южной Корее [7]. В позднем кайнозое вдоль Танлу происходят менее интенсивные правосторонние сдвиги с растяжениями в пределах бассейна Бохай и в более мелких впадинах. Смещения по крупным левосторонним сдвигам к CB от геораздела привели в раннем кайнозое к образованию рифта оз. Байкал [8]. В центральной части геораздела наиболее крупным и имеющим важное структурное значение является северо-восточный разлом Лонгменшан на границе блоков Баянхар и Юго-Восточного Китая (ЮВК). Анализ механизмов в гипоцентрах по данным CMT и тектонических напряжений дал возможность установить типы перемещений вдоль активных разломов в пределах ВАТЗ.



Рис. 1. Схема современной геодинамики Центральной Азии к югу от Северо-Евразийской литосферной плиты, к северу от Индийской плиты и к востоку от активной окраины с Тихоокеанской и Филиппинской плитами. Составлена авторами. Условные обозначения: 1 – границы литосферных плит (а), плит предполагаемых (б), транзитных зон (в), блоков (г) и межблоковых зон (д); 2 – активные разломы [5, 9], 3 – геораздел; 4 – экспериментальные векторы горизонтальных перемещений плит и блоков; 5 – эпицентры инструментально замеренных сильных землетрясений с M по NEIC 2018 (https://earthquake.usgs.gov/data/); 6 – эпицентры исторических землетрясений [10] с предполагаемыми М. Оливковыми цветами показаны объёмы сейсмической энергии. Каждое увеличение интенсивности окраски отвечает возрастанию энергии на 10¹ или 10⁻¹ J. На схеме подписаны отдельные значения энергии в джоулях. Цифрами на схеме обозначены блоки: 1 – Алтай, 2 – Юго-Западная Монголия, 3 – Бей-Шан, 4 – Джартай, 5 – Тайханг-Шан, 6 – Цилян, 7 – Западный Циньлин, 8 – Японско-Корейский блок, 9 – Западный Кунлунь, 10 – Южный Тибет 11 – Западно-Бирманский, 12 – Индокитайско-Зондский

В ВАТЗ выделены блоки Амурский, Ордос, ЮВК, Тайхангшан, Северного Китая и Японско-Корейский (рис. 1). Гетерогенность строения зоны подтверждается её повышенной сейсмичностью, широким развитием активных разломов, ограничивающих упомянутые блоки, направлением и скоростями векторов GPS (http://itrf.ensg.ign.fr/ITRFsolutions/2014/ITRF2014.php). К востоку от геораздела векторы GPS направлены преимущественно на 106-121° ЮВ со скоростями 26-35 мм/год, а к западу от него преобладают северные и северо-восточные направления векторов с изменением их скоростей с юга на север от 50 до 23-25 мм/год. Расчёт интенсивности сейсмической энергии проводился по данным NEIC 2018 с шагом 0.5°. В пределах геораздела на C3 вблизи юго-западного окончания Байкала и к югу от него в блоках Хангай,
Южное Гоби и на западной окраине Амурского блока интенсивность высвобождающейся сейсмической энергии достигает 10^{6} - 10^{8} *J*. Южнее в блоках Джартай и на западной окраине Ордоса она возрастает до 10^{9} - 10^{12} J. Во внутренних частях Амурского блока и Ордоса уровень энергии редко превышает 10^{-7} - 10^{2} *J*, увеличиваясь до 10^{6} - 10^{7} в рифтовых зонах на северной и восточной границах Ордоса, а также на севере блока Северного Китая возле Пекина и в зоне разломов Танлу. Растяжения преобладают в Байкальской зоне, сдвиги с растяжением – на северной и восточной границах Ордоса и в зоне разломов Танлу. По томографическим данным [11] замедление скоростей *S*-волн от 4.5 до 4.2 км/с. происходит в литосферной мантии на глубинах от 100 до 300 км. Изометричная рисовка изолиний такого понижения скоростей в районе плато Хангай к ЮЗ от оз. Байкал [2], а также к востоку и ЮВ от него может быть связана с подъёмом одного или нескольких восходящих плюмов, сопровождающимся поднятием горячего и влажного материала к поверхности при дегидратации глубоко погруженного Тихоокеанского слэба.

В центральной и южной частях ВАТЗ в районе между Сианем, Куньмином и Шанхаем в пределах южной половины Ордоса и блока ЮВК наиболее интенсивная сейсмичность связана с георазделом и границами тибетских блоков (рис. 1). Уровень высвобождения энергии достигает $10^{10}-10^{12} J$ на всём протяжении этой части геораздела от г. Куньмин до среднего течения р. Хуанхэ. К западу от г. Чэнду в 2008 г. произошло разрушительное землетрясение Венчуан с М = 7.9 [12]. По данным СМТ к западу от Ордоса преобладают левосторонние сдвиги со сжатием и надвиги к СВ и востоку, реже к СЗ. На границе ЮВК с блоком Баянхар развиты преимущественно надвиги к востоку и ЮВ, а южнее на границе с блоком Кам Диан – право- и левосторонние сдвиги со сжатием, реже локальные растяжения. Левые сдвиги с локальными растяжениями установлены восточнее на южном окончании зоны разломов Танлу и на шельфе Восточно-Китайского моря вплоть до Шанхая. Южнее в пределах блока ЮВК отмечаются немногочисленные правосторонние сдвиги с растяжениями. На крайнем ЮВ наблюдаются эпицентры зоны субдукции дуги Рюкю и зоны коллизии на Тайване с объёмами высвобождающейся сейсмической энергии в $10^{12}-10^{13} J$ при преобладании сжатий, реже сдвигов и растяжений.

Построение трансектов с глубинными сейсмическими разрезами и графиками диссипации энергии через геораздел и ВАТЗ отчётливо показывает приуроченность наиболее высоких объёмов высвобождающейся сейсмической энергии к георазделу и западнее к Центрально-Азиатской транзитной зоне [1-2]. В пределах ВАТЗ уровень сейсмичности незначительно повышается на границах блоков, особенно в рифтовых зонах. Глубина гипоцентров в целом изменяется от 2-10 км до 35-43 км. Участки повышенных значений теплового потока (ТП) практически совпадают с большинством трансектов этой зоны, а в мантии под трансектами на глубинах 100-300 км на отдельных участках происходят замедления скоростей *S*-волн.

По данным сейсмотомографии тихоокеанский слэб выполаживается вблизи побережья Азии на глубинах около 600 км и продолжается далее на запад не менее чем на 2000 км от Японского жёлоба [13]. Это приводит к разогреву литосферы с повышением значений ТП, развитием позднекайнозойского внутриконтинентального вулканизма и рифтовых бассейнов в ВАТЗ. В целом возрастание значений ТП с запада на восток, впервые установленное в работе [1], наряду с преобладанием в ВАТЗ структур растяжения предположительно может быть связано с продолжением и распадом под этой территорией глубоко погруженного тихоокеанского слэба. На всём протяжении слэб подстилается мантией с замедлением волн от 0 до -4--6% и перекрывается корово-мантийным клином с замедлением волн от 0 до -2%, локально ближе к поверхности до -3--4% (рис. 2). Китайские исследователи связывают формирование вулканических очагов в верхах мантии и коре и извержение активных голоценовых вулканов в пограничных районах Южной Кореи и Китая с поднятием горячего и влажного материала к поверхности при дегидратации глубоко погруженного слэба.



Рис. 2. Слева – серия томографических разрезов через литосферу и подстилающую мантию от Японской дуги через Японское море и Корейский п-ов до Северо-Восточного Китая, построенных по процентному изменению замедления и ускорения скоростей *P*-волн в пределах литосферы и подстилающей мантии [13]. Запад на всех разрезах слева. Отчётливо видно погружение слэба Тихоокеанской плиты с гипоцентрами глубинных землетрясений (белые точки) под край континентальной литосферы, его выполаживание на глубине 400-500 км и продолжение (уже без гипоцентров) далее на запад. Справа – более детальный разрез («с» на левой части рисунка) и методы его построения по данным телесейсмической и локальной томографии со значениями ускорения и заме дления скоростей *P*-волн в процентах

Продолжение слэба вплоть до геораздела локально прослеживается в работах российских и зарубежных геофизиков по замедлению и ускорению *S*-волн в районах Забайкалья, Северной Монголии, Ордоса и ЮВК. Одним из источников молодого вулканизма могут служить также флюиды, высвобождающиеся благодаря глубоким разломам над интенсивно циркулирующими мантийными потоками вблизи слэба. Замедления *S*-волн в верхах верхней мантии до –4-–6 % на глубинах от 100 до 200 км отмечаются к ЮВ и ЮЗ от Байкала [14] и до 4.1-4.3 км/с⁻¹ под Байкальским рифтом и Северо-Восточным Китаем на глубинах от 100 до 300 км [11]. В большинстве из этих районов известны излияния голоценовых щелочных базальтов. В нижней мантии под территорией Центральной и Восточной Азии установлена обширная область высоких скоростей сейсмических волн, интерпретирующаяся как результат фанерозойского погружения океанических слэбов Тихого океана и Нео-Тетиса. Низкие скорости определены на глубинном уровне 200-350 км в Забайкальском домене, в центральную часть которого предположительно осуществляется продолжение Тихоокеанского слэба [15].

Выводы. В докладе впервые проведён расчёт объёмов высвобождающейся энергии землетрясений по данным NEIC 2018 в пределах уточнённых границ геораздела и блоков его восточного крыла. Выявлено преобладание тектонического режима транстенсии в ВАТЗ с формированием структур растяжения – рифтов и кайнозойских впадин с проявлениями внутриплитного щелочного вулканизма. Установлена деламинация литосферы под азиатской активной окраиной по данным томографии, полученным при исследованиях зарубежных и

российских геофизиков, и погружение под эту окраину тихоокеанского слэба, предполагавшееся в более ранних работах авторов [4, 16] и являющиеся одним из существенных результатов, подтверждающих различие геодинамических режимов к западу и востоку от геораздела.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-05-00160.

ЛИТЕРАТУРА

- Gatinsky Y.G., Prokhorova T.V., Rundquist D.V. The 102-103° E Geodivider in the Modern Lithosphere Structure of Central Asia // Geodynamics & Tectonophysics. – 2018. – V. 9. – № 3. – P. 989-1006. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0380
- 2. Гатинский Ю.Г., Прохорова Т.В., Рундквист Д.В. Геодинамические режимы Центральной Азии западнее и восточнее геораздела 102-104° // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 2. С. 334-351. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-2-0478.
- 3. *Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В.* Геодинамика Евразии : тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. – 2004. – Т. 38. – № 1. – С. 3-20.
- 4. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блоковая структура и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3-19.
- Gatinsky Y.G., Rundquist D.V., Vladova G.L., Prokhorova T.V. Up-To-Date Geodynamics and Seismicity of Central Asia // International Journal of Geosciences. – 2011. – V. 2. – № 1. – P. 1-12. https://doi.org/10.4236/ijg.2011.21001
- Gatinsky Y.G., Prokhorova T.V., Rundquist D.V. Geodynamics and Seismicity of the Eastern Part of Central Asia // Doklady Earth Sciences. – 2017. – V. 472. – № 1. – P. 119-122. https:// doi.org/10.1134/S1028334X17010226
- 7. *Metcalfe I.* Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments : The Korean Peninsula in context // Gondwana Res. 2006. № 9. P. 24-46.
- 8. *Parfeevets A.V., San'kov V.A.* Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // Comptes Rendus Geoscience. – 2012. – V. 344. – № 3-4. – P. 227-238. https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.09.009
- 9. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / Ред. Ю.Г. Леонов // Труды Института геологии РАН. М., 2002. Вып. 541. 225 с.
- 10. *Xu X., Deng Q.* Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China // Journal of Geophysical Research : Solid Earth. 1996. V. 101. № B3. P. 6209-6231. https://doi.org/10.1029/95JB01238
- 11. Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Распределение скоростей S-волн в литосфере Азиатского континента по данным поверхностных волн Релея / Ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман // Актуальные проблемы геодинамики Центральной Азии. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2005. – С. 46-64.
- 12. *Gatinsky Yu.G., Rundquist D.V., Vladova G.L., Prokhorova T.V.* Geodynamics of the Sichuan Earthquake Region in May 12, 2008 // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 423A. № 9. P. 1507-1509. doi: 10.1134/S1028334X08090419
- 13. *Chen Ch., Zhao D., Tian Y. et al.* Mantle Transition Zone, Stagnant Slab and Interpolate Volcanism in Northeast Asia // Geophysical Journal Internationa. – 2017. – № 209. – P. 68-85. https://doi.org /10.1093/gji /ggw491
- 14. Legendre C.P., Zhao L., Chen Q.-F. Upper-Mantle Shear-Wave Structure under East and Southeast Asia from Automated Multimode Inversion of Waveforms // Geophysical Journal International. 2015. V. 203. № 1. P. 707-719. https://doi.org/10.1093/gji/ggv322
- 15. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае (Центральная Монголия) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2008. – Т. 1. – № 1. – С. 129-149.
- Gatinsky Y.G., Prokhorova T.V. Superficial and Deep Structure of Central Asia as Example of Continental Lithosphere Heterogeneity // Universal Journal of Geoscience. – 2014. – V. 2. – № 2. – P. 43-52.

К ВОПРОСУ ОБ УЧАСТИИ ФЛЮИДОВ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Григорян А.Г., Лиходеев Д.В.

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

Введение. Вариации геомагнитного поля, создаваемые внешним источником, регистрируемые на поверхности Земли, несут в себе информацию об изменениях физических свойств геологической среды. В изменениях параметров отражающих состояние геологической среды, как например: магнитная проницаемость – μ , электрическая проводимость – σ , электромагнитная индукция β , большая роль принадлежит флюидам, мигрирующим в глубинах земной коры. Взаимосвязь флюидов с сейсмическими процессами в настоящее время привлекает большое внимание геофизиков и сейсмологов. Сейсмические деформации вызывают интенсивные изменения фильтрационных характеристик и путей миграции флюидов, влияют на РТ-условия флюидных систем, усиливают взаимодействие флюидов с вмещающими породами [7]. Подобные изменения в результате сильных землетрясений известны давно и поэтому основное внимание уделим состоянию флюидов при подготовке землетрясения и формированию его очага.

Под термином «флюид» понимают надкритическую, главным образом гидротермальную фазу, содержащую CO₂, Cl, F, CO и ряд других компонентов.

Внедрение газов (особенно водородная) в верхние слоя земной коры, находит отражение в строении и динамике литосферы [6].

Представления о флюидах в сейсмогенных зонах базируются преимущественно на геофизических и петрологических материалах [8].

В консолидированной коре основными путями миграции флюидов служат тектонические нарушения – межблоковые промежутки. Движение флюидов по субвертикальным разломам существенно влияет на флюидный обмен в коре и распространение флюидов в отдельных зонах консолидированной коры. В средних и нижних частях коры, по-видимому, распространены водно-углекислые растворы, в которых концентрация CO₂ возрастает с глубиной [8].

К основным источникам флюидов в консолидированной коре относятся:

- 1. Фильтрация сверху, из осадочной толщи вод метеорного или седиментационного генезиса, глубина проникновения таких вод ограничена проницаемостью пород, а также ростом давления флюидов до значения литостатического и, вероятно, не более 10-15 км;
- 2. Восходящая миграция флюидов из глубоких частей коры.
- 3. Выделение флюидов при кристаллизации поступающих из мантии расплавов;
- 4. Метаморфическая дегидратация пород, содержащих водные минералы.
- 5. Из мантии в кору могут также поступать восстановленные газы, которые при окислении пополняют флюидные системы. Потоки таких флюидов устремляются вверх, в сторону меньшего давления. Они являются главным фактором поступления флюидов в сейсмоактивные зоны субдукции и определяют широкое распространение сильных землетрясений в этих зонах [9].

Методы и результаты исследований. Для изучения участия флюидов при подготовке землетрясений и развитии его очага, авторы работы применяют магнитометрические методы, позволяющие изучить изменение проводимости среды и связи флюид – электропроводность. Для решения этой задачи изучалось изменение вариаций переменного геомагнитного поля внешнего происхождения, отражающих, как уже отмечалось выше, изменение состояния среды.

Здесь необходимо отметить, что наибольший интерес для геофизических приложений представляют низкочастотные электромагнитные поля, генерируемые крупномасштабными тектоническими процессами, приводящими к деформациям и разрушению локальных объемов земной коры [10-11, 3].

Для определения и оценки изменений в электропроводности среды, был использован расчетный параметр N(A), который является отношением амплитуд синхронно измеренных вариаций компонент δT поля, создаваемого внешним источником, на разных парах станций. Были изучены все записи за 1986-1993 гг.

$$N(A) = A_i / A_j, \tag{1}$$

где A_i и A_j являются амплитудами синхронно измеренных вариации в фиксированных пунктах (i, j).

Вариации переменного геомагнитного поля, зарегистрированные на поверхности земли $\delta H^{\rm H}$, являются суммой внешней индуцирующей δH^{e} и внутренней индуцированной δH^{i} составляющих.

$$\delta H^{\rm H} = \delta H^{\rm e} + \delta H^{\rm i}.\tag{2}$$

Необходимо было оценить вклад в изменениях δH^{H} каждого составляющего. С этой целью, с помощью сферических и гармонических функций были рассчитаны отличия в прохождении вариаций внешнего источника для δX , δY и δZ компонент полного вектора δT геомагнитного поля, для Таджикской ССР [1]. Расчеты были выполнены для широт, охватывающих всю территорию Таджикской ССР. С помощью этих расчетов было показано, что пространственно-временная структура поля *Sq*-вариаций (поля внешнего происхождения) может считаться однородной.

Это указывает на то, что для уровня магнитной активности $K_p \leq 4$ внешнее поле для пунктов, расположения (координаты) которых удовлетворяют этим условиям, однородно, а изменения δH^{H} главным образом вызваны внутри индуцированной δH^{i} составляющей [3-4]. Поскольку широтные координаты станций Армении и Таджикистана близки, тогда эту методику можно было применить и для Армении.

Поэтому 1986 г. в сейсмоактивных районах Армянской Республики, была создана сеть наблюдательных пунктов, позволяющая на поверхности Земли регистрировать вариации компонент δZ , δH и δD полного вектора переменного магнитного поля Земли δT . Были установлены трехкомпонентные магнитовариационные станции ИЗМИРАН-3. Станции Джрадзор, Гарни и Тавуш были расположены от будущего эпицентра Спитакского землетрясения (07.12.1988) соответственно: 30 км, 150 км и 200 км (рис. 1). Станция Джрадзор была установлена Базумо – Севанской системы активных глубинных разломов. Станция Гарни – в районе Гарнийского глубинного разлома. А станция Товуз расположена в районе умеренной сейсмической активности.

Правильный выбор расположения пунктов наблюдений позволил зафиксировать предвестники двух сильных землетрясений в Армении: Парванийской (13.05.1986 г., М = 5.4) и Спитакской (07.12.1988 г., М = 7.0). Для выявления изменений в электропроводности на разных горизонтах земной коры, изучены вариации с периодами 10-25 мин (глубина 3-8 км), 30-60 мин (глубина 10-20 км), и 5-10 часов (*Sq*-вариация – глубина до 180 км) [3].



Рис. 1. Карта расположения сейсмоактивных разломов и магнитовариационных станций на территории Армении. Условные обозначения: 1) ■ – магнитовариационные станции; 2) ----- – глубинные разломы, установленные по геолого-геофизическими данными; 3) - - - – глубинные разломы предполагаемые; 4) //////// – глубинные разломы по геофизическими данными

Анализ полученных результатов показал, что аномальные изменения параметра N(A) в связи с подготовкой Спитаксого землетрясения достигли 35 %, и они главным образом вызваны индуцированной δH^i составляющей (рис. 2).



Рис. 2. Изменение среднемесячных значений параметра N(A) для Sq-вариаций компонентов δD, δH и δZ геомагнитного поля между станциями Джрадзор – Товуз за период 1986-1993 гг.

Исследование по Итальянскому землетрясению 2009 г. Такие же исследования проводились для Итальянского землетрясения в районе г. Л'Акуили, 06.04.2009 г. (M = 5.4). Станции расположены в районах городов Тихань и Л'Акуилы.

В объемных скоплениях или разломах, флюид влияет на перераспределение напряжений, и его присутствие изменяет НДС среды, что способствует хрупкому разрушению. Восток Адриатического моря является зоной субдукции, которая вносила свой вклад в регион землетрясений. Как уже отмечено выше, зона субдукции самый вероятный путь для миграции флюидов в земную кору. Существует еще один аргумент, который, по мнению итальянских специалистов, играл существенную роль, при землетрясении 06.04.2009 г. – это расширение Тирренского моря, которое вызывает деформации среды. Исходя из сказанного и полученных результатов для Итальянского землетрясения, сделан вывод, что в земной коре в районе г. Л'Акуили также происходили заметные изменения в электропроводности (рис. 3). Причинами изменений электропроводности с большой вероятностью являются дегазация Земли и вертикальная фильтрация флюидов через глубинные разломы (зоной субдукции) верхние слоя земной коры. В объемных скоплениях или разломах флюид влияет на перераспределение напряжений, и его присутствие изменяет НДС среды, что способствует хрупкому разрушению.



Рис. 3. Изменение параметра $N(A)_H$ между станциями Тихань и Л'Акуили, для вариаций 10-30 мин и 30-60 мин, за 2008-2009 гг. для землетрясений в Италии, в районе г. Л'Акуили, 06.04.2009 г., M = 5.3

Заключение.

- 1. В отличие от техногенных потоков флюида, естественные восходящие потоки сильнее влияют на сейсмические деформации, и имеют триггерный эффект.
- 2. Воздействия жидких и газообразных флюидов на геологическую среду, является одним из основных факторов в механизме землетрясений.
- 3. Глобальные процессы дегазации Земли и сейсмичности представляют собой взаимосвязанные явления.
- 4. Изменения *δH*^н поля главным образом вызваны внутри индуцированной *δH*ⁱ составляющей.
- 5. Расчетный параметр *N*(*A*) можно применять для оценки изменений в электропроводности геологической среды, а также для выявления предвестников сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Безуглая Л.С., Прохоров А.А., Сковородкин Ю.П., Тоноян Е.П. Использование Sq-вариаций для изучения сейсмотектонического процесса // Доклады АН Арм. ССР. 1986. Т. LXXXII. № 1. С. 33-37.
- Григоорян А.Г., Сковородкин Ю.П. Магнитовариационный мониторинг на территории Армении за 1986-1988 гг. // Научно-практическая конференция. Опыт Комплексного изучения геофизических полей для целей сейсмопрогноза, 13-15 мая 1998 г. Геоинформмарк. – М., 1998. – С. 39-40.
- 3. *Григорян А.Г.* Изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения на примере Армении // Физика Земли. 2007. № 6. С. 88-95.
- 4. Григорян А.Г, Назаретян С.Н., Ахвердян Л.А., Оганесян Г.А. Пространственно- временные изменения электромагнитной индукции в земной коре и верхней мантии на территории Армении // Изд. Науки о Земле НАН РА : Труды научной конференции, посвященной 10-летию Спитакского землетрясения, по проблемам изучения землетрясений, Ереван, 27-28 октября 1998 г. Спец. выпуск. – Ереван, 1999. – № 4. – С. 28-29.
- 5. *Гуфельд И.Л.* Гэологические следствия аморфизации структуры литосферы и верхней мантии, вызванные водородной дегазацией // Геодинамика и Тектонофизика : эл. журнал. 2012. Т. 3. № 4. С. 417-435.
- 6. Гуфельд И.Л. Сейсмическая опасность, предотвратить или предупредить. М. : ООО «Самполиграф», 2019. 98 с.
- 7. *Киссин И.Г.* О взаимосвязи сейсмичности и фильтрационного поля земной коры // Доклады РАН. 2013. Т. 448. № 5. С. 583-587.
- Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М. : Наука, 2009. – 328 с.
- 9. *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. М. : Наука, 2015. 330 с.
- 10. Сковородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М. : ИФЗ АН СССР, 1985. 197 с.
- 11. Сковородкин Ю.П., Тоноян Е.П. Временные изменения электромагнитной индукции на прогностических полигонах // Сейсмический мониторинг земной коры. М. : ИФЗ, АН СССР, 1986. С. 199-203.

УДК 528.2; 550.34

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К., Передерин В.П.

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

Северный Кавказ, находясь на границе между Европой и Азией, является частью подвижного Альпийско-Гималайского пояса. Это сложный геологический объект, развитие которого в настоящее время рассматривается как результат взаимодействия двух крупных литосферных плит – Евразийской и Аравийской. Ему свойственны образование складчатонадвиговой структуры с активными движениями земной коры, сложные системы разломов, вулканизм, повышенная сейсмичность [1]. Увеличение антропогенного воздействия на геологическую среду провоцирует необходимость геофизического контроля тектонической активности региона, в том числе с помощью спутниковых геодезических методов.

Первые GPS наблюдения на территории Северного Кавказа и Крыма были проведены сотрудниками ИФЗ РАН при участии американских специалистов после Рачинского земле-

трясения (Грузия, 29 апреля 1991 г. $M_S = 7 \div 7.2$) – сильнейшего из инструментально зарегистрированных сейсмических событий на Западном Кавказе [2-4]. Это событие послужило началом развития сети пунктов повторных координатных определений для изучения современных движений земной коры. В последующие годы сеть GPS на Северном Кавказе была расширена, модифицирована и стала частью Средиземноморской геодинамической сети для международных исследований деформаций подвижного пояса и проявления взаимодействия тектонических плит [5].

Данные мониторинговых высокоточных наблюдений GPS, выполненных сотрудниками ИФЗ РАН и ряда научных учреждений на Северном Кавказе до 2005 г., использованы при совместной обработке спутниковых измерений в Средиземноморском регионе, построении карт векторов скоростей горизонтальных движений относительно Евразийской плиты. В результате предложена блочная модель зоны взаимодействия Аравийской, Африканской, Нубийской, Сомалийской и Евразийской плит [6].

В предлагаемом исследовании использованы данные обработки измерений ГНСС (глобальных навигационных спутниковых систем GPS/ГЛОНАСС) на пунктах расширенной Северо-Кавказской геодинамической сети от Крыма до Дагестана, полученные сотрудниками ИФЗ РАН или при их участии за период 2005-2019 гг., результаты которых частично отражены в публикациях [7-8].

Актуальность представленных исследований вызвана необходимостью систематизировать и обобщить накопленные данные геодезических ГНСС измерений на пунктах геодинамической сети Крыма и Северного Кавказа в зоне континентальной субдукции за первое двадцатилетие текущего века.

Исходными данными предлагаемого исследования служат результаты повторных высокоточных спутниковых определений координат на Северо-Кавказской геодинамической сети, включающей пункты с постоянной регистрацией спутниковых сигналов GPS/ГЛОНАСС и пункты дискретных повторных ГНСС измерений, на которых выполнено не менее трех эпох наблюдений за рассматриваемый временной интервал 2004-2019 гг. Большая часть пунктов закреплена на скальных выходах северного склона Кавказского хребта, на Ставропольском поднятии, в Дагестане, а также с 2014 г. в Крыму.

Измерения ГНСС проводились в летние и осенние месяцы способом дифференциального позиционирования в статическом режиме с использованием двухчастотных приемников Javad, с интервалом регистрации 30 сек, продолжительностью от 1.5 до 20 суток. Обработка «сырых» данных выполнялась с помощью программного комплекса Bernese. В результате обработки были определены среднесуточные и средние на эпоху измерений геоцентрические и геодезические координаты пунктов с оценкой их точности, выполнено их уравнивание за исследуемый временной интервал в координатной системе ITRF. В качестве опорных были выбраны ближайшие четыре станции мировой сети IGS (ZECK, BUCU, POLV, MDVJ). Векторы аппроксимированных скоростей горизонтального смещения пунктов в координатной системе ITRF имеют северо-восточное направление, а их модули изменяются от 25 мм/год на северо-западе до 34 мм/год на юго-востоке региона при средних значениях ошибок плановых координат ± 1 мм/год [9-10] (рис. 1).

Так как точность определения высот пунктов и их скоростей значительно хуже, чем их плановых координат, для оценки вертикальных смещений в регионе были выбраны максимально устойчивые пункты с минимальными отклонениями значений координат от линейного тренда и с достаточно продолжительным периодом наблюдений.

Для получения представления о горизонтальных движениях внутри региона выполнен перерасчет скоростей отдельных пунктов относительно пункта ZECK, принятого за неподвижный и расположенного в центре исследуемого региона (рис. 2). Средняя скорость горизонтального перемещения пунктов составляет 2 мм/год при направлении на запад с азимутом 300° для пунктов, расположенных западнее пункта ZECK, в то время как в восточной части региона характерны смещения в юго-восточном направлении с азимутом 150°.



Рис. 1. Распределение скоростей горизонтальных (в векторной форме) и вертикальных (в изолиниях через 1 мм/год) движений за 2005-2019 гг. по данным ГНСС измерений на пунктах Северного Кавказа и ближайших станций IGS. Основные разломы выделены красными линиями



Рис. 2. Распределение площадных деформаций за период 2005-2019 гг. Стрелками обозначены вектора скоростей горизонтальных движений пунктов относительно пункта ZECK (красный кружок). Красными линиями обозначены основные тектонические нарушения

По координатам пунктов и скоростям их изменения за рассматриваемый временной интервал рассчитан первый инвариант тензора деформаций для определения деформаций сжатия и растяжения. При расчете исходные измерения интерполировались на равномерную сетку с малым шагом, после чего выполнялось пространственное дифференцирование компонентов векторного поля по конечно-однородной сетке. Расчет деформаций выполнен с помощью программного пакета GMT (Generic Mapping Tools) Распределение по площади деформаций сжатия и растяжения приведено на рис. 2. Значения деформаций в среднем составляют $\pm 2 \times 10^{-8}$. Выявлено, что западная часть исследуемой территории развивалась в области сжатия, центральной части было присуще чередование участков сжатия и растяжения, на востоке региона преобладало сжатие, продолжающееся на прилегающих участках Восточно-Европейской платформы.

Также, в течение рассматриваемого временного интервала на территории Ставропольского свода и Дагестана существовали зоны аномальных деформаций, достигающих значений $(-3\div 2)\times 10^{-7}$.

Для оценки сейсмической активности региона использовались данные о землетрясениях, предоставляемые Геологической службой США (USGS). На исследуемой территории с 2004 г. по 2019 г. было зафиксировано 523 сейсмических события с магнитудами $1.0 \le M_S \le 5.7$, из них семь с $M_S > 5$. Наиболее сильное землетрясение с магнитудой $M_s = 5.72$ произошло 07.09.2009 г. в Грузии (43.440 E, 42.660 N, глубина 15 км). Расчет выделившейся в результате землетрясений сейсмической энергии проводился с помощью разработанного авторами программного обеспечения. Для сопоставления деформирования территории с сейсмической активностью был использован параметр количества выделившейся энергии землетрясений (*E*), вычисленный из соотношения Гутенберга-Рихтера: $lgE = 1.5 M_S + 4.8$.

Территория была разбита на ячейки по 10 тыс. км², для каждой из которых проведено суммирование сейсмической энергии всех землетрясений за 2004-2019 гг. Полученные суммарные среднегодовые значения присвоены центру каждой ячейки. Рассчитан поток сейсмической энергии Р_E в Дж/год, площадное распределение которого представлено на рис. 3.



Рис. 3. Распределение потока сейсмической энергии Р_Е в Дж/год

За рассматриваемый период величина потока сейсмической энергии в среднем составляет 10⁹÷10¹¹ Дж/год. Максимальное значение потока сейсмической энергии ячейки составило 10¹² Дж/год. Наиболее активными являются центральная и восточная области Большого Кавказского хребта и территория Дагестана, где зафиксированы самые глубокие подкоровые (55-200 км) очаги землетрясений. **Выводы.** Значительное увеличение количества пунктов геодинамической сети на Северном Кавказе позволило расширить территорию, для которой с помощью спутникового мониторинга достоверно определяются скорости с точностью, близкой к 1 мм.

Современное напряженно-деформированное состояние земной коры выражается в распределении площадных деформаций сжатия и растяжения со средней скоростью $\pm 2 \times 10^{-8}$ с аномалиями сжатия — 3×10^{-7} и растяжения 5×10^{-7} , совпадающие с зоной повышенного потока сейсмической энергии, достигающего 10^{12} Дж/год, особенно в Дагестане.

Обсуждаемые результаты дают количественные оценки средних и аномальных скоростей горизонтальных движений и площадных деформаций в сопоставлении с величиной сейсмического потока. Такой подход значительно расширяет знание о геофизической и геодинамической обстановке в регионе и отражает количественное влияние более подвижной Аравийской тектонической плиты на современное развитие Кавказского региона. Участки аномального сжатия и растяжения, возможно, обусловлены воздействием внутренних локальных факторов. Мониторинг текущего развития деформационных процессов и сейсмического режима является необходимым элементом геодинамических исследований региона Северного Кавказа и прилегающих областей Восточно-Европейской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Новейшая* тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М. : ПРОБЕЛ, 2000. 487 с.
- Reilinger R.E., Hamburger M.W., Prilepin M.T. and Guseva T.V. Epoch Geodynamic GPS Measurement Across the Caucasus Collision zone (abstract) // AGU. Fall Meeting. Program. Dec. 9-13, 1991. – San-Francisco, California, 1991. – P. 112.
- 3. *Reilinger R., McClusky S., Souter B., Hamburger M., Prilepin M., Mishin A., Guseva T., Balassanian S.* Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning system measurements // J. Geophys. Res. 1997. V. 24. № 14. P. 1815-1818.
- 4. Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т. В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сковородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р., Рейлингер Р. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. – 1997. – № 6. – С. 68-75.
- 5. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. – 1999. – № 9. – С. 3-18.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H. Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., ArRajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S.V., Gomtz F., Al-Ghazzi R., Gebran Karam. GPS contraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophysical Research. 2006. V. 111(B5). P. B05411.
- Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Розенберг Н.К., Передерин В.П. Изучение движений земной коры геодезическими методами // Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в геофизике XXI века. – М.: «Янус-К», 2013. – С. 329-338.
- 8. Милюков В.К., Миронов А.П., Стеблов Г.М., Шевченко В.И., Кусраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М. Современные горизонтальные движения основных элементов тектонической структуры осетинской части Большого Кавказа по GPS-измерениям // Физика Земли. – 2015. – № 4. – С. 68-80.
- 9. Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н. Развитие деформационных процессов в Кавказском регионе по данным ГНСС-измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М. : 2019. Т. 16. № 5. С. 138-146.
- Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К. Взаимодействие деформационного поля и местной сейсмичности на Северном Кавказе // Триггерные эффекты в геосистемах : Материалы V Международной конференции, Москва, 4-7 июля 2019 г. / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочеряна. М. : ИДГ РАН, 2019. С. 58-65. DOI : 10.26006/IDG.2019.5.34066.

СЕЙСМОГЕННЫЕ СМЕЩЕНИЯ В ЗОНЕ ЗУНДУКСКОГО РАЗЛОМА ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Денисенко И.А., Лунина О.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Введение. На северо-западном побережье озера Байкал расположены главные структурообразующие разломы Байкальской рифтовой зоны. Большинство из них были сформированы в раннем палеозое в результате становления коллизионной системы. В это время происходило столкновение Сибирского кратона и многочисленных микротеррейнов, составляющий композитный Ольхонский террейн [5-6, 11]. В связи с этим считается, что многие разломы северо-западного побережья были образованы задолго до образования Байкальской рифтовой зоны [3, 9, Лунина и др., 2002, Mats et al., 2017]. Уже в кайнозое произошла повторная активизация разломов, которая и привела к формированию современного рельефа. Зундукский разлом является одним из таких дизъюнктивов. В ряде работ он отнесен к одной из ветвей Приморского разлома, но с некоторых пор выделен в самостоятельную структуру с собственным названием [7].

Зундукский разлом протягивается вдоль береговой линии северо-западного побережья озера Байкал от мыса Ядыртуй до п. Зама на суше и далее своим окончанием уходит в оз. Байкал [2, 7] (рис. 1). Протяженность разлома согласно электронной базе данных «ActiveTectonics» составляет 72.97 км, простирание 55°, азимут падения 145° [2]. Морфологически разлом выражен в виде уступа, а в отдельных местах тектоническими рвами, погребёнными под современными аллювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями. Наиболее отчётливо разрыв проявлен в районе устья р. Зундук в виде уступа, секущего отложения конуса выноса.

В настоящее время существуют различные точки зрения на кинематику Зундукского разлома. По мнению коллектива авторов [8] данная структура является продолжением Приморского разлома, с взбросовой кинематикой смещения, что является весьма дискуссионно. Мы же придерживаемся мнения [7], что Зундукский разлом имеет сбросовый тип смещения. Целью наших работ является уточнение кинематического типа, определение вертикальных амплитуд смещений, и углов падения Зундукского активного разлома, активизированного в позднечетвертичное время, а также определение максимальной магнитуды землетрясения, которое может произойти в результате активизации этой структуры.

Методы и результаты исследований. Для выявления и прослеживания разрывных нарушений в зоне Зундукского разлома на участке длинной 14300 м, вкрест простирания активного разлома было пройдено 12 георадиолокационных профилей длиной от 34 до 244 м (рис. 1). Для учета рельефа местности электронным тахеометром Leica на каждом профиле сделаны гипсометрические измерения с шагом 1-1.5 м.

Работы выполнялись георадаром ОКО-2 с экранированным антенным блоком АБ-250М, АБ-90 и неэкранированной антенной АБДЛ-Тритон. В дополнение к георадиолокационным работам использовался морфоструктурный метод исследования, который позволяет по данным гипсометрических измерений определить основные параметры современного приразломного уступа [12]. Для наиболее верного определения вертикального смещения по разрыву была применена методика [10].

В результате проведенных работ были получены данные георадиолокационных исследований по 12 профилям. В ходе интерпретации и анализа данных выделено 7 профилей, на которых зафиксированы разрывные нарушения и определены их основные параметры. На остальных пяти разрывы зафиксированы не были (рис. 1). Ниже будет представлено описание одного из георадиолокационных профилей.



Рис. 1. Обзорная схема участка исследования с элементами дешифрирования (SAS Планета). Условные обозначения: 1 – георадиолокационный профиль с выявленным разрывным нарушением; 2 – георадиолокационный профиль без выявленного разрывного нарушения; 3 – номер профиля; 4 – положение сейсморазрыва

Профиль Z-2 находится восточнее на 215 м от профиля Z-1 к руслу реки Зундук (рис. 1). В точке исследования профиль пересекает уступ, разрывающий конус выноса (рис. 2). Высота уступа согласно данным гипсометрических измерений равна 4.3 м, угол падения склона 19°. Длина профиля составляет 56 м, азимут простирания 150°. На местности в нижней части уступа наблюдается ров шириной 10 м, глубиной около 0.3 м (рис. 2, *a*).

В результате интерпретации георадиолокационных данных, по прослеживанию осей синфазности, была выделена граница, интерпретируемая, как кровля слоя горных пород, смещённая по разрыву (рис. 2, *г*). В интервале 15-40 м выделяется разломная зона, представленная тремя субпараллельными разрывами с падением на ЮВ и одним сопряжённым с падением на СЗ. Углы падения разрывов изменяются от 50° до 70°. В пределах бровки уступа выделяется главный сейсмогенный разрыв f1 сбросового типа с вертикальной амплитудой смещения 2 м, и углом падения 70°. Суммарная вертикальная амплитуда, определённая с учетом смещения маркирующего слоя по синтетическим разрывам, равна 3.1 м. Полная амплитуда смещения георадарных комплексов с учётом хрупкой и пластической компоненты равна 4 м. Ширина разломной зоны равна 17 м.



комплексов с учётом хрупкой и пластической компоненты А2: в = 4 м.

Рис. 2. Георадиолокационный профиль Z-2. Условные обозначения: положение профиля Z-2 на участке исследования (а), гипсометрический профиль (б), первичная радарограмма (в), интерпрет ируемый геофизический разрез (г). Желтыми стрелками показан сейсмогенный ров

По расположению и ориентировки разрывных нарушений на радарограмме отчётливо выделяется грабенообразная структура шириной 24.2 м, которая также подтверждается морфологическим проявлением рва в нижней части уступа.

По данным гипсометрических измерений были определены значения высоты уступа

Н2 равной 4.3 м и величины смещения поверхности по разрыву H1 равной 3 м (рис. 2, б).

Выводы. Таким образом, проведённые исследования позволили на участке протяженностью 14300 м детально изучить приповерхностную структуру Зундукского разлома в северо-западной части Байкальской рифтовой зоны. Выполненные работы позволили сделать следующие выводы:

- 1. Зундукский разлом в позднечетвертичное время был активизирован в условиях тектонического растяжения с преобладающей ему сбросовой кинематикой смещения.
- 2. Разлом на поверхности земли проявлен в виде уступа и имеет хорошее морфологическое проявление, как правило, в местах, отдалённых от русел временных водотоков. В устьях больших долин и вблизи современных русел, приразломный уступ полностью снивелирован.
- 3. Полученные на основе георадиолокационных данных одноактные разрывные вертикальные смещения по сейсморазрыву изменяются с ЮЗ на CB с 6.9 до 1.6 м. Оценки магнитуд палеоземлетрясения, рассчитанные по полному вертикальному смещению, равны $M_W = 7.3$ и $M_S = 7.5$.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 19-35-90003 «Структура активных разломов Байкальского рифта, и их параметризация по данным георадиолокации».

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Лунина О.В., Гладков А.С., Афонькин А.М., Серебряков Е.В. Стиль деформаций в зоне динамического влияния Мондинского разлома по данным георадиолокации (Тункинская впадина, юг Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2016. № 9. С. 1616-1633. doi: 10.15372/GiG20160902.
- 2. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407-434.
- 3. *Обухов С.П., Ружич В.В.* Структура и положение Приморского сбросо-сдвига в системе главного разлома Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск : ИЗК СО РАН, 1971. С. 65-68.
- 4. *Радиотехнический* прибор подповерхностного зондирования (георадар) «ОКО-2». Техническое описание. Инструкция по эксплуатации // Логические системы. 2009. С. 94.
- 5. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3-22.
- 6. *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал) : аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331-418.
- Хлыстов О.М., Мац В.Д., Воробьёва С.С., Климанский А.В., де Батист М., Черамихола М. Строение и развитие подводного Академического хребта // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41 – № 6. – С. 819-824.
- 8. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С.* Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения зоны Приморского разлома (оз. Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 5-19.
- 9. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск : Наука, 1989. С. 158.
- 10. Bucknam R.C., Anderson R.E. Estimation of fault scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship // Geology. 1979. V. 7. P. 11-14.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage : north-eastern segment / Ed. E.V. Sklyarov. – Irkutsk : IEC SB RAS, 2005. – P. 5-76.
- 12. *McCalpin J.P.* (Ed.). Paleoseismology (2-nd ed.). Burlington : Mass., Academic Press, 2009. P. 613.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЩУТИМЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2018 ГОДА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Дмитриева И.Ю., Саяпина А.А., Багаева С.С., Горожанцев С.В.

СОФ ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Владикавказ, Россия

В течение 2018 года Северо-Осетинским филиалом ФИЦ ЕГС РАН проводились непрерывные сейсмологические наблюдения центральной части Северного Кавказа цифровыми сейсмическими станциями, оснащенными каналами передачи данных в режиме реального времени. Параметры землетрясений определялись по инструментальным данным сетей сейсмических станций NOGSR, OBGSR, DAGSR [1]. Всего зарегистрировано 850 сейсмических событий с $K_P = 4.1-12.8$. Сильные ощутимые землетрясения на рассматриваемой территории достаточно редки (за период 2004-2017 гг. их зафиксировано всего 6 с $K_P = 7.5-14.5$), однако впервые в течение одного года произошло 5 землетрясений, ощущавшихся населением. По трем из них сотрудниками филиала были проведены макросейсмические обследования. Для этого осуществлялись выезды в эпицентральные зоны и близлежащие районы. Оценка интенсивности проводилась по реакции людей и предметов быта на основе шкалы ШСИ-17 [2]. Кроме этого, анализировалась информация, поступающая от жителей удаленных селений непосредственно в информационно-обрабатывающий центр (ИОЦ) в г. Владикавказе.

Заманкульское землетрясение 07^h24^m 12 апреля. Эпицентр землетрясения находился в северо-западной части Республики Северная Осетия-Алания в 2-х *км* юго-западнее села Заманкул [3]. На основании инструментальных данных получено следующее решение по определению параметров землетрясения: $\varphi = 43.33^{\circ}$ N, $\lambda = 44.38^{\circ}$ E, h = 4 км, $K_P = 8.1$. Расчетная интенсивность сотрясений в эпицентре составила $I_0=4$ балла. Незадолго до основного толчка в $05^{h}43^{m}$ в его очаговой зоне зарегистрирован форшок: $\varphi = 43.33^{\circ}$ N, $\lambda = 44.43^{\circ}$ E, h = 5 км, $K_P = 6.2$.

Очаг Заманкульского землетрясения приходится на Терско-Каспийский передовой прогиб вблизи Сунженской северной зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), оконтуривающей с северо-запада территорию РСО-А, для которой согласно [4] теоретически максимально возможная магнитуда равна $M_{max} = 6.1$. Однако, по сведениям «Нового Каталога…» здесь не происходило землетрясений с M > 4.5 [5].

Результаты макросейсмического обследования проявления интенсивности землетрясения в населенных пунктах приведены в таблице 1, а соответствующая карта пунктовбаллов Заманкульского землетрясения показана на рис. 1.

Таблица 1

NG	T	A	Координаты		
JN≌	пункт	Δ, КМ	φ°, N	λ°, E	
	3-4 балла				
1	Заманкул	3	43.34	44.40	
2	Раздзог	8	43.35	44.47	
3	Цалык	8	43.31	44.49	
	2 балла				
4	Ларг-Кох	7	43.26	44.35	

Макросейсмические данные о землетрясении 12 апреля 2018 года

Ma	Π		Координаты		
JNº	пункт	Δ, км	φ°, N	λ°, E	
5	Брут	8	43.26	44.44	
	не ощущалось				
6	Карджин	10	43.26	44.29	
7	Комсомольское	10	43.37	44.29	
8	Хумалаг	11	43.24	44.47	
9	Батако	13	43.37	44.53	



Рис. 1. Карта пунктов-баллов землетрясения 12 апреля 2018 г. с $K_P = 8.1$. Условные обозначения: 1 – интенсивность сотрясений в баллах по шкале ШСИ-17; 2 – эпицентр землетрясения по инструментальным данным

С интенсивностью 3-4 балла землетрясение проявилось в селах Заманкул, Раздзог и Цалык. В ближайшем к эпицентру с. Заманкул люди, находясь на первых этажах кирпичных строений, отмечали толчок и ощущали вибрацию, аналогичную движению тяжелого транспорта, длительностью приблизительно 2 секунды, некоторые опрошенные почувствовали недомогание. В селе Раздзог в помещениях землетрясение ощутили многие. Некоторые слышали гул и треск окон, отчетливо ощущали резкий толчок, теряли равновесие и замечали незначительное смещение и вибрацию тяжелых предметов.

Наиболее сильно землетрясение почувствовали жители с. Цалык. Первое что отмечали люди – это кратковременный глухой подземный гул похожий на хлопок газа в котле, сразу после которого ощущали толчок продолжительностью 2-3 секунды. В некоторых случаях легкая мебель скрипела и раскачивалась, и незначительно смещалась, дребезжали окна.

Из сельской школы были эвакуированы дети. В классах на втором этаже образовались тонкие трещины штукатурки. Стоит отметить, что двухэтажное здание школы находится в аварийном состоянии, стены которого стянуты железными стяжками. Замеченные факты разрушения объясняются скорее ветхостью строения и не могут быть напрямую отнесены к последствию землетрясения.

В целом, для данного района характерна низкая сейсмическая активность. За период инструментальных наблюдений здесь зарегистрировано n = 24 землетрясения с $K_P = 4.8-8.1$.

Яндарское землетрясение $15^{h}55^{m}$ 17 октября. Землетрясение с максимальной интенсивностью сотрясений в эпицентре 5 баллов произошло на окраине села Яндаре Республики Ингушетия [6]. Гипоцентр землетрясения имел координаты $\varphi = 43.27^{\circ}$ N, $\lambda = 44.92^{\circ}$ E, глубину залегания h = 12 км, энергетический класс $K_{P} = 11.5$. Эпицентр землетрясения находился в Сунженской южной зоне ВОЗ (восточная ветвь), для которой предполагаемая максимально возможная магнитуда равна $M_{max} = 6.1$ [4]. В действительности такие магнитуды здесь пока не зафиксированы. Исходя из исторических и инструментальных данных, известно, что землетрясения, сопоставимые или превосходящие по энергетическому классу Яндарское землетрясение, происходят здесь довольно редко [5].

Очаг землетрясения приурочен к активному Сунженскому разлому. В этом месте Терско-Каспийский передовой прогиб встречается с молодой платформой Предкавказья. В целом, весь район составляет Сунженскую антиклинальную зону. Описываемая территория представляет собой слаборасчленённую долину реки Сунжа. Коренных обнажений практически нет, за редким исключением встречающихся только по срезу реки.

За месяц до Яндарского землетрясения в его очаговой зоне зафиксирована сейсмическая активность, по-видимому, являющаяся форшоковой. Общее число событий составило N = 13 в диапазоне $K_P = 5.7-10.6$. Об ощутимости самого сильного землетрясения в этой серии стало известно позднее от жителей г. Карабулак и с. Яндаре в процессе сбора макросейсмических данных землетрясения 17 октября.

Афтершоковая последовательность была немногочисленна, всего 5 зарегистрированных событий. Максимальный афтершок с $K_P = 9$ произошел в этот же день в $22^h 26^m$ по Гринвичу, ощущавшийся некоторыми жителями с. Яндаре и г. Карабулак.

Для Яндарского землетрясения, с использованием данных 48 станций, хорошо окружавших эпицентр и расположенных от него на расстояниях $\Delta = 0.3-50.5^{\circ}$, удалось рассчитать механизм очага по модели источника [7] в виде двойного диполя на основе знаков первых вступлений продольных Р-волн [8]. Диаграмма механизма очага в стереографической проекции для нижней полусферы показана на рис. 2, параметры – приведены в табл. 2.

Согласно полученному решению землетрясение возникло под действием преобладающих сжимающих напряжений, ориентированных в юго-западном направлении. Обе нодальные плоскости имеют достаточно крутое падение. Тип движения по



Рис. 2. Стереограмма механизма очага землетрясения 17 октября 2018 г.

обеим плоскостям – взброс с компонентами сдвига, левостороннего по NP1 с субширотным простиранием и правостороннего – по NP2 с юго-восточным простиранием.

Таблица 2

параметры механизма очага зем	летрясения 17 октяоря 2018 года
0	II

Оси главных напряжений					Ho	дальные	плоско	сти			
1	Г	j	Р	1	V		NP1			NP2	
PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
58	102	11	210	29	307	269	42	43	144	62	124

Такое решение механизма очага согласуется с кинематической характеристикой Сунженской разломной зоны.

Результаты оценки макросейсмических данных землетрясения приведены в табл. 3, а карта пунктов-баллов на рис. 3.

Таблица 3

Макросейсмические данные о землетрясении 17 октября 2018 года

NG	Π		Коорд	инаты
JN≌	пункт	Δ, КМ	φ°, Ν	λ°, E
	5 баллов			
1	Яндаре	0.9	43.27	44.91
2	Карабулак	4.26	43.31	44.91
3	Троицкая	6.97	43.31	44.99
	4 балла			
4	Плиево	7.12	43.29	44.84
5	Барсуки	9.1	43.26	44.81
6	Сунжа	11.8	43.32	45.05
	3-4 балла			
7	Назрань	13.8	43.21	44.76
	3 балла			
8	Магас	14.6	43.17	44.80
9	Али-Юрт	15.1	43.14	44.85
10	Средние	18.9	43.37	44.73
	Ачалуки			

1					
No	Пууулат	A	Координаты		
JNS	пункт	Д, КМ	φ°, N	λ°, E	
	2 балла				
11	Берд-Юрт	16.8	43.22	45.11	
12	Майское	18.5	43.19	44.72	
13	Галашки	21.6	43.08	44.98	
14	Чермен	21.5	43.15	44.71	
15	Зязиков-Юрт	26.8	43.48	44.77	
16	Гайрбек-Юрт	30	43.40	44.60	
17	Батако	33.4	43.38	44.54	
	1 балл				
18	Владикавказ	34.2	43.02	44.68	
	не ощущалось				
19	Михайловское	30.4	43.10	44.63	
20	Беслан	32.4	43.19	44.53	
21	Пседах	36	43.47	44.57	
22	Сагопши	36.3	43.49	44.59	



Рис. 3. Карта пунктов-баллов и фрагменты изосейст землетрясения 17 октября 2018 г. с $K_P = 11.5$. Условные обозначения: 1 – интенсивность сотрясений в баллах по шкале ШСИ-17; 2 – эпицентр землетрясения по инструментальным данным; 3 – изосейсты

С интенсивностью 5 баллов землетрясение проявилось в населенных пунктах Яндаре, Троицкое и Карабулак. Оно было замечено практически всеми жителями этих сел. Многие люди испытывали сильный испуг, некоторые покидали помещения. В домах сильно раскачивались висячие предметы, дребезжала посуда, вибрировали мебель и предметы домашнего обихода. В магазине с полок падали легкие предметы. В отдельных кирпичных домах наблюдались трещины в стенах. При землетрясении был слышен подземный гул, схожий с шумом от взрыва.

Интенсивность колебаний 4 балла была зафиксирована в населенных пунктах Плиево, Барсуки, Сунжа. Здесь землетрясение ощутили многие люди, находящиеся в покое. В помещениях дрожала мебель, колебались висячие предметы.

В Магасе, Али-Юрте, Средних Ачалуках ощутимость землетрясения составила 3 балла. Люди, находившиеся в покое, чувствовали плавное покачивание. В домах были заметны колебания висячих предметов, дребезжание посуды.

Интенсивность сотрясений в 2 балла зафиксирована в населенных пунктах Берд-Юрт, Майское, Галашки, Чермен, Зязиков-Юрт, Гайрбек-Юрт и Батако по вибрации легких предметов. Во Владикавказе землетрясение ощущалось на верхних этажах многоэтажных зданий.

Землетрясение в Северной Осетии $19^{h}00^{m}$ 8 декабря. На территории Алагирского района Республики Северная Осетия-Алания в 3.5 км от административного центра произошло ощутимое землетрясение. По инструментальным данным для него получено следующее решение: координаты $\varphi = 43.08^{\circ}$ N, $\lambda = 44.23^{\circ}$ E, глубина залегания h = 8 км, $K_{P} = 9.4$.

Эпицентральная зона этого землетрясения относится к тектоническому узлу, образованному пересечением регионального субмеридионального Ардонского разлома и северной ветви Владикавказского разлома субширотного простирания.

По историческим данным в этом районе известно Северо-Осетинское восьмибалльное землетрясение 1923 года с M = 4.8 (φ = 43.0° E, λ = 44.2° E) [6].

Для описания макросейсмического эффекта землетрясения использовался материал, собранный непосредственно по опросу населения в ближайших населенных пунктах, а также с помощью сети интернет. Результаты обследования приведены в табл. 4 и на рис. 4.

```
Таблица 4
```

No	Палан	A 1014	Координаты		
JND	пункт	Д, КМ	φ°, N	λ°, E	
	2 балла				
1	Црау	4	43.05	44.18	
2	Цаликово	4	43.07	44.27	
3	Алагир	4.6	43.04	44.22	
4	Ногкау	6	43.1	44.29	

processing of generophi 2010 10da								
NG	Пуучулат	A	Координаты					
JNg	пункт	Д, КМ	φ°, N	λ°, E				
5	Дигора	10	43.16	44.16				
6	Ардон	12	43.18	44.3				
	не ощущалось							
7	Тамиск	13	42.96	44.20				
8	Урсдон	11.6	43.1	44.09				





Рис. 4. Карта пунктов-баллов землетрясения 8 декабря 2018 г. с $K_P = 9.4$. Условные обозначения: 1 – интенсивность сотрясений в баллах по шкале ШСИ-17; 2 – эпицентр землетрясения по инструментальным данным

Согласно собранной информации колебания в 2 балла ощущались в населенных пунктах Црау, Алагир, Нижний Бирагзанг, Суадаг, Дигора, Ардон, Цаликово, Ногкау по вибрации легких предметов. Землетрясение сопровождалось подземным гулом, схожим со звуковым эффектом, издаваемом при взрыве.

В заключении отметим, что рассмотренные землетрясения дали возможность изучить характер распространения макросейсмических эффектов для значительной части территорий Северной Осетии и Ингушетии в достаточно широком диапазоне интенсивности. Все они ощущались населением несмотря на относительно невысокие энергетические классы ($K_P = 8.1-11.5$).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Габсатарова И.П., Даниялов М.Г., Мехрюшев Д.Ю., Погода Э.В., Янков А.Ю. Северный Кавказ // Землетрясения России в 2015 году. Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 17-27.
- 2. ГОСТ Р 57546–2017. Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности. М. : Стандартинформ, 2017. – 28 с.
- Багаева С.С., Саяпина А.А., Горожанцев С.В., Погода Э.В. Макросейсмические проявления Заманкульского землетрясения 12 апреля 2018 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы XIII Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2018. – С. 39-42.
- 4. Рогожин Е.А., Габсатарова И.П., Погода Э.В. Зоны ВОЗ и сейсмичность территории Республики Северная Осетия-Алания // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции, посвященной 10-летию выпуска сборника научных трудов

«Землетрясения Северной Евразии», Обнинск, 28-31 июля 2008 г. – Обнинск : ГС РАН, 2008. – С. 243-249.

- Бабаян Т.О., Кулиев Ф.Т., Папалашвили В.Г., Шебалин Н.В., Вандышева Н.В. II б. Кавказ [50-1974 гг., M ≥ 4.0, I₀≥ 5] / Отв. сост. Н.В. Вандышева // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М. : Наука, 1977. – С. 69-170.
- 6. Дмитриева И.Ю., Саяпина А.А., Багаева С.С., Горожанцев С.В. О макросейсмических проявлениях Яндарского землетрясения 17 октября 2018 г. // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 3. С. 151-160.
- 7. Габсатарова И.П., Гилёва Н.А., Богинская Н.В., Иванова Е.И., Малянова Л.С., Сафонов Д.А., Середкина А.И. Механизмы очагов отдельных землетрясений России // Землетрясения России в 2018 году. – Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – (в печати)
- 8. *Ландер А.В.* Описание и инструкция для пользователя комплекса программ FA (расчет и графическое представление механизмов очагов землетрясений по знакам первых вступлений *P*-волн) // Фонды автора. 2006. С. 27.

УДК 550.348

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПСЕВДОРЕЛЕЕВСКИХ ВОЛН ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ МАССОВОГО КАРЬЕРНОГО ВЗРЫВА

Дубянский А.И.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия

При добыче полезных ископаемых открытым способом, как правило, производятся взрывные работы, которые выполняются с определенной временной задержкой в различных частях (блоках) карьеров. Для оценки сейсмического воздействия на окружающую среду промышленных взрывов необходимо учитывать энергетический вклад каждого взрываемого блока. Энергетической характеристикой является класс события (K_P), который определяется по известной в сейсмологии методике только для взрыва первого блока в силу того, что при современной технологии производства взрывных работ временная разрешенность недостаточна для получения надежной информации о временах вступления и амплитудах волн Pg и тем более Sg при взрыве последующего блока. В этой связи возникают две задачи. Вопервых, необходимо знать количество взрываемых блоков, а во-вторых, получить оценку энергетического класса (K_P) сейсмических событий, связанных с взрывами как первого, так и последующих блоков.

Количество взрываемых блоков можно оценить по записям волны Релея [1], которая фактически является псевдорелеевской волной, т. к. в условиях Воронежского кристаллического массива мощность слоя, в котором она формируется (десятки – первые сотни метров) на много меньше длины волны (1.5-3.0 км) [2]. По количеству вступлений волны *Rg* были определены некоторые аспекты производства промвзрывов. В частности, установлено, что наибольшее число взрывов в день производства взрывных работ характерно для Лебединского карьера, которое достигает в среднем 5 и может изменяться, составляет от 3 до 7. В Стойленском и Михайловском карьерах среднее число взрывов несколько меньше и составляет 4. Наименьшее количество блоков (один или два) подрывается в Павловском карьере. Среднее время задержки между взрывами в Лебединском и Стойленском карьерах равно 10 с, в Михайловском – 9 с. По всем названным карьерам можно считать, что интервал времени между подрывами первого и последующего блока составляет 10 с, что определяет лишь небольшой интервал эпицентральных расстояний, в пределах которых запись волны Sg не искажена наложением волн от последующего взрыва. Региональные годографы показывают [2], что при разнице времен прихода волн Sg и Pg равной 10 с эпицентральное расстояние составляет 80 км, а это значит, что при больших удалениях всегда из-за интерференции возникает неопределенность при определении кинематических и динамических параметров волны Sg, что, в свою очередь, влияет на точность определения расстояния взрыв-прибор и класса сейсмического события. Последнее обстоятельство обуславливает точность в определение величины K_P , которая не менее 0.5.

Анализ волнового поля карьерных взрывов свидетельствует, что наиболее динамически выразительной и устойчивой частью записи являются записи низкочастотной псевдорелеевской волны Rg, по которым, как сказано выше, можно определить количество взрываемых блоков. С другой стороны представляется возможным получение оценок класса сейсмических событий, связанных с взрывами последующих блоков с использованием амплитуд поверхностной волны. Для этого по данным «Сводный бюллетень Лаборатории сейсмического мониторинга ВКМ» за 2019 год оценивалась зависимость K_P от амплитуды волны R_g . Использовалась информация, полученная на сейсмостанциях VRS и LPSR при взрывах первого блока в Павловском, Лебединском, Стойленском и Михайловском карьерах. В каждом случае определены различные, но, в общем-то, близкие значения параметров уравнений линейной регрессии. В частности, при взрывах в Лебединском и Стойленском карьерах угловые коэффициенты составляют 1.43-1.82; свободные компоненты 7.44-7.69. Здесь следует заметить, что при регистрации станцией LPSR взрывов в Стойленском карьере корреляционная связь между амплитудами волны R_g и K_P отсутствует, что, возможно, связано как с особенностями технологии взрывных работ, так и с погрешностями в определении класса сейсмического события. При взрывных работах в Павловском карьере коэффициенты K_P, при записях на сейсмостанциях VRS и LPSR, равны 1.82 и 2.57, свободные члены – 7.77 и 7.1. Несколько большие эти параметры регрессии характерны при взрывах в Михайловском карьере. Здесь коэффициенты при неизвестном составляют 2.84 и 2.89, а свободные члены – 8.88 и 8.15, что отражает специфику технологии промвзрывов в рассматриваемом карьере.

Полученные уравнения регрессий, для конкретной ситуации «сейсмостанция-карьер», можно использовать для получения оценок вклада каждого взрываемого блока в суммарный энергетический эффект. При оценке воздействия генерируемой суммарной сейсмической энергии на окружающую среду следует иметь в виду, что эта энергия выделяется не мгновенно, а в течение некоторого интервала времени, который составляет от десятых долей секунды до десятков секунд.

ЛИТЕРАТУРА

- Дубянский А.И., Силкин К.Ю. Расшифровка структуры промышленных взрывов с использованием вейвлет-анализа сейсмологических записей // Современные проблемы и опыт гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических исследований на территории центрально-черноземного региона. Воронеж : ИПЦ «Научная книга», 2018. С. 70-75.
- Дубянский А.И., Калинина Э.В. Региональные скоростные модели Р- и S-волн для интерпретации локальных и региональных сейсмических событий // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы : Материалы XVIII международной конференции. – Воронеж : ИПЦ «Научная книга», 2012. – С. 112-116.

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ХАРАКТЕР ЗАПИСЕЙ ВОЛНОВЫХ ФОРМ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

Ефременко М.А.¹, Золототрубова Э.И.¹, Ежова И.Т.^{1,2}, Пивоваров С.П.¹

¹ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия; ²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

За более чем двадцатилетний период наблюдений на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) сетью сейсмических станций зарегистрировано около 7 тыс. промышленных взрывов. Получен уникальный материал, позволяющий сделать вывод, что геологические условия места установки сейсмической станции влияют на характер записи волновых форм взрывов в различных карьерах.

На примере анализа волнового поля взрывов в «Павловском» карьере, показано, что локальные геологические неоднородности оказываю существенное влияние на характер записи сейсмических событий. Ниже представлен пример анализа записей волнового поля, возбуждаемого промышленными взрывами в «Павловском» карьере, зарегистрированными сейсмическими станциями «Архангельское» (VAU7) и «Истобное» (ABD1). Павловский карьер и сейсмические станции расположены в одной региональной структуре ВКМ – Лосевской шовной зоне. В Павловском гранитном карьере ежегодно производится около 35 промышленных взрывов мощностью до 300 тонн ВВ. Сейсмические события, вызванные этими взрывами, являются событиям 7-8 энергетических классов. Расстояние от карьера до сейсмической станции VAU7 составляет 121 км, до станции ABD1 – 146 км. Расстояние между станциями составляет 30 км (рис. 1). Регистрирующее оборудование на станциях однотипное, что позволяет корректно сравнивать полученные результаты.



Рис. 1. Расположение сейсмических станций VAU7, ABD1 и карьера «Павловск» на структурно-блоковой схеме

В соответствии с «Инструкцией...» [1], на записях сейсмических станций, регулярно производятся замеры уровня микросейсмического шума. На рис. 2 представлены осреднен-

ные характеристики микросейсмического шума на сейсмостанциях «Архангельское» и «Истобное», полученные в максимально свободное от помех в дневное и ночное время. Из рисунка видно, что микросейсмический шум в районе расположения сейсмостанций, примерно одинаковый на обеих сейсмостанциях, в то же время имеются свои отличия, характерные для мест установки регистрирующей аппаратуры. В структуре микросейсмического шума, в диапазоне частот 0.8 Гц, как следует из амплитудно-частотного спектра, выделяется микросейсм [2-3], здесь дневные и ночные записи одинаковы. Существенные различия между дневным и ночным спектром на станциях начинаются с частоты выше 1.4 Гц. Наиболее интересным является частотный интервал 0.7-1.4 Гц, где по данным сейсмической станции VAU7 на горизонтальных составляющих имеется стабильный минимум, расположенный на частоте выше 1 Гц, а по данным сейсмической станции ABD1 наблюдается спектральный максимум. На вертикальных компонентах в этом диапазоне частот, на анализируемых амплитудночастотных спектрах, имеются стабильные минимумы. Различия в амплитудных спектрах вертикальных каналов наблюдаются на частотах 4.0-7.0 Гц, так по данным сейсмической станции VAU7, максимум спектральных амплитуд наблюдается на частотах 3.5-6.5 Гц и затем начинается резкий спад спектральных амплитуд, в то время как для сейсмической станции ABD1 спектральный максимум находится на частотах 4.0-5.0 Гц, спад спектральных амплитуд имеет более пологий вид.



Рис. 2. Осредненные трехкомпонентные амплитудно-частотные спектры микросейсмического фона в дневное и ночное время на сейсмостанциях «Архангельское» и «Истобное»

Анализируя исходную запись промышленного взрыва, полученного на сейсмических станциях и амплитудно-частотные спектры фона и полезного сигнала (рис. 3, 4) видно, что вступление объёмной Pg волны высокочастотное и уверенно выделяется на открытом канале. Но при этом длина записи Pg волны на анализируемых станциях различна. Так для станции VAU7 она составляет 6 с (рис. 3), а для станции ABD1 только 4 с (рис. 4), не смотря на то, что эта сейсмическая станция находится дальше от карьера. Стоит отметить, что на сейсмической станции ABD1 амплитуды волны Лява на горизонтальных компонентах выше, чем амплитуда той же волны по данным сейсмической станции VAU7 и имеют разную форму записи.

Анализируя амплитудно-частотные спектры трех компонент, записи промышленного взрыва двух сейсмических станций, наблюдаются локальный максимум в диапазоне частот 0.4-0.9 Гц, превышения спектральных амплитуд полезного сигнала над фоном на порядок выше, при этом на горизонтальных каналах спектральные амплитуды более высокие. Такая же картина наблюдается в интервале частот от 5.0 Гц до 7.0 Гц. Следует отметить, что спектральные амплитуды записи взрыва на сейсмической станции ABD1, начиная с частоты выше 7.0 Гц практически совпадают со спектральными амплитудами фона. Вместе с тем, спектральные амплитуды полезного сигнала на всех составляющих сейсмической станции VAU7 превышают фоновые значения практически на один порядок.



Рис. 3. Волновые формы, амплитудно-частотный спектр трех составляющих записей промышленного взрыва 8-го энергетического класса в карьере «Павловский» 28/02/2020 г. и движение частиц грунта, вызванное Pg, Lg, Rg-волнами по данным сейсмостанции VAU7. Амплитудночастотные спектры записи взрыва (1) и фона

На фильтрованных записях сейсмического события, вызванного промышленным взрывом в «Павловском» карьере по данным сейсмическим станциям (0.4-0.8 Гц) четко проявляется волна Релея, представленная короткими трехфазными импульсами с видимым периодом около двух секунд. Эту волну можно уверенно выделять с использованием соответствующего низкочастотного фильтра. При этом на горизонтальных компонентах сейсмической станции ABD1 наблюдается несколько цугов поверхностных волн, которые, возможно, вызваны интерференцией волн Лява и Релея. Длина записи групп поверхностных волн на вертикальных компонентах этих станций, не смотря на разницу в расстоянии до эпицентра, одинаковая и составляет 15 с. Поверхностные волны Лява на записях карьерных взрывов хорошо регистрируются даже на открытом канале. Но если применить фильтрацию и посмотреть движение частиц грунта, то можно с большей уверенностью найти вступление Lg волны (рис. 4). Поляризационный анализ применяется как один из наиболее важных инструментов для решения таких проблем, как идентификация фаз и определение времени их вступления [3-4]. Как видно из рисунков, направление движения частиц грунта, соответствующее продольной (Pg) волне находится в вертикальной плоскости (Z-N, Z-E). Азимут показывает на источник сигнала, что подтверждает выделенную волну. Направление движения частиц грунта, находящихся в горизонтальной плоскости (Z-N, Z-E), соответствует волне Лява. Азимут на источник сигнала показывает перпендикулярное направление, что в свою очередь подтверждает идентифицированную волну. Траектория движения частиц грунта близкая к эллиптической, соответствует волне Релея.



Рис. 4. Волновые формы и амплитудно-частотный спектр трех составляющих записей промышленного взрыва 8-го энергетического класса в карьере «Павловский» 28/02/2020 г. и движение частиц грунта, вызванное *Pg*, *Lg*, *Rg* волнами по данным сейсмостанции ABD1. *Амплитудно-частотные спектры записи взрыва* (1) и фона (2)

Таким образом, несмотря на то, что и промышленный карьер, где производятся взрывы, и сейсмические станции расположены в одной региональной геологической структуре, записи сейсмических событий, вызванных взрывами, имеют существенные отличия, как в структуре волнового поля, так и в характере выраженности отдельных типов волн в записях. Учитывая, что трассы на пути взрыв-приемник в обоих случаях по структуре и физическим свойствам близки, можно предположить, что наблюдаемые особенности записей взрывов могут быть обусловлены локальными особенностями геологического строения непосредственно в месте установки сейсмических станций [5].

В связи с этим, был проведен детальный анализ особенностей в строении осадочного чехла, фундамента и земной коры в месте установки сейсмических станций (рис. 5).

Сейсмическая станция «Архангельское» (VAU7) расположена на правом берегу р. Дон в зоне сочленения Среднерусской возвышенности и Окско-Донской впадины. Абсолютные отметки рельефа кристаллического фундамента находятся в пределах нулевых значений. Эрозионный срез докембрия сложен верхнеархейскими-нижнепротерозойскими отложениями лосевской серии, представленной породами базальт-риолитового состава, в полукольцевом обрамлении гранитами усманского комплекса (рис. 5). Эта станция расположена в Воронежском мезоблоке, в треугольнике тектонических нарушений субширотного и северо-западного простирания коровых разломов 3-го ранга, в 7-ми км западнее Графского коромантийного разлома 2-го ранга [6].

В отличие от места установки сейсмической станции VAU7, сейсмическая станция «Истобное» (ABD1) расположена в Хохольско-Павловском мезоблоке между коромантий-

ным Ряжско-Кантемировским разломом 1-го ранга и коровым 4-го ранга [6]. Абсолютная отметка рельефа кристаллического фундамента в месте установки сейсмической станции ABD1 около +25 м [6]. Докембрийский фундамент в месте установки станции представлен гранитоидами павловского комплекса нижнепротерозойских отложений, вблизи локальной аномалии михайловской серии верхнего архея (рис. 5).



Рис. 5. Положение сейсмических станций VAU7 и ABD1 на геологической карте кристаллического фундамента

Разрез осадочной толщи в районах размещения сейсмических станций представлен палеозойскими (девонскими), мезозойскими (меловыми) и кайнозойскими (палеогеновыми и неоген-четвертичными) отложениями Девонские отложения представлены песчаниками, алевролитами, глинами, известняками мощностью до 63 м (VAU7) и 52 м (ABD1). Меловые, преимущественно карбонатные породы обнажаются по склонам речных долин. Отложения также представлены песками и глинами. Мощность меловых отложений – около 35 м (VAU7) и 96 м в районе сейсмической станции ABD1. Палеоген представлен мергелями, песками и аргиллитами, которые слагают водораздельные пространства. Мощность отложения отсутствуют. Неоген-четвертичные отложения представлены песками, водноледниковыми и аллювиальными образованиями и перекрыты покровными сутлинками (мощность до 10 м для станции ABD1). Четвертичные отложения для станции VAU7 составляют около 5 м. Мощность осадочного чехла в районах расположения станций от 180 до 200 м (ABD1), от 100 до 130 м (VAU7), в пунктах наблюдения – 180 м (ABD1) и 103 м (VAU7). Непосредственно подпочва в районах установки станций представлена суглинками.

Описанные различия записей волновых форм и спектров обусловлены индивидуальными особенностями в геологическом строении мест установки сейсмических станций VAU7 и ABD1:

- в структурно-тектоническом отношении станции расположены в разных мезоблоках ЛШЗ;
- в эрозионном срезе докембрийского фундамента: VAU7 породы базальт-риолитового состава (AR₂:PR₁Is), ABD1 – павловские гранитоиды, более молодые по возрасту (PR₁p);
- мощностью осадочного чехла, в пунктах наблюдения: ABD1 –180 м, VAU7 –103 м;
- наличием переходного слоя кора-мантия мощностью 6.5 км в районе станции ABD1;
- плотностью земной коры в месте установки станции VAU7 2.809 г/см³, ABD1 2.835 г/см³.
- наличием проводящих объектов в приповерхностной части фундамента (до 3-х км) в районе станции ABD1 и отсутствием таковых для сейсмической станции VAU7.

Как показано выше, геологическое строение места установки сейсмической станции влияет на записи волновых форм, их структуру и интенсивность различных типов волн и особенности амплитудно-частотных спектров. Наличие локальных объектов михайловской серии верхнего архея и пород с пониженным сопротивлением ρ_{ϕ} в районе сейсмической станции ABD1, возможно, оказывает влияние на форму и интенсивность записи горизонтальных компонент промышленных взрывов. Учитывая, что трассы, по которой распространяется сейсмическое поле, возбужденное промышленными взрывами, близки для анализируемых сейсмических станций, можно сделать вывод, что основную роль в формировании записей сейсмических событий, играет геологическое строение в месте регистрации.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Инструкция* о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР // Институт физики Земли АН СССР. 1981. 272 с.
- 2. *Взрывы* и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко. М. : Изд-во ГЕОС, 2013. 384 с.
- 3. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы // Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. Кн. 2 : Микросейсмичность. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2007. – 96 с.
- Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2006. – С. 77-83.
- 5. Дубянский А.И., Зайцев С.В., Силкин К.Ю. Поверхностные волны сейсмических событий в условиях Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронежского университета. – Геология. – 2005. – № 1. – С. 221-225.
- 6. *Литосфера* Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Гл. ред. Н.М. Чернышов. Воронеж : Научная книга, 2012. 330 с.

УДК 550.8.34: 551.21.5: 624.131

ВОЗДЕЙСТВИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ НА АКТИВИЗАЦИЮ ЗЕМНЫХ ПРОЦЕССОВ

Жигалин А.Д.^{1,2}, Крахина Е.А.³

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ³Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Первый экологический «закон» Б. Коммонера – «Все связано со всем» – указывает на то, что процессы и явления, протекающие на планете Земля взаимосвязаны, и более того, проявление одних процессов посылает импульс для активизации других. «Запуск» различных природных процессов может осуществляться, не только за счет источников земного происхождения, но и не менее мощных – космических, а именно, определяется солнечной активностью. Наша звезда оказывает мощное видимое (невооруженным глазом) и невидимое (но измеряемое приборами) воздействие на все земные процессы и явления. Солнечная вспышка посылает мощные энергетические импульсы (электромагнитное излучение и/или

поток корпускул) в сторону Земли, что инициирует возбуждение магнитосферы и от нее передачу энергии в недра планеты, могущей при стечении обстоятельств вызывать проявления сейсмической активности. Выбросы солнечной энергии несут на Землю громадное количество тепловой энергии. Достигая атмосферы и гидросферы Земли, тепловые импульсы способствуют формированию так называемых зон депрессии. В пределах этих зон по мере увеличения скорости ветра и давления атмосферные циклоны начинают перерастать в сильные тропические штормы или, достигая максимального пика энергии, в тайфуны и ураганы.

Актуальность изучения предполагаемых солнечно-земных связей на фоне не утихающей дискуссии о смене климата, грядущей тепловой катастрофе и периодически «приближающихся к Земле астероидов-убийц» год от года возрастает. Поскольку наблюдения – это всё, что есть в нашем (землян) распоряжении, надо постоянно следить за ритмом жизни Земли в неспокойном мире ближнего и дальнего Космоса. Это даст возможность объективно оценивать нашу (человечества) возможность участия в сохранении на планете биосферы (и себя как ее очень деятельной части!) как живой формы материального мира и самой планеты.

Наше дневное светило имеет довольно буйный нрав и часто его демонстрирует, вызывая энергетические возмущения во всем околосолнечном пространстве. Испускаемые Солнцем электромагнитные и корпускулярные излучения, та их часть, которая направлена в сторону Земли, проникает в пределы магнитосферы, заполняя все ее полупространство между фронтальной частью магнитосферы и поверхностью Земли. Как следствие, возникают магнитные бури и электрические возмущения в верхних слоях атмосферы. По своим энергетическим характеристикам происходящие при этом в верхних слоях атмосферы события, и их отголоски, которые наблюдаются на или вблизи поверхности Земли, оставляют далеко позади все известные нам эндогенные и экзогенные земные процессы, включая сильные тектонические и вулканические землетрясения, цунами, тайфуны и другие события, относимые к категории стихийных бедствий. Хорошо, что все это происходит, во-первых, не очень часто и, во-вторых, на очень больших высотах в самых верхних слоях атмосферы. Однако следует помнить и о том, что в силу нелинейности природных процессов (да и о синергетике не следует забывать) даже относительно слабые энергетические воздействия на приземные слои атмосферы и верхние слои литосферы могут в конечном итоге обернуться большими геофизическими неприятностями.

Попытки связать сейсмическую активность с возмущениями геомагнитного поля, прохождением Землей ключевых точек орбиты, солнечной радиацией и другими, напрямую не связанными с тектоникой, геофизическими процессами, позволили обнаружить некоторые характеризующие эту связь геофизические особенности. Так, удалось обнаружить, что в окрестностях точек весеннего и осеннего равноденствия наблюдается повышение уровня выделения сейсмической энергии, при прохождении магнитных бурь отмечается существенное изменение спектральных характеристик микросейсмических колебаний и др.

В докладе представлены результаты анализа воздействия космической энергии на проявление и активизацию природных процессов (землетрясений, тайфунов и ураганов) в северном полушарии Земли, а также взаимосвязи между солнечной, магнитной активностью и проявлением стихийных бедствий. Для анализа были использованы данные по солнечной и магнитной активности, а также сведения по сейсмическим и циклоническим проявлениям в течение двенадцатилетнего периода времени с 01.01.2007 по 31.12.2018 гг. На рис. 1 представлены графики изменения солнечной и магнитной активности, а также числа сейсмических событий за весь интервал времени.

Энергия солнечных вспышек реализуется в виде электромагнитного излучения и потоков энергичных частиц (протонов и электронов), а также в виде гидродинамических истечений плазмы. Мощность вспышек, определяемая по яркости рентгеновского излучения, характеризуется мощностью вспышек от $\geq 10^{-4}$ Вт/м² (солнечные вспышки класса X) до мощности вспышек < 10^{-5} Вт/м² (вспышки класса C). Солнечные вспышки сопровождаются выбросом частиц, энергия которых варьирует от 1 кэВ до 10 ГэВ и более.



Рис. 1. Графики солнечной активности, возмущений магнитосферы и числа сейсмических событий за период времени с 1 января 2007 г. по 31 декабря 2018 г. [1-2]

Электромагнитная солнечная радиация, распространяющаяся со скоростью 300 тыс. км/с, достигает земной поверхности в течение 8-10 минут, после чего на Земле может начаться возмущение геомагнитного поля и формирование магнитных бурь. Корпускулярная радиация (солнечный ветер) – состоит в основном из протонов и электронов, движущихся со скоростью 300-1500 км/с и практически полностью улавливаемых магнитосферой Земли. Магнитные бури, инициируемые корпускулярной радиацией, проявляются на Земле с запаздыванием на 2-4 суток.

Типичная магнитная буря развивается последовательно в виде трех фаз. Начинается буря, когда межпланетная ударная волна достигает магнитосферы и сжимает её. Сжатие происходит весьма быстро (в течение минут), и отчётливо проявляется в вариациях геомагнитного поля как резкое увеличение его напряжённости. После сжатия магнитосферы ударной волной и до начала главной фазы бури наблюдается несколько относительно спокойных часов. Главная фаза магнитосферной бури начинается, когда магнитосферы достигает плазменное облако, породившее ударную волну, и характеризуется последовательностью взрывоподобных процессов – магнитными суббурями [3].

В процессе анализа были установлены предположительно взаимосвязанные парные временные интервалы событий: солнечной и магнитной и магнитной и сейсмической активности, соответственно. Это было сделано в соответствии с парадигмой, постулирующей, что высокая солнечная активность, при которой происходит массированный выброс в околосолнечное пространство корпускул и высокого уровня электромагнитной энергии, вызывает неординарное возмущение фронтальной части магнитосферы нашей планеты. В дальнейшем возмущение от границы магнитосферы передается в нижние слои атмосферы, достигая поверхности гидросферы (Мирового океана) и литосферы (твердой оболочки Земли). Таким образом, конечным «продуктом» процесса передачи энергии является формирование цепи последовательных событий в системе «Солнце – магнитосфера – атмосфера – гидросфера + литосфера». Задачей аналитического исследования было установление феномена таких связей. Связь анализируемых отдельных звеньев указанного процесса определялась величиной коэффициента попарной корреляции между солнечной активностью и активизацией магнитосферы и между активированной магнитосферой и проявлением сейсмической активности. Некоторые результаты анализа представлены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

	Даты событий		Смещение	Коэффициент	Связь солнечной и
Активность	начало	конец	во времени (сутки)	парной корреляции	магнитной активности
Солнечная	31.08.2011	19.10.2011	3	0.52	заметная высокая
Магнитная	03.09.2011	22.10.2011	5	0.52	положительная
Солнечная	08.09.2014	14.10.2014	2	0.57	заметная высокая
Магнитная	11.09.2014	17.10.2014	5	0.57	положительная
Солнечная	04.02.2015	16.03.2015	7	0.62	устойчивая
Магнитная	11.02.2015	23.03.2015	7	0.05	положительная
Солнечная	01.05.2015	27.05.2015	0	0.42	заметная
Магнитная	01.03.2013	27.03.2013	0	0.42	положительная
Солнечная	12.07.2017	13.08.2017	2	0.60	заметная высокая
Магнитная	15.07.2017	16.08.2017	3	0.00	положительная

Связь солнечной и магнитной активности

Активность	Даты событий		Смещение во времени	Коэффициент парной	Связь магнитной и	
	начало	конец	(сутки)	корреляции	сеисмической активности	
Магнитная	04.09.2011	18.09.2011	5	0.46	заметная	
Сейсмическая	09.09.2011	23.09.2011	5	0.40	положительная	
Магнитная	25.04.2015	26.05.2015	n	0.54	заметная	
Сейсмическая	27.04.2015	28.05.2015	2	0.34	положительная	
Магнитная	01.05.2015	27.05.15	2	0.65	устойчивая	
Сейсмическая	03.05.2015	29.05.2015	Z	0.03	положительная	

Связь магнитной и сейсмической активности.

При выборе интервалов сравнения был учтен путем компенсации временной сдвиг прихода электромагнитного и корпускулярного излучения, и отмечены начало и конец протекания процессов, что позволяет косвенным образом выявить природу солнечного воздействия, вызвавшего возмущение фронтальной части магнитосферы: электромагнитную или корпускулярную.

Рассчитанные значения коэффициента парной корреляции позволили установить, что связь между солнечной и магнитной активностью заметнее и устойчивее при корпускулярном воздействии на геомагнитное поле. На исследуемых 5 интервалах временное смещение составляет трое и более суток, за исключением одного из интервалов, где солнечная вспышка и возмущение магнитосферы наблюдались в один и тот же день (01.05.2015 и 27.05.2015). Временное смещение в несколько суток характерно для корпускулярных частиц, чья скорость составляет, как отмечено выше, 300-1500 км/с. Расстояние от Солнца до Земли – 149.6 млн км, корпускулы преодолевают за 2-5 суток. Взаимосвязь солнечной, магнитной и сейсмической активности оценивалась путем построения временных графиков изменения уровня солнечной активности, возмущенного состояния магнитосферы и предположительно связанных с этими событиями интервалов увеличения сейсмической активности.

Сопоставление графиков позволяет говорить о наличии так называемой визуальной корреляции. Так, например, на Солнце в период с 8 сентября по 14 октября было зафиксировано 14 средних вспышек класса М. при этом пик выброса солнечной энергии наблюдался 10 сентября 2014 года, плотность теплового потока составила 2000 Вт/м². Эта сильная солнечная вспышка относится к классу Х. Последующие средняя и сильная магнитные бури уровня G2 и G3 зафиксированы 12 и 13 сентября 2014 года, солнечная вспышка средней силы (класса М), произошедшая с 9 по 11 ноября 2014 года, повлекла за собой возбуждение магнитосферы Земли с формированием бури уровня G1, прошедшей с 14 по 15 октября 2014 г. Выбросам солнечной энергии, которые были зафиксированы 13 и 20 июля 2017 г. в дальнейшем сопутствовало увеличение магнитной активности в период времени с 15 по 21 июля 2017 г. и так далее.

Если говорить о связи возмущений геомагнитного поля с сейсмическими событиями, то следует отметить следующее. Например, геомагнитное поле находилось в заметно возбужденном состоянии с 6 по 19 мая 2015 г. Магнитные бури были зафиксированы 06 мая 2015 г., 13 мая 2015 г. и 19 мая 2015 г. Предположительно связанная с этими событиями активизация сейсмических процессов установлена с 7 по 17, с 19 по 21 и 29 мая 2015 г. с максимальной магнитудой землетрясения 6.9 12 мая 2015 г. В интервале времени с 6 по 13 мая были зафиксированы магнитные бури, которые, возможно, спровоцировали серию толчков в тихоокеанском регионе через 2-е суток, например, сильное землетрясение с магнитудой 6.1 08 мая 2015 г. в регионе Северная Суматра, Индонезия, 12 мая 2015 г. сильное землетрясение с магнитудой 6.9 вблизи восточного побережья о-ва Хонсю, Япония и др.

Проведенный корреляционный анализ показал наличие заметной или устойчивой связи между космическими и земными экзогенными и эндогенными процессами. Солнце, своего рода триггер, посылает сигналы в виде всплесков и значительных по массе выбросов энергии и тем самым оказывает мощное воздействие, которое через определенный интервал времени отображается в виде реакции магнитного (геомагнитного) поля, возникновения специфических процессов в атмосфере и по мере достижения энергией поверхности гидросферы и твердой Земли активизации экзогенных и эндогенных геологических процессов.

Солнце для нашей планеты является главным источником энергии, приводящим в движение практически все происходящие на ней природные процессы. Корреляционный анализ в выбранных временных интервалах показал устойчивое влияние солнечной энергии на активизацию таких процессов, как вариации магнитной и циклонической активности, активизацию блоков литосферы и проявлений аномальной сейсмичности (землетрясений с высокими магнитудами) и, что интересно, показал возможность существования функциональной связи тектонической и лунно-солнечной активности.

Данная область научных исследований находится в начале своего развития. Существуют различные теории о влиянии солнечной энергии на земные процессы, многие из которых не всегда подкрепляются фактическим материалом. Однако на основе результатов научных работ прошлых лет и постоянно пополняющихся знаний уже можно (и нужно!) формировать единую базу данных и в рамках ее унифицированную систему обработки накапливающихся данных о различных природных (и не только природных) процессах. Следуя этому пути, несомненно, станет возможным решать задачи, связанные с прогнозированием тех процессов, которые сегодня относятся к категориям чрезвычайных ситуаций и стихийных бедствий.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Лаборатории* Рентгеновской Астрономии Солнца ФИАН (Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН), магнитная активность : https://tesis.lebedev.ru/magnetic_storms.html Дата обращения: 18.11.2019 г.
- 2. Служба Срочных Донесений ФГБУН ФИЦ ЕГС РАН (ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН») : http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd_news.htm Дата обращения: 18.07.2019 г.
- 3. *Влияние* возмущенности и магнитосферы на ротационный режим Земли: https://kpfu.ru/portal/docs/F426721381/GordeevRO.pdf Дата обращения: 15.04.2020 г.

УДК 550.8.056:550.832-П

ДИНАМИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КОЛЛЕКТОРОВ, СОПРОВОЖДАЮЩАЯ СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Жуков В.С.

Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Динамика физических свойств коллекторов в многочисленных работах [1-3, и др.] рассматривалась в широком диапазоне изменений давлений, температуры и длительности их воздействия. Применительно к современной геодинамике месторождений углеводородов актуальна необходимость учета изменений физических свойств горных пород при техногенных воздействиях на них [4-6], в частности при разработке месторождений на истощение, которая сопровождается ростом эффективного давления. Кроме того, геодинамические последствия разработки месторождений ведут к повышению геодинамической опасности объектов нефтегазового комплекса [7-9].

При разработке месторождений нефти и газа на истощение снижается пластовое давление, а горное давление вышележащих пород остается без изменений. При этом часть

нагрузки, которую принимал на себя флюид (газ, вода, нефть), содержащийся в поровом пространстве коллекторов, будет передаваться на скелет породы и вызывать снижение пористости и проницаемости. Снижение пластового давления ведёт к повышению эффективного напряжения:

$$P_{\vartheta\phi} = P_{\theta c} - n \cdot P_{n \eta}, \tag{1}$$

где, P_{sc} – геостатическое или всестороннее давление, величина которого определяется мощностью и плотностью вышележащих горных пород; P_{nn} – давление флюида в пласте или поровое давление; n – коэффициент, зависящий от структуры и литолого-минералогического состава породы (обычно n принимается равным 1).

Изменения пористости. Влияние пластовых условий на пористость может быть сведено к влиянию температуры и влиянию давления. Исследованиям влияния этих факторов посвящён ряд работ [10-13)]. В.М. Добрынин в [10] приводит дифференциальное уравнение изменения коэффициента пористости коллекторов в общем виде:

$$\frac{dk_n}{k_n} = (\beta_{c\kappa} - \beta_n)d(\sigma - p) + (1 - \mu_p)\beta_{me}dp - (1 - \mu_t)\alpha_{t,me}dt.$$
(2)

Согласно этому уравнению изменение коэффициента пористости коллекторов зависит от эффективного напряжения ($\sigma - p$), пластового давления p, температуры t, упругих и тепловых свойств скелета породы отражённых в коэффициентах $\beta_{c\kappa}$, β_n , β_{me} и $\alpha_{t me}$, а также относительной глинистости коллектора η_{2n} , упругих и тепловых свойств глинистых минералов μ_p и μ_t . Для чистых не глинистых песчаных ($\eta_{2n} < 0.2$) и карбонатных коллекторов можно в первом приближении принять $\mu_p \approx 1$ и $\mu_t \approx 1$ и тогда изменения коэффициента пористости будут зависеть только от величины эффективного напряжения и упругих свойств коллектора и не зависят от температуры и пластового давления.

По данным экспериментальных и теоретических расчетов суммарная поправка пористости на температуру и пластовое давление для пород, залегающих на глубине до 4-5 км, не превышает 1-4 % в сторону уменьшения пористости. При среднем значении пористости 20 % (или 0.2) относительные изменения пористости могут достигать от 0.2 % до 20 % от значений определенных в атмосферных условиях. Изменения порового объёма образцов непосредственно измерялись в условиях увеличения эффективного напряжения [14]. При этом учитывалось, что сжимаемость порового объёма на 2-3 порядка выше сжимаемости твердой фазы скелета и практически все измеренные изменения объёма образца происходят за счёт изменения порового объёма.

Объектом исследований послужили образцы пород-коллекторов (песчаника) нефтегазоносных месторождений Западной и Восточной Сибири и продуктивных пластов дагинского горизонта шельфа Сахалина [13, 15-20].

Прямое измерение изменений объёма порового пространства образцов при моделировании пластовых условий, дало возможность определить как величину изменения пористости, так и сжимаемость порового пространства образцов. Выполненные исследования показали, что изменения пористости в процессе роста эффективной нагрузки до 35.0 МПа (рис. 1) можно аппроксимировать степенной зависимостью (3) с достоверностью 0.99-0.98:

Кп пл =
$$A/P_{ab}^{B}$$
, (3)

где A – коэффициент, который в пределах допустимой погрешности, может быть принят равным значению пористости в атмосферных условиях (погрешность определения которой в лабораторных условиях не превышает 2-2.5 %); B – коэффициент, зависящий, от литологоструктурных особенностей исследуемых образцов. Для исследованных нами образцов он имеет среднее значение 0.062 и изменяется в диапазоне 0.111-0.013.



Рис. 1. Изменения пористости при росте эффективного давления до 35.0 МПа (в легенде приведены значения пористости образцов в атмосферных условиях)

Анализ результатов, полученных на коллекции из 28 образцов, показывает, что рост эффективного давления до 35.0 МПа не вызывает изменений пористости образцов более чем на 1.5-2 % от их первоначальной пористости. К аналогичному выводу, очевидно, пришли и Г.М. Авчян, В.М. Добрынин, говоря о том, что уменьшение пористости для глубин до 4 км не превышает 3-4 % [10-11, 21].

При оценке изменений пористости в процессе разработки месторождений следует иметь в виду, что эффективное давление в пласте на момент начала разработки уже имеет определенное значение (в нашем случае оно равно 25.0 МПа). При отборе флюида происходит снижение пластового и рост эффективного давления. Результаты проведенных исследований (рис. 1) показывают, что изменение эффективного давления на 10.0 МПа в процессе разработки месторождения, обуславливает изменения пористости образцов на 0.011-0.159 абсолютных процентов или в среднем на 0.1. Это довольно малая величина, и с учетом того, что точность определения пористости при геофизических исследованиях скважин составляет 4-5 %, ею можно пренебречь в практических расчетах.

Подобные исследования, но уже на песчаниках дагинского горизонта Сахалинского шельфа [16-20], показали аналогичные результаты. Так по результатам исследований 240 образцов выявлено, что зависимость среднего значения коэффициента пористости от эффективного давления (рис. 2) можно с высокой степенью достоверности аппроксимации $R^2 = 0.99$ описать степенной зависимостью (4):

$$K_{\Pi} = 22.604 \cdot P_{90}^{-0.020}.$$
 (4)

При переходе от атмосферных к пластовым условиям (эффективное давление 37.0 МПа) отмечено уменьшение средней величины пористости на 1.267 абсолютных процентов пористости или на 5.7 % относительно средней величины пористости в атмосферных условиях, что является значительной величиной. При дальнейшем снижении пластового давления на 10.0 МПа происходит уменьшение изменение средней величины пористости на 0.038 абсолютных процентов пористости или на 0.181 % относительно средней величины пористости при эффективном давлении 37.0 МПа, действующем в пласте в начале разработки месторождения, т. е. на довольно малую величину. Однако эти изменения при больших размерах продуктивных пластов могут привести к значимым изменениям его объёма и служить причиной просадок его кровли и земной поверхности или дна моря для морских месторождений.


Рис. 2. Изменения коэффициента пористости от эффективного давления

Изменения сжимаемости порового пространства. На рис. 3 приведены изменения среднего значения сжимаемости порового пространства от эффективного давления и показаны крайние значения для конкретных образцов с максимальной и минимальной сжимаемостью по всей исследованной коллекции. Сжимаемость порового пространства образцов горных пород дагинского горизонта шельфа Сахалина в пластовых условиях изменяется от $1.18 \cdot 10^{-3}$ до $2.98 \cdot 10^{-3}$ 1/МПа, составляя в среднем $1.56 \cdot 10^{-3}$ 1/МПа. А для коллекторов ботуобинского и талахского горизонтов вендского возраста Тас-Юряхского месторождения Восточной Сибири изменяется от $1.03 \cdot 10^{-3}$ до $3.13 \cdot 10^{-3}$ 1/МПа, составляя в среднем $1.60 \cdot 10^{-3}$ 1/МПа.



Рис. 3. Изменения коэффициента сжимаемости порового пространства ботуобинского и талахского горизонтов (ТЮ) и дагинского горизонта (ЮК) от эффективного давления

Изменения сжимаемости порового пространства для всей исследованной коллекции образцов дагинского горизонта в зависимости от эффективного давления и показали, что зависимость среднего значения сжимаемости от эффективного давления можно с высокой степенью достоверности аппроксимации $R^2 = 0.975$ описать степенной зависимостью (5):

$$B_{\rm nop} = 0.005 \cdot P_{\rm 3b} - 0.316. \tag{5}$$

При переходе от атмосферных к пластовым условиям (эффективное давление 37.0 МПа) отмечено снижение средней величины коэффициента сжимаемости порового пространства на 1.35·10⁻³ 1/МПа или на 46.4 %. При дальнейшем снижении пластового давления на 10.0 МПа происходит изменение средней величины сжимаемости порового пространства дагинского горизонта на 5.31·10⁻⁵ 1/МПа или на 3.41 % относительно её средней величины при эффективном давлении 37.0 МПа, в начале разработки месторождения.

А для коллекторов Тас-Юряхского месторождения изменение средней величины сжимаемости порового пространства при переходе от атмосферных к пластовым составляет 2.59·10⁻³ 1/МПа или на 61.8 %. При дальнейшем снижении пластового давления на 10.0 МПа происходит изменение средней величины сжимаемости на 8.20·10⁻⁵ 1/МПа или на 5.11 % относительно её средней величины при начале разработки. Это может вызвать значительные изменения объёма продуктивного пласта и проседание его кровли и земной поверхности или дна моря для морских месторождений.

Заключение. Данные об изменениях коэффициента пористости, сжимаемости порового пространства коллекторов месторождений Западной и Восточной Сибири и сахалинского шельфа проанализированы с точки зрения их зависимости от изменения эффективного давления в пласте и получены, в первом приближении, оценки их изменений при моделировании процесса разработки месторождений на истощение. Показано, что изменение эффективного давления на 10.0 МПа в процессе разработки месторождений, обуславливает изменения пористости образцов коллекторов нефтегазового пласта на 0.1-0.2 абсолютных процентов пористости, что не превышает точности определения пористости при геофизических исследованиях скважин.

Снижение пластового давления на 10.0 МПа приводит к изменению средней величины сжимаемости порового пространства от 3.41 % до 5.11 % относительно средней величины коэффициента сжимаемости порового пространства при эффективном давлении, действующем в пласте в начале разработки месторождения. Такие изменения сжимаемости имеют нелинейный характер, могут привести к изменениям объёма продуктивного пласта и обусловить просадки его кровли и земной поверхности или дна моря для морских месторождений, являющихся одной из форм проявления процессов современной геодинамики месторождений нефти и газа.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Жуков В.С. Физическое моделирование современных геодинамических процессов / В.С. Жуков, Ю.О. Кузьмин // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2003. – № 3. – С. 71-77.
- 2. *Кузьмин Ю.О. Жуков В.С.* Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород / Ю.О. Кузьмин, В.С. Жуков. М. : Изд-во МГГУ. 2004. 262 с.
- Жуков В.С. Динамика физико-механических свойств горных пород (динамическая петрофизика) / В.С. Жуков // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2002. – № 9. – С. 59-63.
- 4. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании / Ю.О. Кузьмин М. : Агентство Экономических Новостей. 1999. 220 с.
- Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа / Ю.О. Кузьмин // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. – М.: ГЕОС. – 2002. – Вып. 2. – С. 418-427.
- 6. *Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2019. № 5. С. 123-138.

- Кузьмин Ю.О. Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем / Ю.О. Кузьмин, А.И. Никонов // Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. – М. : Газпром, 1998. – С. 315-328.
- 8. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса / Ю.О. Кузьмин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 1. С. 33-41.
- 9. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика опасных разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2016. № 5. С. 87-101.
- 10. *Добрынин В.М.* Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа / В.М. Добрынин. М. : Недра. 1970. 239 с.
- 11. *Авчян Г.М.* Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях / Г.М. Авчян, А.А. Матвеенко, З.Б. Стефанкевич М. : Недра. 1979. 224 с.
- 12. *Жуков В.С.* Лабораторное моделирование снижения пластового давления при разработке месторождений нефти и газа / В.С. Жуков // Бурение и нефть. 2006. № 1. С. 8-9.
- 13. Жуков В.С. Оценка изменений физических свойств коллекторов, вызванных разработкой месторождений нефти и газа / В.С. Жуков // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. № 6. С. 341-349.
- 14. Жуков В.С. Определение фильтрационно-емкостных и упругих свойств и электрических параметров образцов горных пород при моделировании пластовых условий : учебнометодическое пособие / В.С. Жуков, Д.В. Люгай. – М. : Газпром ВНИИГАЗ. – 2016. – 56 с.
- 15. *Рыжов А.Е.* Динамика изменений физических свойств образцов продуктивных пород при разработке месторождений нефти и газа / А.Е. Рыжов, В.С. Жуков, О.В. Иселидзе, А.В. Дахнов, Е.О. Семёнов // Разработка месторождений углеводородов. М. : ООО ВНИИГАЗ. 2008. С. 154-168.
- 16. Жуков В.С. Изменение физических свойств коллектора как результат роста эффективного давления в процессе разработки месторождения (на примере Южно-Киринского месторождения) / В.С. Жуков, П.Ю. Иванов // Вести газовой науки : Научно-технический сборник. 2015 № 4(24). 2015. С. 144-148.
- 17. Жуков В.С. Оценка изменений физических свойств образцов коллектора Южно-Киринского НГКМ при росте эффективного давления / В.С. Жуков, И.В Плешков; Отв. ред. А.В. Ступакова // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2017 : Материалы Международной научно-практической конференции. МГУ им. М.В. Ломоносова геологический факультет кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых. – М. : Изд. Перо. – 2017. – С. 253-257. [Электронное издание]
- 18. Жуков В.С. Изменения физических свойств коллектора при моделировании роста эффективного давления (на примере Тас-Юряхского месторождения) / В.С. Жуков, М.В. Седнев // Актуальные проблемы развития нефтегазового комплекса России : Материалы XII Всероссийской научно-технической конференции. М. : РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. 2018. С. 142-151.
- 19. Жуков В.С. Изменения структуры порового пространства коллекторов дагинского горизонта при моделировании пластовых условий / В.С. Жуков, Ю.М. Чуриков, В.В. Моторыгин // Вести газовой науки : Научно-технический сборник. – 2017. – № 3(31) – С. 238-246.
- 20. Жуков В.С. Динамика физических свойств коллекторов при разработке месторождений нефти и газа / В.С. Жуков, Е.О. Семенов, Ю.О. Кузьмин // Вести газовой науки : Научно-технический сборник. 2018. № 5(37) С. 82-99.
- 21. *Добрынин В.М.* Петрофизика : Учебник для ВУЗов / В.М. Добрынин, Б.Ю. Вендельштейн, Д.А. Кожевников. М. : Недра. 1991. 368 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОПОЛЗНЕВОГО МАССИВА В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Идармачев И.Ш.

Институт геологии Дагестанского ФИЦ РАН, Махачкала, Россия

Согласно статистике до 80 % современных оползней связано с деятельностью человека. Одним из таких примеров является строительство гидроэлектростанций, в большинстве случаев, для которых предопределяется создание водохранилищ, гидродинамический режим которых приводит к подтоплению береговых зон, разжижению больших грунтовых масс, возникновению оползневых процессов под действием гравитационных сил действующих на горные породы находящихся в неустойчивом состоянии.

Учитывая важность изучения оползневых процессов в районе Чиркейского водохранилища, были проанализированы все картографические материалы прибрежного района для определения потенциально опасных участков – оползневых массивов. Один из них расположен наиболее близко от плотины, на расстоянии 1200 м, и имеет объем более 1 млн м³ (рис. 1). Причина выбора данного массива (на рисунке он обозначен штрих пунктиром) был тот факт, что после наполнения водохранилища береговая часть данной структуры начала деформироваться (проседать), в результате чего образовались крупные вертикальные трещины отрыва, что и определило место проведения экспериментальных исследований и установку приемных электродов.



Рис. 1. Карта расположения оползневого участка (1), приемных электродов (2), питающих электродов (3) и электрического генератора тока

Геофизические наблюдения в районе Чиркейского водохранилища были начаты еще в середине 1976 г., спустя полтора года после начала его заполнения. Целью режимных наблюдений за электрическими, магнитными и другими полями являлось исследование механизма плотинных землетрясений [1-3].

Анализ научно-исследовательских работ, проведенных за период 1977-1980 гг., в районе Чиркейского водохранилища позволил сделать вывод о том, что результаты режимных наблюдений за кажущимся электрическим сопротивлением массива горных могут быть использованы для изучения опасных геологических процессов в районах ГЭС, в том числе, динамики оползневых процессов.

С начала появления на оползневом теле первых трещин были начаты повторные измерения кажущегося сопротивления (ρ_{κ}) методом электрического зондирования через каждые 3-4 суток. Для этого использовался питающий диполь длиной 2 км, расположенный за пределами оползня и приемный – 50 м, закрепленный на оползне. Места расположения приемного диполя и электродов питающего диполя показаны на рис. 1.

Погрешность измерений ρ_{κ} не превышает ± 2 % [2].

Графики кажущегося сопротивления за неполные периоды полевых исследований 1977, 1978 и 1980 гг. приведены на рис. 2. На нем так же, для сравнения с данными ρ , показаны графики уровней водохранилища. Данные за 1979 г. не рассматривались, поскольку они были не полными.

Уровень водохранилища зависит от сезонного водотока и в весенне-летний период резко увеличивается на 40 м в результате паводка горных рек, а зимой



Рис. 2. Графики кажущегося сопротивления (1) и уровня воды в водохранилище (2)

снижается за счет уменьшения притока воды и расхода ее через турбины ГЭС. Максимум устанавливается обычно в августе, а минимум в апреле.

Рассматривая графики, приведенные на рис. 2, видно, что особого согласия между ними не наблюдается, хотя процесс фильтрации воды из водохранилища в исследуемый массив оползневого тела обуславливает уменьшение кажущегося сопротивления, так как удельное сопротивление горной породы практически определяется удельным сопротивлением воды, заполняющим поры породы.

В период сезонных колебаний уровня водохранилища также должна наблюдаться связь между уровнем воды и кажущимся сопротивлением пород, так как уровень подземных вод меняется в зависимости от уровня водохранилища — синхронно или с некоторым отставанием по фазе. Возможно, имеют место и другие альтернативные механизмы связей, связанные с нелинейным изменением уровня подземных вод, которые могут реализоваться в результате заполнения в известняках трещинных геологических структур или полостей карстовых пустот. Поэтому для анализа графиков, приведенных на рис. 2, рассматривалось несколько геоэлектрических моделей, позволяющих объяснить ту или иную связь кажущегося сопротивления с уровнем воды.

Первая модель предполагает повышение уровня подземных вод в массиве синхронно с уровнем водохранилища. Оценка производилась по известной формуле расчета ρ двух-слойной среды с горизонтальной слоистостью [4]:

$$\rho_{\kappa} = \rho_{I} \{ 1 + 2^{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n} r^{3}}{\left[r^{2} + (2nh_{1}) \right]^{3/2}} \},$$
(1)

где $\kappa = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1); \rho_1$ – удельное сопротивление первого слоя без воды; ρ_2 – удельное сопротивление слоя с водой; h_1 – мощность слоя выше уровня воды (ниже уровня воды счи-

тается как бесконечность); *r* – расстояние между приемным и питающим диполями.

Расчет проводился для следующих параметров модели: r = 800 м; $\rho_1 = 350$ Ом·м; $\rho_2 = 200$ Ом·м; $h_1 = 100$ м. Данные за исключением г являются приближенными. Значение ρ_1 соответствует кажущемуся сопротивлению оползневого массива, измеренному четырехэлектродной установкой с геометрическими размерами диполей: питающий AB = 300 м; приемный MN = 80 м. Такая длина AB позволяет измерять электрическое сопротивление слоя породы толщиной примерно AB/3 = 100 м.

Значение ρ_2 приближенно равно удельному сопротивлению меловых пород, расположенных ниже уровня воды. Его оценка производилась путем измерения ρ_{κ} четырехэлектродной установкой на местности, расположенной на берегу водохранилища. Значение h_1 соответствует превышению места расположения приемного диполя на оползне относительно минимального сезонного уровня воды в водохранилище.

После постановки численных значений в (1) получаем кажущееся сопротивление оползневого массива $\rho = 240 \text{ Om} \cdot \text{м}.$

Таким же методом оценим изменение кажущегося сопротивления, связанное с сезонным увеличением уровня воды в весенне-летний период на 40 м. Тогда $h_1 = 60$ м. Остальные значения ρ_1 , ρ_2 , *r* остаются прежними. Подставляя их в (1) имеем $\rho = 210$ Ом·м.

Согласно данной модели, с подъемом уровня воды 40 м, величина кажущегося сопротивления исследуемого массива должна уменьшиться на 30 Ом·м, при этом данный процесс должен повторяться для каждого весенне-летнего сезона повышения уровня водохранилища. Однако, как мы видим из графиков, приведенных на рис. 2, ничего подобного между ними не наблюдается. Коэффициенты корреляции для разных годов составляют: 1977 г. – K = 0.21; 1978 г. – K = -0.34; и 1980 г. – K = 0.15. Из них для 1978 г. видна слабая отрицательная связь, но ее тоже нельзя считать значимой, а в остальные годы связь отсутствует. Следовательно рассмотренный фильтрационный механизм синхронного изменения уровней воды в исследуемом массиве и водохранилище не находит своего объяснения для модели двухслойной геоэлектрической среды горных пород, а скорее всего показывает, что в период заполнения процесс фильтрации воды происходит сложным образом.

Далее для анализа полученных результатов была рассмотрена альтернативная геоэлектрическая модель вертикальным проводящим пластом. Такая модель позволяет объяснить как понижение, так и повышение ρ в зависимости от взаимного расположения диполей измерительной установки относительно вертикального пласта.

В работе [5] рассмотрена такая геоэлектрическая модель бесконечного по простиранию вертикального пласта с удельным сопротивлением ρ_2 и удельным сопротивлением вмещающей среды ρ_1 . Дипольная установка (АВ-питающий диполь; МN-приемный диполь) расположена вкрест простиранию пласта.

Значение ρ_{κ} для случая, когда вертикальный пласт находится за пределами расположения диполей AB и MN, имеет следующий вид:

$$\rho_{\kappa} = \rho_{l} \left[1 - k \left(\frac{y}{lD - y} \right)^{3} + \frac{1 - k^{2}}{k} \sum_{n=1}^{\infty} k^{2n} \left(\frac{y}{lD - y + n} \right)^{3} \right], \tag{2}$$

где D – ширина пласта; R – разнос диполей; y = R/2D; $y = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 - \rho_1)$; l – расстояние от центра AB до пласта.

Когда пласт расположен в середине между AB и MN:

$$\rho_{k} = \rho_{I}(1-k^{2})\sum_{n=0}^{\infty}k^{2n}\left(\frac{y}{y+n}\right)^{3}.$$
(3)

Для расчета ρ_{κ} по формуле (2) использовались следующие численные значения: R = 800 м; D = 100 м; l = 1000 м; $\rho_1 = 350$ Ом·м; $\rho_2 = 200$ Ом·м. Для указанных значений $\rho_{\kappa} = 420 \text{ Ом·м}$, т. е. кажущееся сопротивление увеличилось на 70 Ом·м по сравнению с ρ_1 .

Расчет модели для случая, когда пласт располагается между измерительными диполями проводился по формуле (3) при тех же численных значениях, за исключением l = 350 м. Полученное значение $\rho = 180$ Ом·м ниже на 170 Ом·м по сравнению ρ_1 . Таким образом, вторая модель вертикального проводящего пласта на качественном уровне позволяет объяснить вариации ρ в 1977 г.

Вариации ρ в 1978 и 1980 гг. сильно отличаются по форме от данных, полученных в 1977 г. Для них наблюдается медленное понижение ρ , характеризующее необратимый процесс фильтрации воды в массив и повышение уровня подземных вод. Такое контрастное различие вариаций ρ в разные годы, возможно, связано с повышением в 1977 г. геодинамической активности района.

О геодинамической активности разломов в районе Чиркейского водохранилища свидетельствует факт резкого повышения сейсмической активности района период заполнения водохранилища в 1974 г. и 1975 г. [2].

В 1977 г. 15 мая и 22 октября в районе водохранилища произошло два землетрясения M = 3.5 на эпицентральных расстояниях 11 км и 5 км от оползневого массива соответственно. Потому аномальные вариации ρ могут быть связаны как с тектонической активностью разломов в районе водохранилища, вызвавшие деформацию оползневого массива, так и с проникновением воды в тело оползня.

Выводы.

1. Результаты электрического зондирования оползневого массива в районе Чиркейского водохранилища показали, что процесс фильтрации воды происходит сложным образом. Изменение уровней подземных вод и водохранилища в районе оползня не коррелируют между собой. На основе анализа различных геоэлектрических моделей и сравнения их с данными полевых измерений кажущегося сопротивления исследуемого массива предложен механизм фильтрации воды, позволяющий объяснить изменение электрических параметров оползневого тела в период весенне-летнего повышения уровня водохранилища. Основную роль в данном механизме играют вертикальные трещинные зоны, которые подвержены деформации в поле меняющихся тектонических напряжений в данном районе. О деформации исследуемого массива свидетельствует совпадение максимальных вариаций кажущегося сопротивления с сейсмическими событиями района. Вначале фильтрация воды происходит по вертикальным трещинным зонам, затем уровень подземных вод постепенно повышается в остальном массиве, снижая его механическую прочность и устойчивость к деформации.

2. Полученные данные позволяют предложить метод электрического зондирования с большими разносами диполей для изучения трещинных пород, выявления потенциальных оползневых массивов в районе водохранилища при проектировании ГЭС, а также для контроля динамических характеристик оползней действующих ГЭС.

Работа выполнена по госзаданию Института геологии ДФИЦ РАН № НИОКТР АААА-А17-117021310201-9.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Идармачев Ш.Г.* Результаты дипольного электромагнитного зондирования в районе Чиркейского водохранилища после его заполнения / Ш.Г. Идармачев, С.С. Арефьев // Физика Земли. – 2009. – № 9. – С. 75-85.
- 2. *Идармачев Ш.Г.* Возбужденная сейсмичность в районе Чиркейского водохранилища и ее проявления в геофизических полях / Ш.Г. Идармачев, В.И. Черкашин, И.А. Алиев и др. // Труды Института геологии Дагестанского НЦ РАН. Махачкала : «Aleph». 2012. 104 с.
- 3. Идармачев Ш.Г. Вариации кажущегося электрического сопротивления горных пород в период Кизилюртовского землетрясения 1999 г. в Дагестане / Ш.Г. Идармачев, М.М. Алиев // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 2. С. 15-24.
- 4. Электроразведка. М. : Наука, 1989. 437 с.
- 5. Алелов Ю.А. Об одном из электрических предвестников землетрясений / Ю.А. Алелов, В.М. Любошиц // Физика Земли. 1981. № 10. С. 103-107.

ПОДГОТОВКА КВАРЦЕВЫХ МАГНИТОВАРИАЦИОННЫХ СТАНЦИЙ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «ГАЛИЧЬЯ ГОРА»

Канониди К.Х.¹, Боборыкина О.В.², Надёжка Л.И.^{3,4}, Паншин Е.А.⁴

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Россия; ²Институт физики Земли РАН, Москва, Россия; ³Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ⁴ ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия; ⁵Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова, Москва, Россия

Большое значение при проведении геофизических исследований придается использованию разных параметров, описывающих геофизическую среду. Магнитное поле Земли очень важный объект этих исследований. Ключевым параметром магнитного поля являются его вариации. Значение магнитного поля настолько велико, что наше существование на этой планете возможно только благодаря «магнитному щиту», который защищает поверхность Земли от губительной радиации Солнца. Магнитное поле изменяется во времени и пространстве. Изменение во времени вызывают вариации магнитного поля, которые в глобальном масштабе обусловлены движением Земли вокруг Солнца. По величине этих вариаций судят о геомагнитной активности и прогнозируют космическую погоду [1]. Исследуя форму вариаций, ищут электромагнитные предвестники землетрясений [2] и отклики на активные эксперименты в ионосфере [3]. Вариационные данные используются для локации при бурении нефтяниками и газовиками [4]. Медики исследуют воздействие изменения магнитного поля Земли на человека [5].

Пространственное изменение магнитного поля определяется в магнитных обсерваториях. В последнее время широко используются космические измерения. Для охвата всего процесса изменения магнитного поля Земли необходима информация с многих обсерваторий, поэтому отдельные обсерватории объединяются в сети. Наиболее крупная сеть это ИН-ТЕРМАГНЕТ [6]. Постепенно Россия начала восстанавливать свои обсерватории, подключаться к международным сетям и создавать новые пункты наблюдения, хотя по сравнению с Европой, Россия выглядит «чистым полем» (рис. 1) [7]. Стремление исправить такую ситуацию объединило силы нескольких научных организаций (ИЗМИРАН, ИФЗ РАН, ВГУ и ИПГ), что позволило разработать, создать и установить две кварцевые цифровые магнитовариационные станции (далее ЦМВС), тем самым пополнив базу действующих ЦМВС на территории России.

В заповеднике Воронежского государственного университета «Галичья гора» ранее был построен лабораторный комплекс вузовско-академической обсерватории. В этом здании на заглубленных постаментах ВГУ и ФИЦ ЕГС РАН проводится сейсмический мониторинг. С сентября 2019 года совместными усилиями ВГУ, ИФЗ РАН и ИЗМИРАН начат мониторинг вариаций магнитного поля Земли. После получения первых результатов было принято решение о целесообразности создания выносного пункта наблюдения за вариациями магнитного поля в нескольких сотнях км от заповедника «Галичья гора». Это позволит получать новые важные данные о вариациях трех компонент *H*, *D* и *Z* магнитного поля Земли в геологических условиях крупнейшей структуры равнинной части России – Воронежского кристаллического массива.

В данной работе рассматривается первый этап – подготовка двух ЦМВС для проведения измерений в двух точках наблюдения.

Selected Station

Available Station (Data Present)

Available Station (No Data Present)



Рис. 1. Распределение обсерваторий по данным сети SuperMag [1]

Работы по подготовки ЦМВС проводились в обсерватории Москва на территории ИЗМИРАН. Здесь в абсолютном павильоне расположена, трехкомпонентная колечная система (далее ТКС), разработанная в ИЗМИРАН [8], которая подключена к программно аппаратному комплексу управления ТКС (далее ПАК-МПЗК). Следует отметить, что на этом этапе к работе подключился ИПГ, который предоставил свое оборудование для проведения калибровки.

ТКС сертифицирована во ВНИИМ им. Менделеева и, в соответствии с сертификатом калибровки № 2205.085 – 2019, является рабочим эталоном единицы магнитной индукции постоянного поля со следующими характеристиками:

- рабочий диапазон от 30 до 70000 нТл;
- неоднородность магнитной индукции в рабочей области в виде куба с ребром 100 мм, геометрический центр которого совпадает с геометрическим центром ТКС, не более 0.2 %;
- неортогональность осей ТКС (отклонение углов между магнитными осями X, Y и Z от 90 градусов) – не более 0.1°;
- остаточное значение магнитной индукции в рабочей области ТКС не более 5 нТл.



Рис. 2. Общий вид на систему калибровки кварцевой MBC (абсолютный павильон ИЗМИРАН): 1 – ТКС на основе квадратных катушек Гельмгольца для воспроизведения приращений магнитной индукции постоянного поля в диапазоне от –70 000 до +70 000 нГл; 2 – Системный блок программноаппаратного комплекса для калибровки трёхкомпонентных датчиков магнитного поля ПАК-МПЗК; 3 – Ноутбук, подключенный к системному блоку 2; 4 – Датчик поверяемой ЦМВС; 5 – Регистратор вариаций, подключенный в ЦМВС На рис. 2 приведена ТКС, в рабочей зоне которой установлен датчик кварцевой ЦМВС. Этап подготовки ЦМВС начинается с её калибровки. Для этого ЦМВС устанавливается на постамент, снимается верхняя крышка и датчик калибруемой компоненты рис. 3. Снятый датчик располагают в рабочей зоне ТКС рис. 4 и при помощи соединительного кабеля подключают к ЦМВС. Для определённости пусть это будет датчик восточной компоненты (D). После включения ЦМВС и ПАК-МПЗК запускается программа формирования меандра амплитудой 1000 нТл и периодом 5 с по северной оси (H). Вращая подставку в горизонтальной плоскости нужно добиться отсутствия меандра в показаниях калибруемого датчика. После этого подается меандр по оси Z, далее выравнивают датчик в горизонтальной плоскости, вращая регулировочные винты, при этом добиваются отсутствия меандра в показаниях калибруемого датчика (D). Повторяя эти операции, добиваются отсутствия сигналов на калибруемом датчике от двух катушек, оси которых перпендикулярны оси измерения (в рассматриваемом случае это оси H и Z). Для повышения точности можно постепенно увеличивать амплитуду меандра. Такая настройка обеспечивает правильную ориентацию датчика в ТКС. После этого нужно отключить режим генерации меандра.



Рис. 3. ЦМВС со снятой крышкой и датчиком восточной компоненты



Рис. 5. Величина магнитного поля, зарегистрированная ЦМВС во время калибровки восточной компоненты



Рис. 4. Подключение датчика восточной компоненты при помощи удлинителя к ЦМВС



Рис. 6. Данные зарегистрированные ЦМВС во время калибровки и данные самой калибровки с учетом влияния изменений магнитного поля Земли: DЦMBC – величина поля регистрируемое ЦМВС; Dколечная – величина поля генерируемого ТКС; Dконтрольная – величина вариации регистрируемое контрольной ЦМВС на удалении от ТКС

Для проведения калибровки включается режим магнитометра с сохранением результатов измерения и запускается ПАК-МПЗК в режиме генерации ступенек (в нашем случае по оси восток-запад - D) в рабочем диапазоне ЦМВС (обычно от -4000 до +4000 нТл) с заданным шагом (например, 50 нТл) и периодом (например, 10 с). Фрагмент результатов такой калибровки приведен на рис. 5. Здесь на вставке изображен увеличенный фрагмент записи при максимальном значении индукции в ТКС. Полученные данные сравниваются с полем, которое генерирует ТКС с учетов влияния вариаций магнитного поля Земли. Для этого на удалении 100 м установлена контрольная ЦМВС. По результату сравнения определяется



Рис. 7. Плотность распределения разности между измеренным и заданным ТКС полем

калибровочный коэффициент, на который следует умножать показания ЦМВС для получения выходного сигнала в нТл. На рис. 6. представлены вариации восточной компоненты после калибровки и суммарное поле, действующее в ТКС, которое представляет собой сумму поля ТКС и магнитного поля Земли. Так как калибруется вариационный прибор, то абсолютное значение поля в данном случае не имеет значение. На рис. 7 приведена плотность распределения разности между измеренным и заданным ТКС полем. Гаусовский вид этой кривой свидетельствует о внешнем шумовом источнике, и определяется магнитной чистотой места, где проводились измерения.

Аналогичным образом проводится калибровка двух других датчиков. В результате определяются калибровочные коэффициенты для всех трех каналов. Для установки было прокалиброваны две ЦМВС. При испытаниях в ИЗМИРАН они имели индексом LPSN и MOSC. ЦМВС с индексом LPSR в это время уже работала в обсерватории «Галичья гора».

Одним из важных этапов подготовки ЦМВС является его длительный прогон, во время которого определяется стабильность показаний во времени, а если станция не будет стоять в помещении с постоянной температурой, то и при изменении температуры. Практика показывает, что при изменении температуры необходимо вводить поправочные коэффициенты, чтобы компенсировать её влияние на результаты измерений. После калибровки двух станций для геофизической обсерватории «Галичья гора», они около полугода проверялись в абсолютном павильоне ИЗМИРАН, где проверялась стабильность их работы.

ЦМВС стояли на постаментах в 5 метрах друг от друга в помещении с центральным отоплением, температура в котором колебалась в диапазоне $25 \pm 2^{\circ}$ С. В апреле, с выключением отопления, температура в помещении начала резко падать. В результате показания ЦМВС начали изменяться. На верхнем графике рис. 8 показаны изменения показания ЦМВС обсерватории Москва, которая расположена в 100 м в термостабилизированном боксе. На среднем графики рис. 8 показана разность в показаниях северной компоненты, проверяемой ЦМВС (LPCN_H) и взятой за образец термостабилизированной ЦМВС обсерватории Москва (MOS_H). На нижнем графике представлена температура, регистрируемая внутри проверяемой ЦМВС. По этим данным были найдены температурные коэффициенты. На рис. 9 даны те же графики, но с температурной компенсацией. Оставшаяся разность в показаниях на графике *dH* обусловлена наличием определённой инерции температуры внутри датчика по сравнению с температурой, которую измеряет термометр внутри корпуса ЦМВС, также присутствует определённая неортогональность установки датчиков и ошибка ориентации проверяемой ЦМВС по сравнению с ЦМВС обсерватории Москва.

Проводилось сравнение показаний внутренних термометров ЦМВС. На рис. 10 представлен график изменения температуры внутри станции за апрель 2020 г. Различия в показаниях не превышают 0.5° С.





Рис. 8. Показание северной компоненты ЦМВС при изменении температуры

Рис. 9. Показание северной компоненты ЦМВС при изменении температуры после температурной компенсации



Рис. 10. Изменение температуры внутри станций за апрель 2020 г.

Для улучшения ориентации необходимо либо поправить положение ЦМВС, либо программно повернуть на необходимые углы оси координат. Переход из одной прямолинейной координатной системы в трёхмерном пространстве к другой [9] описывается в общем случае следующим образом:

$$x^* = \alpha_1 x + \alpha_2 y + \alpha_3 z,$$

$$y^* = \beta_1 x + \beta_2 y + \beta_3 z,$$

$$z^* = \gamma_1 x + \gamma_2^* y + \alpha_3 z.$$

Например, при повороте вокруг оси Z на угол ψ оси координат преобразуются следующим образом:

$$x^* = x\cos(\psi) + y\sin(\psi),$$

$$y^* = -x\sin(\psi) + y\cos(\psi).$$

До этого рассматривались данные с часовым осреднением. На практике интересны вариации от секунд до нескольких часов. На рис. 11 представлено сравнение секундных данных, полученных во время тестовых испытаний двух ЦМВС, подготавливаемых для работы. Для исключения влияния температурного дрейфа данные подвергнуты фильтрации во временном диапазоне 10 с – 3 часа.

В настоящее время две станции установлены в геофизическом павильоне обсерватории «Галичья гора», где ведется тестовая запись и проводится отладка аппаратно программного комплекса сбора данных. Графики последних полученных данных приведены на рис. 12. Так как идет процесс отладки, то выбрать большой отрезок данных без сбоев довольно сложно. Следует также отметить, что показания этих вариаций не подвергались температурной компенсации. После температурной компенсации графики фактически сливаются.



Рис. 11. Вариации двух ЦМВС во время тестовых испытаний ИЗМИРАН



Рис. 12. Вариации двух ЦМВС во время тестовых испытаний в обсерватории «Галичья гора»

Полугодовые тестовые испытания позволили определить температурные коэффициенты, и убедится в стабильности работы двух ЦМВС. Одна из подготовленных станций уже установлена в заповеднике «Галичья гора», вторая, в ближайшее время, будет установлена там же, и две станции некоторое время будут писать в одной точке. Если все будет работать правильно, то можно будет приступить к следующему этапу – создание выносного пункта наблюдения и записи вариаций на расстоянии нескольких сотен километров.

В настоящей работе рассмотрены этапы подготовки ЦМВС для геофизической обсерватории «Галичья гора» Воронежского государственного университета. Дано сравнение записи двух ЦМВС и приводятся методики их калибровки. Одна из ЦМВС установлена в обсерватории «Галичья гора», вторую ЦМВС планируется установить в нескольких сотнях км в выносном пункте наблюдений. Данные с обеих ЦМВС, расположенных на Воронежском кристаллическом массиве, будут использоваться для изучения причин и природы сейсмических процессов, происходящих в литосфере платформы, а также для выяснения влияния на характер современной сейсмической активности процессов и явлений, происходящих в околоземном пространстве, в том числе и в ионосфере.

Вузовско-академическая обсерватория позволит получать комплексные данные о физических процессах, происходящих как в земных недрах, так и в околоземном пространстве, что будет служить основой для решения важных и актуальных фундаментальных и прикладных проблем.

Можно надеяться, что дальнейшее совместное сотрудничество позволит расширить комплекс исследований путем проведения не только сейсмического мониторинга и регистрации вариаций магнитного поля Земли, но и проводить наблюдения за наклонными вариациями, изменениями электрического поля, фиксировать эманации радона, наблюдать ионосферные и метеорологические процессы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Солнечно-земные* связи и космическая погода / Под ред. А.А. Петруковича // Плазменная гелиогеофизика. М. : Наука, 2008.
- 2. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. УНЧ возмущения в вариациях магнитного поля Земли (результаты обсерваторских наблюдений). М. : ИФЗ РАН, 2019. 224 с.
- 3. Ружин Ю.Я. и др. О возможности локализации суббури нагревательным стенлом «Сура». // Известие вузов. Радиофизика. – 2012. – Т. LV. – № 1-2. – С. 94-105.
- 4. *Буслаев Г.В. и др.* Определение положения ствола скважены путем измерения магнитного поля земли при бурении протяженных горизонтальных скважин в Арктике // Известия Коми научного центра УрО РАН. Сыктывкар, 2015. Вып. 3.
- 5. Крылов В.В. Биологические эффекты геомагнитной активности: наблюдения, эксперименты и возможные механизмы // Труды ИБВВ РАН. 2018. Вып. 84(87).– С. 7-37.
- 6. *Jeffrey J.* Magnetic monitoring of Earth and space. 2008. https://www.intermagnet.org/ publications/Magnetic_monitoring_of_earth_and_space.pdf
- 7. http://supermag.jhuapl.edu/mag
- 8. Гарбацевич В.А., Петров В.Г. Калибровка магнитовариационных станций. https://esaconference.ru/wp-content/uploads/files/pdf/Petrov-Valerij-Grigorevich.pdf
- 9. http://vmk.ugatu.ac.ru/labkg51.htm

ФРАКТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Карагёзова Н.Р.

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

Введение. Территория Азербайджана характеризуется высокими сейсмическими рисками, актуальность изучения её сейсмичности различными методами продолжает возрастать. Нами изучались фрактальные свойства эпицентрального распределения землетрясений, зарегистрированных в Азербайджанской Республике и на сопредельных территориях за инструментальный период (1902-2019). Диапазон магнитуд исследуемой выборки составляет $3 \le M < 7.3$.

С этой целью рассчитывалась фрактальная размерность распределения землетрясений по эпицентрам, которая является одним из основных фрактальных показателей и даёт количественную оценку разброса сейсмических событий.

Для вычисления фрактального показателя пространственного распределения землетрясений использовались каталоги как отечественных (Республиканский Центр Сейсмологической Службы НАН Азербайджана), так и мировых сейсмологических центров. Так, использовались данные по сейсмическим параметрам каталога Геофизического центра РАН под редакцией А.А. Годзиковской, каталоги Европейского Средиземноморского Сейсмологического Центра (EMSC) и Американской Национальной Сейсмической Службы (ANSS), а также сейсмические каталоги таких центров, как IRIS и СТВТО. На основе сейсмической информации указанных центров был получен сводный каталог, который лёг в основу нашего исследования фрактальности пространственного распределения сейсмичности территории Азербайджана.

Фрактальный показатель распределения землетрясений Азербайджана по эпицентрам. Известно, что фрактальная размерность распределения сейсмических событий по эпицентрам выражает количественную меру эпицентрального распределения землетрясений. Изучение этих фрактальных показателей позволяет выявить тип пространственного распределения сейсмических событий исследуемой территории. Так, оценки эпицентральных фрактальных размерностей и их временных вариаций дают представление о степени однородности изучаемого сейсмического процесса.

На основе сводного сейсмического каталога была составлена карта распределения эпицентров землетрясений территории Азербайджана (рис. 1). Далее вычислялась фрактальная размерность эпицентрального распределения совокупности землетрясений.

Для определения фрактальной размерности распределения по эпицентрам (*D_e*) использовался клеточный метод [1-8]

Исследуемая территория (рис. 1) покрывается сеткой клеток со стороной размером r. Это позволяет вывести уравнение, описывающее зависимость количества клеток N, содержащих эпицентр или эпицентры землетрясений, от размера стороны клетки r. Данная зависимость может быть записана в следующем виде [3-4, 7, 9]: $\lg N(r) = -D_e \cdot \lg(r) + c$, где N -число клеток, содержащих хотя бы одно землетрясение; c – эмпирический коэффициент; r – размер стороны клетки разбиения.

При этом вне зависимости от того, какое количество эпицентров помещается в клетках, всем клеткам приписывается одинаковый вес, согласно клеточному методу.

Для зависимости lg(N) от lg(r) можно выделить область скейлинга – диапазон значений r, для которого зависимость имеет вид: $N \sim r^{-De}$. Степенной показатель D_e представляет собой коэффициент D_e в формуле lgN(r) = $-D_e \cdot lg(r) + c$ и выражает оценку фрактальной размерности изучаемого множества, то есть в нашем случае является фрактальной размерностью распределения землетрясений по эпицентрам.



Рис. 1. Карта распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий с магнитудами в пределах 3 ≤ M < 7.3 (1902-2019)

На основе карты распределения эпицентров сейсмических событий (рис. 1) и рассмотренного клеточного метода был построен график двойной логарифмической зависимости числа непустых клеток (N) от размера стороны клетки разбиения территории Азербайджана (r). Соответственно, фрактальная размерность распределения эпицентров для выборки землетрясений Азербайджана за инструментальный период определяется с помощью приведённого на графике (рис. 2) уравнения аппроксимирующей прямой $lg(N) = -1/63 \cdot lg(r) + 1.04$ ($R^2 = 0.99$) и принимает значение 1.63.

Для сравнения обратимся к значениям фрактальных показателей эпицентрального распределения для сейсмичности на Кавказе и в Иране. Фрактальный показатель эпицентрального распределения для совокупности землетрясений Кавказа составляет 1.67, тогда как для распределения землетря-



Рис. 2. Определение фрактального показателя распределения эпицентров для землетрясений Азербайджана (1902-2019)

сений Ирана аналогичный показатель равен 1.60 [1]. То есть наблюдается близость рассчитанных фрактальных показателей распределения землетрясений по эпицентрам для географически смежных регионов.

Исследования [7, 10] свидетельствуют о том, что высокие значения фрактальной размерности распределения эпицентров можно, как правило, соотнести с относительно однородным разбросом эпицентров в изучаемом регионе. Низкие показатели фрактальной размерности распределения эпицентров могут, напротив, говорить о высоком уровне пространственного разброса землетрясений. Выводы. На основе данных отечественных и международных сейсмических каталогов был составлен сводный каталог землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий. На базе сводного сейсмического каталога строилась карта распределения эпицентров землетрясений Азербайджана за инструментальный период исследований. Клеточным методом была вычислена фрактальная размерность распределения эпицентров D_e для исследуемой выборки землетрясений Азербайджана. Получено, что значение данного фрактального показателя составляет 1.63.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Захаров В.С. Характеристики самоподобия сейсмичности сетей активных разломов Евразии. Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2008. № 1. С. 20.
- Angulo-Brown F., Ramírez-Guzmán A.H., Yépez E., Rudolf-Navarro A., Pavía-Miller C.G. Fractal geometry and seismicity in the Mexican subduction zone. Geofisica Internacional. Issue 1. – 1998. – V. 37. – P. 29-33.
- Caneva A., Smirnov V. Using the fractal dimension of earthquake distributions and the slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Colombia // Earth Sci. Res. J. – 2004. – V. 8. – № 1. – P. 3-9.
- 4. *Han Q., Carpinteri A., Lacidogna G., Xu J.* Fractal analysis and yule statistics for seismic prediction based on 2009 L'Aquila earthquake in Italy // Arabian J. of Geosciences. 2015.
- 5. *Kadirov F.A., Gadirov A.G., Babayev G.R., Agayeva S.T., Mammadov S.K., Garagezova N.R., Safarov R.T.* Seismic zoning of the southern slope of Greater Caucasus from the fractal parameters of the earthquakes, stress state, and GPS velocities // Izvestiya, Physics of the Solid Earth July 2013. Issue 4. – 2013. – V. 49. – P. 554-562.
- 6. *Robertson M.C., Sammis C.G., Sahimi M., Martin A.J.* Fractal analysis of three dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. № B1. P. 609-620.
- Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. Second edition // Cambridge University Press, Cambridge. – 1997. – P. 398.
- Garagozova N.R. Statistical relationships between the fractal dimensions computed for the seismicity of the southern slope of the Greater Caucasus // Geophysical Research Abstracts EGU General Assembly. – V. 21. – 2019.
- 9. Mandelbrot B.B. The fractal geometry of nature. San Francisco, Freeman, 1982. P. 480.
- Smalley R.F., Chatelain J.L., Turcotte D.L., Prevot R. A fractal approach to the clustering of earthquakes-applications to the seismicity of the New Hebrides // Bull. seism. Soc. Am. 1987. № 77(4). P. 1368-1381.

УДК 551. 49+ 559. 346 (575.2)

ТИПИЗАЦИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ МОРФОЛОГИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ТРАЕКТОРИЙ КЫРГЫЗСТАНА ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Кендирбаева Дж.Ж.

Институт сейсмологии НАН Кыргызской Республики, Бишкек, Кыргызская Республика

Наблюдательная сеть Кыргызстана, состоящая из 8 водопунктов, расположена на территории в пределах 40-44° с. ш. и 72-80° в. д. Временные ряды подземных вод «Джеты-Огуз» и «Кара-Ой», «Каджи-Сай» и «Каракол», а также «Сопу-Курган» доставляют информации из зон глубинных разломов, проходящих как по идентичным, так и по разным породам. Длительность целенаправленного изучения режима подземных вод для прогноза сейсмической обстановки составляет более 45 лет. В методическом отношении ежедневно первичная информация после очищения от технических ошибок, преобразуется в графики, с помощью которых анализируется динамика поведения временных рядов с учетом всех факторов, особенно, связываются с интенсивностью сейсмичности и эпицентральным расстоянием, если таковые имеются [1].

Схема функционирования данного мониторинга не претерпела изменений (рис. 1).

Для объяснения природы источников и путей возникновения гидроаномалий, в 70-е годы прошлого столетия использовались несколько моделей, одна из которых основана на лавинно-неустойчивое трещинообразование в условиях постоянных и даже уменьшающихся напряжениях в горных породах. В этом плане И.П. Добровольский отдавал предпочтение колебательным напряжениям в земной коре, которые, регулярно обеспечивая ее определенным состоянием, формируют цикличный ход в режиме подземных вод, причем как в региональном, так и в глобальном масштабе. Действительно, близкие признаки гидрогеохимических и гидродинамических эффектов отражены на схеме дилатансионно-диффузной модели, показанной на рис. 2.



Рис. 1. Схема сейсмогидрогеологического мониторинга Кыргызстана и Казахстана. 1-8. Сеть Кыргызстана: 1 – Эркин-Сай. 2 – Бишкек. 3 – Аламедин-Иссык-Ата. 4 – Кара-Ой. 5 – Каракол. 6 – Джети-Огуз. 7 – Каджи-Сай. 8 – Сопу-Коргон. 1-5. Сеть Казахстана: 1 – Алма-Арасан. 2 – Нижняя Каменка. 3 – Тау-Тургень. 4 – Курам. 5 – Мерке



Рис. 2. Выкопировка из схемы дилатансионно-диффузной подготовки очага землетрясения

За это время достигнуты определенные научно-практические результаты: опубликовано исследователями множество монографий и статей, в которых всегда описывают формы временных вариаций, иллюстрируя поведение показателя в периоды до, во время, после сильных землетрясений [2-3]. Это связано с попытками уловить развитие процесса, например, изменение и реализация напряженно-деформированного состояния среды, а также системы «пласт-скважина», откуда ведется мониторинговое слежение.

Однако на стадиях повышения напряженности в гидрогеологической среде улавливаются неоднородные вариации, сопровождаемые четкими гидродинамическими эффектами [4-7], что свидетельствует об индивидуальной тензочувствительности пункта наблюдений на воздействие внешних и внутренних сил. В целом, одним из главных результатов можно считать выявление в пространственно-временном распределении гидроаномалий двух закономерных и случайных типов перестройки: первый идентифицируется с экзогенными, причем не только климатическими и сезонными факторами, но и в связи с 11-летним циклом солнечной активности, а второй, проявляющийся по амплитудам контрастно, по длительности кратковременно, совпадает с периодами до, во время и после реализации сейсмичности более $K \ge 11$ [8].

Сейсмоактивные зоны, как свидетельствует мировой опыт, продолжают рассматриваться в виде самостоятельной и сложно построенной области литосферы, а на их целостность или обособленность как геодинамической структуры не уделяется должного внимания [9]. Поэтому продолжается изучение гидрогеохимических и гидродинамических эффектов, к которым относятся многообразие, т. е. не только качественно-количественная, но и морфологическая не повторяемость предвестниковых признаков, а также сложность региональных и местных геолого-гидрогеологических условий, отсутствие оценки пределов тензочувствительности и научно обоснованной идентификации поведения объектов в нестационарных условиях.

Задача наших исследований в данной работе заключается в статистическом анализе параметров подземных вод – пространственный всплеск траекторий, времени экстремума, амплитуды изменения, а также в оценке их корреляционных связей с параметрами сейсмических событий – энергетическим классом, эпицентральным расстоянием, ассоциируемыми с ними. Для этого анализирован характер изменения определяемых параметров и на этой основе проведена его морфологическая типизация. Этот подход достаточно известен т. к. проявляющиеся эффекты исследуются с учетом генетических свойств каждого параметра, причем во временных рядах рассчитываются пределы изменения среднего значения, дисперсии и спектра колебаний. Ведь для проявления синхронности необходимы огромные градиенты концентрации растворенных ионов и газа между взаимодействующими элементами в самой среде «порода-напряжения-газ».

Правда, ретроспективно получен важный результат о плотности вероятного распределения времени экстремальных значений, могущие служить предвестниковым признаком. Это вероятность появления их времени, описанная распределением Вейбулла, которая, независимо от характера колебаний, как при импульсных, так и при медленных эффектах обладает близкими параметрами.

Необходимо отметить, что с помощью вейвлетограммы выявляют скрытые периодичности – квазистационарные компоненты с периодами 180-200, 120-150 и 70-80 дней, устраняемые вместе с низкочастотным трендом. Для этого использована нелинейная пороговая фильтрация через дискретное вейвлет преобразование с вейвлетом Добеши 6-го порядка и универсальным порогом Донохо-Джонстона с «мягким» вычитанием значения порога (soft thresolding). Такого рода методика устранения тренда и сезонной составляющей успешно применяется для анализа временных рядов различной природы, в результате которых по площади и вертикали анализируются фрактальные характеристики распределения всех параметров, по которым выделяют уровни каждого параметра, отделяющие аномальные зоны. Этому способствовали произошедшие в Кыргызстане за последние 50-60 лет сейсмические толчки с $K \ge 12$, за счет которых накоплен достаточный объем материала для освещения их реакции на процессы подготовки и реализации сейсмических толчков. К ним относятся Са-

ры-Камышское (1970), Джаланаш-Тюпское (1978), Барскаунское (1994), «Байсорунское», «Чолпон-Атинское», Сары-Джазское (2012) и Каджи-Сайское (2014, 2016) землетрясения.

Итак, параметры распределения Вейбулла позволяет определить наиболее вероятное время возникновения экстремума гидрогеохимических предвестниковых эффектов. Это достигнуто компенсацией или минимизацией различного рода помех. Отдельные ее части включают, с одной стороны, компенсацию длиннопериодных (более 1000 суток) трендов и сезонной составляющей, а другой – очищение временных рядов от случайных выбросов.

С помощью морфологической типизации гидрогеологические эффекты сведены к нескольким характерным типам. Их, как показано на рис. 3, можно разделить на бухтообразные и ступенчатые, импульсные и скачкообразные типы, которые, в свою очередь, по амплитудным отклонениям образуют две группы: первая – медленная, т. е. объединяющая бухтообразные и ступенчатые типы, а вторая – быстрая, состоящая из импульсных и скачкообразных вариаций. На этой основе выделяются зоны, отражающие не только пространственные, но и генетические связи между качественно-количественным набором показателей подземных вод и интенсивностью произошедших землетрясений.



Рис. 3. Морфологические типы гидрогеологических эффектов. Условные обозначения: формы вариаций 1 – ухтообразные, 2 – ступенчатые, 3 – импульсные, 4 – скачкообразные; Т – периоды проявления эффектов; τ – время экстремума. Пунктирная линия – время реализации землетрясения (1970-2016 гг.)

Импульсные и бухтообразные колебания анализированы раздельно: в большинстве случаев, перед землетрясением при импульсных колебаниях в концентрациях растворенных ионов и газов происходят резкие увеличения, которые быстро восстанавливаются, тогда как для бухтообразных, напротив, характерны снижения. Выявленное в гидрогеологических полях отличие быстрых скачков от медленных вариаций позволяет предположить об уникальной неоднородности эффектов даже в условиях одного пункта «пласт-скважина». Об этом также свидетельствуют значения коэффициентов корреляции между характеристиками сейсмических событий и параметрами, четко проявившихся эффектов в объектах наблюдений. Так, для макрокомпонентов с бухтообразными вариациями свойственны значимые величины коэффициентов корреляции, а таковые для импульсных и скачкообразных эффектов практически незаметны. С этим, по всей видимости, связано внедрение флюидов, представляющих собой локальные подсистемы внутри формации массива. Возможно, в этот период функционирует кратковременное динамичное равновесие за счёт как во времени, так и в пространстве ослабления тектонических напряжений.

Выделенные типы подчиняются распределению вероятности Вейбулла. Обнаружено, что медленная группа имеет сезонный характер распределения, а вторая появляется внезапно длительностью первых десятков суток. На этом основании можно определить наиболее вероятный промежуток времени между экстремумом аномалии и моментом сейсмического собы-

тия: медленные и ступенчатые эффекты, скорее, формируются за счет деформационных усилий, изменяющих фильтрационные свойства вмещающих пород, тогда как импульсные аналогично гидродинамическим параметрам – перколяционной модели, основанной на резком нарушении проницаемости пород.

Иными словами, на начальной стадии накопления сейсмической энергии, т. е. при преобладании эндогенного фактора, в гидрогеологические зоны вещества поступают больше, чем выносятся, но равновесие системы сохраняется за счет процессов саморегуляции. В любом случае выход концентрационных вариаций за пределы минимальных и максимальных уровней принят границей, разделяющей устойчивое и неустойчивое равновесие в любой системе «пласт-скважина». Одним из условий перколяционного перехода является наличие критической концентрации изучаемых параметров, но образование гидрогеохимического эффекта может произойти при любом воздействии на среду, к примеру, под воздействием приливных деформаций. Это позволяет допустить, что неоднородность формы, амплитуды и знаков предвестниковых эффектов можно объяснить совместным проявлением деформационных и перколяционных процессов, но на стадии подготовки землетрясения появление сложной картины, представленной чередованием, например, отрицательных бухтообразных и положительных импульсных вариаций в одной и той же системе «пласт-скважина» не исключается. Поэтому решающим показателем наблюдательной системы выступает уровень ее тензочувствительности. К примеру, элементы, находящиеся на пороге сейсмического события, в зоне влияния скважины отсутствуют и в этом случае реакция «пласт-скважина» определяется длительностью и величиной воздействия деформационных сил. Если один или несколько ее элементов близки к порогу перколяции, то при плавной траектории развития напряженно-деформированного состояния среды, реакция, возможно, будет скачкообразной или импульсной. С нашей позиции, применяя такой подход, можно выяснить главные причины неповторяющихся эффектов от одного землетрясения к другому, а именно, о многообразии проявления потенциальных предвестников, а также о роли тензочувствительности объектов, если более точно, то каждого пункта наблюдений.

Гидрогеохимические эффекты, не совпадающие с землетрясениями, показаны на примере схемы дилатансионно-диффузной модели очага землетрясений, согласно которой нерегулярные скачки и всплески могут появиться во временные интервалы, когда сейсмические события отсутствуют. Такими изменениями считаем скачкообразные и импульсные эффекты, механизм образования которых, как полагаем, имеет перколяционную природу. Именно возникновение гидроаномалий, не связанных с процессами подготовки сейсмических событий, можно назвать одной из проблем прогноза землетрясений.

В связи с этим, надежная идентификация «ложных предвестников», основанная на понимании механизмов их образования и на представлениях о таких изменениях, может рассматриваться как одна из задач дальнейших исследований. На данном же этапе к достижениям наших работ можно отнести рассмотрение формирования и изменения физико химических параметров подземных вод Кыргызстана с помощью системного подхода [7-9]. В результате объекты представляют собой систему с определенным временным и пространственным состоянием. Так, нарушение удельного веса внутренних и внешних сил происходит циклично: внутри системы от внутренних сил к экзогенным факторам переход через усиление стремления к равновесию взаимодействующих подсистем на другом уровне, т. е. через равновесие внешних и внутренних составляющих, устанавливаемых за счет другого объема обменных ионов и газов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Кендирбаева Дж.Ж*. Основные принципы регионального анализа гидрогеологической системы Кыргызстана как источника информации прогноза землетрясений // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2013. № 2. С. 25-34. (kis@mail.elcat.kg)
- 2. Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В. Основные результаты гидрогеологических ис-

следований для прогноза сильных землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2013. – № 2. – С. 33-43. (kis@mail.elcat.kg)

- 3. *Кендирбаева Дж.Ж*. Об основных процессах к интерпретации гидрогеохимических изменений в целях прогноза землетрясений // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 2. С. 51-60. (kis@mail.elcat.kg).
- 4. *Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В.* О взаимосвязи геотермических условий и геохимической обстановки Кыргызского Тянь-Шаня // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Екатеринбург, 2013. С. 145-147.
- 5. *Кендирбаева Дж.Ж.* Гидрогеохимические показатели разрывно-блоковой делимости Кыргызского Тянь-Шаня (на примере Иссык-Кульского артезианского бассейна) // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2015. № 2(6). С. 51-59.
- 6. *Имашев С.А., Кендирбаева Дж.Ж., Свердлик Л.Г.* Алгоритмы и технологии программного обеспечения «Geocimistry» для гидрогеохимических эффектов при землетрясениях с *K* ≥ 10 // Вестник КРСУ. 2018. Т. 18. № 4. С. 164-168.
- 7. *Иманкулов Б.И., Кендирбаева Дж.Ж.* Об исследовании подземных вод в межгорных впадинах Кыргызского Тянь-Шаня в свете теории систем // Глубинное строение, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. – Екатеринбург, 2017. – С. 197-200.
- 8. *Кендирбаева Дж.Ж*. Гидротермальные системы Кыргызского Тянь-Шаня как отражение теории пульсирующей Земли // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа : Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский, 2019. С. 171-175.
- 9. *Тяпкин К.Ф.* Проблемы изучения разломно-блоковой тектоники докембрия с позиции новой ротационой гипотезы формирования структур в земной коре // Геологический журнал. 1977. Т. 37. Вып. 6. С. 1-9.

УДК 550.343

ОБНАРУЖЕНИЕ ЗАВИСИМОСТЕЙ С ВЫСОКОЙ СТЕПЕНЬЮ ДЕТЕРМИНИРОВАННОСТИ ПРИ АНАЛИЗЕ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕГИОНЕ ЧЕРНОГО И СРЕДИЗЕМНОГО МОРЕЙ, БЛИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ВОСТОКА

Коган Л.П.¹, Канониди К.Х.², Кислицын Д.И.¹

¹Нижегородский государственный архитектурно-строительный университет, Нижний Новгород, Россия; ²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Россия

В настоящей работе исследуется статистика вариаций магнитного поля в периоды времени, предшествующие тектоническим событиям в указанной географической области. Далее считаем, что измеряемое физическое поле может быть записано в следующем виде:

$$x(t) = x_1(t) + x_2(t).$$
 (1)

Здесь случайная величина (CB) $x_1(t)$ – «обычный» стохастический фоновый шум, а случайный процесс $x_2(t)$ связан исключительно с влиянием процесса подготовки землетрясения (его будущий эпицентр может быть сильно удален от точки проведения измерений). В работе вводится предположение о статистической независимости этих двух CB.

Разделим область значений для выбранного отрезка реализации случайного процесса x(t) на N интервалов с одинаковой шириной h:

$$x_{\min} + mh \le x < x_{\min} + (m+1)h, \ 0 \le m \le N - 1.$$
(2)

Нетрудно понять, что при существовании процесса $x_2(t)$ будет происходить переход части значений процесса x(t), которые имели бы место в случае тожественного равенства $x(t) = x_1(t)$, равносильного условию $x_2(t) = 0$ на всем соответствующем отрезке, в соседние ячейки вида (2), рис. 1.



Рис. 1. Переход части значений случайного процесса x(t) между соседними ячейками распределения (2) при существовании случайного процесса $x_2(t)$ по сравнению со случаем $x(t)=x_1(t)$

Другими словами, с учетом независимости CB x_2 и x_1 (и при достаточно естественном дополнительном предположении о симметрии распределения значений x_2) между соседними ячейками (2) будет происходить локальный обмен измеренными значениями процесса x(t) по сравнению со случаем $x(t) = x_1(t)$. В результате с достаточно большой вероятностью число таких значений в этих ячейках будет выравниваться, что означает существенное изменение разности вероятностей попадания в них для измеряемых значений процесса (1).

С целью дополнительного усиления этого эффекта далее вместо x(t) перейдем к рассмотрению зависимости $X(t) = \sin[x(t)]$. Для случайного процесса X(t) будут иметь место точки сгущения его значений в области $X \to \pm 1$, что отвечает интегрируемым особенностям плотности вероятности для CB X. Это означает уменьшение числа статистически значимых интервалов вида (2) с одновременным увеличением числа измеренных значений X(t) в каждом из них. При этом эффективность указанного процесса относительного выравнивания числа значений в соседних ячейках (2) увеличится. Поскольку чем больше число значений CB sin[x] при $x = x_1$ попадет в данную ячейку (2), тем более плотно она окажется заполненной и тем меньшие значения случайной величины x_2 будут достаточными для перевода части из них в соседнюю ячейку.

В итоге, с учетом проведенных вычислений полагаем, что при возникновении процесса подготовки землетрясения $x_2(t)$ со статистически учитываемой вероятностью будут существенно изменяться значения функционала вида:

$$L(n) = \frac{A}{M} \sum_{l=n-M+1}^{n} |\mathcal{L}_{l}| \quad \mathcal{L}_{l} = \sum_{m=0}^{N-1} (-1)^{m} P_{m,l} .$$
(3)

Здесь l – номер отрезка реализации, значение N определено в (2), коэффициент A вводится с целью перехода к удобной для анализа области значений данного функционала, аргумент n отвечает моменту времени завершения отрезка реализации с этим номером, а коэффициенты $P_{m,l}$ есть вероятности попадания значений CB sin[x] в ячейку номер m вида (2). При дальнейших вычислениях, в частности, будет эмпирически проведена проверка эффективности использования функционала (3) как индикатора приближения моментов времени начала сейсмических событий.

Отметим также, что физический смысл оператора (3) состоит в измерении степени равномерности вероятностного распределения на малых интервалах области значений изме-

ряемого сигнала. Это означает, что статистический функционал (3) определяет уровень хаоса, или, что фактически одно и то же, степень энтропии для измеряемого физического поля.

В виде случайного процесса x(t) в данной работе рассматривается совокупность значений – компоненты вектора магнитной индукции, измеренных в марте 2020 года с помощью магнитного вариометра на геофизической обсерватории «Галичья гора» Воронежского государственного университета. Для всех приведенных далее рисунков вертикальная ось отвечает значениям функционала (3), вычисленных при h = 0.1 нТл, M = 100, A = 1000 и N = 60. Интервал дискретности отсчетов принят равным одной секунде; таким образом, длительность любого отрезка реализации равна одной минуте. По горизонтальной оси отложено время в минутах, начиная с 00:00 первых суток соответствующего интервала измерения (кроме рис. 5, см. подпись к этому рисунку). Вертикальные прямые обозначают моменты времени начала землетрясений в указанном регионе мира. Обозначение E_i отвечает землетрясению с номером i = 1, 2, ..., 10 (табл. 1).

Таблица 1

№	DATE	Time	Lat	Lon	Depth	Mag	Time (VRS)	Region
1	04.03.2020	11:33:48.0	38.37N	44.26E	10	4.3	11:36:59.57	Turkey-Iran
2	06.03.2020	14:19:52.7	38.79N	44.47E	10	4.6	14:22:59.30	Turkey-Iran
3	08.03.2020	18:24:51.6	45.65N	26.48E	130	4.6	18:27:16.00	Romania
4	08.03.2020	04:21:04.9	40.78N	29.25E	10	4.3	04:24:05.02	Turkey
5	08.03.2020	09:47:08.0	32.46N	48.85E	10	4.9	09:51:43.87	Western Iran
6	09.03.2020	22:19:30.6	37.81N	21.41E	10	4.6	22:23:46.92	Southern Greece
7	09.03.2020	04:45:26.7	32.47N	48.67E	10	4.1	04:50:01.98	Western Iran
8	10.03.2020	02:53:53.3	38.52N	44.52E	10	4.5	02:57:03.58	Turkey-Iran
9	11.03.2020	20:23:38.6	45.63N	26.61E	110	4.6	20:26:02.89	Romania
10	13.03.2020	07:02:02.0	32.61N	47.20E	10	5	07:06:31.79	Iran-Iraq



Рис. 2. Зависимость L(n), построенная по измерениям за 3 и 4 марта 2020 года



Рис. 3. Зависимость L(n), построенная по измерениям за 5 и 6 марта 2020 года



Рис. 4. Зависимость L(n), построенная по измерениям за 7 и 8 марта 2020 года



Рис. 5. Зависимость *L*(*n*), построенная по измерениям за период с 12.00 8 марта по 24.00 9 марта 2020 года



Рис. 6. Зависимость L(n), построенная по измерениям за 9 и 10 марта 2020 года. События E_6 и E_6 соответствуют рис. 5



Рис. 7. Зависимость L(n), построенная по измерениям за 10 и 11 марта 2020 года



Рис. 8. Зависимость L(n), построенная по измерениям за 12 и 13 марта 2020 года

Данные сейсмические события магнитудой M = 4+ были зафиксированы в период с 1 по 13 марта 2020 года сейсмодатчиками на геофизической обсерватории «Галичья гора» Воронежского государственного университета и отвечают географическому району от Румынии до Ирана в радиусе 2500 км от пункта наблюдения.

Обсуждение полученных результатов.

1. На всех приведенных рисунках, кроме рис. 5 и 6, имеют место сплошные прямые линии, проходящие через точки трех и более экстремумов с погрешностью, не превышающей 1 % от значения максимальной вариации $\Delta L_{max} = Max\{L(n)\} - Min\{L(n)\}$ для соответствующей зависимости L(n). Указанные экстремумы отвечают вариациям больше или порядка $0.1\Delta L_{max}$, разнесенным по времени не менее чем на 50 минут. Такие прямые линии будем называть скользящими границами (СГ). Каждая СГ означает существование процесса с высокой степенью детерминированности в структуре измеряемого сигнала.

- 2. Все землетрясения, рассматриваемые на рис. 1-3 и 6-7, происходят спустя интервал времени от 380 до 30 минут (в среднем 160 минут) после четвертого тестирования такой прямой зависимостью L(n). Под термином «тестирование» будем понимать как непосредственное касание или пересечение СГ со стороны зависимости L(n), так и ее прохождение на расстоянии не более 0.01 ΔL_{max} от СГ; точка такого тестирования выделена эллипсом или окружностью. На приведенных рисунках вертикальные пунктирные прямые линии отмечают точку указанного тестирования, а ярко-зеленые утолщенные горизонтальные отрезки отвечают интервалу времени между моментом такого тестирования и соответствующим землетрясением. Таким образом, с достаточно высокой вероятностью феномен СГ может быть связан с процессом подготовки соответствующего землетрясения и являться его предвестником.
- 3. На рис. 5 и 6 скользящие границы не обнаружены. Однако на этих рисунках вполне отчетливо виден феномен возникновения каналов. То есть двух прямых (всюду отмечаемых наклонными пунктирами), каждая из которых проходит через две пары точек экстремумов, определенных в п. 1 (точки (a, b) и (c, d), (e, f) и (g, h) на рис. 5, (i, j) и (k, l) на рис. 6), и таких, что их направления отличаются не более чем на 5°. Аналогичные каналы присутствуют на рис. 2 и 7 (здесь одна из границ является СГ). Феномен каналов также означает существование процесса с высокой степенью детерминированности в структуре измеряемого сигнала.
- 4. Как видно из приведенных рисунков, через промежуток времени от 100 до 200 минут после пятого тестирования зависимостью L(n), границ «своего» канала происходит одно из рассматриваемых землетрясений; точка такого тестирования отмечена эллипсом или окружностью. Таким образом, с достаточно высокой вероятностью феномен каналов может быть связан с процессом подготовки соответствующего землетрясения и являться его предвестником. Разумеется, как и в случае СГ, это предположение подлежит проверке в ходе дальнейших исследований.

Выводы. В настоящей работе рассмотрены свойства статистики значений *H*-компоненты вектора магнитной индукции по данным измерений на геофизической обсерватории «Галичья гора» Воронежского государственного университета. При проведении расчетов с использованием статистического функционала, определяющего степень равномерности вероятностного распределения измеряемого случайного сигнала, в его структуре были выявлены эффекты существования процессов с высокой степенью детерминированности. Такие процессы, как видно из приведенных выше результатов вычислений, с достаточно большой вероятностью могут рассматриваться как краткосрочные предвестники факта «итоговой подготовки» надвигающегося удаленного землетрясения.

УДК 504.55

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КРИТЕРИЕВ ЭКОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОЦЕНОК ТЕРРИТОРИЙ КРУПНЫХ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНОВ

Косинова И.И.¹, Бударина В.А.¹, Павловский А.И.²

¹Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ²Гомельский государственный университет, Гомель, Республика Беларусь

Экологизация естественнонаучных областей знания в конце XX века привела к рождению новых научных направлений. Они, тем не менее, были приняты далеко не всеми учеными, хотя быстро и органично вплелись в практическую деятельность геологических, экологических организаций, промышленных предприятий. На начальном этапе становления экологических направлений существовало несколько подходов к проблеме. Один из подходов был представлен рядом ученых и специалистов, утверждающих, что их науки и направления уже сами по себе содержат экологические оценки и прогнозы. Другой базировался на комплексных оценках, неразрывно объединяющих и взаимосвязывающих состояние всех компонентов природной среды – живых и неживых.

Эколого-геологические оценки формируются на основе групп критериев, которые позволяют дифференцировать территории по уровням комфортности жизнедеятельности [3]. Согласно существующим подходам, выделяют критерии оценок эколого-ресурсной, экологогеодинамической, эколого-геохимической и эколого-геофизической функций литосферы. В пределах техногенно нагруженных территорий эколого-геофизические аномалии, как правило, имеют комплексное происхождение. Они формируются и в процессе природных воздействий, и в результате техногенного освоения территорий. В особенности это проявляется в пределах крупных горнодобывающих районов, где уровни природных геофизических полей зависят от характера горных пород, представляющих полезное ископаемое. Так в пределах месторождений Курской магнитной аномалии фиксируются природные превышения фоновых значений магнитных полей в связи с концентрированием железорудных скоплений. В местах близкого залегания к поверхности гранитов Воронежского кристаллического массива в районе г. Павловска фоновые значения радиационного поля превышают величины фона, характерные для Воронежской области, на 20-30 %. При этом, деятельность перерабатывающих промышленных предприятий, входящих в горнодобывающие комплексы, формируют дополнительные трансформации геофизических полей.

В настоящее время критерии эколого-геофизических оценок разработаны на разных уровнях. Так при проведении инженерно-экологических изысканий обязательным элементом оценки территории является радиационная, электромагнитная, шумовая компоненты. Для данных показателей состояния среды определены предельно допустимые уровни, определяющие экологическое воздействие геофизических полей. Для радиационных показателей ПДУ составляет 0.3 мкЗв/ч, для промышленных участков 0.6 мкЗв/ч. Плотность потока радона с поверхности нормируется [4] и составляет 250 мБк/(м²·с). Уровни шумовой нагрузки нормируются [5] и составляют 60 дБ, уровни электромагнитного изучения определяются в [6].

Наличие эколого-геофизических аномалий в пределах горнодобывающих районов предполагает включение данной информации в общую экологическую оценку территории.

Для построения эколого-геофизических карт могут быть предложены легенды, основанные на оценке экологического воздействия природных геофизических и техногенных физических полей на биоту и живые организмы. При этом в качестве критериев экологогеофизического состояния изучаемой территории (литосферного пространства) предложено использовать как экологически значимые уровни физического воздействия, так и нормированные аномалии (экологически значимые контрастности аномалий) природных геофизических и техногенных физических полей [1].

Экологически значимые уровни физического воздействия наиболее четко можно определить для техногенных физических полей. Так, например, для человека они могут быть установлены в соответствии с имеющимися санитарными нормами, определяющими безопасность проживания людей на конкретной территории. Для экосистем они определяются в соответствии с экологическими и биофизическими оценками состояния фито- и биоценозов в зависимости от интенсивности и продолжительности физического воздействия.

В том случае, если необходимо оценить уровень синергетического воздействия различных физических полей на экосистемы и живые организмы можно использовать подход, позволяющий определить суммарную контрастность техногенных аномалий, приведенных к фону.

Экологически значимые контрастности аномалий природных и техногенных физических полей могут быть рассчитаны двумя способами. Первый способ предполагает использование сведений об экологически безопасных (нормальных) значениях измеряемых физических полей (экологически нормального фона) *Ан.* Контрастность экологически значимой аномалии *i* поля *Aiaн* рассчитывается по формуле:

$$\gamma = \frac{A_{iah}}{A_{ih}},$$

где *н* – экологически нормальный фон *i* поля.

В случае выполнения нормального закона распределения значений поля, его аномалии могут быть оценены как

Aian = Ai
$$\mu \pm 3\sqrt{Di}$$
,

где $Di = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} (Ai - Ai - p)^2$ – дисперсия значений Ai; n – объем выборки значений;

 $Aicp = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Ai -$ среднее значение Ai.

Второй способ может быть использован в том случае, когда нет сведений об экологически нормальном фоне A_{H} . В этом случае при нормировании аномалий в качестве фона принимается региональный уровень поля, к которому экологически адаптированы экосистемы данного региона. Следует указать, что при слабом изменении i – поля по площади в качестве оценки нормального фона A_{iH} может быть принята величина его среднего значения по площади A_{icp} . При значительном изменении поля для оценки экологически нормального фона A_{H} может быть рекомендовано использование различных методов выделения региональной (трендовой) составляющей поля широко используемых в разведочной геофизике. Абсолютные величины A_{iaH} и контрастности экологически значимых аномалий действующего геофизического поля γ_{i3} рассчитываются по выше приведенной формуле.

В том случае, если на экосистему воздействуют одновременно *m* аномалий физических полей, необходимо учитывать синергетический эффект этого воздействия:

$$Pcuh_{ah} = \sum_{1}^{m} |\gamma_{iah}|,$$

где $|\gamma_{iah}|$ – абсолютная величина контрастности i – экологически значимой аномалии физического поля.

Для оценки экологически значимых уровней синергетического воздействия нескольких аномалий можно использовать нормирование величины *Рсинан* на величину фона синергетического воздействия, который рассчитывается по формуле:

$$P_{Cuh_{\phi oh}} = \frac{1}{m} \sum_{1}^{m} |\gamma_{iah}|.$$

В этом случае можно в безразмерных единицах установить минимальный уровень синергетического воздействия, относительно которого будут проявляться аномалии различной экологической значимости. При этом уровень синергетического воздействия будет рассчитываться по формуле:

$$P_{CUH_{BO3}} = P_{CUH_a} / P_{CUH_{\phi OH}}$$

При построении эколого-геофизических карт необходимо учитывать масштаб исследований. Так, при построении эколого-геофизической карты урбанизированной территории масштаба 1:200 000 учитывается, что влияние техногенных физических полей будет локальным. Поэтому в качестве критериев оценки эколого-геофизического состояния этой территории (литосферного пространства) и экологических последствий для человека и экосистем выбираются экологически значимые аномалии природных геофизических полей. В легенде отдельно рассматриваются постоянные и переменные геофизические поля. Для каждого поля указываются экологически значимые уровни физического воздействия (в числителе) и соответствующие им контрастности геофизических аномалий (в знаменателе). Уровни физического воздействия принимаются в соответствующих единицах с указанием размерности; контрастности геофизических аномалий даются в безразмерных единицах.

Обозначенные критерии оценок могут быть использованы для решения различных задач, позволяют получать как дифференцированные, так и интегральные эколого-геофизические оценки территорий горнодобывающих районов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-55-00010 Бел а.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевской В.К. Экологическая геофизика : Учебное пособие. М. : Изд-во МГУ, 2000. 256 с.
- Косинова И.И. Теоретические основы крупномасштабных экогеологических исследований. – Воронеж, 1998. – С. 25-46.
- Галкин А.Н., Косинова И.И., Красовская И.А. Методика комплексной оценки эколого геологического состояния городских территорий // Экологическая геология : теория, практика и региональные проблемы : Материалы VI Международной научно практической конференции. Севастополь, 16-18 сентября 2019 г. – Севастополь : Изд-во «Цифровая полиграфия», 2019. – С. 12-17.
- 4. *СанПиН* 2.6.1.2612-10 Основные санитарные правила обеспечения радиационной безопасности (ОСПОРБ-99/2010).
- 5. *CH* 2.2.4/2.1.8.562-96 «Физические факторы производственной среды. Физические факторы окружающей природной среды. Шум на рабочих местах, в помещениях жилых, общественных зданий и на территории жилой застройки. Санитарные нормы».
- 6. ГН 2.1.8/2.2.4.2262-07 «Предельно допустимые уровни магнитных полей частотой 50 Гц в помещениях жилых, общественных зданий и на селитебных территориях».

УДК 55+551.24+550.34

ТЕКТОНИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ ПАРНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ В ЕВРОПЕ И АМЕРИКЕ: БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ – ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА И КАНАДСКИЙ ЩИТ – МЕКСИКАНСКИЙ БАССЕЙН

Кочемасов Г.Г.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Сеть поднятых платформ, разделенных опущенными областями (рис. 1), представляется волнообразным строением литосферы. Отражается это и на других ее компонентах. Очень показательным является распределение разновидностей алмазов и углеводородов.

Полярный круг пересекает цепь из трех платформ: Восточно-Сибирская, Восточно-Европейская, Северо-Американская. Они являются частью сети из древних тектонически поднятых областей литосферы, разделенных океанами (включая древний Западносибирской низменности) (рис. 1). Такая сеть платформ, разделенных опущенными блоками, представляется волнообразным строением литосферы. Наиболее древние, глубоко эродированные части платформ представляют их ядра. Представляет интерес закономерный переход этих поднятий (+) в интенсивно опущенные (погруженные) области (-) через складчатые пространства. Остановимся на двух хорошо изученных таких «тектонических парах»: Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза» и Канадский щит – Мексиканский бассейн (рис. 2-3).



Рис. 1. Планетарная решетка, в узлах которой расположены древние платформы. Регулярное расположение древних платформ в литосфере Земли – свидетельство волновой тектоники



Рис. 2. Балтийский щит и Прикаспийская синеклиза. Изолинии подъема щита в мм/год и мощность осадков синеклизы в км. 1 – складчатые формации обрамления платформы, 2 – Фенно-сарматская линия симметрии

Рис. 3. Канадский щит и Мексиканский бассейн (Геологическая карта США)

Симметрична по расположению относительно СВ оси симметрии Восточно-Европейской платформы, но антисимметрична по типу движений тектонопара Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза (рис. 2). Щит постоянно поднимался с некоторыми перерывами, начиная с глубокого докембрия (снятие ледовой нагрузки лишь усилило этот тектонический подъем), и денудация обнажила породы, образовавшиеся на глубинах в 10-20 км. В тот же период времени в прогибающейся с некоторыми перерывами синеклизе накапливались осадочные толщи мощностью до 20 км (рис. 2). Поднятие означает расширение, и образовывавшиеся трещины заполнялись интрузивным материалом (от гранитов до кимберлитов). Опускание означает сжатие, и пластичные соленосные толщи выжимались в виде куполов (рис. 5). Сжатие способствовало также накоплению и сохранению залежей углеводородов.

Поднятие и развитие трещинных структур означает также появление сейсмической активности. Известная слабая, но устойчивая сейсмичность Фенноскандии (рис. 4) не имеет однозначного объяснения. Обычно рассматриваются три возможные причины. Подъем щита при снятии ледовой нагрузки, тектонический подъем, плитотектоническое давление расширяющейся Северной Атлантики. Третья причина находит подтверждение в статистическом исследовании толчков в северном Срединно-Атлантическом хребте и землетрясений в Фенноскандии [7]. Однако Р. Арвидсон с соавторами [3], изучившими одно из самых крупных землетрясений на Балтийском щите, случившемся в 1986 г. в Швеции в провинции Вестерготланд (магнитуда 4.5) с наибольшим числом афтершоков, известных до этого в Швеции (более 20), пришли к выводу, что не только давление со стороны Североатлантического хребта вносит вклад в наблюдаемый рисунок литосферных стрессов. Какое-то участие должно быть признано и за другими причинами, например, постледниковым подъемом. Сравнение фокальных механизмов главного толчка и сильнейшего афтершока (магнитуда 3.6) указывают на то, что разрывные нарушения района носят сложный характер с вариациями от горизонтального смещения до нормальных сбросов. Все толчки приурочены к глубинам между 20 и 35 км, то есть к району нижней коры, где обычно предполагаются пластичные деформации. Р. Слунга [8], изучивший около 200 землетрясений, выделяет два сейсмогенических слоя: в верхней коре до глубины 13-17 км и в средней коре в интервале 18-35 км.



Рис. 4. Распространение эпицентров землетрясений в северной Европе, начиная с 1375 года согласно FENCAT [9]

Мы обратимся к новым обстоятельствам, которые могут пролить свет на затрагиваемую проблему отчасти загадочной сейсмичности Фенноскандии. Речь может идти о синхронных толчках в воздымающемся Срединно-Атлантическом хребте и поднимающемся Балтийском щите, не имеющих причинной связи. Волновая тектоническая природа этих явлений может быть приемлемым объяснением.

Влиянию постледникового подъёма щита посвящено много исследований [3-6, 10]. В работе [6] приведены результаты моделирования изостатических движений, связанных с исчезновнием ледника и подъёмом. Авторы пришли к заключению, что модель в целом хорошо отражает наблюдения, но имеется ряд районов, где наблюдаются несовпадения. Здесь усматривается влияние тектонического компонента подъёма. Одним из таких районов является восточный берег Швеции с центром северо-восточнее Ботнийского залива. Внутриплитная сейсмичность района залива обнаруживает усиленную активность микро землетрясений. Наряду с пост гляциальным подъемом причиной сейсмичности являются толчки со стороны Срединно-Атлантического хребта, так как в районе доминирует сжатие СЗ-ЮВ направления - так думает П. Мантиниеми [6]. Он отмечает, что Ботнийский залив давно был признан районом усиленной сейсмичности; даже самые старые сейсмические карты, базирующиеся на исторических письменных документах, говорят об этом. Поднятие территории от уровня моря фиксируется здесь и в Швеции, и в Финляндии в течение более чем трех столетий. Максимальный подъём фиксируется в северной части залива – около 10 мм в год. Р. Вальстрём [10] отмечает, что типичные внутриплитные землетрясения на Балтийском щите немногочисленны, разбросаны по площади и плохо объяснимы.

Несомненно, что слабые широко распространенные по площади землетрясения (рис. 1), особенно часто проявляющиеся в районе наиболее резко воздымающегося Ботнийского рифта, причинно связаны с подъемом. Но постгляциальное поднятие (postglacial rebound) только частично объясняет это явление. Основная причина в тектоническом поднятии, проявляющемся на протяжении миллиардов лет. Ему противостоит симметричная, но постоянно опускающаяся структура Прикаспийской синеклизы (рис. 2, 5). Поднятие и связанное с ним расширение (увеличение планетарного радиуса щита) способствует раскрытию трещин, вдоль которых легче происходят движения блоков со смещениями и сбросами. Отсюда слабая, но широко распространённая по площади сейсмичность. Антиподальная в рамках Восточно-Европейской платформы Прикаспийская синеклиза постоянно синхронно опускается, по крайней мере, с протерозоя, и сжимается (уменьшение планетарного радиуса). Относительные движения блоков затруднены, сейсмичность исчезает, но зато широко развиты купольные структуры выжимания солей из соленосных горизонтов – свидетельство широко проявленного сжатия (рис. 5).

Канадский щит представляет ареал еще более грандиозных процессов поднятий, хотя внимание уделяется главным образом постледниковым поднятиям, которые включают и маскируют подъемы тектонической природы. Амплитуды поднятий отражают мощности ледников. В штате Висконсин наблюдается три максимума. Главный в районе Гудзонова залива, где оно превышает 300 м, и дополнительные в районе Великих озер и северо-западнее Ньюфаундленда, где поднятие около 170 м. В районе Баффиновой Земли и к югу от нее поднятие более 220 м.

Общим для двух щитов является развитие мощных провалов в их центральных зонах: Ботнический рифт и Гудзонов залив. Характерно, что к ним приурочены участки наибольших подъемов (рис. 2, 3). С точки зрения минерагении и петрологии, общим является приуроченность к щитам уникальных кольцевых массивов ультращелочных пород с минерализацией фосфора, титана, циркония, ниобия, тантала, тория и урана. (Ловозерский и Хибинский массивы на Кольском полуострове и Ильмауссак в южной Гренландии). Кимберлитовые трубки с алмазами также известны в их пределах.

Противоположные поднятым щитам глубокие впадины – Прикаспийская синеклиза и Мексиканский бассейн – также имеют много общего. Глубины их превышают 15 км. Запол-

няющие их осадочные породы включают соленосные горизонты. Под давлением вышележащих толщ соли выжимаются вверх, образуя многочисленные купола (рис. 5-7). Осадки включают залежи углеводородов, формирующих многочисленные месторождения мирового уровня.



Рис. 5. Прикаспийский бассейн. Поверхность Кунгурского соленосного горизонта. Черное – соляные купола [2]





Рис. 7. Осадочные толщи и соляные купола Мексиканского бассейна

Важно отметить, что подобная связка: щит-подъем и погружение-бассейн, имеющая волновую тектоническую природу, наблюдается и в других регионах планеты (рис. 1). Восточносибирский кратон с Анабарским щитом соседствует на западе с Западносибирской низменностью (древний океан), Австралийский кратон на севере граничит с Малайским архипелагом – многочисленными островами в океане. Закономерное «соседство» алмазов с углеводородами присутствует и здесь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочемасов Г.Г. Место Восточно-Европейской платформы в волновой структуре континентального восточного полушария Земли / Под ред. Н.М. Чернышова и Л.И. Надёжка. // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность ВосточноЕвропейской платформы и сопредельных регионов : Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием. – Воронеж : Научная книга, 2016. – С. 475-479.

- 2. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М. : Научный мир, 2001. 606 с.
- 3. *Atvidsson, R.* Deep-crustal earthquakes in the southern Baltic Shield / R. Atvidsson, R. Wahlström, O. Kulhànek. // Geophys. J. Int. 1992. V. 108. № 3. P. 767-777. Doi : 10.1111/j.1365-246X.1992.t603468.x.
- Fjeldskaar W. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia / W. Fjeldskaar, C. Lindholm, J.F. Dehls, I. Fjeldskaar. // Quaternary Science Reviews. – 2000. – V. 19. – № 14-15. – P. 1413-1422.
- 5. *Gregersen S.* Fennoscandian dynamics: present-day earthquake activity / S. Gregersen, H. Korhonen, E.S. Husebye // Tectonophysics. 1991. V. 189. № 1-4. P. 333-344.
- 6. *Mäntyniemi P*. Intraplate seismicity and seismic hazard : the Gulf of Bothnia area in northern Europe revisited // Earthquake research and analysis New Frontiers in seismology, Dr. Sebastiano D'Amico (Ed.). 2012. P. 284-297.
- Skordas E. Causality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandiaseismicities / E. Skordas, K. Meyer, R. Olsson, O. Kulhànek // Tectonophysics. Issus 3-4. – 1991. – V. 185. – P. 295-307.
- Slunga, R.S. Focal mechanisms and crustal stresses in the Baltic Shield / S. Gregersen and P.W. Basham (eds.) || Earthquakes and North-Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound. NATO ASI Series // Kluwer Academic Publishers. – 1989. – V. 266. – P. 261-276.
- Varrasuo P. The update of the seismic probabilistic site hazard assessment for Loviisa NPP in Finland // The 14-th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 2008, Beijing, China. – Beijing, China, 2008. – V. 1.
- Wahlström R. Seismodynamics and postglacial faulting in the Baltic Shield / S. Gregersen and P.W. Basham (eds.) // Earthquakes and North-Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound. NATO ASI Series. Kluwer Academic Publishers. – 1989. – V. 266. – P. 467-482.

УДК 551.24

ТИПЫ ФЛЮИДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА)

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

В земной коре, как известно, были выделены следующие виды зональности: 1 – зональность литологическая; 2 – скоростная зональность по скорости продольной волны (тре слойная модель); 3 – реологическая зональность (изменение характера разрушения от РТ-условий); 4 – флюидная зональность. Она была впервые описана в работе [1].

Литологическая зональность консолидированной коры была предложена на основе данных ГСЗ и сейсмологии, после открытия границы К, поделившей земную кору на две части. Литологическая зональность основана на различие скорости распространения продольной волны и плотности (двухслойная модель). Согласно этой зональности земная кора условно делится на гранитогнейсовый и базитовый (гранулито-базитовый) слои. Всем структурам за исключением разрывных нарушений придается тот или иной литологический состав пород. Однако результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины показали весьма относительный характер литозональности коры, в верхней части разреза были обнаружены вулканиты, а ниже гранитогнейсы. С развитием метода многократных перекрытий отраженных волн к литологической идентификации добавилось различие в интенсивности сейсмической записи, частотном составе. В зональности океанической коры существенно отличается по составу верхний слой консолидированной коры, который представлен преимущественно базальтами с прослоями кремнистых и карбонатных пород. Нижний слой, видимо, менее отличается от континентальной коры – габбро с включениями ультраосновных пород.

Скоростная зональность консолидированной коры. В настоящее время общепринятой считается трехслойная скоростная модель. Её становление связано с совершенствованием сейсмических исследований коры по методу ГСЗ, оказалось, что граница К распадается на два слоя. Границами слоев являются относительно протяженные границы K_1 ($H \approx 15$ км) и K_2 ($H \approx 25$ км).

Реологическая зональность консолидированной коры. В конце 70-х начале 80-х годов сейсмическая трехслойная модель консолидированной коры, выделение в большинстве территорий волноводов послужили аргументом для разработки и обоснования реологических моделей земной коры. Характер увеличения скорости с глубиной, смена типов разрушения горных пород, полученная при лабораторных испытаниях получили подтверждение на сейсмических разрезах ГСЗ и МОГТ. В реологической зональности важнейшим элементом модели среды стал использоваться флюид. Было обосновано существование свободной воды в консолидированной коре и её обмен между разноглубинными горизонтами. Фактически все модели созданы и описывают реологические свойства континентальной коры. Впрочем, как и литологическая зональность разделяющая кору на гранитогнейсовый и гранулит-базитовый слои.

Флюидная зональность консолидированной коры. Все типы зональности земной коры обязаны своим существованием активным геологическим процессам. Активность геологических процессов, по сути, определяется интенсивностью дегазации Земли. Матрицей флюидной системы консолидированной земной коры континентов составляют порово-трещинное пространство и межзерновые промежутки пород. Присутствие значительной доли газов установлено для различных типов рудных месторождений. Среди газовых компонентов ведущую роль играет углекислота, обнаруженная в 90 % флюидных включений минералов гидротермального генезиса, на втором месте – метан, третье занимает азот, значительно реже обнаруживаются H_2S , C_nH_m при этом H_2 и СО встречаются еще реже [2]. Особенности фазового состава флюида находят четкое отображение в параметрах и характеристиках сейсмического поля.

На всех временных разрезах региональных профилей МОГТ на временах регистрации соответствующих верхней части консолидированной коры фиксируются области слабоинтенсивной (прозрачной) записи. Обычно эти области по форме бывают горизонтальными, наклонными (листрические разломы) и вертикальными (рис. 1). Как ранее, так и в настоящее время горизонтальные области с бледной записью связывают с гранитными массивами. Такая интерпретация вызвана тем, что гранитные массивы преобладают среди других пород в верхней части консолидированной коры и как другие интрузивные массивы пород могут быть представлены в поле отраженных волн областями слабоинтенсивной сейсмической записи.

Однако интенсивные отраженные волны наблюдаются как в гранитных массивах, так и в интрузивных телах другого состава, в качестве примеров можно привести Украинский кристаллический щит, Кировоградский, Новоукраинский тектонические блоки [3].



Рис. 1. Временной мигрированный разрез. Фрагмент временного мигрированного разреза по геотраверсу Татсейс [4]
Волновая картина, соответствующая фазовой зональности флюида в земной коре, характерна также для Восточно-Сибирской архейской платформы (рис. 2). На рис. 2 обращает на себя внимание присутствие под «газовой шапкой» в верхней части кристаллического фундамента ещё одной области малоинтенсивной записи на границе Мохоровичича, что подтверждает преимущественно газовый состав флюида и его глубинный генезис. Интересно отметить общую закономерность в отображении слабоинтенсивной и интенсивной сейсмических записей. Обычно они находятся на временном разрезе по соседству друг с другом.



Рис. 2. Строение земной коры и верхней мантии по опорному маршруту Алтай – Северная Земля [5]

Области малоинтенсивной записи фиксируются в массивах самых различных пород. Физически обоснованной и универсальной моделью при интерпретации природы областей слабоинтенсивной сейсмической записи является модель, в которой рассеяние упругой энергии волны объясняется преимущественным содержанием в горной породе флюида в газовой фазе, другими словами, чем больше в горной породе газа, тем (меньше влаги) больше рассеяние.

Многие зоны гидротермально-метасоматически измененных пород представлены областями слабоинтенсивной записи – вертикальными, горизонтальными и изометричной формы. В качестве примера вертикальных зон слабоинтенсивной записи в рудных районах можно назвать алмазоносные трубки взрыва.

Горизонтальная и вертикальная флюидная зональность может на локальном уровне, в пределах рудных полей и месторождений, проявляться на месторождениях полезных ископаемых флюидного генезиса. Причиной образования зон слабоинтенсивной записи в консолидированной коре и массивах пород, подвергнувшихся гидротермально-метасоматическим изменениям, вероятней всего, являться газовая «дистилляция», когда в процессе двухфазной фильтрации происходит закономерное гидродинамическое расщепление фаз с обогащением фронтальных частей флюидных потоков газовой фазой [6]. В верхних частях гетерофазных флюидных систем должна формироваться «газовая шапка», обогащенная газами, слабо взаимодействующими с водой. В относительно закрытых флюидных системах со слабопроницаемыми экранами возможно длительное квазистационарное присутствие «газовой шапки». Для тонкопористых сред в экспериментах наблюдалась пространственная и временная осцилляции газонасыщенности, а также величин потоков флюидных фаз, что, по-видимому, связано с задержкой и накоплением газовой фазы. Это явление – коалесценции газовых пузырей и оттеснение жидкой фазы – позволяет объяснить возможность длительного существования блоков, пластов и линз пород с поровым, преимущественно газового заполнения пространством. С газовой «дистилляцией» может быть связано существование газовых струй, обогащенных инертными газовыми компонентами (азотом, водородом, гелием и т. п.). Очевидно, что образование горизонтальной зоны слабоинтенсивной сейсмической записи должно зависеть от интенсивности восходящего газового потока, его экранирования, литологического состава пород и структурно-текстурных особенностей пород. Об интенсивности газовыделения свидетельствуют данные по скважинам, пробуренным в кристаллическом фундаменте. При бурении финской скважины Оутокумпу получены данные о присутствии в толще кристаллических пород (на глубине более 1 км) архейского фундамента весьма значительных скоплений газов. [7]. Причем ниже глубины 1500 м газовыделение отсутствует, что дает основание предполагать горизонтальную миграцию флюидов и существование пластовэкранов флюидов.

В качестве подтверждения тезиса об экранировании и горизонтальной миграции газообразного флюида в кристаллическом фундаменте может служить геотраверс EB-1. Геотраверс EB-1 с севера на юг от Балтийского щита до Астраханского свода пересекает Восточно-Европейскую платформу. На интервале профиля с севера на юг, от Печенги до Медвежьегорска на временном разрезе отдельные области бледной записи постепенно погружаются вглубь коры. Сплошная область слабоинтенсивной записи начинает фрагментироваться на отдельные области с наиболее прозрачной сейсмической записью. И на широте Медвежьегорска размер и количество отдельных областей увеличивается, они сливаются в горизонтальную протяженную область [8]. Этим подтверждается предположение о существенной роли экранирования осадочными породами газообразного флюида для образования горизонтальной области слабоинтенсивной сейсмической записи [1]. В отсутствие осадочных пород экранами могут выступать зоны разрывных нарушений, в которых хорошо проявлены сдвиговые деформации, по внешнему виду напоминающие пласты экранирующих пород, залегающих в крове газовых залежей пласты [3].

Следовательно, изометричные области со слабоинтенсивной записью в консолидированной коре в первую очередь должны рассматриваться как области относительно повышенного газосодержания. С этой точки зрения огромная область малоинтенсивной записи, уходящая корнями в мантию на геотраверсе Татсейс, пикеты 685-890 (рис. 1), может интерпретироваться как вторжение газообразного флюида в земную кору. Отсюда, отсутствие относительно протяженных и интенсивных волн на границе Мохо может указывать на возможные области дегазации. В общем случае отображение интрузивного массива горных пород слабоинтенсивной записью свидетельствует о том, что он не содержит воду, а основным агрегатным состоянием является твердая фаза (матрица породы) и газ.

Лепестковая структура разрывной тектоники предопределяет вихревое движения флюида и, соответственно, формирование разнородных разнонаправленных по фазовому составу зон флюидных потоков. Примером могут служить геотермические наблюдения на Ново-Елховской скв. 20009, которые позволили выделить девять типов геотермических аномалий в интервале глубин от 1804 до 5365 м [9]. Два типа аномалий являются отрицательными (поглощение бурового раствора), еще три отнесены к смешанному типу, остальные положительные (газовыделение). Всего отрицательных аномалий поглощения в разрезе встречено в 23-х случаях, смешанного типа в 8-и случаях. Около трети всех аномалий приходится на смену петрографического состава пород, 9 из них являются отрицательными аномалиями, а интенсивные положительные (газовые) аномалии со сменой состава пород не связаны. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что крупные разрывные нарушения могут рассматриваться как зоны конвективного флюидопереноса, в которых имеет место флюидная зональность. К сожалению, флюидная зональность в разрывных нарушениях почти полностью не учитывается при комплексной интерпретации сейсмических данных. Помимо отжимания жидкой фазы к стенкам гидрофильной фазы в стационарном режиме течение газовой и жидкой фаз осуществляется по разным системам пор и трещин. Жидкая фаза фильтруется по тонким трещинам, газовая фаза – по более крупным [10]. Гидрофильность и гидрофобность поровых каналов может приводить к раздельной фильтрации жидкой и газообразной фаз.

Таким образом, теоретические и экспериментальные исследования доказывают существование в пределах одной зоны разрывных нарушений восходящей (газовой) фильтрации и нисходящей (водной) фильтрации, причем на определенных глубинных уровнях может происходить раздельная фильтрация жидкой и газообразной фаз. Детально флюидная зональность изложена в работе [1]. Однако в ней не нашли отражения вопросы, связанные с совместным анализом геохимической зональности, вопросы дальнейшего исследования флюидной зональности консолидированной коры. Ранее автором было показано, что комплексирование сейсморазведки с данными геохимической съемки позволяет выделить наиболее перспективные геохимические аномалии при поисках рудных месторождений [3]. Отображение флюидной зональности в сейсмическом поле позволяет наметить, возможно, новый подход к комплексированию данных геохимии и сейсморазведки. Как отмечалось выше, многие минеральные соединения переносятся в составе газовой фазы. Исходя их этого факта, форма распределения малоинтенсивной записи, её расположение относительно других отражений на временных разрезах, полученных при различных значениях параметров обработки, может коррелироваться с распределением химических элементов и соединений вдоль сейсмического профиля. Тренд изменения интенсивности рассеяния может служить важной сейсмической характеристикой глубинного строения.

Горизонтальная флюидная зональность консолидированной коры значительно меняет модель дегазации Земли, в которой ранее не рассматривалось существование относительно стационарных флюидных оболочек, за исключением возможности проникновения воды до средней части коры. Еще одним следствием постоянного источника дегазации является достаточно высокое содержание в газовых струях симбиоза метана и водорода, которые с кислородом образуют гремучие смеси, что увеличивает мощность горных ударов в шахтах и других выработках.

Заключение. Флюид в газовой фазе может формировать в поле отраженных волн самые различные по форме области слабоинтенсивной сейсмической записи. Наличие в разрезе экранирующих газовый поток пластов горных пород может приводить к образованию значительных по протяженности горизонтальных областей слабоинтенсивной записи. На многих региональных профилях МОГТ с увеличением мощности осадочного чехла отчетливо фиксируется слияние отдельных областей слабоинтенсивной записи в единую горизонтальную область. Горизонтальные области слабоинтенсивной сейсмической записи в осадочных бассейнах по протяженности могут иметь региональное распространение. Это означает, что в консолидированной коре находятся значительные объемы различных газов. До настоящего времени оценка относительного потенциального газосодержания консолидированной коры по косвенным (сейсмическим) признакам не проводилась. Перед региональными глубинными исследованиями МОГТ возникает новая задача, а именно, объемное картирование каналов миграции газовых потоков и очаговых областей их локализации в породах консолидированной коры.

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)», № АААА-А19-119013190038-2).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Кузин А.М.* О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Континентальная кора (газораспределение) // Актуальные проблемы нефти и газа. – 2019. – Ч. 1. – Вып. 1(24). https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art2.
- Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Природа газов флюидных включений в минералах // Новые идеи в науках о Земле : Материалы IX международной конференции. – М., 2009. – Т. 1. – С. 207.
- Кузин А.М. Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. // Актуальные проблемы нефти и газа : эл. научный журнал. – 2017. – Ч. 3. – Вып. 1(16). – Режим доступа: http://www.oilgasjournal.ru
- Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ ОГТ на геотраверсе ТАТ-СЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (по линии Воротиловская СГС – Пижма – Яранск – Мари-Турек – Кукмор – Альметьевск – Стерлитамак) // Геотектоника. – 2006. – № 4. – С. 3-20.

- 5. Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай Северная Земля // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования : Материалы Международного научно-практического семинара. Роснедра. ВСЕГЕИ. СПб : изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 26-31.
- 6. Кошемчук С.К., Магомедов М.А., Алехин Ю.В., Лакштанов Л.З. Двухфазная фильтрация в системах вода-газ. Экспериментальное и теоретическое исследование // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М. : Наука, 1998. 553 с.
- Горбацевич Ф.Ф., Ковалевский М.В., Тришина О.М. Кольская (СГ–3) и Финская (ОКU) исследовательские скважины: разрезы и свойства пород // Материалы Всероссийской научной конференция. Апатиты, 28-30 сентября 2009 г. – Апатиты, 2009.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы : Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс : В 2 т. + комплект цветных приложений. – М. : ГЕОКАРТ : ГЕОС, 2010. – Вып. 4. – 408 с.
- 9. *Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х.* Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // ГЕОРЕСУРСЫ # 1 [1] сентябрь 1999. – 1999. – 4-15 с.
- 10. Эфрос Д.А. Исследование фильтраций неоднородных систем. Л. : ОНТИЗ, 1963. 351 с.

УДК. 551.24

ТИПЫ ФЛЮИДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА)

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

Фундаментальное значение в изучение глубинного строения имело открытие тонкой структуры в расслоиности земной коры и верхней мантии (по методу общей глубинной точки МОГТ). Это открытие позволило пересмотреть прежнее представление о внутренней структуре консолидированной коры. Оказалось, что реально не существует даже весьма незначительных по отношению к длине сейсмической волны объемов пространства в консолидированной коре без трещиноватости и соответственно присутствия флюида. Это означает, что на всех глубинных уровнях земной коры может находиться флюид в жидком и/или газообразном агрегатном состоянии.

В отличие от ГСЗ, где скорость служит основной характеристикой геологического строения и является метрологически обеспеченным сейсмическим параметром, в МОГТ скорость носит эффективный характер, главным параметром служат динамические характеристики волнового поля. Присутствие на временных разрезах, полученных в разные годы и разных системах обработки (и разными исполнителями), областей интенсивной и слабоинтенсивной (прозрачной) записи свидетельствует об объективном характере распределения интенсивности отраженных волн. В работах [2-3] было показано, что газовая фаза флюида увеличивает рассеяние, а жидкая фаза флюида его уменьшает. Отсюда динамически интенсивные отражения формируются с участием воды, бледная сейсмическая запись с участием газа. В океанической и погруженной в океан континентальной коре, как и в континентальной коре [2-3] присутствует флюидная зональность. В отличие от наземных сейсмических исследований МОГТ данные морских наблюдений МОГТ характеризуются стабильными условиями возбуждения и приема сейсмического сигнала, поэтому данные сейсмических наблюде-

ний на море, как правило, по качеству выше, чем наземные. В сейсмическом поле четко прослеживается закономерность в корреляции жесткой (относительно высокоскоростной) неоднородности с вертикальной областью интенсивной сейсмической записи. Также как и для континентальной коры в нижней океанической коры части фиксируется область интенсивной сейсмической записи (зона рефлективити), а в верхней части область бледной или прозрачной записи. При этом флюидная зональность прослеживается из погруженной в океан континентальной коры в океаническую кору, несмотря на их структурные, вещественные отличия и мощность.

Флюидная горизонтальная зональность согласуется с зональностью обобщенной сейсмической моделью (рис. 1) консолидированной коры мирового океана [1]. Бледной сейсмической записью характеризуется II – толща (мощность 4-9 км, $T_0 = 1-3$ с, наличие коротких отражающих площадок), резким спадом интенсивности отраженных волн. Считается [1], что на этих глубинах (1-5 км под дном) зона прозрачности или слабо интенсивной записи на временных разрезах в рифтовой зоне образовалась за счет интрузий, а за её пределами – вертикальными склонами на бортах ущелья, вертикальной трещиноватостью. В III – толщи интенсивность отраженных волн возрастает. Толща III (4-7 км) отражает структуру средней и нижней частей третьего геофизического слоя. В зонах поднятий дна, как правило, увеличивается мощность толщ I и II, в то время как мощность толщи III меняется незначительно. Толща III может рассматриваться как аналог области интенсивной записи нижней части континентальной коры. Регистрация отражений толщи IV начинается на временах 3-4 с после отражений от дна. Отражения интенсивные, низкочастотные (5-12 Гц), пролеживаются на удалениях до 15 км, в интервале 9-10 с. Толща IV соответствует кровле верхней мантии. Наличие под толщей IV зоны прозрачной записи объясняется образованием здесь магматической камеры и подходом астеносферного вещества [1].



Рис. 1. Обобщенная модель структуры земной коры океанских котловин. 1 – дно океана; 2 – линзово-блоковая толща; 3 – толща с вертикальными нарушениями (сейсмическая «прозрачная» толща); 4 – блоковая толща с вертикальными и наклонными зонами нарушений; 5 – блоковая толща с наклонными зонами нарушений; 6 – зоны нарушений; I-IV – структурные толщи консолидированной коры [1]

В обобщенной сейсмической модели океанической коры, как и для континентальной коры главной причиной присутствие слабо интенсивной или прозрачной сейсмической записи на временном разрезе считается наличие интрузивного нерасслоенного массива. Однако морфология и размеры областей прозрачной записи значительно лучше объясняются сейсмическими свойствами флюида. Возникновение зон повышенного содержания флюида уже само по себе заложено в существовании тектонической и реологической расслоиности земной коры

Тектоническим расслаиванием в верхней мантии осевой части срединно-океанических хребтов обусловлена серпентинизация ультрабазитов, которая приводит к формированию специфических гидротермальных систем, являющихся источником крупных метановых аномалий и скоплений углеводородов в пределах тектонически расслоенных зон [4]. В коре океанов флюиды, являющиеся носителями энергии, условно подразделяются на две группы [5]. Первая, это локальные аномалии в морской воде, связаны с действующими высокотемпературными (400° С) гидротермальными источниками, которые содержат повышенные содержания ³He и отношения марганца к метану Mn/CH₄ ≈ 0.2 нмоль/л, указывающие на реакцию просачивающейся воды с базальтами. Содержание метана в этих источниках составляет 2.5-3.6 нмоль/кг. Они широко распространены в пределах срединно-океанических хребтов и задуговых центров спрединга. Образование в них метана связывают с неорганическим синтезом или дегазацией. Источники этого типа относятся к осевой гидротермальной циркуляционной системе [6]. Вторая группа источников водорода и метана характеризуется интенсивными аномалиями метана (до 50 нмоль/кг) с повышенным содержанием водорода, с очень низкими отношениями Mn/CH₄ ~ 0.005 нмоль/л и выходам мантийных ультрамафитов в осевой части Средино-Атлантического хребта (САХ). Эта группа источников относится к глубинной циркуляционной гидротермальной системе.

Расчеты показывают, что при серпентинизации мантийных ультрамафитов может генерироваться огромное количество водорода и метана, из 1 км³ гарцбургита может образоваться $5 \cdot 10^5$ тонн водорода и $2.5 \cdot 10^5$ тонн метана [5]. Кроме того, в открытой рифтовой зоне САХ, где низкая продуктивность мантийного магматизма могло продуцироваться за 150 млн лет формирования литосферы ~ $4.5 \cdot 10^{13}$ тонн водорода и $2.25 \cdot 10^{13}$ тонн метана. При этом общий баланс выхода водорода и метана с учетом дополнительной серпентинизации за пределами осевой зоны должен быть удвоен [5]. Источники водорода и метана второй группы относятся к сигментам САХ, где в условиях медленного спрединга и слабо развитого базальтового магматизма образуется кора с широким распространением остаточных мантийных ультрамафитов – так называемая кора «хессовского типа». Эти сигменты характеризуются развитием «сухого» спрединга, реализующегося в основном за счет тектонических перемещений по пологим срывам, проникающим в мантию, с выводом глубинных масс в верхние горизонты коры. В этих областях находятся активные гидротермальные поля и водородметановые плюмы, связанные с ультрамфитами [4]. Таким образом, в океанической коре не существует проблемы источников флюидов.

Область прозрачной записи под границей Мохоровичича (рис. 2) подстилается областью динамически интенсивной записи, которая, как и граница Мохоровичича, вероятно, служит экраном для жидкой фазы флюида. В какой-то мере тут просматривается аналогия с границей между породами осадочного чехла и фундамента. Породы осадочного чехла могут накапливать и удерживать существенно больше воды, чем магматические и метаморфические породы. Здесь резко меняется проницаемость, происходит накопление газов. Породы кровли океанической и осадочных пород коры обычно динамически интенсивны, они водонасыщены, поэтому область бледной записи в отличие от континентальной коры расположена глубже.



Рис. 2. Фрагмент временного разреза по профилю 2/82, пересекающему Срединно-Атлантический хребет по 30° ю. ш. *I-IV – структурные толщи* [7]

На границе верхней мантии в разрезе встречается ни одна, а две границы Мохоровичича (рис. 3). Это может интерпретироваться как смена типа проницаемости, когда меняются условия накопления и удержания воды, вызванные тектоническими движениями, соответственно физико-химическими и реологическими изменениями пород.

В целом, для океанической коры зона интенсивной сейсмической записи обладает меньшей видимой мощностью по сравнению с зоной интенсивной записи в континентальной коре. Это может быть связано с меньшей общей мощностью океанической коры (в сравнении с континентальной) и меньшим геологическим возрастом (меньшим временем её серпентинизации).



Рис. 3. Фрагмент разреза ШГСП-БЗ (ГСП-МОГТ) в глубоководной Северо-Восточной котловине **Тихого океана.** В интервале 9-10 с прослежены отражения от верхних мантийных слоев; I-IV – структурные толщи; М – граница Мохоровичича [1]

В то же время относительно молодой возраст океанической коры и малая её мощность, по-видимому, определяют высокий по интенсивности восходящий флюидный поток и как следствие образование областей прозрачной сейсмической записи, формирующих горизонтальную зональность (рис. 2, 3).

По интенсивности верхний и нижний интервалы прозрачной сейсмической записи близки между собой. При этом подобие между картиной флюидной зоны прозрачной записи

океанической коры и картиной прозрачной записи докембрийских платформ выражено на временных разрезах несколько лучше, по сравнению с палеозойскими платформами.

Сопоставление зон интенсивной сейсмической записи континентальной и океанической коры показывает на возможно общую их природу. Средняя часть пород континентальной коры по данным полевых наблюдений отвечает в основном зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма, при этом среди них серпентиниты почти отсутствуют, встречаясь, лишь в виде узких цепочек в шовных зонах. Для формирования зеленосланцевых и амфиболитовых фаций метаморфизма установлена значительная роль миграции воды под литостатическим давлением [8-9]. По реологическим испытаниям образцов метаморфических и магматических пород вода не уходит из пород даже под большим всестороннем давлении [10].

Предполагается, что тяжелые основные и ультраосновные породы не могут подняться до средней части коры. Однако это не является аргументами отсутствия воды и наличия серпентинитов в более глубоких горизонтах так, как не учитывается процесс дегазации. Именно дегазация делает основные породы и их расплавы относительно легкими. Насколько этот процесс энергетически значителен можно оценить по количеству и величине трубок взрыва. Дегазация создает и поддерживает режим изостазию массивов пород. Области вертикальной сейсмической записи, встречаются не регулярно, а прослеживаемые до средней части континентальной коры того ещё реже.

Таким образом, зоны интенсивной сейсмической записи в коре континентального типа могут состоять в верхней части из пород зеленосланцевых и амфиболитовых фаций метаморфизма, в нижней части из серпентинизированных пород. В океанической коре в подавляющем большинстве из серпентинизированных пород. Доказательством такой модели могут разрезы МОГТ «суша-море», на которых вместе с границей Мохоровичича под континент погружается зона интенсивной сейсмической записи.

Заключение. Флюидная зональность наблюдается в континентальной, погруженной континентальной в океан и океанической земной коре. Основные породы намного сильнее взаимодействуют с водой по сравнению с кислыми породами. Отсюда динамически интенсивная запись в нижней части консолидированной океанической коры может служить доказательством того, что зона «рефлективити» в континентальной коре связана с преимущественным развитием в основных по составу породах.

Присутствие горизонтальной флюидной зональности во всех типах земной коры свидетельствует о глобальном процессе дегазации Земли.

Горизонтальная флюидная зональность существует в континентальной и океанической коре. Её присутствие во всех типах земной коры свидетельствует о глобальном процессе дегазации Земли.

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)», № АААА-А19-119013190038-2).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Бяков Ю.А., Глумов И.Ф., Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р. Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование дна акваторий. В 2 ч. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования. М. : Наука, 2001. Ч. II. 293 с.
- Кузин А.М. О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Континентальная кора (водосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. – 2019. – Ч. 1. – Вып. 1(24). https://doi.org/10.29222/ipng.2078- 5712.2019-24.art3.
- Кузин А.М. О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Континентальная кора (водосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. – 2019. – Ч. 2. – Вып. 1(24). https://doi.org/10.29222/ipng.2078- 5712.2019-24.art3.

- 4. *Разницын Ю.О.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов // Труды Геологического института. – М. : Наука, 2004. – Вып. 560. – 270 с.
- 5. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В., Буго А, Силантьев С.А. Соколов С.Ю. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. – 1999. – Т. 1. – № 6. – С. 511-519.
- 6. Богданов Ю.А. Термальные рудопроявления Срединно–Атлантического хребта. М. : Научный мир, 1997. 167 с.
- 7. Коган Л.И. Структура дна Мирового океана. М. : Наука, 1988. 195 с.
- 8. *Коржинский Д.С.* Поведение воды при магматических и постмагматических процессах // Геология рудных месторождений. 1962. № 5. С. 3-12.
- 9. Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В., Хлестов В.В. Динамические аспекты метаморфической петрологии // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 59-65.
- 10. Воларович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях. М. : Наука, 1979. 152 с.

УДК 550.3

МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ РАЗДВИГОВЫХ РАЗЛОМОВ

Кузьмин Д.К.

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

Введение. Как известно, геодинамические (деформационные) последствия длительной разработки месторождений проявляются в двух формах: обширные просадки территории всего месторождения, и локальная деформационная активизация разломных зон [5-6, 11, 14, 16-18].

В свою очередь, активизация разломов может привести к опасным последствиям [4, 9], и поэтому требует более тщательного анализа, и более точного маркшейдерско-геодезического мониторинга. Согласно инструкции по производству маркшейдерских работ РД-07-603-03 в зоне тектонических нарушений репера должны закладываться через 100 м. Вследствие этого, сегодня мы имеем достаточно подробную информацию о тонкой структуре деформационно-го процесса, которая получена по данным нивелирования вдоль профилей, пересекающих зоны разломов [8, 10, 20].

В данной работе на базе математического моделирования [5, 1-3] исследовано напряженно-деформированного состояние раздвиговых разломных зон.

Сравнение деформационных моделей раздвиговых разломов. Накопленный объем данных многократных геодезических наблюдений, а именно, повторных, высокоточных нивелирных наблюдений, показал, что подавляющее большинство аномальных деформаций разломных зон – это локальные «пикообразные» оседания земной поверхности, характерные для кинематики раздвиговых разломов. С подробным иллюстрационным анализом, многочисленными примерами и статистикой можно ознакомиться в работах [19, 5, 14, 3]. К слову, описываемый выше тип формирования разломов в природе встречается в 88 % случаев.

Деформационные модели раздвиговых разломов, известные на сегодняшний день, условно можно разделить на 3 группы (рис. 1). Первая – так называемая блоковая модель, в которой деформации осадочного чехла (d) обуславливается внешними условиями растяжения блоков фундамента (ΔU). По результатам ее решения в столбце справа на рис. 1 видно, что кривая, описывающая вертикальные смещения, при своей амплитуде около 5 см, имеет достаточно большую ширину, порядка 15 км, чего не наблюдается в природе, по крайней в мере в известной нам базе данных по накопленным геодезическим данным на сегодняшний день.



Рис. 1. Сопоставление моделей раздвиговых разломов

Вторая группа – решение задач зарубежных исследователей в работах [21-23] на основе дислокационной модели. Здесь смещение ΔU задано от внутреннего источника (раздвига краев разлома). В дислокационной теории отсутствует толщина, поэтому графики смещений показывают локальные оседания на фоне общего поднятия. Такой характер формирования γ -аномалий так же не выявляется маркшейдером при анализе данных измерений. Эта модель многими исследователями использовалась в вулканических областях, где лава прорастает в трещины, и за счет растяжения происходят такие локальные оседания. Но для решения задач геодинамики разломов такая модель не применима.

И, наконец, третья, максимальным образом соответствующая реальным, наблюдаемым на практике результатам модель – параметрическая (индуцированная) [5]. Индуцировать деформационные процессы в этой модели можно малыми воздействиями на разломную зону (изменением объемного модуля δK), которая изначально нагружена тектоническими и гравитационными напряжениями. Как и в блоковой модели здесь заданы внешние условия формирования локальных аномалий. Кроме того, внутренними параметрами среды могут быть не только параметры жесткости среды, но и пороупругие параметры, в частности, локальное изменение порового давления во флюидонасыщенной среде разлома. Параметрическая модель задается геометрическими параметрами: глубиной нижней и верхней кромки разлома (D, d), а также длинной и шириной разлома (2b, 2a). По результату решения задачи с помощью этой модели, видно, что кривая локального оседания полностью расположена в отрицательной плоскости, и затухает по мере отдаления от центра. Очевидно, что параметрически-индуцированная модель может быть использована в качестве механизма формирования наблюдаемого пространственно-временного спектра современных смещений.

Моделирование современного напряженно-деформированного состояния раздвиговых разломов. Практическое применение вышеописанной параметрической (индуцированной) модели, сводится к решению обратных геодинамических задач. В работе [2] при помощи этой модели, а также учитывая физические свойства горных пород, было проведено математическое моделирование, целью которого являлось получение теоретической кривой максимально схожей с наблюдаемой. Когда эта цель была достигнута, геометрические пара-



метры разлома *D*, *d*, 2*a* (ширина и глубина залегания) дали возможность на модельном уровне оценить относительные деформации (наклоны) земной поверхности (рис. 2).

Рис. 2. Решение обратной задачи геодинамики на основе параметрической модели

В этой работе, продолжая извлекать плюсы использования данной модели, автору удалось рассчитать горизонтальные, вертикальные, а также касательные напряжения, создающиеся в окрестности разлома. Для этого, совместно с вышеописанными принципами и теориями, был использован формализм для расчета напряжений полученный в работе [7].

Геометрические параметры и изменение давления ΔP использовались такие же, как и при расчете деформаций на рис. 2: D = 0.470 км; d = 0.033 км; 2a = 0.300 км; $\Delta P = 1$ Мпа.

Результаты расчетов напряжений указывают на наличие напряжений, в несколько раз превышающих значение ΔP (рис. 3). Максимальные из них сконцентрированы под разломной зоной (красным цветом на инфографике). Черным прямоугольником на рис. 3 обозначен сам разлом в разрезе вкрест простирания. Согласно закону Гука напряжение прямо пропорционально зависит от относительной деформации: $\sigma = \varepsilon \cdot E$ (1), где E – модуль Юнга, выбирается в зависимости от залегающей породы.

Известно, что критические относительные деформации земной поверхности при разработке месторождений составляют порядка $\varepsilon = 10^{-3}$. Из этого следует, что отношение полученного напряжения к модулю Юнга не должно превышать порогового значения критических деформаций, то есть выполняться условие $\sigma/E \le 10^{-3}$ (2).

По мере приближения значений напряжений, способных вызывать опасные деформации, следует давать прогнозы и рекомендации к дальнейшей разработке месторождения. При расчете градиентов смещений земной поверхности, эта обратная геодинамическая задача может быть условием проверки. Эта методика позволяет оценивать уровень опасных деформаций и давать рекомендации для обеспечения безопасной эксплуатации объектов инфраструктуры нефтегазовых месторождений и ПХГ [13, 15].





Разломы в равной степени, как и обширные просадки, представляют угрозу безопасности объектов нефтегазового комплекса. Во-первых, активные зоны разломов необходимо учитывать при строительстве магистральных нефтегазопроводов. Во-вторых, интенсивная эксплуатация месторождений УВ приводит к активизации разломных зон, расположенных в пределах месторождения. Вместе с тем в работах [9-10, 12, 20] показано, что имеют место современные активные (опасные) разломы, которые распространены повсеместно и поэтому являются доминирующим фактором геодинамической опасности для объектов НГК и причиной их потенциальной аварийности.

Заключение. Предложенная параметрическая (индуцированная) модель и по сей день не только усовершенствуется, но и способствует решению крайне актуальной проблемы по обеспечению безопасности объектов нефтегазового комплекса. Кроме того, данная модель позволяет рассчитывать распределение горизонтальных, вертикальных и касательных напряжений в окрестности разлома.

Описанная методика способствует наиболее детальному изучению проблемы, и давать своевременные прогнозы различных негативных последствий, а также рекомендации к мерам по обеспечению промышленной безопасности объектов нефтегазового комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О. Решение обратных задач современной геодинамики недр на месторождениях углеводородов и подземных хранилищах газа // Маркшейдерский вестник. 2018. № 4. С. 52-61.
- 2. Абрамян Г.О., Кузьмин Д.К. Моделирование градиентов смещений земной поверхности на разрабатываемых месторождениях нефти и газа // Маркшейдерский вестник. 2019. № 5. С. 56-62.
- 3. *Кузьмин Д.К.* Сопоставление моделей деформационной активности раздвиговых разломов с результатами геодинамического мониторинга объектов нефтегазового комплекса // Проблемы недропользования. – 2019. – № 4. – С. 18-27.
- 4. *Кузьмин Ю.О., Никонов А.И.* Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем / Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. – М. : Газпром, 1998. – С. 315-328.
- 5. *Кузъмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. – М. : Агентство Экономических Новостей, 1999. – 220 с.
- 6. *Кузьмин Ю.О.* Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М. : ГЕОС. 2002. Вып. 2. С. 418-427.
- 7. *Кузьмин Ю.О.* Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная малыми природно-техногенными воздействиями // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2002. № 9. С. 48-54.
- Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. – М.: ГЕОС. 2002. – Вып. 2. – С. 427-433.
- 9. *Кузьмин Ю.О.* Геодинамический риск объектов нефтегазового комплекса // Российская Газовая Энциклопедия. М. : Большая Российская Энциклопедия, 2004. С. 121-124.
- 10. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 1. С. 33-41.
- 11. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика системы разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2015. № 4. С. 25-30.
- 12. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика опасных разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2016. № 5. С. 87-101.
- 13. *Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К. и др.* Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. – 2018. – Т. 53. – № 3. – С. 31-41.
- 14. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87-105.
- 15. Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К. и др. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 4. С. 86-94.
- 16. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019. № 1. С. 78-103.
- 17. *Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019. № 5. С. 61-75.
- 18. *Маркшейдерия* : Учебник для вузов / М.Е. Певзнер, В.Н. Попов, В.А. Букринский и др. // М. : МГГУ, 2003. 419 с.
- 19. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // Дискретные свойства геофизической среды. М. : Наука, 1989. С. 33-46.

- 20. Хисамов Р.С, Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О. и др. Современная геодинамика и сейсмичность Юго-Востока Татарстана / под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина. – Казань : Фэн, 2012. – 240 с.
- 21. *Paul M.D.* Surface Deformation Associated With a Dipping Hydro fracture / M.D. Paul // Journal of geophysical research. 1983. V. 88. № B7. P. 5826-5834.
- 22. *Yoshimitsu O*. Surface deformation due to shear and tensile faults in a halfspace / Yoshimitsu Okada // Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V. 75. № 4. P. 1135-1154.
- 23. *Yang X.M.* Deformation due to a rectangular tensile crack in an elastic half-space / X.M. Yang, P.M. Davis // Bulletin of the Seismological Society of America. 1986. V. 76. P. 865-881.

УДК 551.24;551.243;550.342

ВЗАИМОСВЯЗЬ ДЕФОРМАЦИОННЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Кузьмин Ю.О.

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

Выдающийся отечественный геофизик Ю.К. Щукин неоднократно подчеркивал, что исследование взаимосвязи протекания сейсмических и деформационных процессов является одной из самых актуальных и фундаментальных проблем в науках о Земле. Действительно, исследование современной геодинамики и сейсмичности платформенных регионов подарили исследователям немало неожиданных и, подчас, парадоксальных фактов [1-2]. Последовательное рассмотрение пространственно-временной структуры современных деформационных процессов на региональном, зональном и локальном уровне показывает, что наиболее экстремальной формой проявления современной аномальной геодинамики недр является локальное проседание земной поверхности в зонах разрывных нарушений. Эти аномальные движения (у-аномалии) имеют чрезвычайно высокие скорости среднегодовых амплитуд смещений (до 5-7 см/год) и относительных деформаций (до 5-7.10⁻⁵/год). Данные процессы получили название современных суперинтенсивных деформаций (СД) земной поверхности в разломных зонах [1-6]. Наиболее парадоксальным фактом, безусловно, явилось то, что аномальная деформационная активность разломных зон асейсмичных областей выше, чем сейсмоактивных. Причем это так же относится и к зонам разломов, расположенным в сейсмоактивных регионах, но которые (разломы) либо не являются сейсмогенерирующими, либо находятся в данный момент в состоянии «сейсмического затишья». Для более детального анализа этих фактов ниже рассматриваются результаты (рис. 1) специально поставленных многолетних исследований по изучению взаимосвязи между современными деформационными и сейсмическими процессами в пределах Предкопетдагского передового прогиба и южного склона Туранской плиты [7].

На рис. 1, *а*, *б* представлен геодезический профиль, совмещенный с разрезом земной коры, который начинается на юге в горной части, затем пересекает прогиб и заканчивается на южном склоне платформы. В течение 10 лет на данном профиле проводились многократные (от 2 до 4 раз в год) высокоточные (по методике 1-го класса) нивелирования, которые позволили выявить суперинтенсивные деформации разломных зон в форме аномалий типа у различной интенсивности. Оказалось, что по мере удаления от гор к платформе интенсивность СД-процессов увеличивается от $3 \cdot 10^{-6}$ /год до $3 \cdot 10^{-5}$ /год. Сейсмичность, напротив, имеет максимальное проявление в горной части и исчезает практически полностью за Северо-Ашхабадским разломом.



Рис. 1. Сопоставление энергетических характеристик современных деформационных и сейсмических процессов (*a*) по профилю Ашхабад-Бахардок (*б*), графики удельной объёмной мощности деформационных (*в*) и сейсмических процессов (г). Условные обозначения: 1 – номера пунктов нивелирования, 2 – разломы, 3 – осадочный чехол, 4 – граниты, 5 – базальты, 6 – граница Мохоровичича

Для количественной оценки отмеченной взаимосвязи использовалась величина линейной мощности процессов NL, которая вычисляется как отношение выделенной энергии процессов к выбранному интервалу времени (1 год) и фиксированной «ширине» профиля (50 км). Так, например, скорости деформации $3 \cdot 10^{-5}$ /год соответствует линейная мощность в 20 Дж/м·с. Этой величине соответствует сейсмическая энергия в 10^{13} Дж. Из рис. 1, *a* следует, что в зоне Северо-Ашхабадского разлома уровни выделенной линейной мощности совпадают для обоих процессов. В зонах других разломов наблюдается попеременное превалирование одного параметра над другим. Создается впечатление, что накопленный запас потенциальной энергии реализуется в зоне разлома в виде двух форм: «сейсмичности» и «СД». Причем существует общий для обеих форм реализации единый энергетический эквивалент.

Для проверки данного утверждения было проанализировано соотношение между деформационным и сейсмическим процессом в пределах одной разломной зоны – Северо-Ашхабадской (рис. 1, *в*, *г*), в течение достаточно продолжительного интервала времени. Учитывая, что в данном случае имеет место изолированный объект, в качестве обобщенной характеристики процессов использовалась величина среднегодовой удельной объемной мощности *N*, измеряемая в Па/с. Эта величина в случае деформационных процессов равна половине произведения величины регионального напряжения на скорость деформирования земной поверхности. Для сейсмичности *N* определяется как отношение выделившейся сейсмической энергии к интервалу времени и среднему объему сейсмического излучения. Как видно, и в этом случае происходит противофазное поведение сопоставляемых параметров. Среднее значение годовой реализации удельной объёмной мощности по обоим параметрам за весь период наблюдений составляет величину порядка 10-5 Па/с, что вновь соответствует полученной ранее оценке по профильным данным.

Аналогичные результаты были получены на Камчатке, на локальном нивелирном профиле длиной 2.6 км (рис. 2). Он расположен в пределах Камчатского сейсмоактивного региона, где были проведены прецизионные, многократные (1-2 повторения в неделю в течение почти 3-х лет) и детальные (расстояние между пунктами наблюдений 80-100 м) нивелирные наблюдения [8-9].



Рис. 2. Сопоставление выделившейся сейсмической энергии и скорости вертикальных смещений в Камчатском регионе, осредненных по месяцам (обозначения приведены в тексте)

На рисунке представлены результаты сопоставления выделившейся сейсмической энергии со значениями среднемесячных скоростей вертикальных смещений земной поверхности. Необходимо отметить, что в данном случае учитывалось то обстоятельство, что при сопоставлении параметров сейсмического режима с данными относительных (в простран-

стве) измерений возникает проблема совмещения информации на временных графиках. Дело в том, что наиболее часто используемые параметры сейсмического режима (энергетика и количество сейсмических событий) занимают, по определению, положительную часть оси ординат. Кривые же вертикальных и горизонтальных смещений, деформаций и наклонов могут принимать как положительные, так и отрицательные значения. В связи с этим, для сопоставления с временным ходом энергии сейсмических процессов использовались среднемесячные значения скорости деформаций, взятые по абсолютной величине. В эту процедуру вкладывался и определенный физический смысл.

Суть в том, что при поднятиях и опусканиях земной поверхности (при сжатиях и растяжениях, при наклонах на север и юг и т. д.) в равной мере происходит реализация накопленной потенциальной энергии в виде деформаций любого знака.

Сопоставление скоростей деформаций для станций, расположенных в зонах разрывных нарушений, и для станций, находящихся вне разрывных нарушений, с сейсмическим режимом показывает:

- для станций (секций), расположенных в зонах разрывных нарушений (рис. 2, *a*, *б*), характерно противофазное поведение сопоставляемых параметров. Увеличению скорости деформаций соответствуют минимумы (или сейсмические затишья) сейсмической активности и наоборот;
- имеет место синфазное поведение параметров в период с ноября 1991 по май 1992 года, которые отождествляются с предвестником землетрясения, произошедшего 2 марта 1992 года с М = 7.1 на расстоянии 100 км от нивелирного профиля на глубине 20 км. Амплитуда предвестниковой аномалии достигает величины от 5-6 до 10-13 см на различных участках профиля;
- в пределах слабовыраженных аномалий и на стабильных участках профиля (рис. 2, в, г) отмечается только одна аномальная ситуация, которая приурочена к землетрясению 2 марта 1992 года и имеет амплитуду от 2-3 до 10-12 мм.

Таким образом, складывается впечатление, что в период снижения сейсмической активности в регионе начинают активизироваться деформационные процессы в зонах разрывных нарушений, и наоборот. А в период подготовки сильнейшего за период наблюдений сейсмического события в регионе сопоставляемые параметры меняются одновременно.

При этом примечательно, что амплитуда предвестника претерпевает изменение на два порядка в зависимости от местоположения на профиле. Очевидно, что зоны разломов кардинально меняют предвестниковую ситуацию, усиливая эффект аномальных деформаций на несколько порядков.

В этой связи есть достаточно оснований полагать, что наличие более мощных деформационных процессов в зонах платформенных, асейсмичных разломов обусловлено отсутствием там диссипирующего (рассеивающего) сейсмического фактора, который в сейсмоактивных разломах осуществляет «переток» части общего энергетического эквивалента в форму сейсмичности, уменьшая тем самым ту часть потенциальной энергии, которая реализуется в форме СД.

Данное утверждение допускает естественное физическое толкование, если учесть, что общая потенциальная энергия деформируемой среды *U* состоит из энергии чисто объемной деформации *Uv* и чисто сдвиговой *Us*:

$$U = U_V + U_S. \tag{1}$$

Так как сейсмический процесс происходит путем реализации сдвиговых деформаций, то в сейсмоактивных разломах *Us* > *Uv*. В асейсмичных разломных зонах накопленный запас

потенциальной энергии реализуется в основном за счет γ -аномалий, которые являются отражением локальных объемных деформаций, и в этом случае Uv > Us. Прямым экспериментальным подтверждением этих соображений является крайне малое число зарегистрированных *S*-аномалий (особенно в платформенных, асейсмичных регионах), которые формируются путем локальных сдвиговых подвижек по разлому.

Похожие результаты были получены на Ромашкинском геодинамическом полигоне, где в течение последних 30 лет проводятся детальные наблюдения за современными геодинамическими (деформационными) и сейсмическими процессами [10]. Оказалось, что местоположение аномальных деформаций в зонах разломов принципиально не совпадают с областями проявления местной сейсмической активности, поскольку локальные деформационные аномалии по своей морфологии соответствовали разломам раздвигового типа, которые генетически соответствуют именно **объемной** составляющей деформации, индуцированной разработкой Ромашкинского нефтяного месторождения за счет снижения пластового давления.

Таким образом, наблюдаемые «перетеки» одной формы реализации, накопленной потенциальной энергии (СД-процессы) в другую (сейсмичность) представляют собой поочередную или преимущественную реализацию объемной или сдвиговой составляющей общего потенциального энергетического запаса среды в зонах активных разломов.

Данная работа выполнена в рамках Государственного задания ИФЗ им О.Ю. Шмидта РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании / Ю.О. Кузьмин. – М. : Агентство Экономических Новостей, 1999. – 220 с.
- 2. *Кузьмин, Ю.О.* Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон / Ю.О. Кузьмин // Вестник отделения наук о Земле РАН. 2002. № 1(20). 27 с.
- 3. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика системы разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2015. № 4. С. 25-30.
- 4. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика опасных разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2016. № 5. С. 87-101.
- 5. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика раздвиговых разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87-105.
- 6. *Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2019. № 5. С. 123-138.
- 7. *Изюмов С.Ф.* Исследование современных геодинамических процессов в Копетдагском регионе / С.Ф. Изюмов, Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2014. № 6. С. 3-16.
- 8. *Кузьмин Ю.О.* Механизм формирования аномальных деформационных процессов в период подготовки Камчатского землетрясения 2 марта 1992 г. / Ю.О. Кузьмин, В.А. Чуриков // Вулканология и сейсмология. – 1998. – № 6. – С. 37-51.
- Churikov V.A. Relation between deformation and seismicity in the active fault zone of Kamchatka, Russia / V.A. Churikov, Yu.O. Kuzmin // Geophysical Journal International. – 1998. – V. 133. – P. 607-614.
- 10. Современная геодинамика и сейсмичность Юго-Востока Татарстана / Р.С. Хисамов, Н.С. Гатиятуллин, Ю.О. Кузьмин, Р.Х. Бакиров и др. Казань : «Фэн». 2012. 240 с.

SEARCH FOR A SHORT-TERM WARNING OF A DESTRUCTIVE EARTHQUAKE USING NEURAL NETWORK MODELING

Lazarenko M., Herasymenko O., Kendzera A., Ganiev A., Petrenko K., Ostapcuk N.

Institute of Geophysics NAS, Kiev, Ukraine

Thise message are dedicated of extremely important topic of searching for a short-term warning factor about the occurrence of a destructive earthquake by real-time assessment of the characteristics of the seismic process – magnitude and localization parameters of the earthquake source using the mathematical apparatus of neural network.

Setting the task of preventing strong and possibly catastrophic earthquakes in our time is acquiring extraordinary relevance in densely populated areas of industrial zones. Often, the time between the arrival of a seismic signal (the arrival of a longitudinal wave) at a certain point of the territory of Ukraine and the destructive surface wave, which causes the most dangerous shaking of the earth's surface, is determined *in a few minutes*. That is why the warning about the occurrence of dangerous shocks in such a period of time for the lives of people and the above institutions is the main task of the seismological service.

Seismic signals recorded at a certain point on the Earth's surface can be viewed as a projection at this point of the dynamic processes occurring in the earthquake source, and each projection (i. e. signal recording) is an example of a certain function's behavior, the arguments of which include, among others, parameters characterizing initial processes and path of the seismic signal.

Based on these considerations, the determination of the magnitude and parameters of the earthquake source can be formalized as the task of approximating the functions describing their behavior in space by means of superposition of functions-examples of this behavior. This superposition is carried out using networks of artificial neurons.

It is clear that the least distorted part of seismic waves is located in the first parts of their recording, that is, in their *P*-part. Based on these considerations, we have developed an algorithm for modeling on networks of artificial neurons the dependence of the nature of the first sections of an earthquake recording by one station on the magnitude and depth of the hypocenter. Considering each seismogram as a graphic projection of some image of the earthquake source and the medium of seismic wave propagation, and using the remarkable image property that allows reproducing its properties based on information only about its part, we use a controlled neural network to estimate the depth of the hypocenter and magnitude of the earthquake of the initial parts of the recording of a seismic signal.

Creation of the National Center for Seismological Data at the IGF of NAS of Ukraine, initiated the formation of a digital database for monitoring events of local and regional scales by a network of seismic stations of Ukraine: «Skvyra», «Poltava», «Odessa» (since 1997), as well as «Mykolaiv», «Dnipro» (since 2013), which contributed to the development of neural network modeling to develop online empirical models of localization parameters and magnitudes of hazardous sources. It is about creating algorithms of a universal empirical model of short-term seismic risk estimates based on monitoring of complex architects of geological environments that initiate seismic signals.

Earthquake records were used as a database:

- 1. Vrancea source implemented by s/s «Odessa».
- Networks of seismic stations «Odessa», «Skvira», «Poltava», «Nikolaev» at the IGF at Epicenter Distance ≤ 12°.

I. Neural network estimation of magnitude and localization parameters of registered earthquakes of the Vrancea source according to the data of the Odessa seismic station. According to the monitoring of 2002-2019, 104 earthquakes of the Vrancea zone with magnitude of 3.2-5.7 were recorded by the network of seismic stations (fig. 1). From them, 48 conditioning records, registered by the Odessa seismic station, with a sampling rate of 20 Hz were selected, which was 144 records, taking into account the already formed training sample. The recording ordinates of all components are normalized to the magnitude of the amplitude (min, max) of the signal of the response signal of the individual seismometer on a Π -shaped test pulse of standard amplitude and duration.



Fig. 1. Examples of recording of a 5.7 magnitude earthquake at a depth of 92 km, the Z-channel of the Odessa seismic station, which occurred on September 23, 2016 and the initial 1, 2, 5 seconds of the seismic signal entry

Each seismic event was characterized by the following vector of parameters $x_{n,i} = (x_{n,1}, x_{n,2}, ..., x_{n,4}, t_n)$, where $x_1 = h$ (focal depth), $x_2 = M$ (magnitude), $x_3 = r$ (distance), $x_4 = b_a z$ (back azimuth), t_n is a target value, which is equal to the arrival time to the observation point of a certain phase of the wave, generated by the *n*-th earthquake [Lazarenko, Herasymenko, 2010].

A set of such vectors for each seismic station was used as a learning set for a direct flow, multilayered, fully connected, controlled network of artificial neurons [1], using for learning a method the backward transmission of errors [2]. A sigmoid function in the form of a hyperbolic tangent was used as an activation function. Training of the Neural Network should minimize the measure of the difference between the response of the network, excited by the k-th vector of parameters of the training set, and the desired output.

The set of training samples of a controlled network of artificial neurons consists of so-called training or training templates, which look like: $x_{ik} = (x_{1k}, x_{2k}, ..., x_{nk}, t_{jk})$, where *i* is the dimension of the parameter vector, *k* is the event number, t_{jk} is the target vector («teacher», desired output); *j* is its dimension of two simulated values j = 1, 2.

The training set of the neural network was formed from the initial sections of three-component seismic signal recordings in the form of windows of 1s, 2s and 5s duration, which, at 20 Hz digitization frequencies, were respectively 20, 40 and 100 components. The magnitude and depth of the hypocenter of the encoded earthquake were used as target values or of the «teacher».

Learning a managed neural network is to minimize the extent of the difference in the network response excited by the kth vector of the training sample parameters and the desired output. In fig. 2 shows the behavior



Fig. 2. An example of the behavior of the standard error in learning neural networks, shown in the graph of architectures. The input vector formed from the Z-component of a seismic signal of 1, 2, 5 s duration is presented

of the standard (quadratic) error in the process of training a network of artificial neurons, having an architecture that can be written in layers in the form of NS: ?-10-2. As an input, a vector composed of seismic signal components was used.

High informativeness of the initial sections of the seismic signal has been shown and performed earlier studies [4]. Even at the interval of recording the introduction of a seismic signal of duration 1s, it is possible in real time to accurately predict the bending expected signal (and, therefore, to estimate the magnitude) of the earthquake that occurs [3].

To evaluate the results of neural network modeling, from a database of 48 earthquake records of the Vrancea zone recorded at the Odessa seismic station, 10 events were randomly selected that did not participate in the training of neural networks, but were saved for their exam. The trained neural network in the operational mode was excited by a signal (parameter vector) formed from this examination sample, and the network output was compared with the desired values, which in our case are the source depth and magnitude of the seismic event.

An analysis of the results allows us to speak about a fairly good forecast of the magnitude of the earthquake in the initial sections of the seismic record (fig. 3). Estimates of the focal depth show significant discrepancies with the catalog definitions. This may indicate an insignificant effect of the focal depth on the shape of the recorded signal or large errors in the regular estimates of determining the depth during interpretation.



Fig. 3. Estimates of the magnitude and depth of the hypocenter for 10 examination signals obtained by a neuromodel with one hidden layer in windows 1, 2 and 5 c

Similar neural network models can find application both in automatic processing of seismic information and in the prediction of seismic hazard on a quasi-real time scale. An increase in the base of observed earthquakes, their more accurate primary processing, and the choice of the source model optimal for a given observation point can give quite acceptable results. In addition, a run through the model of the results of signal recording allows you to identify errors in the primary processing or determine the depth of the source.

II. Neural network estimation of magnitude and parameters of localization of registered earthquakes according to the network of seismic stations. The area of application for the modeling problem on neural networks has been selected region with coordinates $\varphi = 50-38^\circ$,

 $\lambda = 24-42^{\circ}$. On the basis of monitoring of for seismic stations located on the platform territory of Ukraine, 511 high-quality seismic records were recorded in the research area, distributed at the stations by the following study samples: Skvyra-189, Odessa-205, Poltava-110, Nikolaev-7.

The following examples of records of seismic stations «Odessa» and «Poltava» of the samples of the first seconds of the earthquake in the Aegean Sea ($\lambda = 25.40^\circ$, $\lambda \varphi = 40.29^\circ$) occurred on May 24, 2014 with a magnitude M = 6.9 at a depth h = 27 km, indicate a significant difference in the shape of the records of earthquakes registered with one seismic source at each of the seismic stations under the same equipment conditions (fig. 4). According to the crop earthquake on May 24, 2014, the maximum of the amplitudes of surface *L*-waves at the seismic station «Odessa» at an epicenter distance of 837 km after the entry of longitudinal *P*-waves in minutes is 3.2; on the s/s Skvira (1099 km) – 3.6, on the agricultural area «Poltava» ($\Delta = 1259$ km) – 4.5.



Fig. 4. Records of the first seconds of entry of the *Z*-component of the Aegean earthquake 24.05.2014, M = 6.9, h = 27 km, according to the data of seismic stations «Odesa» and «Poltava»

From the entire set of input vectors consisting of 511×3 digital records (E, N, Z projections of the wave process) of the recorded seismic traces, a code matrix was formed that was able to generalize the initial data and thus predict the behavior of the simulated system or its individual elements. In our case, the environment for a network of artificial neurons is a set of training samples B_k of input vectors x_{ik} of of the k-th research process – digitized samples of the waveform S(t) in the time window $[t - \Delta t, t]$, and in the role of a «teacher», a manager according to the modification of the parameters, the values of the target values t_{jk} appear – estimates of two specific parameters of the source of excitation of the recorded earthquakes: a) magnitude-depth M-h; b) the coordinates of the epicenter $\varphi - \lambda$. To operate the network in on-line mode, 30 earthquakes were randomly selected from the database, which is 9 % of the total number of analyzed data stored for the exam. The trained neural network was excited by a vector of parameters formed from this sample of the study, and the output of the network was compared with the target values indicated above.

Using the initial segment of the seismic signal as a characteristic of the recorded process provides both the lowest noise level (in this representation of the wave process) and the possibility of using models of neural networks for making decisions in real time. However, the search for the optimal size of the time window is difficult due to the variability of the dimension of the training set. In this case, the assessment of the relative informativeness of the vector of the training sample caused by the resizing of the window is based on neural networks of different architectures and the similarity of the simulation results on them, not obvious. The authors applied the description of the waveform S(t) in the time window $[t - \Delta t, t]$, with a constant number of parameters encoding the signal in the form shown in the table 1.

Table 1

N⁰	Characteristic	Parameter
1	Number of positive window samples	n^+
2	Number of negative window samples	n^-
3	Maximum magnitude ratio to RMS (rms) peak maximums	A_{\max} / P_{ms}^+
4	Maximum amplitude ratio to RMS (rms) peak minimum values	A_{\min}/P_{rms}^{-}
5	Signal energy in the window, related to the window length	$S(t)^2/[t-\Delta t,t]$
6	Time cut	$\arg(5\% \le \int_{t-\Delta t}^{t} S(t)^2 dt \le 95\%)$
7	Frequency of the dominant component of the signal spectrum in the window	$f_{ m max}$
8	Amplitude of the dominant frequency component	$A_{f_{\max}}$
9	The ratio of the dominant frequency to the mean square the size of the spectral composition	f_{\max} / f_{rms}
10	Number of zero crossings	N_o
11	The ratio of the number of positive extremes to the number of positive samples in the window	$P^+/[t-\Delta t,t]^+$
12	Same as point 11, but for the number of negative extremes	$P^{-}/[t-\Delta t,t]^{-}$

The experimental experience obtained in training neural networks of various topologies for constructing estimates of the magnitude and coordinates of the epicenter showed the complexity of the multidimensional error surface and the individuality of solving the problem of convergence of the learning process using signals of different lengths (1-5 s, 10 s) at various seismic stations. The dependency analysis showed that for a given level of complexity of the task and the input vector power, the minimum absolute value of the mean square error of the simulation is provided by a controlled direct-flow, fully-connected neural network of a multilayer structure (at least three) of hidden layers of different degrees of power.

Each of the signals included in the training sample, regardless of the size of the time window, was encoded by a 12-dimensional vector, which makes it possible, with the same neural network architecture, to draw a conclusion about the relative in formativeness of time windows of different duration. As an example, in fig. 5, fig. 6 for events that did not participate in the network training, a comparison was made of the results of modeling the depth of the source, the magnitude of the event, the latitude and longitude of the epicenter, with the catalog values.

Modeling from the data shown in the figures confirms that the most informative and least distorted are the initial segments of the arrival of signals, that is, the first seconds of the recorded records, regardless of the characteristics of the sources and the energy level of the analyzed events.

The discrepancy with the resulting depths of the sources of catalog estimates is significant,

which indicates the difficulty of using the depth parameter due to the reasons discussed above.

The loss of accuracy in estimating the results of longitudinal modeling in the intervals of 10-23° and 39-55° is associated with an insignificant statistical representation of the sources of earthquakes of the training set.



Fig. 5. Estimation of the depths of the hypocenter and the magnitude of the trained neural network excited by the 40 vectors formed from the E-N-Z-earthquake recording component of the seismic station network simulation region



Fig. 6. Estimation of latitude and longitude values of a trained neural network formed from the E-N-Z-component of the earthquake recording region of the simulation region

Such neural network models can be used both for the automatic preprocessing of seismic information and for prediction of seismic information in a quasi-real time scale. An increase in the digital base of observed earthquakes, the development of algorithms for more accurate primary processing of seismological material and the selection of empirical models that are optimal for a particular observation point, such as neural network, with their widespread use in the seismological service, can yield quite acceptable results. The use of the discussed method of «instant» forecast of the strength of an earthquake that occurred can increase the semantic load of the practice of installing seismic stations at high-risk facilities, primarily nuclear power plants, as well as chemical and oil refineries and searches for a mechanism for promptly warning a possible earthquake in places in places of population congestion.

An important part of the proposed studies is the inclusion of the algorithm developed by the authors into the automatic preliminary processing of seismological information, which implies the prompt intervention of seismological services in seismic hazard estimates.

REFERENCES

- 1. Хайкин С. Нейронные сети. М. : изд. дом «Вильямс», 2006. С. 1104.
- 2. *Chauvin Y., Rumelhart D.E.* Back Propagation : Theory, Architectures, and Applications, Lawrence Erlbaum Associates. 1995. P. 564.
- 3. *Leach R.R., Dovla Jr. F.U., E.S. Vergiuo.* Yeld estimation using bangpass-filtered seismograms: Prelimenary results Using Neural Networks with mb (Pn), Short-time, Long-time, and Coda energy Measurments // Bull. Sism. Soc. Amer. 1993. V. 87. № 2. P. 488-508.
- 4. *Magotra N., Ahmed N., Chael E.* Seismic Event detection and source Location Using Single-Station (Three-Component) Data // Bull. Seism. Soc. Amer. 1987. V. 77. № 3. P. 958-971.
- 5. Лазаренко М.А., Герасименко О.А. Використання нейронних мереж для побудови годографів сейсмічних хвиль // Вісн. Київ. ун-ту, Геологія. – 2004. – № 30. – С. 93-97.
- 6. Лазаренко М.А., Герасименко О.А. Оценка магнитуды и глубины очага зоны Вранча в квазиреальном масштабе времени путем нейросетевого моделирования // Геофизический журнал. 2013. № 3(36). С. 24-28.

УДК 550.31.01

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ИЗМЕНЕНИЕМ ЗНАКОВ ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПРИ НАГРУЖЕНИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Лементуева Р.А., Треусов А.В., Бубнова Н.Я., Серова О.А.

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

В лабораторных условиях наиболее доступным является изучение характера деформирования при нагружении образцов горных пород и моделей. Возникает необходимость наблюдать за вариациями акустических событий (AC) при длительном деформировании, на стадии «предразрушение» и при возникновении магистральной трещины.

При регистрации AC всегда отмечается изменение амплитуды, знаков первых вступлений, частоты следования AC, плотности сигналов AC, частоты спектра и пространственного распределения AC внутри образца (миграция координат событий).

При моделировании сейсмических событий исследовался процесс деформирования и возникновения картины изменения естественных физических полей. Отмечалась миграция акустических событий AC [1-2] в процессе проводимых наблюдений. Деформационные поля исследовались ранее на разных образцах горных пород [1-3].

Вариации деформаций в каждой точке наблюдений на образцах характеризуются шестью компонентами: главными (E1, E2, E3), объемной поверхностной деформацией (Q), компонентой сдвига (Y) и коэффициентом Лоде-Надаи. Точкой наблюдений при деформировании может быть розетка (R), состоящая из трех датчиков (L1, L2, L3). Источником расчетов компонент являются вариации значений по трем тензодатчикам (e1, e2, e3) [3].

В перечисленных ранее работах было отмечено, что акустические сигналы (AC), возникшие в модели при смене воздействия непосредственно связаны с характером и изменением воздействий на трещину (в модели из орг. стекла).

В представленной нами работе рассмотрен результат, полученный при деформировании и разрушении образца мрамора с включением (прожилкой) под воздействием линейно возрастающей нагрузки (до суток) – 12 кг/час/см2. Схематическое изображение образца мрамора с включением в виде прожилки представлено на рис. 1.



Рис. 1. Координаты АС по осям – У-Z

Расчет координат центров излучения при нагружении мрамора и других горных пород проводился по программе, разработанной Треусовым для подобных работ на образцах с учетом их размеров.

Задача заключается в том, чтобы по разностям времен отсчета на датчиках для очередного излучающего источника определить его координаты, т. е. местоположение внутри нагружаемого образца. Таким образом, мы можем наблюдать за динамикой движения очагов AC в процессе развития трещины.

В основе метода определения местоположения источника АС лежит идея построения четырех сфер (по числу датчиков) с разными радиусами, пересекающими образец. Координатами центров сфер являются положения датчиков, а разности в радиусах – это разности времен прихода АС. В качестве оптимального положения источника АС предлагается считать точку, средневзвешенное расстояние которой до поверхностей сфер является минимальным. Регистрирующие датчики расположены на образце так, что два из них установлены на противоположных торцевых гранях практически напротив друг друга, и расстояние между ними достаточно близко к горизонтальному размеру образца. Зная значения временных отскоков на этих двух датчиках, можно определить некоторый (разумный в качестве первого приближения) коэффициент, на который следует поделить значения времен (а точнее



Рис. 2. Распределение координат акустических событий в зоне разрушения

их эквивалентов), чтобы получить радиусы тех сфер, которые необходимо построить для ре-

ализации алгоритма определения местоположения источника AC. Для построенного таким образом рассечения сферами решается задача оптимизации определения координат центров AC. Внутри образца ищется точка, сумма квадратов расстояний от которой до поверхностей сфер является минимальной. Это типичная задача минимизации функции трех переменных, для решения которой мы используем метод сопряженных градиентов. Как показывают расчеты, итерационный процесс обычно сходится за 20-30 итераций.

Миграция центров AC, возникших в мраморе, представлена на рис. 2 и имеет нумерацию (1, 2, 3....) в хронологическом порядке их возникновения.

В докладе представлены координаты «значительных» по амплитуде AC, зарегистрированные по четырем датчикам d1, d2. d3,d4. Можно наблюдать неравномерность распределения событий в зоне кластеризации по координатам X-Y.

Характер изменения времен вступлений, амплитуд и знаков вступлений AC в процессе эксперимента представлен на рис. 3, a, b, по датчику d1.



Рис. 3, *а*, *б*. Амплитуды (*A*, мкВ) и знаки (+.-) первых вступлений – (*t*) на образце МРАМОРА. *T* – время (мкс) первых вступлений АС от времени эксперимента *T* 20 000-50 000 с

В рассматриваемом эксперименте при развитии напряженного состояния в образце (в начале эксперимента по *T* – ближе к грани *A*) отмечено большинство сигналов с первым вступлением «МИНУС» и малой амплитуды, чуть выше уровня шума. Вероятно, в начале эксперимента уплотнялся материал образца за счет уменьшения порового пространства при

нагружении, и главной компонентой являлся сдвиг между зернами и слоями горной породы в этом образце.

Практически на всех записях сигналов зарегистрирован шум аппаратурный и «шум» самого образца, который (по нашему мнению) составляет – 25-26 мкВ в зависимости от этапа наблюдений.

Из рис. 2 видно, что центры АС мигрируют в сторону включения. Отмечено изменение знаков первых вступлений АС и их амплитуд. Дальнейшие наблюдения показали, что центры АС мигрируют и концентрируются в процессе нагружения, приближаясь к месту плотного скопления зерен включения в мраморе; отмечен колебательный ход групп АС, имеющих вступления со знаком «ПЛЮС». Ослабление зоны приводит к перераспределению напряжений в образце.

Наблюдая за миграцией возникших центров AC, можно сказать, что деформирование идет в сторону грани В: вблизи включения появлялись центры AC, возникшие при разрушении растяжением, при разрыве слабых звеньев (прожилок) в образце (рис. 1). В этом случае характерен знак вступления AC – «ПЛЮС». Однако AC уменьшались по амплитуде и приобретали знак МИНУС за счет увеличения компоненты сдвига в центре образца.

В связи с существованием суперпозиции воздействий от растяжения и «сдвигасхлопывания», которые, реально происходят одновременно, видно преобладание знаков плюс или минус.

Ранее отмечалось, что возникающие AC на испытуемых образцах горных пород в подобных экспериментах [2], с большей амплитудой AC со знаками вступлений «ПЛЮС», наблюдаются в середине времени эксперимента.

Наблюдаемые при отрыве (AC) изменяют знак первого вступления. Это явление представляет «переполюсовку» знаков первых вступлений акустических сигналов. Далее, форма дефектов и AC изменяются из-за их объединения в более крупномасштабные.

Можно отметить, что на стадии предразрушения, где начинали преобладать возрастающие по амплитуде AC, со знаком МИНУС и чередуются с другими AC «небольшой» амплитуды, со знаком ПЛЮС-первого вступления.

Так, по форме AC можно сказать, что идет укрупнение микротрещин до более крупномасштабных путем разрушения перегородок между микротрещинами (отрыв) со значительным сдвигом стенок микротрещин. Наблюдается скопление в зоне наблюдений центров AC в «зоне» разрушения (рис. 4). В «облаке» сдвиговых укрупненных трещин отмечены AC небольшой амплитуды со знаком «ПЛЮС». Мы предполагаем, что это под действием растяжения разрушаются перемычки между мелкими трещинами и происходит их объединение путем сдвига.



Рис. 4. Переполюсовка знаков АС перед разрушением образца

Выводы. Расчет координат АС и расположение их по времени возникновения внутри зоны разрушения в образце позволил показать, как изменяется напряженное состояние и характеристики первых вступлений АС (амплитуды, ЗНАКИ! вступлений) в процессе всего эксперимента.

Переполюсовка знаков вступлений говорит о смене напряженного состояния в зоне трещинообразования. На стадии «разрушение» при компоненте сдвига = 3.16 (рис. 3, *a*) наблюдается первое вступление АСмах (магистральная трещина) со знаком минус.

Работа выполнена по госзаданию ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Лементуева Р.А., Бубнова Н.Я., Треусов А.В. Особенности динамики формирования магистральной трещины // Физика Земли. – 2014. – № 1.
- 2. *Соболев Г.А, Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М. : Наука, 2003. С. 282.
- Ребецкий Ю.Л., Лементуева Р.А., Дьяур Н.И., Михайлова А.В. Соподчиненность микроструктурных деформаций и хрупкого макроразрушения // Доклады РАН. – 2005. – Т. 403. – № 2. – С. 253-257.

УДК 550.34

О НЕКОТОРЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗЕМЛИ

Литовченко И.Н.

Институт сейсмологии, Алматы, Республика Казахстан

За последние годы сейсмичность Земли весьма активизировалась. Сильные и катастрофические землетрясения происходят во многих сейсмоактивных регионах Земли (Суматра, 24.12.2004, M = 9.1, Индонезия, 28.03.2005, M = 8.7, Чили, 27.02.2010, M = 8.8, Япония, 11.03.2011, M = 9.0, др.). Актуальным на сегодняшний день стало исследование физических условий формирования очагов землетрясений. С этой целью, на современных сейсмических данных из мирового каталога землетрясений (NEIC), проводился расчет физических параметров в их очагах. Отметим, что учитывались не только сильные землетрясения с магнитудой больше 7.0, но и меньших магнитуд. Ранее расчет физических параметров очагов (M \geq 2.5) землетрясений проводился по методике [1]. Получены численные значения некоторых параметров, по которым строились 3-D представления гипоцентров землетрясений для Северного и Южного полушарий (рис. 1). Применялись оригинальные расчетные формулы из [1-2, 3-7, 10, 14, 17-19] для физических параметров в очагах слабых, сильных и разрушительных землетрясений за период 1973-2020 гг.

На рис. 1 показан результат такого пространственного представления, выделены гипоцентры землетрясений с соответствующим в них цветом значения физического параметра (например, вязкости). Применение вычислительной методики показало, что численные значения реологических и термодинамических характеристик в очагах землетрясений Земли могут указать зоны, где физические условия соответствуют вполне конкретным магнитудам землетрясений [1, 18-19]. Отметим так же, что землетрясения являются источниками информации о физических параметрах земной коры и ее расслоенности.

Исходными данными для определения некоторых физических параметров являются магнитуда и энергетический класс землетрясения. Физические параметры в очаговых зонах сильных землетрясений могут быть так же рассчитаны с применением известных и оригинальных уравнений из [1-2, 9-10, 18-19]. Эти уравнения удовлетворяют особенностям сейсмичности в любом регионе Земли. Как пример, численные результаты расчетов термодинамических и реологических параметров землетрясений с М > 7.0 приведены в таблице 1.



Рис. 1. 3-D-представление гипоцентров землетрясений в Северном и Южном полушариях, где цветом показан параметр логарифма вязкости (М > 2.5 за 1973-2020 гг. [15]

Таблица 1

Μ	K	lgĘ (Эрг)	lgV (car ³)	lgŲ	Ek	T(C)	G*10 ¹¹ дин/см ²	α _ν 10 ⁻⁵ K ⁻¹	т _{эр} *10 ⁸ дин/см ²	З	σ*10 ⁹ дин/см ²	lga (II)
7	16.6	23.26	19.86	3.397	3.4	560.0544	3.30203	1.39E-05	4.79	0.01161	3.832	23.767
7.1	16.78	23.39	19.98	3.407	3.41	534.6672	3.40582	1.35E-05	4.94	0.01091	3.715	23.896
7.2	16.96	23.51	20.1	3.417	3.42	509.6735	3.51458	1.31E-05	5.1	0.01024	3.6	24.023
7.3	17.14	23.64	20.21	3.427	3.43	485.0735	3.62863	1.27E-05	5.26	0.00961	3.487	24.148
7.4	17.32	23.76	20.32	3.437	3.44	460.8673	3.74832	1.23E-05	5.44	0.00901	3.376	24.271
7.5	17.5	23.88	20.43	3.447	3.45	437.0544	3.87402	1.19E-05	5.62	0.00843	3.266	24.392
7.6	17.68	24	20.54	3.457	3.46	413.6353	4.00615	1.15E-05	5.81	0.00788	3.159	24.511
7.7	17.86	24.12	20.65	3.467	3.47	390.6096	4.14516	1.11E-05	6.01	0.00736	3.053	24.628
7.8	18.04	24.23	20.76	3.477	3.48	367.9777	4.29152	1.07E-05	6.22	0.00687	2.948	24.743
7.9	18.22	24.35	20.86	3.487	3.49	345.7391	4.44576	1.04E-05	6.45	0.0064	2.846	24.856
S	18.4	24.46	20.96	3.497	3.5	323.8942	4.60847	9.98E-06	6.68	0.00596	2.746	24.967
8.1	18.58	24.57	21.06	3.507	3.51	302,4432	4.78026	9.62E-06	6.93	0.00554	2.647	25.076
8.2	18.76	24.67	21.16	3.517	3.52	281.3856	4.96183	9.27E-06	7.19	0.00514	2.55	25.183
8.3	18.94	24.78	21.25	3.527	3.53	260.7216	5.15394	8.93E-06	7.47	0.00476	2.455	25.288
8.4	19.12	24.88	21.34	3.537	3.54	240.4511	5.35741	8.59E-06	7.77	0.00441	2.362	25.391
8.5	19.3	24.98	21.43	3.547	3.55	220.5743	5.57316	8.25E-06	8.08	0.00407	2.27	25.492
8.6	19.48	25.08	21.52	3.557	3.56	201.0909	5.80219	7.93E-06	8.41	0.00376	2.181	25.591
8.8	19.84	25.27	21.7	3.577	3.58	163.3055	6.30468	7.30E-06	9.14	0.00318	2.007	25.783
9	20.2	25.46	21.86	3.597	3.6	127.0943	6.8753	6.69E-06	9.97	0.00268	1.84	25.967
9.1	20.38	25.55	21.94	3.607	3.61	109.5793	7.19006	6.40E-06	10.43	0.00245	1.76	26.056
9.12	20.42	25.56	21.95	3.609	3.612	106.1233	7.2556	6.34E-06	10.52	0.0024	1.744	26.07356

Некоторые физические параметры в очагах сильных землетрясений [19]

Физические параметры землетрясений рассматриваются в следующей последовательности: энергия сейсмических волн (lgE); температура среды очага (T°C); температурные напряжения, деформация объема и формы очага; плотность энергии деформирования; потенциальная энергия деформирования очага; предел прочности среды в объеме разрушения; определение соотношения величины потенциальной энергии деформирования; энергии разрушения и др. [1]. Прогнозирование этих параметров имеет существенное теоретическое значение для количественной оценки геодинамических процессов в коре, а также для целей детализации сейсмотектонического районирования [3-10]. Все это вызывает необходимость определения достоверности полученных результатов. Критерием их правомерности и заклю-

чения о физической или, точнее, реологической принадлежности может служить сопоставление с выводами других исследователей [1-2, 11-14, 17]. Как показано в табл. 1, параметры Е и М – энергия и магнитуда землетрясений, V – критическая величина объема очага, U – плотность потенциальной энергии сейсмических волн в единице объема (эрг/см³), E_k – удельная энергия изменения формы очага, G – объемный модуль упругости, k – постоянная Больцмана, α_v – коэффициент объемного теплового расширения, $\tau_{\rm kp}$ – сбрасываемые очагом добавочные напряжения, σ – нормальная компонента эффективных напряжений, η – вязкость пород в очаге, η_{max} – максимальное значение вязкости верхних слоев Земли. Для каждой магнитуды больше 7.0 были рассчитаны по соответствующим формулам из [1, 19] значения приведенных термодинамических и реологических параметров. Отметим, что логарифм удельной (объемной) плотности энергии сейсмических волн (lgU) в отличие от (lgV) находится в прямолинейной зависимости от магнитуды. Существует два вида удельной энергии очага землетрясения, связанные с: 1) изменением объема, 2) изменением формы очага, которые для одной и той же магнитуды отличаются на один порядок величины [1]. Величина потенциальной энергии сейсмических волн зависит от величины объема очага и практически не зависит от удельной плотности энергии U. Это следует из различий в изменениях V и U для диапазона магнитуд от 7.0 до 9.12. Если рассмотреть соотношение между энергией и температурой в очаге землетрясения, то в теоретическом плане вероятность взаимосвязи между энергией и магнитудой землетрясения с термодинамическими параметрами очага может предполагаться из самой природы накопления термоупругих напряжений в верхних оболочках Земли. Такое накопление, по мнению некоторых авторов, является следствием неравномерного распределения температур и различия физических свойств геологической среды [1-2, 5-6, 13, 16-17, 19]. Показателем концентрации напряжений на глубине служит их разрядка в виде землетрясения [1-2, 16-19]. Эмпирические уравнения связи по [1, 19], температуры в очаге землетрясения в момент сбрасывания добавочных упругих напряжений с энергией в очаге: $T(K) = 196.8K \cdot (\lg E_{max} - \lg E)$, где 196.8К – константа, определяющая количество градусов, соответствующее изменению энергии (Эрг) на один порядок; lgE – логарифм энергии сейсмических волн. lgE_{max} – логарифм максимального значения энергии сейсмических волн используются и при расчете п вязкости. Сопоставление значений логарифма энергии сейсмических волн, рассчитанных по методике [1] и температур, вычисленных по уравнениям из [1, 19] обнаруживает, прежде всего обратное соотношение между Е и Т, а также между значениями магнитуд и температур. По мере увеличения температуры уменьшаются магнитуды и, соответственно, значения энергии сейсмических волн. Сопоставление расчетных значений α_ν с данными его измерения обнаруживает одинаковый характер возрастания значения α_v в зависимости от роста температуры (T), хотя при однозначности порядка величины отмечается некоторое расхождение в самой величине коэффициента [2]. Увеличение значений α_v с ростом температур вызвано тем, что ориентировки максимального теплового расширения и максимальной сжимаемости обычно близки [1]. Одновременно изменение температуры и давления в единице объема приводит к частичному взаимному уничтожению их воздействия, что определяет параметр α_{v} , как среднее значение термоупругого изменения объема. Изменение деформации ε_{v} , объемного модуля упругости G и нормальной компоненты эффективных напряжений σ в очаге землетрясений определяются по уравнениям [1] с подстановкой полученных значений α_v и соответствующих температур T(K). Согласно данным [2-4], анализ распределения гипоцентров землетрясений с магнитудами M < 5.0 по глубине показывает их концентрацию в вытянутых квазивертикальных больших и малых объемах. Расчетные значения температур для землетрясений с магнитудами 5.0 \leq M \leq 9.0 соответствуют температурам кристаллизации составных элементов коры [1]. Сопоставление расчетных данных размеров ε , σ и G с температурой обнаруживает, что два первых из них испытывают увеличение по мере роста температур, а третий – объемный модуль упругости G – напротив, уменьшение [1]. На практике расчетные данные по сбрасываемым (эффективным касательным) напряжениям ткр, полученным по уравнению из [1], отвечает характерным напряжениям в очагах большинства катастрофических землетрясений [2-4]. Взаимосвязи между значениями магнитуды, энергии сейсмических волн и модулем сдвига, с одной стороны, температурой и эффективными напряжениями – с другой, находятся между собой в обратных соотношениях [1, 19]. С увеличением температуры и, соответственно, эффективных напряжений уменьшаются значения магнитуд, энергии сейсмических волн и модуля сдвига. Эти соотношения в областях сейсмоактивных орогенов создают благоприятную геодинамическую обстановку для развития неотектонических деформаций, частичного плавления вещества коры [1, 13, 16-18].

Таким образом, на современных сейсмических данных получены результаты расчета некоторых физических параметров в очагах землетрясений Земли. Получено 3-D представление гипоцентров землетрясений для двух полушарий Земли, где как пример цветом показан параметр вязкости. Аналогичное представление можно получить для других физических параметров, что позволяет четко видеть зоны с определенными физическими условиями в очагах и глубину их распределения [19].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Тулиани Л.И*. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М. : Научный мир, 1999. 216 с.
- 2. *Курскеев А.К.* Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы, 2004. 504 с.
- Курскеев А.К., Казаков В.В., Сыдыков А., Садыкова А.Б., Курскеева Л.А., Литовченко И.Н. Методика и результаты среднесрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане // Материалы Второго Международного Геофизического Конгресса Казахстана. – 1998. – 1 с.
- 4. *Литовченко И.Н.* О физических характеристиках очаговых зон сильных землетрясений в земной коре Северного Тянь-Шаня // Журнал проблем эволюции открытых систем. Алматы, 2007. Вып. 8. Т. 2. С. 63-72.
- Litovchenko I. Physical conditions in earthquake source of zones strong earthquakes terrestrial crust Northern Tien Shan // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы : Материалы Четвертого международного симпозиума. Бишкек, 15-20 июня 2008 г. – Бишкек, 2008. – С. 349-352.
- 6. Литовченко И.Н. Физические параметры очаговых зон сильных землетрясений земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Известия НАН РК. Серия геологическая. Алматы, 2009. № 5. С. 59-67.
- Литовченко И.Н. Результаты применения методики расчета физических параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры некоторых сейсмоактивных регионов // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы восточно европейской платформы : Материалы XVI Международной конференции. Воронеж, 20-24 сентября 2010 г. – Воронеж, 2010. – С. 301-314.
- Литовченко И.Н. О связи сейсмотектоники очагов сильных землетрясений в некоторых сейсмоактивных регионах Земли // Проблемы сейсмотектоники : Материалы XVII Всероссийской конференции с Международным участием. Москва, 20-22 сентября 2011 г. – М., 2011. – С. 308-314.
- Литовченко И.Н. О методике расчета параметров в очаговых зонах сильных землетрясений земной коры (на примере Северного Тянь-Шаня) // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной : Материалы 7-го Каз.-Кит. Международного симпозиума Азии. – Алматы, 2010. – С. 403-407.
- 10. Литовченко И.Н. Универсальность методики расчета некоторых физических параметров в очаговых зонах землетрясений для сейсмоактивных регионов Земли // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов : Материалы 5-го Международного симпозиума к 75-летию Ю.А. Трапезникова. Киргизия. Бишкек, 19 июня – 24 июня 2011 г. – Бишкек, 2011. – Т. 1. – С. 64-67.

- 11. Аманкулов Т.К. Очаги сильных землетрясений Средней Азии. Бишкек, 1991. 251 с.
- 12. Физические характеристики и химический состав «твёрдой» Земли. [Электронный реcypc]. http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/161924
- 13. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Реология среды в межблоковых сейсмоактивных разломах континентальной литосферы – ключ к генерации сильнейших землетрясений в Центральной Азии // Geodynamics&Tectonophysics. – 2018. – V. 9. – Р. 571-586. [Электронный реcypc]. http://gt-crust.ru/jour/article/view/616/383
- 14. Тулиани Л.И. О связи сейсмичности с физическими параметрами тектоносферы // ДАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 824-827.
- 15. National Earthquake Information Center [Электронный ресурс]. NEIC // http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/
- 16. Тулиани Л.И. Опыт прогноза землетрясений на Кавказе / Л.И. Тулиани, Л.Э. Левин // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 389. – № 1. – С. 108-110. [Электронный ресурс] http://mars.arbicon.ru/?mdl=content&id=27492
- 17. Левин Л.Э. К вариантам проблемы прогноза землетрясений // Центр ГЕОН им. В.В. Федынского. [Электронный ресурс]. http://mars.arbicon.ru
- Литовченко И.Н. О реологических и термодинамических характеристиках в очагах сильных землетрясений Земли // Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии : Материалы Международной Научной конференции. Ташкент, 2018. С. 219-221.
- 19. Литовченко И.Н. К вопросу о реологических и термодинамических параметрах в очагах землетрясений Земли // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы XXI Научно-практической Щукинской конференции с международным участием. Москва, 1-4 октября 2018 г. М., 2018. С. 217-222. [Электронный ресурс]. http://geol.vsu.ru/geophys/Nauka/2018_Schuck.pdf.

УДК 551.243 + 528.7

СОВРЕМЕННЫЕ РАЗРЫВЫ В ДЕЛЬТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЫСА РЫТЫЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО ДАННЫМ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Лунина О.В.¹, Гладков А.С.^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия; ²Детский технопарк «Кванториум Байкал» ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», Иркутск, Россия

Введение. Проблема изучения деформаций в дельтовых отложениях рек имеет важнейшее значение для выявления позднеголоценовых и современных смещений земной поверхности. Речные дельты очень изменчивы, а значит, сохранившиеся в их пределах деформации являются наиболее молодыми следами тектонических движений. Их влияние на реки и дельты зависит от характеристик речной системы, кинематического типа разломов и их ориентации по отношению к русловым потокам [1]. Обнаружение следов тектонических деформаций возможно, когда скорость формирования и величина наклона разломного уступа достаточно большие для того, чтобы перевесить влияние седиментации, эрозии и уклона реки [2-3]. В связи с этим нами была поставлена задача изучения одного из интереснейших мест на озере Байкал – мыса Рытый, сформированного дельтовыми отложениями р. Риты, впадающей в озеро Байкал на его северо-западном побережье. Методы и предварительные результаты. Для рекогносцировочного изучения мыса Рытый летом 2019 г. нами выполнена аэрофотосъемка с помощью БПЛА DJI Phantom 4 Pro V2.0, который оснащен камерой с 1-дюймовой матрицей CMOS с разрешением 20 Мп и механическим затвором, позволяющим избежать искажений изображения. Обработка материалов в полученном качестве стала возможной только благодаря приобретенной в 2020 г. графической станции (Intel Core i9-10940X/GIGABYTE X299 UD4 Pro/8*16Gb DDR4/500Gb SSD M.2/2*8Tb HDD/850W/) в рамках действующего проекта РФФИ – Правительства Иркутской области. Для обработки фотографий земной поверхности использовалось лицензионное программное обеспечение «Agisoft Metashape», в результате чего были получены ортофотоплан (рис. 1) и цифровая модель местности.



Рис. 1. Разрывы мыса Рытый и окрестностей на ортофотоплане мыса Рытый по данным аэрофотосъемки лета 2019 г. Условные обозначения: 1 – палеосейсмогенные разрывы, выраженные на поверхности уступами и линейными понижениями; 2 – современные разрывы в грубообломочных отложениях дельты р. Риты

В результате дешифрирования обработанных материалов аэрофотосъемки в дельтовых отложениях обнаружены нарушения земной поверхности, которые представляют собой четко локализованную зону разрывов шириной до 135 м, расположенную в 24-166 м от берега оз. Байкал и простирающуюся с перерывами на север и северо-восток на протяжении 2.9 км (рис. 1). Основное направление разрывов – 30-60°. Нарушения представляют собой уступы, иногда с рвами, высотой, ассоциируемой с вертикальным смещением, на наиболее выразительном сегменте от 0.2 до 1.84 м. Уклон нарушенной исходной поверхности в большинстве точек измерений не более 4°, единичные замеры достигают 7-9°. В нескольких местах зона полностью эродирована водными потоками. В целом она повторяет озерный край дельты, но по строению соответствует классической зоне растяжения, возможно с незначительной сдвиговой компонентой, но однозначных горизонтальных смещений русел по простиранию разрывов не установлено.

Распределение длин разрывов с шагом 10 м в первом приближении показывает общую закономерность, характерную для развития разрывных сетей, которая заключается в том, что в целом в системе коротких разрывов больше, чем длинных. Самый протяженный из них достигает 218 м, наименьший – 8.16 м. Экспоненциальная закономерность не является идеальной, так как некоторые нарушения, в особенности самые мелкие, являются сохранившимися фрагментами более крупных. Максимальное вертикальное смещение, ассоциируемое с высотой уступа, прямо пропорционально длине разрыва (коэффициент корреляции R = 0.73).

Дискуссия и выводы. Пока не ясен генезис выявленной зоны в дельтовых отложениях р. Риты, но, очевидно, что процесс современного разрывообразования на мысе Рытом происходит согласно физическим закономерностям развития зон разломов, установленным по данным физического моделирования и изучения современных разрывообразующих землетрясений. Возможно, установленная система поверхностных деформаций отражает современные движения земной поверхности по зонам разломов, скрытым под осадками. Определить ее точный возраст не представляется возможным, но принимая во внимание, что на карте государственной геологической съемки 1:200 000 масштаба в дельтовой равнине показаны линии тектонического контакта, погребенные под молодыми отложениями, можно предположить, что система разрывов уже существовала к 5 июню 1969 г., когда карта была утверждена к изданию. В архиве ИЗК СО РАН нам не удалось найти аэрофотоснимки на мыс Рытый, чтобы посмотреть изменение ландшафта одной и той же территории, спустя более 60 лет. Необходимо продолжение данных исследований с целью наземного обследования разрывов, в том числе методом георадиолокации для прослеживания их на глубину первого десятка метров.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001.

ЛИТЕРАТУРА

- Miall A.D. (Ed.) Alluvial sediment basins : Tectonic setting and basin architecture // Sedimentation and tectonics in alluvial basins // Geol. Surv. Canada, Special Pub. 1981. V. 23. P. 1-33.
- Holbrook J., Schumm S.A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings // Tectonophysics. 1999. T. 385. P. 286-306.
- Kim W., Sheets B.A., Paola C. Steering of experimental channels by lateral basin tilting // Basin Research. – 2010. – V. 22. – P. 286-301.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ РАЗМЕЩЕНИЯ НОВОВОРОНЕЖСКОЙ АТОМНОЙ ЭЛЕКТРОСТАНЦИИ

Макарова Н.В.¹, Суханова Т.В.¹, Макеев В.М.²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Москва, Россия; ²Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия

Нововоронежская атомная станция (НВАЭС) находится в южной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в долине р. Дон в 45 км южнее г. Воронеж. Здесь сочленяются две крупные новейшие платформенные структуры: Воронежское сводовое поднятие и Окско-Донской прогиб [1-2]. Эти структуры дифференцированы на ряд структур более высокого порядка, так что территория НВАЭС находится в зоне сопряжения Косторненского поднятия, являющегося частью восточного склона Воронежского поднятия, и Кривоборского прогиба, являющегося западной частью Окско-Донского прогиба. Границей между ними является зона Семилуки-Липецкого предполагаемого разлома, к которой в настоящее время приурочена долина р. Дон, мигрировавшая в течение всего новейшего этапа с востока на запад, и в настоящее время врезающаяся в склон Воронежского поднятия. Зона является границей двух типов рельефа: эрозионно-денудационного, развитого на высоком правобережье Дона на склоне Воронежского поднятия, и эрозионно-аккумулятивного и аккумулятивного, развитого на более низком левобережье в пределах Кривоборского прогиба. Все типы рельефа отражают стадийное развитие указанных новейших структур в процессе их становления в рельефе. Отражением стадийности являются разновысотные ступени рельефа, развитые на склонах этих структур.

По данным структурно-геоморфологических исследований в эрозионно-денудационном рельефе правобережья Дона в окрестностях НВАЭС выделяются три ступени. Они представляют собой поверхности выравнивания – педименты, выработанные на породах мелпалеогенового возраста и перекрытые незначительным по мощности покровом из ранненеоплейстоценовой морены и эолово-делювиальных лессовидных суглинков. Глубокое расчленение оврагами превратило эти поверхности во фрагменты одновысотных водоразделов, часто не широких, наклонных к Дону. Наиболее высокая из них – плиоценовая – имеет абс. отметки 215-220 м, средняя – эоплейстоценовая – 180-200 м, а наиболее низкая – ранненеоплейстоценовая – 160-180 м. Таким образом, врез (или вложение) более низкой поверхности в более высокую составляет 20-30 м. В самой долине Дона наиболее глубокие врезы образовались в плиоцене и в раннем неоплейстоцене. Это свидетельствует об интенсивных тектонических движениях в это время, что характерно для всей Восточно-Европейской платформы.

Эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф развит преимущественно на левобережье Дона в пределах Кривоборского прогиба. Это равнины флювиогляциального и аллювиального генезиса четвертичного (неоплейстоценового) возраста, вложенные друг в друга и последовательно снижающиеся к руслу Дона. Флювиогляциальный рельеф представлен валообразным озом, возвышающимся над руслом Дона на 70-80 м (абс. высота 150-160 м), Аллювиальный рельеф представлен I и II террасами, имеющими относительное превышение над руслом соответственно 8-10 и 18-23 м, их возраст поздний неоплейстоцен. Пойма Дона в створе с площадкой имеет ширину до 2 км, в ней выделяются низкая (около 3 м) и высокая (5-7 м) генерации, прорезанные руслами реки, изобилующие болотистыми понижениями. Среди них выделяются изометричные формы, имеющие суффозионно-карстовый генезис, обусловленный близким залеганием к поверхности коренных карбонатных пород девона.
Геологическое строение. В районе площадки поверхность кристаллического фундамента находится всего на 75 м ниже уреза Дона. Перекрывающий его с резким угловым и стратиграфическим несогласием осадочный платформенный чехол представлен девонскими, нижнемеловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями общей мощностью порядка 140 м. В составе девонских отложений – песчаники, известковистые глины, известняки живетского яруса среднего девона мощностью 25-45 м, известняки и доломиты мощностью 5-10 м с перекрывающими их глинами мощностью 0.5-22 м франского яруса верхнего девона. Известняки и доломиты трещиноватые, в верхней части выветрелые и закарстованные. Залегающие выше с большим стратиграфическим перерывом и размывом глины барремского яруса нижнего мела имеют невыдержанную мощность – от 2-5 м до 5-7 м. Местами они размыты, и вышележащие неогеновые (плиоценовые) отложения, состоящие преимущественно из аллювиальных неоднородных по составу песков Палео-Дона (кривоборская свита) мощностью 18-25 м непосредственно контактируют с известняками. Нижненеоплейстоценовые пески флювиогляциального генезиса мощностью 32-35 м сменяют вверх по разрезу плиоценовые пески. Среди песков многочисленны линзы и прослои галечно-гравийного материала. Самые молодые поздненеоплейстоценовые отложения представлены аллювием І и ІІ террас Дона и голоценовым аллювием поймы. В составе аллювия слоистые разнозернистые русловые пески с галькой и гравием, вверх сменяющиеся пойменными супесями и суглинками. Их мощность – до 25 м на II террасе. 8-22 м на I террасе и от 12-15 до 18 м на пойме. Таким образом, дочетвертичные отложения имеют невыдержанные мощности и размытые кровли. Среди отложений в нижней части разреза преобладают известняки, доломиты и глины, а в верхней – пески. Флювиогляциальные пески являются основанием площадки станции, поскольку она врезана в запалный склон оза.

В геологическом строении территории размещения площадки большое значение имеет погребенный рельеф. Составленные на основании буровых данных схемы эрозионных поверхностей разновозрастных свит показывают значительную расчлененность их рельефа, существование глубоких (от 3-6 до до 10 м) врезов и пологих понижений, погребенных карстовых форм. В песчаных толщах пестрых по механическому и фациальному составу и разной мощности выделяются палеорусла разных размеров, многие из которых приурочены к трещинам. Об этом свидетельствует столбчатая (вертикальная) форма фациальной изменчивости разнозернистых песков. На отдельных участках отмечается совпадение их с линеаментами, выделенными на поверхности. Такие участки являются потенциальными для развития суффозионных процессов. Местами в глубоких плиоценовых руслах Палео-Дона сохранились крупные останцы писчего мела, попавшие при размыве правого коренного склона долины. Некоторые русла прорезают глины барремского яруса верхнего мела и верхнего девона вплоть до известняков. Через эти русла песок сверху проникает в трещиноватые и разрушенные известняки, что может быть причиной развития просадок на поверхности. Все это влияет на гидрогеологическую обстановку территории станции, способствует взаимодействию грунтовых и межпластовых вод на участках отсутствия разделяющей их глинистой покрышки, появлению нисходящих и восходящих потоков.

Геодинамические условия. Выше было сказано, что территория станции расположена в зоне Семилуки-Липецкого разлома. Этот разлом, выделенный как предположительный в фундаменте [1], проявляет себя в новейшее время. В его зоне, в частности, на отрезке, входящем на территорию АЭС, проявлены современные деформации растяжения, определенные по трещиноватости разновозрастных пород. М.Л. Коппом в 2002 г. и 2004 г. [3-4] установлен сбросовый характер разрывных нарушений (трещин), контролирующих изгибы русла Дона. При этом присутствует правосдвиговая компонента. Севернее, на участке Воронеж – Липецк, М.Л. Копп интерпретирует разрыв как крутонаклонный к востоку сброс с левосдвиговой составляющей.

Нами [5] по трещиноватости верхнемеловых пород правобережья Дона против станции подтверждены сбросовый тип нарушения, условия широтного растяжения и правого сдвига в его зоне. Этим объясняется, кроме подмыва берега Доном, широкое развитие оползней и обвалов и карстовых процессов, а также интенсивная трещиноватость пород. Помимо оползневых масс разных размеров, развитых в основании склона, могут быть выделены крупные массивы, захватывющие склон Воронежского поднятия на расстояние до 20 км от Дона, намечающие тектоно-гравитационное разваливание (разрушение) склона в будущем. Наиболее крупный из них в тыловой части ограничен дуговым отрезком долины р. Девица, который маркирует границу будущего отрыва. В самой долине по трещиноватости пород определены геодинамические условия растяжения. Предполагается, что массивы могут сползать по наклонным к востоку (в сторону Дона) глинам барремского яруса нижнего мела и, возможно, по более глубокой поверхности кристаллического фундамента.

Со сдвиговыми напряжениями при широтном растяжения связано образование в долине Дона расширений – впадин типа пулл-апарт, впервые упомянутых М.Л. Коппом [4]. Ширина впадин только по пойме достигает первых км, в них повышена мощность поздненеоплейстоцен-голоценового аллювия террас и поймы. Они разделены суженными участками долины Дона. В районе НВАЭС выделяются три такие впадины (рис. 1).



Рис. 1. Строение долины р. Дон в районе Нововоронежской АЭС. Условные обозначения: 1 – алловий р. Дон; 2 – расширенные участки долины, интерпретируемые, как пулл-аппарты; 3 – четвертичные отложения, слагающие Кривоборский прогиб (K_p); 4 – мезокайнозойские отложения, слагающие восточное крыло Воронежского поднятия (B); 5 – оползневые склоны; 6 – границы предполагаемых тектоно-гравитационных массивов; 7 – сдвиговые напряжения

В пределах центральной впадины расположена станция. Согласно геодезическим исследованиям, площадка станции имеет тенденцию к наклону в сторону этой впадины. В процессе уточнения тектонических условий территории размещения станции проанализированы линеаменты и предполагаемые разломы, выделенные непосредственно в ее пределах. Из линеаментов лишь некоторые находят отражение в погребенном рельефе и в литологии отложений, о чем сказано выше. Им соответствуют линейные понижения в кровлях верхнедевонских и нижнемеловых пород, палеорусла в плиоценовых и нижненеоплейстоценовых песках. Разрывы выделены ранее по геофизическим данным в фундаменте, в основном предположительно [6]. На территории размещения площадки НВАЭС они не выражены ни в современном рельефе, ни по имеющимся буровым данным в погребенном рельефе. Поэтому существование их нельзя считать доказанным. Но два из них – меридиональный и диагональный – требуют более детального исследования. Меридиональный разрыв «проходит» по II террасе. Он может относиться к зоне Семилуки-Липецкого разлома. Поэтому напряжения растяжения, характерные для зоны последнего, могут проявляться и по меридиональному разрыву. Возможно, этими напряжениями можно объяснить происходящие на площадке негативные явления – крены и просадки некоторых сооружений.

Диагональный разрыв трассируется в западной части площадки и делит ее на две части – южную, спокойную в тектоническом отношении, и северную, где по кровле фундамента, по геофизическим данным [6], широко развиты нарушения различного простирания. Тектоническая раздробленность характерна и для пород более позднего возраста. По сейсмическим исследованиям в девонских отложениях отмечаются многочисленные субвертикальные границы. Ряд сейсмических признаков предположительно свидетельствует о проявлении тектонической активности и в песчано-глинистой толще. Для подтверждения этих данных необходим детальный анализ всех геологических, инженерно-геологических и других материалов, а также разрезы скважин, не попавших на линии профилей.

Таким образом, исследование территории размещения НВАЭС и прилежащих районов позволило уточнить геологические и, что особенно важно, современные геодинамические условия. Проявленная здесь геодинамическая обстановка растяжения негативно влияет на геологическую среду, вызывая опасные процессы. Следствием этого являются существование разрывных нарушений, преимущественно, меридиональной ориентировки, интенсивная трещиноватость коренных пород, в том числе погребенного фундамента, а также ее признаки в плиоцен-четвертичной песчаной толще, развитие карстовых поверхностных и погребенных форм, оползневых процессов, намечающиеся более крупные тектоно-гравитационные массивы, развитие присдвиговых впадин типа пулл-апарт. Проявленные современные напряжения растяжения характерны для всего Окско-Донского прогиба и, в частности, Кривоборского, в пределах которого находится НВАЭС. Они вызваны разными причинами: влиянием давления с Кавказа [3-4] или внутренними тектоно-магматическими процессами [7].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Тектоника* восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла / Г.И. Раскатов, В.Ф. Лукьянов, А.А. Старухин и др. Воронеж, 1976. 120 с.
- 2. *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды научно-исслед. ин-та геологии Воронежского гос. ун-та. 2002. Вып. 9. 220 с.
- 3. *Копп М.Л.* Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоценчетвертичного прогиба // Доклады РАН. 2002. Т. 385. № 3. С. 387-392.
- Копп М.Л. Окско-Донской новейший прогиб. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов // Труды ГИН РАН. – М. : Наука, 2004. – № 552. – С. 190-237.
- Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Пикулик Е.А. Современная геодинамика и неотектоника центральной части Русской равнины // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики : Материалы LI Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2020. – Т. 2. – С. 67-72.
- Спунгин В.Г., Бурчик В.А., Скворцов А.Г. Сейсмические сигналы турбогенераторов НВ АЭС-1 в пределах площадки НВ АЭС-2 и их связь с особенностями строения геологической среды // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы : Материалы XVI Международной конференции. – Воронеж : Научная книга, 2010. – Т. 2. – С. 245-250.
- 7. Макарова Н.В., Макаров В.И, Корчуганова Н.И., Соколовский А.К., Суханова Т.В. Окско-Донской прогиб – современная геодинамическая зона Восточно-Европейской платформы // Изв. Вузов. Геология и разведка. – 2002. – № 2. – С. 3-13.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛОЩАДКИ АЭС «БУШЕР» В СВЯЗИ С РАСШИРЕНИЕМ СТРОИТЕЛЬСТВА

Макеев В.М.¹, Гусельцев А.С.², Кравченко И.М.^{1,3}

¹Институт геоэкологии им. Е.М Сергеева РАН, Москва, Россия; ²Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности, Москва, Россия; ³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В связи со строительством двух новых энергоблоков в районе АЭС «Бушер» (Республика Иран) и с планами ее увеличения до восьми энергоблоков к 2026 г., актуальным является повышение требований в отношении геоэкологической безопасности, поскольку резко возрастет техногенная нагрузка на геологическую среду [2-4]. Новые площадки проектируются рядом с площадками реакторных отделений 1 и 2, изыскания на которых были проведены в 1975-2001 гг. большим коллективом исследователей иностранных и российских компаний. В этой ситуации насущным является фактический материал, полученный на то время, и сделанные выводы. Это относится к описанию керна скважин (С. Никурашин, С. Кубанов), оценке геотехнических (А.П. Афонин, А.М. Панков и др.), геохимических (М. Куприна) и геофизических свойств грунтов (А.Д. Жигалин, В.Г. Гайнанов и др.). Неоценимыми являются полевые наблюдения, проведенные в котлованах и канавах, и описание обнажений в ближнем районе АЭС (В.М. Макеев, В.И. Макаров). Важной особенностью проведенных исследований является определение изменений физико-механических свойств грунтов на основе структурнофациальных исследований органогенно-обломочных и терригенно-карбонатных отложений (последние являются основанием для реакторных отделений). В этих отложениях выделялись косослоистые пески и глины регрессивного/трансгрессивного типа и направление соответственно опесчанивания/оглинивания отложений [1, 4]. Исследования были направлены также на решение геолого-геоморфологических и структурно-тектонических задач в аспекте положения площадки в структуре Бушерского брахиантиклинального поднятия.

Плиоцен-четвертичные грунты: свойства и процессы.

В ходе работ исследованы: 1) органогенно-обломочные покровные грунты (средне- и позднечетвертичные), 2) терригенно-карбонатные грунты основания (плиоценовые – формация Агаджари), 3) интенсивные экзогенные геологические процессы и 4) структурно-тектонические условия площадки АЭС.

1. Органогенно-обломочные отложения по генезису являются прибрежно-морскими террасами (кэпрок), поверхность которых ступенчато снижается с севера на юг с +7.0 м до +2.5 м. Террасы сложены косослоистым известняком-ракушечником мощностью до 4.5 м (ИГЭ-2), а также слабосцементированными породами щебенистого состава средней мощностью 2.2 м (ИГЭ-2а). Косослоистость укладывается в ритмы, сложенные упорядоченными створками фауны, сцементированными тонко-мелкозернистым карбонатным песчаником. Ритмичная слоистость полого падает в сторону залива, где в нее врезаны отложения пляжных песков. До возведения котлованов и канав на террасах залегали эоловые пески в виде невысоких (до 1.5 м) дюн (ИГЭ-1).

Органогенно-обломочные отложения с угловым и азимутальным несогласием залегают на терригенно-карбонатных отложениях, или грунтах основания. Азимут угла падения поверхности несогласия составляет ЮЗ 200°, относительная величина угла падения отложений составляет 2.0-4.0 м на базе ~ 450 м. Несогласие отражает смену прибрежно-морских условий осадконакопления на континентальные, вызванные изменением направленности тектонических движений. В среднечетвертичное время относительное опускание территории сменилось устойчивым ее поднятием, которое продолжается поныне (рис. 1) под влиянием Загроской области новейшего тектогенеза.



Рис. 1. Принципиальный геолого-геоморфологический разрез Бушерского брахиантиклинального поднятия. 1 – средне- и позднечетвертичные отложения: а) известняк-ракушечник, б) песчано-глинистые отложения бухты Халиле; 2 – песчаные грунты; 3 – глинистые грунты; 4 – угловое и азимутальное несогласие между плиоценовыми и четвертичными отложениями; 5 – границы между инженерно-геологическими элементами (ИГЭ); 6 – границы между 1, 2 и 3-м циклами осадконакопления. На рисунке показаны ИГЭ и их номер: ИГЭ-2: известняк-ракушечник малопрочный и средней прочности, средневыветрелый, мощностью от 1.6 м до 5.8 м; ИГЭ-2а: щебенистый грунт с песчаным заполнителем от 10 до 40 %, малой степени водонасыщения, средней мощностью 2.2 м; ИГЭ-3: пески мелкие, маловлажные, средней плотности с включением щебня и дресвы до 15 % мощностью от 0.7 м до 4.4 м; ИГЭ-4: пески пылеватые, водонасыщенные, ожелезненные, карбонатизированные, средней мошностью 4.3 м; ИГЭ-5: техногенные грунты – суглинки твердые и полутвердые с включением щебня и дресвы до 35 %, средней мощностью 6.4 м); ИГЭ-6: суглинки полутвердые, карбонатизированные, ожелезненные, с включением органического вещества до 5 %, средней мощностью 11.2 м; ИГЭ-7: суглинки твердые, карбонатизированные, ожелезненные, средней мощностью 8.8 м, с тонкими прослоями песков пылеватых, водонасыщенных, плотных; ИГЭ-8: глины твердые, карбонатизированные, ожелезненные, с включениями гипса, средней мощностью 4.8 м, с тонкими прослоями песков пылеватых, водонасыщенных, плотных; ИГЭ-9: суглинки твердые, карбонатизированные, средней мощностью 10.4 м, с тонкими прослоями супеси пылеватой твердой и песков пылеватых, водонасыщенных, плотных; ИГЭ-10: глины твердые средней мошностью 9.3 м, с тонкими линзами песков пылеватых, водонасыщенных, плотных и супесей твердых, с включением кристаллов гипса и карбонатов; ИГЭ-11: супеси твердые средней мощностью 36.4 м, с тонкими прослоями песка пылеватого, водонасыщенного, плотного и суглинков твердых, с включениями гипса и карбонатов

2. Терригенно-карбонатные отложения образовались в засоленной зоне мелководного шельфа. В них выделяется три цикла (табл. 1). Циклы – это закономерно повторяющиеся в разрезе однотипные комплексы отложений, характеризуемые ритмичностью развития. Граница циклов выражена беспорядочной текстурой и линзами гипсов. По составу отложения представлены иллитом, хлоритом, каолинитом, кварцем, полевыми шпатами и кальцитом. В зависимости от преобладания в циклах глинистых или песчаных грунтов, их можно разделить на три разновидности: песчано-глинистый (первый цикл: преимущественно песчаный), глинисто-песчаный (второй цикл: преимущественно глинистый) и глинистый (третий цикл: практически отсутствуют песчаные отложения).

Первый цикл осадконакопления является преимущественно песчано-глинистым. В нем выделено два ритма: 1) глинистые отложения (ИГЭ-7) фациально замещаются песчанистыми отложениями (ИГЭ-4) и соответственно 2) глинистые отложения (ИГЭ-6) песчанистыми (ИГЭ-3). Замещение происходит в направлении с юго-запада на северо-восток, при этом мощность песчаных образований постепенно увеличивается с 1.0 м до 7.0 м, а мощность глинистых отложений сокращается с 18.0 м до 3.0 м. Полного замещения одного состава грунтов другим здесь не установлено.

Таблица 1

Структурно-с	рациальная и ин	іженерно-геоло	гическая хара	ктеристика
органогенн	ю-обломочных і	и терригенно-ка	рбонатных от	гложений

Условия залегания грунтов и их возраст	Струк- турная позиция площадки	Фации и генезис	Состав грунтов	Циклы и их состав	ИГЭ	Мощ- ность, м	Абс. отм. кровли циклов, м
покровные грунты Q _{II} -Q _{IV}	морские террасы Q _{IV}	карбонатная (опресненная) прибрежно- морская зона	известняки (органогенно- обломочные)	известняк ракушечник (кэпрок)	ИГЭ-1 ИГЭ-2 ИГЭ-2а	2.0- 4.5	от +2.5 до +7.0
		терригенно-	хемогенные грунты	первый цикл: <i>песчано-</i> <i>глинистый</i>	ИГЭ-3 ИГЭ-6 ИГЭ-7(4)	16.0- 37.0	от +4.5 до -1.0
грунты основания N ₂	южное крыло поднятия	жное карбонатная рыло (засоленная) цнятия зона мелковод-	Минералы: иллит, хлорит, каолинит,	второй цикл: глини- сто-песчаный	ИГЭ-8 ИГЭ-9(4)	6.5- 12.5	от -17.0 до -21.0
	Ŷ	ного шельфа	кварц и поле- вые шпаты	третий цикл: <i>глини-</i> <i>стый</i>	ИГЭ-10 ИГЭ-11	более 50 м	от -23.0 до -30.0

Второй цикл осадконакопления является преимущественно глинисто-песчаным, в котором глинистые отложения (ИГЭ-9) замещаются песчанистыми отложениями (ИГЭ-4) и затем снова глинистыми (ИГЭ-8). Мощность цикла составляет от 6.5 м до 12.5 м. При этом верхняя граница рассматриваемого цикла постепенно воздымается с юго-запада в северовосточном направлении от абс. отм. -21.0 м до -17.0 м. Согласно описанию керна скважин, на границе между первым и вторым циклами имеются несколько прослоев гипсов мощностью от 2.0 см до 3.0 см.

Третий цикл осадконакопления является преимущественно глинистым (грунты ИГЭ-10 и ИГЭ-11). Его мощность более 50.0 м. Возможно, что песчанистая часть цикла находится ниже по разрезу. Абс. отм. верхней границы цикла (кровля) находятся в интервале абс. отм. от –30.0 м до –23.0 м. Амплитуда верхней границы цикла составляет более 5.0 м на расстоянии приблизительно 450 м. С глубиной, очевидно, происходит увеличение угла падения крыла антиклинальной складки.

Строение второго и третьего циклов отличается по ряду признаков от строения первого цикла. Во втором и третьем циклах отсутствуют высокие градиенты изменения мощностей по латерали и контрастных фациальных изменений по разрезу, что характерно для грунтов первого цикла. По показателю консистенции глинистые грунты этих циклов относятся преимущественно к твердым грунтам и характеризуются очень незначительным изменением числа пластичности, стабильным коэффициентом водонасыщенности грунтов и низким коэффициентом фильтрации.

На основе распространения известняка-ракушечника и техногенных грунтов площадка АЭС районирована на три инженерно-геологических зоны. В первой зоне (I) присутствует кэпрок, но отсутствуют техногенные грунты. Во второй зоне (II) присутствуют только техногенные грунты мощностью от 4.0 м до 12.0 м; а третья зона (III) представлена техногенными грунтами мощностью до 4.0 м и кэпроком. Согласно распространению покровных грунтов и грунтов основания, площадка районирована на восемь инженерно-геологических массивов, которые раскрашены в различные цвета и пронумерованы (рис. 2).



Рис. 2. Инженерно-геологические массивы площадки Бушерской АЭС. Цифрами показаны номера инженерно-геологических массивов, цветом – их тип. Римские цифры – инженерно-геологические зоны I, II и III, включающие массивы. В зоне I с поверхности залегают грунты ИГЭ-1 и -2 (кэпрок). Зона представлена тремя массивами: 1) І-1-2: грунты ИГЭ-1 залегают на грунтах ИГЭ-2; 2) І-2-3: грунты ИГЭ-2 залегают на грунтах ИГЭ-3 и 3) I-2-6: грунты ИГЭ-2 залегают на грунтах ИГЭ-6. В зоне II с поверхности залегают техногенные грунты мощностью от нескольких метров до 14 м (ИГЭ-5). Зона представлена двумя массивами: 1) II-5-3: техногенные грунты ИГЭ-5 залегают на грунтах ИГЭ-3 и 2) II-5-6: грунты ИГЭ-5 залегают на грунтах ИГЭ-6. В зоне III с поверхности залегают техногенные грунты ИГЭ-5 мощностью до 4 м и грунты ИГЭ-2. Зона представлена тремя массивами: 1) Ш-5-1-2: грунты ИГЭ-5 перекрывают грунты ИГЭ-1, подстилающиеся грунтами ИГЭ-2; 2) Ш-5-2: грунты ИГЭ-5 залегают на грунтах ИГЭ-2 и 3) Ш-5-2-3: грунты ИГЭ-5 залегают на грунтах ИГЭ-2, подстилающиеся грунтами ИГЭ-3. Черные сплошные линии – границы инженерногеологических зон; черные пунктирные линии – границы инженерно-геологических массивов; голубые линии в виде точек с цифрами – изолинии мощности техногенных грунтов ИГЭ-5. черные линии с цифрами – абс. отм. кровли грунтов ИГЭ-6. А-В, С-D, Е-F – линии структурно-фациальных разрезов; черные жирные линии в виде точек – границы котлованов и канав, вскрывающих более глубоко расположенные грунты

3. Интенсивные экзогенные геологические процессы представлены диапиризмом глин, образованием нептунических даек и суффозией.

Глинистые диапиры распространены в песчанистых отложениях (ИГЭ-3), вскрытых в бортах траншей и котлованов. Диапиры состоят из темно-коричневых глин, представленных в виде штоков до 25×45 см и шаров до 20×20 см и др. неправильно выраженных форм. Их развитие происходит снизу вверх из глинистых слоев в вышерасположенные песчанистые отложения как по трещинам, так и без видимой связи с ними. Проявление диапиризма ограничивается исключительно рамками распространения второй надпляжной террасы (QIV1-2).

В пределах границ первой террасы эти процессы не установлены. В этой связи они могут быть раннеголоценовыми по возрасту.

Нептунические дайки установлены в виде проникновения тонкозернистых песков по трещинам шириной до 5-6 см в террасовые известняки-ракушечники. Трещины простираются преимущественно по азимуту 160-185°, соответствующему одному из максимумов трещиноватости, измеренной в искусственных выработках. Пески рыхлые и иногда смешаны с комковатыми гипсами. Частички песков ориентированы вдоль плоскости трещин, что указывает на их внедрение снизу, возможно, под влиянием сейсмических воздействий.

Суффозионные процессы развиваются главным образом по песчаным отложениям (ИГЭ-3), залегающим под террасовыми известняками (ИГЭ-2 и -2а). Кратковременные, но интенсивные поверхностные водотоки в виде атмосферных осадков и техногенных сливов проникают по трещинам кэпрока в ниже расположенные отложения и вымывают их. При этом под кэпроком образуются разной формы и размеров каналы, ниши и полости, выше которых располагаются кавернозной формы трещины, ширина которых может достигать 20 см.

4. В структурно-тектоническом аспекте рассматриваемая площадка расположена на пологом юго-западном крыле брахиантиклинального поднятия среднечетвертичного возраста. В ней отмечается развитие вертикальной трещиноватости, приводящей к развитию ложбин, врезов и снижению прочностных свойств грунтов. У трещин выделено два диагональных направления (CB 40-50° и C3 120-130°) и одно субмеридиональное (CCB 160-185°). При этом последнее является наиболее раскрытым и кавернозным. В связи с их расположением относительно сторон света трещины можно рассматривать как планетарные, к которым при-урочены зоны повышенной трещиноватости.

Выводы. Таким образом, покровные грунты и грунты основания прибрежно морского происхождения характеризуются циклическим строением, отражающимся на их физикомеханических свойствах. В среднечетвертичное время рассматриваемые отложения были выведены из-под уровня моря и подверглись интенсивным экзогенным воздействиям в услових продолжающегося роста поднятия. По ослабленным зонам происходит развитие ложбин, врезов и снижение прочностных свойств, а также отмечается развитие глинистых диапиров, нептунических даек и интенсивной суффозии. Описанные особенности инженерногеологических условий площадки Бушерской АЭС (РО-1, РО-2) необходимо учитывать при проектировании и строительстве новых зданий и сооружений станции.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Геологическое* строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М. : Наука, 1971. 74 с.
- Макаров В.И. Алешин А.С., Жигалин А.Д. Структурно-геодинамические аспекты изучения площадок под строительство АЭС. Геодинамика и техногенез. – Ярославль : ФГУП НПЦ «Недра», 2000. – С. 13-16.
- 3. *Макеев В.М., Гусельцев А.С., Кравченко И.М.* Проблема выявления ослабленных зон при изучении инженерно-геологических условий // Геоэкология. 2020. № 4.
- 4. Руководство по инженерно-геологическому изучению глинистых пород. М. : Энергия, 1970. 191 с.
- 5. *Осипов В.И*. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М. : Изд-во МГУ, 1979. 232 с.

GEOLOGICAL AND SEISMIC IMPACTS ON UNESCO PROTECTED IVANOVO ROCK MONASTERIES (NE BULGARIA)

Matova M.¹, Glavcheva R.²

¹Geological Institute of Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria; ²Center of Sciences at Bulgarian Academy of Sciences and Arts, Sofia, Bulgaria

Introduction. The significant Ivanovo rock monasteries used to be constructed in the Middle Ages during the time of the Second Bulgarian Kingdom. They were localized in the Veliko Tarnovo region of North-East (NE) Bulgaria, in a well educated portion of the Kingdom territory.

The rock-host of the monasteries is limestone, one not very stable material. The calcareous massif includes sectors with homogenous components and others with heterogeneous components. The rocks possess specific physic-mechanical characteristics. They were and are objects of different geological and seismic impacts.

Strategic location of historic monument. The medieval Ivanovo Rock monasteries had a favorable strategic position in the Bulgarian State. In those days they provided substantial religious and cultural influence on the significantly developed region.

The cloister includes four monasteries and several tens of cells. It is situated at around 20 km to the South of the Danube River and of the present-day Rousse City, in the Moesian Platform. During the 7th-14th centuries in the studied area were developing three Bulgarian capitals consecutively: Pliska, Preslav, and Veliko Tarnovo. The monasteries were located in lands where disciples of Saints Cyril and Methodius were involved in education works since the end of the 9th century.

The monastery establishment took place in the not very stable limestone of the vertical slope. Thus, the monasteries were founded in a rocky medium. Later, the rocks and the cloister suffered numerous acts of geological and seismic processes and were considerably deformed.

Rock material. The studied area is situated in right vertical limestone slope about 50-100 m above the Roussenski Lom River. A lot of caves, cavities, fissures are developed in the limestone. Some of them are in a result of human activities.

The limestone is exposed on the ground surface. In general, it defines the topography of the area. The Aptian limestone represents a part of the regionally developed Rousse formation which thickness reaches several hundred meters. Concerning the area under study, the investigations of physic-mechanical properties of rocks show a compressive strength lower than 20 MPa and density around 1.74-1.88 g/cm³ [1] (pp. 25-34; 58-59).

The primarily formed limestone represents not very strong rock. Generally, it consists of pure and organogenic types of rocks. The organogenic type includes biomorphic, detritic, orbitolinic, and oolithic variations. They introduce some aspects of heterogeneity in the rock material. Locally very thin layers of siliceous and sand-gravel sediments are observed as well.

Various geological activities are related to supplementary rock vulnerability. They include mainly weathering, erosion, water permeability, karst phenomena, slope processes, tectonic manifestations and effects associated with regional earthquakes.

The limestone of the ground surface is an object of continuous ongoing weathering. The realized limitations of connections between the minerals and block components in the rock massif took place during a long time and occur at low speed and varying intensity.

The geological and topographical conditions in the region support the development of erosion phenomena. They contribute to the processes of removing the weathered elements out of the calcareous slope.

The slope processes occur in the weathered and eroded area under strong influence of the gravitational forces. They are related to formation of fractures and the hazardous cutting of peripheral blocks of the rock massif. The limestone is also under strong influence of the karst manifesta-

tions. The karst involves formation of caves, cavities, niches and other small or large rock destructions (fig. 1).



Fig. 1. Weathered, eroded, karsted and deformed heterogeneous limestone slope (*http://www.bulgariamonasteries.com/ivanovski_manastir.html*)

Regional geological and seismic movements. The investigated territory is inside the Eurasian plate, but not close to its remarkably active southern boundary. This location within the plate limits deformations; it causes the relative rock stability during the plate movements. The ongoing tectonic processes create a limited danger for the Moesian Platform and the stability of the studied slope. Such as remote sensing image analyses about studied territory show the existence of regional photolineaments of limited significance at a large scale. In the surroundings of the investigated site the Gorno Ablanovo (NE-SW) and the Razgrad (NNW-SSE) photolineaments have been found [2]. They could be an indication for the formation of crypto-faults and crypto-blocks.

Fractures with NE-SW, NNW-SSE and subequatorial orientations are also observed in the investigated area and in the rock slope. The fractures testify to a certain rock deformation.

The study area is situated in a territory with a considerable destructive impact of Romanian and, in rare cases, of Bulgarian earthquakes. The seismic influence of the Vrancea region (Eastern Carpathians, Romania) on the investigated site is of great importance. Deep and strong Vrancea earthquakes provoke seismic effects all over the Balkan Peninsula and the seismic influence is especially considerable in Nord-East Bulgaria. Particularly intense and periodically repeated intermediate-depth Vrancea earthquakes with a magnitude greater than 7 happened in the distant past but also occurred recently [3].

How is the studied object located in relation to the seismic source in the Vrancea region?

The Vrancea earthquakes have epicenters at a distance of 210-240 km from the investigated territory. The hypocenters of earthquakes are at a depth of about 100 km – a few dozen more or a few kilometers less. They represent a critical factor for the rock stability in the study area. During the monastery existence, the most remarkable of them are the disastrous seismic events of 1471, 1739, 1802, 1829, 1838, 1940 and 1977. In the area, they induce macroseismic effects of different degrees according to the scale of Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK). Their intensities reach values of VII MSK (VII-VIII in 1802 and 1940) based on interpreted isoseismal maps for the Balkan region (4-6) and on data concerning Vrancea earthquakes especially [7-9]. During the 19th-20th centuries, only seven earthquakes are related to seismic influence, which intensity is of VI and VI-VII

MSK at the site. The latest seismic events of similar intensity occurred on 30 August 1986 and 30 May 1990.

As it is evident, numerous periodically repeating extreme seismic events in the Vrancea region disturb significantly the North-East Bulgaria. This also concerns the slope of Roussenski Lom River. The Vrancea events cause destructive effects in limited rocky areas of the studied slope.

Local earthquakes are not registered in the territory of the investigated area. However, the impact of specific Bulgarian and Turkish earthquakes has significance for the seismic study as well. The sources of the most massive Bulgarian earthquakes are located in the Earth's crust. They are generated in areas of plate contacts or inside the plate. The 1892 Isperih earthquake (in Moesian Platform, 70-80 km to the East-South-East of the investigated territory) generated effects with an intensity of VII MSK [10] in the studied area, the 1913 Gorna Oryahovitsa earthquake (in Central North Bulgaria, 70 km to the South-West of it) – an intensity of VI MSK and the 1901 Shabla earthquake (in the contact area between the Black Sea and the Moesian platform, 210 km to the East-South-East of VI-VII MSK. Very low and indestructible seismic impact with an intensity of V MSK is related to the 1928 Plovdiv earthquake (at a distance of 210 km to the South-West of it, in Bulgaria), to the 1904 Kresna earthquake (320 km to the South-West of it, in Bulgaria) and to the 1912 Saros-Marmara earthquake (about 380 km to the South of it, in Turkey).

The data of all the above-cited catalogues and of isoseismal maps for significant seismic events are analyzed and applied for schematic generalization of their influence on the investigated site. The seismic situation in the studied area is correctly defined and represented by a map (fig. 2).



Fig. 2. Seismic situation in the investigated locality shown by maximum intensity experienced in the Ivanovo rock monasteries: earthquake locations are shown by rectangles; the values of maximum intensity (MSK) are along the radii that connect seismic sources with the investigated site (the latter marked by a symbol that focuses the maximum impacts from surrounding sources)

Thus, the seismic danger for the studied rock massif shows intensity up to VII-VIII MSK. The weathered and eroded rock massif with karst manifestations permits a supplementary increase of the risk for loss of rock stability. In this condition, the seismic energy has potential for different destructive phenomena. However, the cumulative seismic effects through centuries are of significance as well.

In the studied region, the above-indicated characteristics of the rock material and the ongoing geological and seismic processes permit to destabilize the limestone of the slope along Roussenski Lom River [11-12].

In these conditions, the primary not very homogenous rock is exposed to various dangerous geologic-seismic processes, and the instability of the rock massif is rising.

Significance of Ivanovo rock monasteries. The Ivanovo rock monasteries are gorgeous constructions as a result of the natural processes and human activities. They provoke a great interest in their numerous and various building forms, their writing activities, their artistic achievement, their good harmony with surroundings, and the pronounced importance for the society in the Middle Ages. The constructions were situated in a high and inaccessible part of the vertical rock slope where the extensive human presence was limited (fig. 3).

The specific position of monasteries in the middle part of the high limestone slope (fig. 1, 3) permitted the virtuous evolution of the monk life and activities [13]. It offered a chance for a considerable following of the official power rules and sometimes of contemporaneous illegal tendencies.



Fig. 3. One of the Ivanovo rock monasteries, situated in the middle part of the slope. (http://www.bulgariamonasteries.com/ivanovski_manastir.html)

Conclusion. The presence of suitable building material like Aptian limestone, as well as of considerable monk needs and a great social interest represented the main causes for foundation and development of the Ivanovo rock monasteries. The primary not very dense and strength limestone includes local heterogenic sectors with reduced stability. Various geological activities like the intensive weathering, erosion, karst phenomena, slope processes, tectonic manifestations, also Vrancea (Romania) earthquakes, provoke the considerable limestone deformation and progressive rock destabilization. The established effects are related to long-time repeatability of the above cited phenomena. Internal and external, natural and human forces exert influence on the rocks and the cloister as well.

In the middle parts of the deformed vertical limestone slope, where the remarkable Ivanovo monasteries were located, the human access was challenging. These special conditions helped the monks to work hardly and to create an attractive and very important medieval religious-cultural center with a lot official and some illegal documents. The center included four monasteries and churches with wonderful frescoes. At present the cloister is of a great national and world significance and it is included in the UNESCO List of World Heritage. The State applies a lot of efforts to preserve the monument. Scientific, technical and design projects are focused on the strengthening and stabilizing of the significant cloister. They include geological, hydrogeological, biological and climatological investigations of the rock material and proposals for monastery protection. A part of monasteries are stabilized and restored.

REFERENCES

- Brankov G., Ed. Vrancea Earthquake 1977. After-Effects in the People Republic Of Bulgaria // Publ. House of the Bulgarian Academy of Sciences. – Sofia, Bulgaria, 1983. – P. 428 (in Bulgarian with English summary).
- 2. *Gocev P., Matova M.* The Present Fault Mosaic in Bulgaria and the Seismic Activity. Geotectonics, Tectonophysics, and Geodynamics. 1977. V. 6. P. 32-64 (in Bulgarian with English summary).
- Oncescu M.C., Marza V.I., Rizescu M. and Popa M. The Romanian earthquake catalogue between 984–1997 // In Vrancea earthquakes : tectonics, hazard and risk mitigation; Wenzel, F., Lungu, D. and Novak, O., Eds.; Kluwer Academic Publishers. – Dordrecht, Netherlands, 1999. – P. 43-47. DOI: http://doi.org/10.1007/978-94-011-4748-4_4.
- 4. *Grigorova E., Grigorov B.* Epicenters and Seismic Lines in Bulgaria; Publ. House of Bulgarian Academy of Sciences. Sofia, Bulgaria, 1964. P. 83 (in Bulgarian with French summary).
- 5. *Shebalin N.V., Ed.* Catalogue of earthquakes of the Balkan Region. Atlas of isoseismal maps, UNDP-UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region, Skopje. 1974. P. 275.
- Shebalin N.V., Ed. Atlas of isoseismal maps for the // New Catalogue of Strong Earthquakes on the USSR territory from Ancient Times through 1975. Archive of the Institute of Physics of the Earth (IPE). – Moscow, 1977 (unpublished).
- Grigorova Ek., Glavtcheva R., Sokerova D. The earthquake on March 4, 1977 some results of seismic observation in Bulgaria // In Proc. of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Liblice, 17-22 Oct. 1977. – Praha, 1978. – P. 109-113.
- Glavcheva R., Polyakova T.P. On the 1940 Vracea earthquake macroseismic field at boundary territory of Romania and Bulgaria // Vopr. Inzh. Seismol. – 1989. – V. 30. – P. 117-119 (in Russian).
- Tatevossian R., Mokrushina N. The earthquake of 1802, October 26, Vrancea. In A Basic European Earthquake Catalogue and Database for evaluation of long-term seismicity and seismic hazard (BEECD); M. Stucchi, Ed.; Final report App. E 2.11. 1998. P. 36-42.
- Glavcheva R., Radu C. The earthquake of October 14th 1892 in Central Balkans : a transfrontier case // Review of Historical Seismicity in Europe : In Materials of the CEC project, Albini, P, Moroni, A., Eds; CNR. – Milano, Italy, 1994. – V. 2. – P. 215-223.
- 11. *Matova M*. Presence of Seismogeoenvironmental Danger for the Ivanovo Rock Monasteries. Mining and Geology – 1999. – V. 6-7. – P. 221-233. (in Bulgarian with English abstract).
- 12. *Matova M*. Protection problems related to the Ivanovo rock churches (NE Bulgaria) // In 4 Symposium o zastiti karsta, Despotovac. Serbia, 2003. P. 51-53.
- Bozhilov I., Touleshkov N., Prashkov I. Bulgarian Monasteries // Publ. House of Stareishinski. Bulgaria, Sofia, 1997. – P. 281.

КОЛЛИЗИОННАЯ, СУБМЕРИДИОНАЛЬНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Исаков С.И.

Институт геологии Дагестанский федеральный исследовательский центр РАН, Махачкала, Россия

Формирование структур Восточного Кавказа в неотектоническом этапе, т. е. с раннего акчагыла, объясняется субмеридиональным тектоническим сжатием, то и формирование разрывов следует рассматривать в этих же направлениях [4-5]. При антикавказских направлениях основных стрессовых напряжений взбросы и надвиги располагаются вдоль основных неотектонических зон, а именно по их границам и имеют северные падения сместителей (Тляратинский взброс, Гилянская зона надвигов и др.), левосторонние сдвиги, имеющие С-С-В простирание, ограничивают Дагестанский клин. В направлении главных сжимающих усилий (напряжений) располагаются раздвиги, к которым приурочено большинство речных долин Предгорного Дагестана, от р. Аксай на западе, до рек Ачи-Су, Гамри-Озень, Инчхе-Озень, Уллучай на востоке.

Процесс разрастания горного сооружения Восточного Кавказа активно продолжался в апшероне, зона предгорий в это время отодвигается далее к северу и востоку. В пределах третичного Дагестана формируется предгорная аллювиально-пролювиальная наклонная равнина, располагавшаяся к северу, о чем свидетельствуют – мощные до 100 м, верхнеапшеронские конгломераты в левом борту Ахатлинского ущелья, на г. Ханзай-Хой Тау.

На основании проведенного неотектонического районирования в дагестанском сечении Восточного Кавказа с юга на север можно выделить ряд крупных ассиметричных зон, с юга ограниченных поднятиями, а с севера неотектоническими опусканиями [5]. При общей вергентности к югу они одновременно пододвигаются друг под друга с образованием вдоль северной периферии Дагестанского клина «поддвига» в сторону Терско-Каспийского прогиба:

- Поднятие Главного Кавказского хребта и новейшее опускание Бежетинской впадины;
- Поднятие Бокового хребта и Андийско-Аварская зона новейших опусканий (с. Ботлих, р. Андийское Койсу, с. Советское);
- Хунзахско-Хаджал-Махинское поднятие и новейшее опускание Кадаро-Ирганайской котловины;
- Салатау-Гимринское и Мугринское поднятие и зона опусканий в пределах Чиркейской, Буйнакской, Параульской котловин и в районе с. Сергокала-Маджалис;
- Поднятие передовой моноклинали (Черные горы, хр. Нарат-Тюбе) и прилежащая с севера часть Терско-Сулакского прогиба.

Формирование Восточного Кавказа происходило на фоне регрессии по отношению к орогену в сторону Каспийского моря и коллизии Восточно-Европейской и Афро-Аравийской платформ, создавших условия мощного поперечного (антикавказского) стресса.

Отмечалось, что стратиграфия, литология, структуры, тектонические нарушения (пликативные, дизъюнктивные) располагаются в соответствии с простиранием Большого Кавказа (СВ-ЮЗ). А реки, в подавляющем большинстве, ориентируются поперечно Большекавказскому орогену, игнорируя разрывную тектонику [6-7]. Этот, казалось бы, парадокс проявляется и отчетливо выражен на геологических картах. В чем же здесь дело, почему водотоки избрали такой путь своего протекания? Предполагается, что реки приобрели такую ориентировку в своем течении за счет того, что они избрали для своих долин зоны с наименьшим сопротивлением для водной массы – поперечные разломы, зоны, которые не картируются при существующих съемочных работах. Для их выделения нужны специальные исследования: изучение трещиноватости, пористости, геофизические работы на установление этих параметров, проницаемости вод, растворимости, специальных неотектонических исследований, тектоники, направленной на установление этих геологических процессов. Так мы видим на примере неотектоники Восточного Кавказа, что имеются материалы по террасам, тектонике – свидетельствующих о заложении речных долин по поперечным разломам и др. Не всегда мы отмечаем особенности строения, литологии, тектоники, осадочных толщ, т. к. не осознаем их необходимость. На этом мы и остановимся в дальнейших рассуждениях в данной статье.

В долине р. Истисув, берущей начало с хр. Нарат-Тюбе, в местах выхода её на приморскую низменность отмечаются отроги хребта, сложенные караганскими (нижний миоцен) кварцевыми песчаниками. Их пласты разбиты поперечными трещинами. Характерно, что второй от устья хребет на левобережье параллелен первому, а на правобережье расстояние между хребтами в пределах долины резко сужается, особенно в русловой части. Хребет здесь образует как бы прямой угол, в вершине которого отмечается гидротермально-эксплозивное проявление с присутствием вулканического пеплового материала. Считаем, что образовавшаяся морфоструктура обусловлена наличием в глубине массива прочных пород (магматический шток), который тормозил перемещение массы осадочных пород хребта. Движение масс происходило с севера на юг.

Мы не исключаем того, что это могло быть причиной образования гидротермальноэксплозивного проявления. По траверсу этого хребта в 20-40 м от первого проявления выделены: зона с дробленным кварцевым песком (брекчия по пескам) и зона с проявлением аморфного кремнезема, ожелезненных песчаников, глинистых пород. Эти проявления мы также относим к эксплозивным образованиям. Далее по ручью Истисув на его левобережье в четырех левых притоках отмечаются зоны белых кварцевых песков, отличающихся от вмещающих песчаников белым цветом, хорошо гидротермально-промытых зон песков. В первом ручье в гидротермально промытых песчаниках отмечались жилы небольшой мощности гематита и изредка цемент аморфного кремнезема. Остальные ручьи нами не обследовались на предмет наличия гидротермальной минерализации. Приустьевая часть долины р. Истисув, при выходе на приморскую низменность, выполнена рыхлым мелкозернистым материалом, в котором установлены цеолиты до 25-30 %, кварц – до 20-25 %, вулканическое стекло до 10 %.

В начале Буйнакского перевала (дорога Махачкала-Буйнакск) также отмечены хребты караганских песчаников разбитые тектоническими трещинами, прослеживающимися через равномерные промежутки (рис. 1).



Рис. 1. Трещиноватые караганские песчаники. Начало Буйнакского перевала

В промежутке между рекой Шура-Озень и Буйнакским перевалом на вершинной поверхности хребта Нарат-Тюбе выделяется в караганских песчаниках структура на космоснимках, представленная как гигантский «динозавр» с чешуйчатыми наростами по хребту. Здесь также имела место трещиноватость, по которой циркулировали воды атмосферных осадков, подвергнутая эоловым процессам. В результате гравитации сформировались треугольные блоки – чешуи «динозавра», а делювий в устьевой части этих трещин сформировал осыпи. Если сравнить эту структуру с Буйнакским перевалом и ручьем Истисув то можно увидеть, что она древнее первых, судя по её преобразованию (рис. 2).



Рис. 2. Космоснимок. Трещиноватые караганские песчаники. Вершинная поверхность хр. Нарат-Тюбе между Буйнакским перевалом и р. Шура-Озень

Другой участок наблюдений – это Урминская синклиналь, сложенная палеогеновым известняком. Плато пересекается с юга на север р. Халагорк строго прямолинейно. В левом борту речки в кремнистых известняках (спонголитах) отмечается проявление сердолика (Fe₂O₃·SiO₂·nH₂O) – оранжевый халцедон. Это тонкопрожилковые тела, локализующиеся в трещиноватой зоне карбонатов. Зона располагается параллельно береговым обрывам, ориентированным Ю-С. Выше от проявления сердолика по течению речки отмечены вулканические пеплы. А ниже – проявления сердолика, известняковые борта долины деградируются отслоением блоков пород параллельных долине.

Тектоническая трещиноватость отмечается в Известняковом Дагестане – в долине р. Араканы (пр. пр. Аварского Койсу) (рис. 3). Здесь в привершинной части на правобережье выделяется параллельная трещиноватость в известняках аналогичная той, что отмечалась нами выше в песчаниках хребта Нарат-Тюбе. Трещиноватость также ориентирована в антикавказском направлении. Аналогия с трещиноватостью песчаников Нарат-Тюбе заключается в том, что по этой трещиноватости также циркулировали воды, создавшие промоины по этим трещинам, с формированием «треугольников» и отложением материала в «устьевых» частях.



Рис. 3. Эродированная трещиноватость нижнемеловых известняков. Араканское ущелье, правый борт

Отмеченная трещиноватость пород (рис. 3), простирающаяся поперечно общекавказскому направлению (СВ-ЮЗ), в одних случаях не несет в себе минеральной нагрузки или следов водной проработки (Истисув, начало Буйнакского перевала, Араканская долина, начало Гимринского тоннеля), в других – отмечается и минерализация, и водная проработка.

Минеральное выполнение трещин в нижнемеловых известняках отмечается в долине р. Араканы. На перевале, по дороге с. Аркас – с. Араканы, в правом борту долины в начале

спуска к Аварскому Койсу на контакте нижнемеловых известняков с верхнеюрскими песчано-глинистыми породами отмечается минерализованное карбонатное поле. Оно представлено серией карбонатных жил, прожилков более 50 штук, расположенных в обрывистом известняковом склоне. Мощность этих эпигенетичных жильных карбонатов составляет от 2 м до мелких прожилков (3-5 см). Эти трещины образовались путем раздвига осадочных известняков. В них контакты пород не смещены друг относительно друга. В самом мощном прожилке отмечены пустоты с кальцитом самых разнообразных форм: в виде булавы с шипами – кристаллами кальцита на утолщении, скопления крупных удлиненных (до 10 см) кристаллов и др. в остальных прожилках – кальцит обычный, жильный. Изотопный состав углерода жильного карбоната и вмещающих известняков различный – что говорит об их глубинной природе (табл. 1). На контакте жильных тел с вмещающими породами следов гидротермальной проработки или размыва нет.

Таблица 1

N⁰			δ^{13} C, S	‰	δ ¹⁸ Ο, ‰			
п/п	Анализируемая порода	min	max	среднее	min	max	среднее	
1	Кальцит прожилков (10 проб)	-6	-14.2	-10.2	+20.6	+27.1	+24.87	
2	Карбонат вмещающих пород (4 пробы)	+1.2	+3.8	+2.33	+27.4	+28.6	+28	

Изотопный состав углерода карбонатов

Можно предположить, что здесь имело место отложения коллоидных карбонатных масс. В прожилках установлено Au – 0.3-0.7 г/т, Ag – 15-18 г/т. По направлению к северу прожилки не прослеживаются, т.к. уходят под почвенно-растительный слой. Но на некотором удалении (до 0.5-1.0 км) на север выделяется изометричное тело карбонатов, в котором отмечаются неправильные формы образования гематита (карбонат-гематитовая ассоциация). Предполагается, что вышеотмеченные карбонатные жилы соединяются, образуя единое карбонатное поле. К западу от этого минерализованного поля по поверхности Гимринского хребта, над отмеченной трещиноватостью в нижнемеловых известняках, отмечаются напластования травертиновых толщ. (Б.А. Батыров). Здесь, вероятно, по трещиноватости происходило излияние углекислых вод, отлагавших травертины. Широкое их развитие отмечается в Сланцевом Дагестане на Курушском рудном поле, Кизил-Деринском, в верховьях Аварского и Андийского Койсу и на самом крупном проявлении – Кина, в районе сел Ругул. По данным изотопии углерода они также имеют эндогенную природу. Из всей приведенной трещиноватости особенно удивительным представляется пласт карбонатных корочек мощностью до 1.5 м сложенный карбонатными пластинками, переслаиваемыми песками в дюне Сарыкум крупнейшим эоловым образованием Евро Азиатского континента. В нем около 50 карбонатных корочек, такое переслаивание может быть обусловлено только подобными же ритмичными процессами. Они известны в геологии – это выбросы термальных флюидов гейзерами, которые ритмично функционируют, и могут создать аналогичные образования. В литературе известны гейзеры известковые, углекислые [1].

Проведенные аналитические исследования корочек – определение элементов примесей, изотопный состав углерода, кислорода, карбонатов близки кальциту в вулканических пепловидных материалах. Все это позволяет нам предполагать участие вулканогенных процессов в формировании Сарыкума. При значительном их объеме они могут иметь и решающее значение в образовании эоловой формы Сарыкума, например, в образовании затравки. При формировании дюны в округе происходили вулканогенные процессы – долины рек Истисув, Шура-Озень, Буйнакский перевал, долина р. Сулак (Кара-Тюбе). Происхождение карбонатных корочек, могло быть связано со стрессовой субмеридиональной трещиноватостью, проходящей под дюной Сарыкум в коренных породах и циркулирующим в ней углекислых флюидов.

Вторая модель образования дюны Сарыкум сводится к следующему: происходит хазарская трансгрессия моря, выносится к побережью большое количество рыхлого песчаного материала, формируется хазарская терраса (m до 30 м), затем происходит регрессия в хазарское время, соответствующая терраса выходит из-под уровня воды моря и образует наземную форму. Последующая хвалынская трансгрессия, формирует соответствующие формы рельефа, образуя новокаспийские отложения и современную береговую зону. В позднем плейстоцене-голоцене формируется сложная дюна Сарыкум, прорезающаяся долиной реки Шура-Озень [2-3]. Эта модель не учитывает наличие карбонатных корочек, что приводит к противоположным генетическим выводам образования дюны.

Таким образом, мы видим разные функции стрессовой трещиноватости пород: эндогенное (тектоническое) их происхождение, формирование эрозионного рельефа территории, путями локализации речных водотоков, подземных вод и гидротермальных растворов, формирования зон минерализации, травертинов и тектонических разломов. Все это тектоническая память эволюционно изменяющейся геологической среды.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М. : Наука 1984. 338 с.
- 2. *Гусаров А.В.* Гипотезы происхождения песков эолово-аккумулятивного комплекса «Сарыкум» как уникального природного объекта России // Труды государственного природного заповедника «Дагестанский». Махачкала Aleph, 2014. Вып. 9. С. 6-28.
- Идрисов И.А. К истории формирования и развития песчаного массива Сарыкум // Труды государственного природного заповедника «Дагестанский». – Махачкала, 2010. – Вып. 3. – С. 19-26.
- 4. *Кожевников А.В.* Стратиграфия антропогена Большого Кавказа как основа неотектонических построений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М. : Наука, 1987. – С. 207-211.
- 5. *Никитин М.Ю*. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М. : Наука, 1987. С. 221-239.
- 6. *Тулышева Е.В.* Речные долины Дагестана и их неотектоническая обусловленность : дисс. на соиск. учён. степ. канд. геогр. наук. Махачкала, 2002. 218 с.
- 7. *Тулышева Е.В., Мацапулин В.У., Исаков С.И.* Особенности заложения и формирования речных долин Восточного Кавказа (Дагестан) // Геология и ресурсы Кавказа : Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2018. № 1(72). С. 59-64.

УДК 550.343

ПРОБЛЕМЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ СТРАТЕГИЧЕСКИ ВАЖНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИ ОПАСНЫХ ОБЪЕКТОВ. ВЛИЯНИЕ МАГНИТНЫХ БУРЬ НА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ. ВКЛАД КРЫМСКОГО ИНСТИТУТА СЕЙСМОЛОГИИ В РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОКОНТРОЛЯ И СЕЙСМОПРОГНОЗИРОВАНИЯ В АФРИКЕ, АВСТРАЛИИ, НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

Мельников В.А., Говоров Б.Д.

Русское Географическое Общество, Сочи, Россия

Краткосрочный прогноз – прогноз с заблаговременностью в несколько часов или суток.

В России управление проектом с условным названием «Краткосрочное прогнозирование землетрясений» отсутствует практически полностью. Краткосрочное прогнозирование землетрясений, наиболее важное для предупреждения населения, в настоящее время практически не развито. Пожалуй, ни одна из научных проблем геофизики не вызывала столь бурных дискуссий и полярных мнений, как проблема прогноза землетрясений. Что необходимо для успешного предсказания землетрясений? Прежде всего, новая теория. (Однажды на лекции Эйнштейна спросили, как делаются великие открытия. Он ненадолго задумался и ответил: «Допустим, что все о чём-то знают, что это невозможно сделать. Однако находится один невежда, который этого не знает. Он-то и делает открытие»). На современном этапе развития науки, знаний одного человека недостаточно для эффективного краткосрочного прогнозирования землетрясений. Эффективно краткосрочно спрогнозировать землетрясение может только группа, каждый член которой использует методы прогнозирования, отличные от остальных. Но самое главное, нужно оставить в прошлом лабораторные представления о процессах в геологической среде. Сейсмический акт, который вызывает упругие волны и соответствующее трясение Земли, происходит по существующим границам блоков, но это уже не разрыв, а быстрая ПОДВИЖКА (!). Необходимо забыть о долгосрочном прогнозировании и не тратить на это силы. Главные заботы – в краткосрочном предупреждении о сейсмической опасности и понимании физики процессов.

Знание сейсмологии (сейсмометрии, науки об измерениях сейсмических событий) не подразумевает каких-либо конкретных знаний в области прогноза. Ни один сейсмолог не может прогнозировать землетрясения со сколько-нибудь высокой статистической достоверностью. Для успешного прогнозирования землетрясений необходима технологическая система сбора и обработки специфической геофизической информации, Такая служба аналогична службе прогноза погоды, уже освоенной человечеством. Она требует большого количества станций сбора сейсмопрогностической (геофизической) информации, необязательно сейсмологического характера, системы оперативного сбора этой информации на основе современных средств телекоммуникаций.

На краткосрочный прогноз землетрясений отрицательно влияет такой феномен, как "ПРОПАВШИЕ" землетрясения. Почему пропадают землетрясения? Например, сейсмологическая служба США сообщает, что Карты и списки событий, которые были обнародованы USGS и участвующими агентствами, не должны рассматриваться как полные списки всех событий в США и прилегающих районах и особенно не должны рассматриваться как полные списки всех событий M = 4.5 + в мире. Землетрясения, происходящие за пределами США и имеющие магнитуду менее 4.5 балла, могут оказаться трудными для определения местоположения Геологической службой США. Геологическая служба США продолжает получать данные от обсерваторий по всему миру в течение нескольких месяцев после некоторых событий. В мире существует множество региональных сетей, которые могут регистрировать меньшие землетрясения в своем регионе, чем глобальная сеть NEIC (Национальный Информационный Центр Землетрясений) и во многих случаях эти региональные сети не делятся своими данными с NEIC. Поэтому на картах и списках могут отсутствовать некоторые землетрясения, Та же картина наблюдается и в других сейсмологических службах мира.

На юге и южнее Африки, Австралии, Новой Зеландии сейсмособытия практически отсутствуют, несмотря на то, что южнее этих образований находятся мощные зоны разломов. Это говорит о недостаточности (или отсутствии) сейсмических станций, что не позволяет эффективно проводить сейсмоконтроль и сейсмопрогнозирование на этих территориях.

Людские потери от землетрясений XX века составили больше миллиона человек. Только в 2011 году зарегистрированы 180 землетрясений с магнитудой 6.0 и более, из них наиболее разрушительными были несколько землетрясений в Японии 11 марта с магнитудой 7.6-9.0, самое мощное из которых сопровождалось цунами. В результате – по крайней мере, 15550 человек погибших, 5344 пропавших без вести, 5314 раненых, 131000 перемещенных лиц.

Считавшееся почти неприличным на международных научных конференциях по сейсмологии и геофизике словосочетание «прогноз землетрясений» наконец перестало восприниматься таковым, прежде всего, благодаря исследованиям российской геофизической школы, возглавляемой патриархом отечественной сейсмологии и математической геофизики академиком Владимиром Кейлис-Бороком. Уже к концу 60-х Кейлис-Борок становится одним из крупнейших авторитетов в мировой геофизике. Признанием этого факта, в частности, является избрание его членом Национальной академии наук США в 1971 году, задолго до того, как он получил аналогичный академический статус на родине (1987).

Кандидат географических наук Виктор Боков, доцент Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ), руководитель научно-прогностической лаборатории прогнозов землетрясений (Санкт-Петербург), занимается краткосрочным прогнозированием ПОВЕРХНОСТНЫХ землетрясений, которые являются наиболее разрушительными. Спусковым фактором, способным вызвать землетрясение, является не только изменение атмосферного давления, но и другие факторы (вспышки на солнце, магнитные бури, фазы Луны). Тем не менее, запатентованный метод В. Бокова должен изучаться и внедряться в практику.

В.А. Мельников (Русское Географическое Общество г. Сочи) краткосрочным прогнозированием землетрясений занимается с 2012 года, с момента Крымского (Краснодарский край) наводнения, которое трагически (не случайно!) совпало с мощными вспышками и магнитными бурями на Солнце. После каждой магнитной бури на Земле происходит сильное землетрясение магнитудой M = 6+.

Так называемое «фрактальное краткосрочное прогнозирование землетрясений» осуществляется тремя способами одновременно:

1) на основании признаков;

2) расчета, основанного на ежесуточной форшоковой активности и построения графика;

3) графической детализации на карте предполагаемого землетрясения (дополнительный график и расчет).

За все время исследований ни одного признака, который бы находился в ЭПИЦЕН-ТРЕ землетрясения, выявлено не было. Эпицентр землетрясения определялся, в краткосрочном периоде, путем графической аппроксимации признаков, которые находились на относительно БОЛЬШОМ РАССТОЯНИИ от прогнозируемого места землетрясения. Например:

Признаки землетрясения, произошедщего в Греции, магнитудой M = 5.0, находились в Италии и Румынии. Признаки землетрясения, произошедшего в Папуа-Новая Гвинея, магнитудой M = 6.4, находились в Индонезии и в районе острова Фиджи.

В Крымско-Черноморском регионе с целью обнаружения предвестников землетрясений для краткосрочного прогноза в настоящее время ведется наблюдение за уровнем грунтовых вод на скважинах в п. Суворовка и п. Отважное. С учетом вышеизложенного пользы от такого наблюдения не было, и нет.

Вклад Крымского института сейсмологии, некоторое время находившегося в лоно украинской науки, в решение проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений – нулевой.

Разнообразие подходов к проблеме прогноза землетрясений с одной стороны пособствует глубокому и всестороннему анализу процессов подготовки сильных землетрясений, а с другой – порождает сложности, связанные с множеством допускаемых определений и не вполне устоявшейся терминологией. Каждый из этих подходов имеет право на существование.

Сейсмический процесс представляет собой класс явлений, для которого характерно самоподобие (фрактальность). Сильные землетрясения происходят при сходных (фрактальных) воздействия внешних факторов. Сейсмический акт подготавливается ниже границы Мохо, другие события происходят выше границы Мохо. Такая ситуация удивительна для чисто механических представлений о сейсмическом процессе. Сейсмичность также связана с вариациями скорости вращения земли. Для предупреждения сейсмической опасности необходима краткосрочная оценка ситуаций. Обратим внимание на быстрые, в интервале нескольких суток, изменения различных параметров мониторинга перед событием. Условием для сильнейших событий может быть только достижение на глубинах выше границы (зоны) Мохо критического уровня энергонасыщенности среды, который в короткое время переводит среду в предкатастрофическое состояние на региональном масштабе. Переход среды в предкатастрофическое состояние происходит очень быстро, часы – сутки. Такая динамика сейсмических событий показывает, что сейсмические акты могут отражать быстрые подвижки, а не трещины или разрывы. Следует отметить, что триггеры и предвестники землетрясения – это разные понятия. Триггер одновременно является и признаком землетрясения, признак является только признаком.

Является ли Восточно-Европейская (ВЕП), или Средне-Русская, тектоническая платформа, на которой расположена не только столица, но и вся европейская часть России с основной инфраструктурой государства и более чем 100 млн населения, абсолютно безопасной в сейсмическом отношении? Ответа пока в официальной форме нет.

Российской академией наук в 1997 году были разработаны, а 27 декабря 1999 года постановлением Госстроя России № 91 утверждены новые Карты общего сейсмического районирования территории России (ОСР-97), в соответствии с которыми уровень сейсмической опасности, например, территории Воронежской области, повышен по сравнению с прежними требованиями на 1 балл (карта С – 6 баллов) по шкале MSK-64, что диктует необходимость учета данного фактора при урбанистическом развитии миллионного г. Воронежа и особо ответственных объектов расположенных как в самом городе, так и в Воронежской области, по причине строительства данных объектов БЕЗ УЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ.

Согласно Схеме детального сейсмического районирования территории Воронежской области (авторы: Надежка Л.И., Дубянский А.И., Морено-Пальи Л.П.), территория региона имеет различную сейсмичность, например, вдоль Дона она достигает 7 баллов. Особо ответственные объекты также располагаются практически на всей территории области. Воронежскую область пересекают 6 магистральных газопроводов, 1 магистральный нефтепродуктопровод, 1 магистральный аммиакопровод, 5 дейтвующих блоков Нововоронежской атомной станции, имеются такие крупные химические объекты, как ОАО «Минудобрения», АО «Воронежсинтезкаучук», крупные хранилища углеводородного сырья. Все это обуславливает существенный сейсмориск, исходя из возможности возникновения крупномасштабных аварий. Перечисленные объекты строились до выхода в свет (ОСР-97) (за исключением 6 и 7 блоков НВАЭС), т. е. УРОВЕНЬ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ ОБЪЕКТОВ НЕ УЧИТЫВАЛСЯ.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что территория Воронежской области (и не только Воронежской) требует повышенного сейсмопрогностического внимания.

Из-за отсутствия заинтересованности, решением проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений, частным образом, вынуждены заниматься доцент Санкт Петербургского института метеорологии Виктор Боков, бывший ректор Кубанского университета Владимир Бабешко, радиоинженер Владимир Мельников и другие «кулибины» и «ползуновы» российской науки.

ЛИТЕРАТУРА

- Надёжка Л.И., Пивоваров С.П., Комаринский Е.В., Витковский И.Л., Владимиров С.Н., Сафронич И.Н., Колесников И.М., Савенков А.В. Опыт сейсмического мониторинга объектов атомной энергетики (на примере Нововоронежской и Курской АЭС) // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы 20-й научно-практической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. – Воронеж, 2016.
- 2. Разиньков Н.Д. Сейсмическое микрорайонирование как обязательный вид изысканий для мегаполисов и особо ответственных объектов // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредель-

ных регионов : Материалы 20-й научно-практической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. – Воронеж, 2016.

- Паламарчук В.К., Глинская Н.В., Мищенко О.Н., Бурдакова Е.В. Роль краткосрочных предвестников для постановки задачи прогноза землетрясений // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы 20-й научно-практической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. – Воронеж, 2016.
- Попова О.Г., Попов О.Г., Аракелян Ф.О., Недядько В.В., Васютинская С.Д. Основные результаты сейсмо-экологического мониторинга сейсмоопасных и особо опасных объектов // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы 20-й научно-практической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. Воронеж, 2016.
- Баранов А.А., Григорян А.Г. Сейсмический мониторинг в районе Нововоронежской АЭС // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы 20-й научнопрактической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. – Воронеж, 2016.
- 6. Жигалин А.Д., Полетаев А.И. Разломные зоны: геология, геофизика, геоэкология // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы 20-й научно-практической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. – Воронеж, 2016.
- Мельников В.А., Ренева М.А., Гудкова Н.К. Современное состояние проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов : Материалы 20-й научно-практической конференции с международным участием. Воронеж, 25-30 сентября, 2016 г. – Воронеж, 2016.
- Карагёзова Н.Р., Кадиров Ф.А. Фрактальные свойства сейсмичности // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы 21-й научно-практической конференции с международным участием. Москва, 1-4 октября 2018 г. М., 2018.
- Аптикаева О.И. О блоковом строении, неоднородности поля поглощения и сейсмичности // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы 21-й научно-практической конференции с международным участием. Москва, 1-4 октября 2018 г. – М., 2018.
- 10. Гуфельд И.Л., Новоселов О.Н. Дегазация Земли как инициатор сейсмической активности // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы 21-й научно-практической конференции с международным участием. Москва, 1-4 октября 2018 г. – М., 2018.
- 11. Бурдакова Е.В., Мищенко О.Н., Глинская Н.В. Системы геодинамических давлений, создающих опасные процессы // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы 21-й научно-практической конференции с международным участием. Москва, 1-4 октября 2018 г. – М., 2018.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ТРАНС-ГУДЗОНСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНА, СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА И КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: СИНТЕЗИС

Минц М.В.¹, Глазнев В.Н.², Муравина О.М.², Соколова Е.Ю.³, Афонина Т.Б.¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия; ²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Интерпретация новых геофизических данных, характеризующих глубинное строение крупных регионов, полученных в рамках Программы ЛИТОПРОБА в Канаде; проектов FIRE в Финляндии и 1-ЕВ в России, предполагает усовершенствование моделей строения и эволюции докембрийской литосферы. В качестве одного из первых шагов в направлении совместного анализа этих данных мы обратились к палеопротерозойскому Транс-Гудзонскому орогену на Канадском щите (рис. 1-2).



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Транс-Гудзонского орогена. Архейские структуры подписаны шрифтом Arial, палеопротерозойские структуры шрифтом Arial-Italic [1]

Глубинное строение западной части орогена подобно строению зоны палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, протянувшейся вдоль восточной окраины Карельского кратона (рис. 3-4). Эта часть орогена была сформирована в условиях рифтинга, сопровождавшегося накоплением мощной эпиконтинентальной вулканогенно-осадочной толщи, которая подверглась высокотемпературному метаморфизму совместно с архейским основанием.



Рис. 2. Земная кора и коро-мантийная граница в сечении профилями S1A и 9. Условные обозначения к рис. 1: (а) сейсмический образ коры и коро-мантийной границы (мигрированный разрез), собранный из фрагментов в [2-5]; (б) сейсмический образ коры с отдешифрированными геологическими и структурнотектоническими границами (авторы статьи); (в) интерпретационный сейсмо-геологический разрез (авторы статьи, см. условные обозначения на рис. 1); (г) сейсмо-скоростная модель, полученная инверсией R1 годографов преломленных / широкоугольных отраженных волн [6], совмещенная с главными геологическими и структурно-тектоническими границами; (д) плотностная модель, полученная численным моделированием гравитационных данных с использованием геометрических и плотностных ограничений, образованных сейсмоскоростной моделью и интерпретацией данных отраженных волн [5] (значения плотности – в г/см³), совмещенная с главными геологическими и структурно-тектоническими границами; (е) модель электропроводности по данным магнито-теллурического зондирования [5], совмещенная с главными геологическими и структурнотектоническими границами; (ж) детальные модели электропроводности фрагментов профиля по данным магнито-теллурического зондирования [5], совмещенная с главными геологическими и структурнотектоническими границами; (ж) детальные модели электропроводности фрагментов профиля по данным магнито-теллурического зондирования [5], совмещенная с главными геологическими и структурнотектоническими границами; (з) схематический разрез, демонстрирующий архитектуру коры в сечении ТГО, интегрирующий модели (г), (д), (е) и (ж) [5]



Рис. 3. Геологическая карта юго-востока Фенноскандинавского щита (осадочный чехол удален). Усовершенствовано по [8-9]



Рис. 4. Земная кора и коро-мантийная граница в сечении профилем 4В [9]. (а) сейсмический образ коры и коро-мантийной границы (мигрированный разрез); (б) сейсмический образ коры с отдешифрированными геологическими и структурно-тектоническими границами (авторы статьи); (в) распределение кажущегося электросопротивления, по [10], совмещенное с главными геологическими и структурно-тектоническими границами; (г) интерпретационный сейсмо-геологический разрез (авторы статьи). Названия архейских структур даны в Arial, названия палеопротерозойских структур – Arial Italic. См. условные обозначения на рис. 3

Некоторые из рифтов были преобразованы в узкие короткоживущие океаны. Глубинное строение восточной части Транс-Гудзонского орогена подобно строению Свекофеннского аккреционного орогена (рис. 5): структуры коры и коро-мантийной границы указывают на разрыв континентальной области, формирование океана и его последующее закрытие с участием серии зон субдукции, функционировавших близко по времени или одновременно.



Рис. 5. Разрез по профилю FIRE-2-2a-1 (положение разреза на рис. 1). А – мигрированный сейсмический разрез по [11]; Б – мигрированный сейсмический разрез с выделенными геологическими границами; В – сейсмогеологическая модель, разработанная авторами данной статьи; Г – структурный «скелет» сейсмогеологической модели, совмещенный с данными о распределении электрического сопротивления: слева – результаты МТ зондирований в южной части профиля SVEKA, практически совпадающего по положению с сейсмопрофилем (значения сопротивлений даны в Ом⋅м) (по [12]), в центре и в восточной части профиля – модели электросопротивления, спроецированные с близ расположенных профилей (красным цветом показаны коровые проводники) (по [13]); Д – интерпретационный геологический разрез с нанесенными зонами повышенной электропроводности. Условные обозначения на рис. 3

Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, частично профинансирована РФФИ и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Минц М.В., Докукина К.А., Афонина Т.Б. 3D модель глубинного строения и палеопротерозойская эволюция Транс-Гудзонского орогена, Северная Америка, в сравнении с палеопротерозойскими орогенами Восточно-Европейского кратона // GeoScience – Науки о Земле. – 2020. – № 1. – С. 4-25.
- Baird D.J., Nelson K.D., Knapp J.H., Walters J.J., Brown L.D. Crustal structure and evolution of the Trans-Hudson orogeny : Results from seismic reflection profiling // Tectonics. 1996. V. 15. № 2. P. 416-426.
- Hajnal Z., Lewry J., White D., Ashton K., Clowes R., Stauffer M., Gyorfi I., Takacs E. The Sask Craton and Hearne Province margin: seismic reflection studies in the western Trans-Hudson Orogen // Canadian Journal of Earth Sciences. – 2005. – V. 42. – P. 403-419.
- White D.J., Jones A.G., Lucas S.B. Tectonic evolution of the Superior Boundary Zone from coincident seismic reflection and magnetotelluric profiles // Tectonics. – 1999. – V. 18. – № 3. – P. 430-451.
- White D.J., Thomas M.D., Jones A.G., Hope J., Németh B., Hajnal Z. Geophysical transect across a Paleoproterozoic continent–continent collision zone: The Trans-Hudson Orogen // Canadian Journal of Earth Sciences. – 2005. – V. 42. – P. 385-402.

- Németh B. Structure of the lithosphere within the Trans-Hudson Orogen (Results of the 1993 Lithoprobe Trans-Hudson refraction experiment) // Ph. D. thesis, University of Saskatchewan, Sask. – 1999.
- 7. *Ferguson I.J.*, *Stevens K.M.*, *Jones A.G.* Electrical-resistivity imaging of the central Trans-Hudson orogen // Canadian Journal of Earth Sciences. – 2005. – V. 42. – P. 495-515.
- Минц М.В., Соколова Е.Ю., Рабочая группа LADOGA. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды Карельского НЦ РАН. Серия Геология докембрия. – 2018. – № 2. – С. 34-61.
- Mints M.V., Glaznev V.N., Muravina O.M., Sokolova E.U. A 3D model of the Svecofennian Accretionary Orogen and the Karelia Craton based on geology, reflection seismics, magnetotellurics and density modeling: geodynamic speculations // Geoscince Frontiers. 2020. № 11. P. 999-1023.
- 10. *Череватова М.В.* Электропроводность литосферы восточной части Фенноскандинавского щита по результатам двумерного анализа магнитотеллурических данных : дисс. ... кандидата физико-математических наук. Санкт-Петербург, 2010. 118 с.
- 11. *Kukkonen I.T., Lahtinen R.* Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005 // Geological Survey of Finland Specal Paper. 2006. V. 43. 247 p.
- Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A.A., Kovtun A.A., Palshin N.A., Smirnov M.Yu., Tokarev A.D., Asming V.E., Vanyan L.L., Vardaniants I.L. and the BEAR Working Group. Crustal conductivity in Fennoscandia – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield // Earth Planets Space. – 2002. – V. 54. – P. 535-558.
- Vaittinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I. and Smirnov M.Yu. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean-Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // Geophysical J. International. – 2012. – V. 188. – P. 908-924.

УДК 551.49+550.346 (675.2)

К ВОПРОСАМ ДИНАМИКИ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ МЕХАНИЗМАМИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПАРАМЕТРАМИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ КЫРГЫЗСТАНА

Муралиев А.Н., Кендирбаева Дж.Ж., Малдыбаева М.К.

Институт сейсмологии НАН Кыргызской Республики, Бишкек, Кыргызская Республика

Территория Кыргызстана, занимающая большую часть Тянь-Шаньской горноскладчатой системы, по геолого-геофизическим условиям является одной из сейсмоопасных регионов Центральной Азии [1]. Здесь ежегодно регистрируются более 5000 землетрясений, из которых ощутимые и сильные составляют 5-10, причем через каждые 3-5 лет происходят толчки, нанося громадный ущерб, сопровождаются человеческими жертвами. На рис. 1 показаны эпицентры землетрясений с $M_S \ge 5$, откуда видно, что наибольшее количество толчков приходятся на пограничную область с Таджикистаном и Китаем. В республике сейсмоактивные зоны с разломами отграничивают, во-первых, Тянь-Шань от Памира и Таримской микроплиты, во-вторых, это – Западно-Тянь-Шаньская часть, сочленяющаяся с Таласо-Ферганским и Южно Ферганским разрывами и, в-третьих, Северо-Тянь-Шаньская, где серия одноименных разрывов охватывают районы сопредельного Казахстана. Эти тектонические сведения совпадают с распределением гравитационного поля, а другие параметры также дают достаточно однородное поле.

Целью настоящей работы является рассмотреть возможные взаимосвязи между пространственно-временным распределением механизма очагов землетрясений (МОЗ), произошедших в Северном Кыргызстане, с возникающими аномалиями в подземных водах, несмотря на отсутствие между ними как внешней, так и внутренней схожести. Это можно объяснить тем, что надежное измерение динамики развития сейсмического процесса на планете недоступно вообще [3], а реакции гидрогеологических полей способны указать на периоды до, во время и после сейсмических толчков, т. к. по мнению [4-5], между последними и водно-механическими свойствами пород существуют как закономерно обусловленные, так и статистические связи.



Рис. 1. Выписка из Карты эпицентров землетрясений с Кр≥ 10 за 2010-2019 гг. [2]

В целом анализ местоположения эпицентров 596 землетрясений с $K \ge 10$ по всей территории Кыргызстана и частично в сопредельных государствах за период 2010-2019 гг., показал, что они располагаются неравномерно и, как видно из рис. 1, линейно группированы в областях размерами 50-70 км, устойчиво сохраняя свои концентрационные конфигурации.

Для решения поставленных задач выбраны из Каталога землетрясений Института сейсмологии НАН КР, сейсмические события с эпицентрами в районах пунктов наблюдений на севере республики, т. е. ТМВ «Кара-Ой», «Каджи-Сай» и «Джеты-Огуз».

Параметры механизма очагов (МО) землетрясений основаны на модели Хонды Введенской, базирующейся на особенностях диполя без момента [2-3], выделяемых по знакам вступления первых смещений продольных Р-волн по записям более 7-ми сейсмических станций, находящихся в разных азимутах от района исследований. Это данные МО 20 землетрясений с $K \ge 10.0-15$, количество которых за счет перехода к цифровому формату с 2011 г. резко увеличилось. Их гипоцентры расположены на глубинах от 14 до 30 км. В районе ТМВ «Аламедин» с координатами $\varphi = 42^{\circ}36'$, $\lambda = 74^{\circ}40'$ и «Иссык-Ата» – $\varphi = 42^{\circ}36'$, $\lambda = 74^{\circ}55'$ выбраны эпицентры 118 землетрясений с $K \ge 6.0$, из которых для 104-х определены МОЗ (табл. 1).

Таблица 1

Типы подвижек	Сдвиг	Сброс	Сдвиго- сброс	Надвиг	Сдвиго- надвиг	Сдвиг по пологой	Взброс
Кол-во толчков	8	13	22	8	13	19	21

Распределение землетрясений по типам подвижек

Сначала в качестве примера опишем параметры подземного толчка с K = 7.6 от 19 декабря 2010 года (h = 19 км), произошедшего в пределах $\varphi = 42^{\circ}32'$ и $\lambda = 74^{\circ}42'$ (рис. 2) – в 9-ти стереограммах зафиксированы знаки «плюс», а на основе данных 15 сейсмических станций в 6-ти случаях – «минус». Так, 21 событиям с $K \ge 10$ соответствуют подвижки с преобладанием «сбросового» и «надвигового» типов, а 34 связаны с взбросовыми и сдвигонадвиговыми деформациями. Все деформации в очаге этого землетрясения по нодальной линии имеет «сдвиговый» вид с незначительным (± 3°) разбросом (табл. 2).

Таблица 2

	-			
STK1 = 155	DIP1 = 85	Slip1 = -160	Pazm = 21	Ppl = 18
STK2 = 63	DIP2 = 70	SLIP2 = -5	Tazm = 287	Tpl = 10







Рис. 2. Стереограмма МО землетрясения с *K* = 7.6 и *h* = 19 км от 19.12.2010 г.

Что касается данных ТМВ, то по районам Чуйской впадины [6-7], находящимся в зоне динамического влияния Чон-Курчаксого и Иссык-Атинского разломов, видно, что в их скач-кообразных вариациях отражены как процессы активизации климатических и метеорологических условий, так и усиление взаимодействия структурных блоков за счет внутри земных напряжений (рис. 3).



Рис. 3. Вариационные кривые временных рядов по скважине 909 «Аламедин»

Учитывая, что информации, исходящие из любого геолого-гидро-геологического объекта, особенно, из экзотической разновидности подземных вод, в определенной степени связаны с неоднородностью Земли, рассчитаны среднемесячные значения (x_1) , среднеквадратичное отклонение $(\pm \sigma)$ и нормированный доверительный интервал $(\pm 2\sigma)$ определяемых параметров. Они дополнены также значениями дисперсии, характеризующие степень неравновесности гидротермальной системы, т. е., как показывает мировой опыт, могут быть информативным в решении широкого круга задач. Но в пространственно-временном выражении совмещением данных режимных наблюдений ТМВ и МОЗ показано отсутствие взаимосвязи, если энергетические классы сейсмических нагрузок – менее 10.

Неоднородные вариации зафиксированы накануне землетрясений с K = 6.6-7.3, произошедших в июле-августе на эпицентральном расстоянии 42 км. Для их сравнения привлекались записи от 8 до 15 сейсмических станций и выбраны сейсмические события с эпицентрами в районах ТМВ «Кара-Ой», «Каджи-Сай» и «Джеты-Огуз». Это координаты между $\varphi = 42^{\circ}00'-42^{\circ}30'$ и $\lambda = 77^{\circ}50'-78^{\circ}42$, когда определены МО 4-х сейсмических событий (рис. 4).



Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений с К более 6 в Восточном Прииссыккулье за период 2010-2019 гг.



Рис. 5. Стереограмма механизма очага землетрясения от 14.11.2014 г. с глубиной h = 19 км и K = 13.9 (по программе « Source mechanism»)

Из временных графиков ТМВ «Кара-Ой», доставляющих информации из глубин 1200-1400 м, понятно, что в них режимный ход, как видно из [6-7], представлен синусоидами со смещением минимума к летнему и осенне-зимнему периодам, что по неглубокой скважине (125 м) распределено симметрично в годовом разрезе, за исключением мелких импульсов, связанных с цикличностью. При этом между ними и ходом атмосферного давления, действительно, присутствуют периоды квазиустойчивого и неустойчивого состояния среды. В обоих случаях деформации МОЗ обладают «сдвигово-надвиговым» характером (рис. 5, табл. 3), главное, МО землетрясений базируется на данные 23-х сейсмостанций. Из них знаки «+» получены по 16 точкам, а по 7-ми – «-». Они указывают на достаточно высокую сходимость методики обработки, используемой в нашем институте, с технологией Гарвардского Университета США (GCMT): так, полученные главные параметры очага землетрясения 14.11.2014 г. по глобальной сети станций и телеметрии совпадают (табл. 3).

Таблица 3

		Оси главных напряжений Нодальные плоскости										
Агентство	NP2		NP1			Р		N		Т		
	SLIP	DP	STK	SLIP	DP	STK	AZM	PL	AZM	PL	AZM	PL
Source mechanism	127	38	156	65	61	293	40	12	306	22	158	65
FPFIT	130	40	160	62	61	292	42	11	126	24	155	63
GMT	76	63	44	115	30	253	144	17	50	13	286	69

Параметры механизма очага землетрясения 14 ноября 2014 года (t₀ = 01-24 с энергетическим классом K = 13.9 и глубиной h = 19 км) по трём агентствам

В районе ТМВ «Джеты-Огуз» выбраны 116 землетрясения в пределах $\varphi = 42^{\circ}00'-42^{\circ}30'$ и $\lambda = 77^{\circ}50'-78^{\circ}42'$, как видно из рис. 5 и табл. 4, анализированы параметры МО шести землетрясений, по результатам которых гидроэффекты от 20 до 50 % зафиксированы в эпицентральных зонах, демонстрируя взаимодействие многофазности сред, несмотря на местоположение скважин – каждая реагировала по-своему: в одной доминирует воздействие как сезонных, так и сейсмических факторов, а в другой скачки происходят постфактумно, но полезные сигналы возникают при большинтсве видов подвижек (табл. 5). Это – свидетельство индивидуальной тензочувствительности водопункта, в связи с чем возможности учета внешних-техногенных помех нами изучена в периоды промышленных взрывов проведенных мощностью 6, 11, 20 и 30 тонн, на месторождении Ак-Тюз в Кеминском районе, равнозначных землетрясениям с K = 6-9, но при нулевой глубине очага. В результате выявлено, что в родниках и скважинах значения pH, Mg^{2+} и Ca²⁺ изменялись во всех случаях одинаково, Na + K^+ – даже на удалении 500-1000 м, a SO4²⁻ и Cl⁻² как при сейсмической активизации.

Таблица 4

N⁰N⁰	Лятя	Час. мин. сек	Географич	ческие	Глубина,	Энергетические
п/п	A	fuely willing een	координ	аты	КМ	классы
1	2011.06.02	21-06-41.6	42°22'	78°25'	25	11.6
2	2014.03.16	05-32-10.0	42°23'	78°01'	17	11.3
3	2015.06.12	19-52-23.7	42°24'	78°26'	15	10.4

Выписка из Каталога землетрясений Института сейсмологии НАН КР

Таблица 5

Даты землетрясений	K _R	L, км	pН	CO3 ⁻²	HCO ⁻ 3	Cl.	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Типы подвижек		
TMB Аламедин от 2010 года	7.8	22	+	+	Н.О.	+	+		сдвиго- надвиг		
Каджи-Сайское от 2015 года	10.4	46	+		+			+	надвиг		
Чуйский регион от 1014 года	13.9	42	+	+	_	+	н.о.	_	сдвиго- надвиг		

Сопоставительный анализ между ТМВ и типами подвижек

Итак, комплексированием методов определения механизмов очагов землетрясений и параметров ТМВ «Аламедин» и «Иссык-Ата», «Кара-Ой» и «Джеты-Огуз», показано, что на основе сопоставления изменений свойств гидрогеологической среды и типов подвижек, можно реально фиксировать процессы приближающихся сейсмических событий с *К* более 10, особенно, при определяющей роли эпицентрального расстояния, а также при превышении выше предела прочности, если они размещены по полигонному принципу.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Введенская Н.А. Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. – М. : Наука, 1969. – 135 с.
- 2. Каталог землетрясений Кыргызстана. Институт сейсмологии НАН КР. 2010-2019 гг.
- 3. *Деформационные* волны Земли : концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – М., 2005. – Т. 46. – № 11. – С.1176-1190.
- 4. Муралиев А.Н., Кендирбаева Дж.Ж., Малдыбаева М.К., Абдраева Б.С. О пространственной взаимосвязи между режимом термоминеральных вод и развитием напряженного состояния земной коры Северного Кыргызстана // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. – Бишкек, 2018. – С. 235-242.
- 5. *Кендирбаева Дж.Ж., Гребенникова В.В.* Основные результаты гидрогеологических исследований для прогноза сильных землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии. Бишкек, 2013. № 2. С. 33-43.
- 6. *Кендирбаева Дж.Ж*. О взаимосвязи термоминеральных вод и флюидальных растворов Кыргызского Тянь-Шаня // Известия НАН КР. Бишкек, 2017. С. 39-45.
- Кендирбаева Дж.Ж. Пространственно-временное взаимодействие в системе «сейсмичность-термальные воды-солнечная неоднородность» на территории Кыргызстана // Вестник КРАУНЦ физико-математические науки. – Петропавловск-Камчатский, 2019. – С. 110-124.

УДК 550.341+556.3.06

О РАЗРАБОТКЕ МЕТОДИКИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО КОЛЕБАНИЯМ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНАХ

Нагорный В.В.¹, Пигулевский П.И.², Свистун В.К.³

¹Сумской государственный университет, Сумы, Украина; ²Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина; ³Днепропетровская геофизическая экспедиция «Днепрогеофизика», Днепр, Украина

Введение. Во время сильнейших землетрясений магнитудой 8-9 влияние сейсмических волн регистрируются на расстояниях до десятков тысяч километров от эпицентра [2, 6] и отражает планетарный масштаб воздействия таких землетрясений на гидросферу Земли [3, 8-9].

Предложенная возможность применения рассматриваемой методики для прогнозирования землетрясений по результатам изучения динамики колебаний подземных вод осуществляется путем ее верификации на основе размещенных в периодических изданиях сведений о тренде уровня колебаний воды в скважинах накануне произошедших землетрясений и последующей апробации прогнозирования землетрясений на основе изучения текущей информации о динамики уровня воды в наблюдательных скважинах, расположенных на Украинском щите.

Прогнозная модель. Изменение уровня воды в скважине является количественным выражением некой совокупности физических процессов, протекающих в процессе деформа-

ции земной коры на стадиях подготовки тектонических процессов. Из-за нелинейности этих процессов установить функциональную зависимость, достоверно описывающую связь между ними и предвестниками ожидаемого явления практически невозможно.

Землетрясения относятся к процессам кумулятивно накапливающим энергию с последующим стремительным лавинообразным ее освобождением. Графически данный процесс описывается трендом, оканчивающимся либо возрастающим, либо убывающим крутым фронтом регистрирующей величины. Причем, в период наблюдения, как правило, реализуется начальный квазистационарный участок тренда со сравнительно небольшим по величине и переменным по знаку градиентом.

Задача прогноза заключается в определении момента перехода тренда в лавиннообразное изменение по результатам анализа его квазистационарного участка. Для моделирования лавинных процессов с крутыми фронтами целесообразно использовать дробно-рациональные степенные функции [1, 4] вида:

$$f(t,\alpha,\beta) = \frac{\sum_{i=0}^{k} \alpha_i t^i}{\sum_{j=0}^{k} \beta_j t^j} \quad \mu < k.$$

$$\tag{1}$$

Правда, в общем виде функция (1) малопригодна для прогнозирования, но получаемые из нее простыми преобразованиями элементарных выражений можно с успехом использовать для аппроксимации квазистационарного участка тренда и дальнейшей его экстраполяции, до момента лавинообразного изменения. К таким функциям, например, относится выражение (2), предложенное в [1].

$$f(t, A, A_0, T, \mu) = A_0 + A \cdot \left(\frac{t - t_0}{T - t}\right)^{\mu},$$
(2)

где A, A_0, T, μ – параметры, определяемые в процессе аппроксимации стационарного участка тренда экспериментальных данных, измеряемых в моменты времени *t*.

Особенностью выражения (2) является то, что при $t \to T$ функция $f(t, A, A_0, T, \mu)$ имеет вертикальную асимптоту t = T, что является особенностью модели (2), позволяющей наряду с квазистационарным участком тренда предвестника землетрясения с успехом описывать и его конечный участок, характеризующийся лавиноподобным крутым фронтом изменения предвестника во времени.

В качестве параметра T при этом, естественно, рассматривается время наступления землетрясения T_{for} .

Для моделирования переменного по знаку градиента тренда предвестника модель (2) подверглась усовершенствованию за счет введения второго аналогичного по математической структуре слагаемого (3). Получившаяся при этом функциональная зависимость (3) является прогнозной моделью [1], составляющей математическую основу рассматриваемой методики прогнозирования.

$$f(t, A, A_0, B, T_{for}, \mu, k) = A_0 + A \cdot \left(\frac{t - t_0}{T_{for} - t}\right)^{\mu} + B \cdot \left(\frac{t - t_0}{T_{for} - t}\right)^{k}.$$
(3)

Коэффициенты модели определяются каждый раз заново в процессе ее аппроксимации (идентификации ее параметров) с постоянно дополняемыми статистическими данными о величине предвестника прогнозируемого землетрясения. Другими словами, выражение (3) предсталяет из себя адаптивную модель.

Исходным материалом для прогнозирования является статистический ряд чисел «время-контролируемый параметр», образующийся в результате регулярного наблюдения за предвестниками землетрясения. Графически этот ряд изображается в виде тренда, который аппроксимируется прогнозной моделью (3). В процессе аппроксимации определяются параметры модели, основным из которых является коэффициент T_{for} , совпадающий по величине и размерности со временем наступления прогнозируемого землетрясения.

Всего же модель имеет шесть неизвестных параметров, поэтому для решения задачи идентификации необходимо иметь не менее семи пар исходных данных. С течением времени в процессе мониторинга сейсмообстановки статистический ряд увеличивается, что повышает качество прогноза, увеличивая его точность и достоверность.

Аналитическая база прогнозирования представляет собой базу данных Днепропетровской геофизической экспедиции (ДГЭ) «Днепрогеофизика», которая с 2007 г. [7-9] занимается мониторингом динамики подземных вод в Среднем Приднепровье (рис. 1).



Рис. 1. Карта-схема размещения наблюдательных скважин: *1 – скважины мониторинговых наблюдений ДГЭ «Днепрогеофизика»; 2 – полигон Запорожской АЭС*

Для изучении режима подземных вод были выбраны и оборудованы специальными автономными регистрирующими прецизионными «интеллектуальными» датчиками (ИД) производства фирм Schlumberger-Eijkelkamp скважины в гг. Днепропетровске (глубина 85 м со статическим уровнем воды 17 м), Кривом Роге (глубина 815 м со статическим уровнем воды 17 м), Кривом Роге (глубина 815 м со статическим уровнем воды 106 м) и п.г.т. Михайловка (глубина 220 м со статическим уровнем воды 8 м). Интервал регистрации данных наблюдений с октября 2007 г. до июля 2008 г. составлял 20 минут, в дальнейшем – 5 минут. С 2019 года и по настоящее время дискрет измерений составляет 6 мин.

При проведении апробация методики прогнозирования использовались полугодичные измерения, проводившиеся в наблюдательной скважине, расположенной в районе г. Кривой Рог с координатами: 47.92° N, 33.35° Е в период с 21.11.2018 г. по 10.06.2019 г.

Техническое совершенство измерительной базы скважины позволило:

- осуществлять измерения уровня воды с шагом по времени, равным 6 мин;
- определять спектральный состав колебаний уровня воды с частотой дискретизации f_d, равной 1/360 Гц;
- выделять в спектре частотную составляющую $f_{tid} (f_{tid} = 1.94 \, day^{-1})$, реагирующую на лунно-солнечное притяжение.

Временной ряд, составленный из амплитуд этой частотной состаляющей, послужил основой для апробации методики. При этом для повышения эффективности апробации он был поделен на два ряда, каждый из которых включал трехмесячный по продолжительности период измерений, осуществлявшихся, соответственно, с 21.11.2018 г. по 2.03.2019 г. и с 2.03.2019 г. по 10.06.2019 г. Первый ряд рассматривался в качестве «эталонного» при прогнозировании магнитуды землетрясения на основе анализа поведения во времени второго ряда.

Апробация методики прогнозирования времени наступления землетрясения. Результаты апробации методики прогнозирования приведены на рис. 2-4. На рис. 2 показан спектр колебанй воды с выделением лунно – приливной частотной составляющей с периодом колебаний $T_{tid} = \frac{1}{f_{tid}} = 12.37$ час и частотной составляющей, соответствующей суточным

оборотам Земли с периодом $T_{\rm er} = 24$ ч.



Рис. 2. Спектр колебаний уровня подземных вод

Поле рассеяния прогноза времени наступления землетрясения, выполненного по результатам измерений, проводившихся в период с 21.11.2018 г. по 10.06.2019 г., показано на рис. 3.



Рис. 3. Поле рассеяния прогноза времени землетрясения выполненного по результатам измерений, проводившихся в период с 2.03.2019 г. по 10.06.2019 г.

На рис. 4 отмечено местоположение наблюдательной скважины и гипоцентр землетрясения, спрогнозированного на основе измерений, выполненных на данной скважине в период с 2.03.2019 г. по 10.06.2019 г.



Рис. 4. Местоположение наблюдательной скважины (1) и гипоцентра (2) землетрясения, со следующими данными: 34.894° N, 22.577° E, время 2019-06-16, М 4.1 – 107 km WSW of Palaiochora, Greece, спрогнозированного на основе измерений, выполненных на данной скважине в период с 2.03.2019 г. по 10.06.2019 г.

В таблице 1 приведена сводка данных о соотношении прогноза с фактическим временем наступления рассмотренных при апробации землетрясений.

Таблица 1

		Прогноз									
	Статистин	са в целом	Стати зна								
Фактические	Нижняя	Верхняя	Нижняя	Среднее	Верхняя	Качество					
данныс	граница	граница	граница	значение	граница	прогноза,					
	интервала	интервала	интервала	прогноза	интервала	Q					
	T_{low}	T_{upp}	\overline{T}_{low}	\overline{T}_{for}	\overline{T}_{upp}						
16.06.2019	28.05.2019	2.07.2019	13.06.2019	15.06.2019	17.06.2019	90.2 %					

Сравнение прогноза с фактическим временем наступления землетрясения
Обсуждение. Верификация показала, что среднее значение прогнозов \overline{T}_{for} , как следует из табл. 1, отклоняется от фактической даты наступления землетрясения в пределах ± 2 суток. Отклонения доверительных границ среднего значения прогноза от фактической даты землетрясения лежит в пределах ± 3 суток.

Апробация показала, что качество прогнозирования не опускалось ниже 90.2 %, т. е. прогноз был устойчив по величине и имел незначительный разброс (меньше 10 %). Фактически имевшие место в реальности землетрясения, находившиеся в зоне чувствительности наблюдательной скважины, входили в достаточно узкий по времени (менее семи суток) доверительный диапазон для статистического матожидания (среднего значения прогноза \overline{T}_{for} времени наступления землетрясения). Взаимный пересчет магнитуд подтвердил их прямо пропорциональную зависимость от амплитуды кубической функции колебаний уровня воды.

Выводы. Исследования, результаты которых представлены в докладе, показывают один из возможных путей решения насущной проблемы прогнозирования землетрясений, в том числе и краткосрочного.

Новизна исследований заключается в том, что прогнозирование сейсмической опасности осуществляется не по результатам сопоставления предвестника землетрясения с неким его эталоном, составленным на основе ранее произошедших землетрясений и, естественно, не отражающим специфику созревания прогнозируемого землетрясения, а выполняется на основе контроля динамики изменения предвестника ожидаемого стихийного бедствия в период его созревания. Причем, в качестве предвестника рассматривается проверенное временем и оправдавшее себя на практике – изменение уровня воды в глубокой наблюдательной скважине. Ранее аналогичные возможности прогнозирования землетрясений были выявлены при анализе одномерных сейсмических колебаний грунта [1].

Использование в совокупности прогнозов, полученных по результатам анализа этих информационно взаимодополняющих предвестников, позволит существенно повысить точность и достоверность событий, что является необходимым условием при прогнозировании землетрясений, особенно, краткосрочных.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Nagornyi V.V.* Earthquake forecasting by the results of the seismic signal trend analysis. Geofizicheskiy Zhurnal. 2018. № 40. P. 159-176.
- 2. *Roeloffs E.A.* Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes // J. Geophys. Res. 1998. V. 103(B1). P. 869-889.
- Brodsky E.E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M.A. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes // J. Geophys. Res. – 2003. – № 108. – P. 2390-2400.
- 4. *Крейн С.Г., Ушакова В.Н.* Математический анализ элементарных функций. М. : Физматгиз, 1966. – Р. 184.
- 5. Гаскаров Д.В., Голинкевич Т.А., Мозгалевский А.В. Прогнозирование технического состояния и надежности радиоэлектронной аппаратуры / Под ред. Т. А. Голинкевича. Элементарная сейсмология. – М.: Советское радио, 1974. – С. 224.
- 6. *Kopylova G.N. Boldina S.V.* Hydrogeose I smologIcal research in Kamchatka: 1977-2017 // Journal of Volcanology and Seismology. 2019. № 2. Р. 3-20.
- Пигулевский П.И., Свистун В.К., Толкунов А.П. Использование данных мониторинга гидродеформационных характеристик подземных вод для прогнозирования тектонических процессов в массивах горных пород // Науч. труды УкрНИМИ НАН Украины. Выпуск 5 (часть 2) / Под ред. А.В. Анциферова. – Донецк, 2009. – С. 122-131.
- 8. *Пигулевский П.И., Свистун В.К.* Некоторые результаты автоматизированного мониторинга режима подземных вод асейсмичных территорий на примере Днепропетровской области // Минеральные ресурсы Украины. – 2011. – № 2. – С. 42-48.
- 9. *Пигулевский П.И*. Неотектоника, геодинамика, сейсмичность докембрийских щитов (на примере восточной части Украинского щита) // Научный вестник НГУ. 2011. № 6. С. 5-12.

НОВЫЙ ТИП СКАЛЬНЫХ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ: ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА И ЗНАЧИМОСТЬ ПРИ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Никонов А.А.

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

Фрагмент истории и посвящение. Юрий Константинович Щукин, инициатор и бессменный руководитель общероссийских совещаний по широкой тематике наук о Земле, до девятнадцатого по счету, (нынешние «Щукинские чтения»), в 2001 г., почти 20 лет назад, принял участие в организованной геофизиком Н.В. Шаровым (г. Петрозаводск) экспедиции на научном судне с целью изучения геологическими и инструментальными геофизическими методами активных разломов. Работа проходила по берегам Ладожского озера (грабена), на Валаамских островах, у г. Сортавалы, и на шхерах Северной Ладоги. В маршруты геологические мы регулярно ходили вдвоем с Юрой, поскольку уже перед этим несколько лет я вел в этом районе и на Фенноскандинавском кристаллическом щите исследования молодой тектоники, сейсмотектоники и палеосейсмодислокаций. Юра хотел на конкретных примерах познакомиться с приемами и достоверностью признаков сейсмодислокаций в скальных массивах. Знакомился заинтересованно, «въедливо», сыпал вопросами, но... сейсмической природы нарушений признать не мог. Тут была специфика, отличие от классических сейсмонарушений в Восточной Сибири и Монголии. Но измерения геофизиков на выбранных объектах Приладожья дали-таки результат.

Сейсмогеологическое прозрение Ю.К. Щукина произошло позднее, при работе в Карелии с В.И. Макаровым в Заонежье, а затем с Ю.И. Сыстра и Д.С. Зыковым на Северо-Западе Карелии (рис. 1). Там он не просто признал генезис объектов, но активно участвовал в их документации и обосновании принципиальной значимости на Фенноскандинавском щите. Эта работа посвящается памяти незабываемого человека, личности яркой, творческой, специалиста глубоких знаний и широких взглядов и добрых дел – Юры ЩУКИНА.



Рис. 1. Ю.К. Щукин обследует скальный выкол-сейсмодислокацию на участке Луаштанги, Сев. Карелия. 2007 г. Фото В.Г. Спунгина

Специфика скальных сейсмодислокаций нового типа. В коллективной работе трех авторов [1] была предложена типизация блоковых скальных сейсмодислокаций по габитусу, вектору и модулю смещений с целью определения физических параметров порождающих их землетрясений в значениях магнитуды. Тогда было выделено шесть типов, по которым выполнялись оценки искомой силы палеособытия. В длительной практике сейсмогеологических исследований автора и коллег на Фенноскандинавском кристаллическом щите обнаружился еще один, редкий, но принципиально важный тип, который здесь и представлен.

В морфологическом выражении это 3-4-хугольный или многоугольный в плане скальный выкол вверх, столбик в виде куба, параллелограмма или формы корабля в плане, торчащего над сглаженной горизонтальной или пологовыпуклой площадкой коренных пород на высоту от 0.5 м до нескольких м. Иногда это система продолговатых, параллельных друг другу вертикальных плит в виде раздробленного, ступенчатого в поперечном сечении выступа. Это не скальные развалы, а сжатые по латерали группы выдающихся вверх блоков. Основание выкола уходит внутрь соответственно расколотой окружающей скалы и остается невидимым из-за плотного заклинивания его в скальном массиве. Под выколом должна быть пустота глубиной, соответствующей его высоте.

Никакому иному объяснению помимо выбивания/выталкивания снизу при сильных вертикальных воздействиях, с последующим боковым зажимом в полостях, такие дислокации не поддаются. Подобные воздействия многократно отмечались очевидцами в эпицентральных областях в разных районах земного шара в виде выбрасывания в воздух не только мелких предметов быта, но и столбов, камней, надгробных плит, подскакивания тяжелых станков, машин и даже отдельных строений. В данном случае речь идет о скальных, частью, вероятно, ранее уже трещиноватых массивах, с выколами, но без отрыва от скальной поверхности в воздух и отброса вбок.

Такие скальные нарушения располагаются не изолировано, но в окружении и другого рода нарушений, сейсмотектонических и сейсмогравитационных, что вполне подтверждает их сейсмогенный генезис. Ясно, что столь специфический эффект – выкол, выталкивание, выбивание вверх – возникал только в случае воздействий более силы тяжести > Ig. Таковое нередко регистрируется инструментально в эпицентральных областях сильных землетрясений, а по макросейсмическим данным появление подобных деформаций установлено при интенсивности I-VIII-IX баллов [2-3]. Это принципиально важно, поскольку дает возможность оценивать силу воздействия непосредственно на месте, в полевых условиях. Как правило, поблизости обнаруживаются и тектонические разрывы со смещениями, с признаками сильных землетрясений в голоцене, что дополняет выводы.

По собственным наблюдениям и публикациям коллег, работавших в восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита, автору известно несколько участков с подобными выколами, как минимум, шесть: 1) в Западном Приладожье, к северо-западу от г. Приозерск, близ берега Щучьго залива, 2) в Северном Приладожье на мысе Куркиниеми вблизи пос. Куркийоки, 3) в Северном Приладожье на участке Вуорио, южнее г. Сортавала, 4) в Средней Карелии объект «Чертов стул» у г. Петрозаводск и севернее 5) в пределах пос. Гирвас, 6) в Северо-Западной Карелии на участке Луаштанги, вблизи озера Паанаярви (рис. 2, А, Б). Все они соседствуют с другими выразительными типами сейсмодеформаций, т.е. возникали в пределах и/или поблизости от эпицентров мощных событий в голоцене, но пока остаются без точных датировок.



Рис. 2. Расположение участков с сейсмодеформациями в виде скальных выколов вверх

Два примера объектов. Участок Луаштанги расположен в Северной Карелии в 28 км на СВ от пос. Калевала. Это пологая возвышенность, вытянутая на СЗ-296°, длиной 4.5 км, шириной 1.2 км, выше окружающей местности на 15-20 м. В ЮВ части возвышенности выходы базальтов протерозоя образуют холм высотой до 10-15 м, площадью 400×250 м с 20 выявленными «выжатыми блоками» [4-6] (рис. 3). Нарушения не беспорядочны, они образуют систему и позволяют определить кинематику вызвавшего нарушения. Никаких сомнений в послеледниковом возрасте новообразования не возникает, более того, свежесть выколов и возникавших боковых граней, без растительного покрова и даже лишайников, позволяет время события предварительно определять даже не поздним голоценом, а столетиями. Это наибольший и представительный пример новообразований рассматриваемого типа, специалисты признали его уникальным геологическим, тектоническим и сейсмическим памятником.



Рис. 3. Вертикальный сейсмовыкол на высоту до 1.2 м на участке Луаштанги, Сев. Карелия. Слева: вид сбоку с ЮВ, справа: вид сверху с СЗ. Ручка молотка длиной 0.5 м направлена по ледниковым шрамам [5]

Среди нескольких вполне выразительных признаков сейсмического происхождения разрывных нарушений здесь особого внимания заслуживают два дополнительных: 1) на боках одного из одиноких выколов-клиньев, поднятого на 1-10 см, сохранились фрагменты вмещающей клин породы; 2) сам клин сдвинут по горизонтали на несколько см (2). Оба, казалось бы, незначительных признака подтверждают вывод о возникновении выкола за счет сильного импульсного воздействия именно в результате сейсмического толчка снизу вверх. Сила толчка определяется по шкале INQUA-Scale, 2004 I = VIII баллов. Судя по обилию выколов на участке и других разрывов вокруг, оценка интенсивности события VIII-IX баллов не будет преувеличением. Располагается он в зоне крупного новейшего и активного разлома ЮЗ-СВ простирания, где теми же исследователями обнаружены и другие скопления сейсмонарушений.

Участок Гирвас. В Средней Карелии, в пос. Гирвас, над ровной плоско-выпуклой поверхностью выхода диабазов, явно обработанной ледником, на 0.5 м вверх резко выделяется небольшая группа блоков с боковыми вертикальными стенками свежего облика [4] (рис. 4).



Рис. 4. Выжатые из сглаженного ледником выхода 5×8 м угловатые блоки габбро-диабазов. Крутая наклонная сланцеватость стенки (слева) способствовала выжиманию блока. Вид с другой стороны показывает меньшие по размеру блоки, у которых один конец больше поднят (справа). Длина молотка 0.6 м. Пос. Гирвас, Центральная Карелия

На верхних поверхностях блоков, представляющих ту же ледниковую поверхность, обнаружены ледниковые шрамы. Без сомнения, блоки подняты вверх после освобождения местности от ледникового покрова [4]. Авторы публикации относят это нарушение к сейсмодеформациям, но полагают, что блоки выжаты вверх за счет сильного горизонтального сжатия при сейсмическом встряхивании. Последнее является, в сущности, единственным объяснением и вполне согласуется с множеством примеров сейсмических воздействий с ускорениями > 1g.

На участке Гирвас независимо, исследованиями другой группы, в осущенном русле реки Суна, проложенном целиком в скальных породах архея, обнаружены выразительные сейсмонарушения в виде разломов с вертикальными и горизонтальными смещениями двух генераций, несомненно, голоценового возраста, по которым сила событий оценивается в VIII-IX баллов [7]. Это же определяется и по указанному выше одиночному скальному выколу на площадке в пределах города.

Значимость вертикальных сейсмовыколов в палеосейсмогеологичеких реконструкциях. Широкого распространения выделяемая группа нарушений не имеет, но значимость ее велика. Столь необычное, в весьма твердых скальных породах, разрывное нарушение с перемещением ограниченного блока против силы тяжести над свободной поверхностью, пусть даже по уже существовавшим малым трещинам, никак не может быть объяснено каким-либо из известных экзогенных процессов. Для объяснения надо признать воздействие эндогенное, причем заведомо не медленное, последовательное, а жесткое, импульсное, выбивание при мощном вертикально направленном толчке, какие бывают в природе только при сильных землетрясениях силой $I \ge$ VIII-IX баллов, как это определяется по другим признакам и инструментально [2-3].

Каждый объект (одиночный объект или группа скальных выколов) представляет своего рода застывший «слепок» главной фазы сейсмического процесса при конкретном сильном событии. Поскольку ровные, гладкие скальные поверхности создавались и отшлифовывались ледниковым покровом (последним), их нарушение в указанном виде правомочно определять как поздне- и/или послеледниковое. Даже без дополнительной обработки обнаружение такого скального нарушения (а вокруг обычно размещаются и другие, выразительные, иного рода) позволяет судить о силе толчка и намечать эпицентральную (приэпицентральную, ибо сила близка к максимально известной при землетрясениях прошлого в регионе) область события. Принимая во внимание, что землетрясения на архейском кристаллическом щите с $I \ge X$ крайне редки, единичны, значимость каждого такого обнаружения высока и для конкретного района и разлома, и для выяснения сейсмического потенциала и сейсмической опасности в регионе, все еще сильно недооцениваемых в официальных документах.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. Р. XX1-33XX.
- 2. *Никонов А.А.* О предельных сейсмических ускорениях // Доклады АН СССР. 1992. Т. 323. – № 1. – С. 70-73.
- 3. *Никонов А.А.* Явления выброса грунтов и предметов при сильных землетрясениях // Вопросы инженерной сейсмологии. М. : Наука, 1993. Вып. 34. С. 115-123.
- Сыстра Ю.И., Спунгин А.В. Некоторые типы послеледниковых сейсмодислокаций республики Карелия (Россия) и Эстонии // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными : Материалы XIV Международной конференции. – Петрозаводск, 2008. – Ч. 2. – С. 245-249.
- 5. Сыстра Ю.Й. Послеледниковая тектоническая активность в пересекающих разломных зонах участка Луаштанги, Республика Карелия, Россия. Таллин, 2014.
- 6. Lukashov, A.D., Systra, Y.J. Network of faults and traces of postglacial earthquakes in the Paanajärvi National Park // Oulanka Reports 19. 1998. № 19. P. 27-31.
- Никонов А.А., Флейфель Л.Д., Королева А.О. Новый объект изучения палеосейсмодеформаций в Карелии – участок Гирвас на р. Суна // Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада Европейской части России и сопредельных стран : Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения Г.С. Бискэ. – Петрозаводск, 2017. – С. 42-46.

УДК 550.348

СЕВЕРО-ДВИНСКИЙ АКТИВНЫЙ РАЗЛОМ НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Никонов А.А.

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

В Беломорском бассейне на сочленении Фенноскандинавского кристаллического щита и Восточно-Европейской платформы давно известны весьма выразительные морфоструктуры – Кандалакшский грабен на западе и Северо-Двинский в устьевой части одноименной реки, а между ними глубокая Центрально-Беломорская впадина [1]. Западная и центральная часть Беломорья известны так же, как сейсмически активные области (землетрясения 1550 (1542), 1627, 1758, 1888, 1911, 1962 гг.) [2]. На Карте сейсмического районирования OCP-2016 оба сектора объединены в сейсмолинеамент, где считаются возможным возникновение сильных землетрясений с М = 6. На всем Европейском Севере это единственный официально признанный сейсмолинеамент, хотя, согласно новейшим исследованиям, обоснованно выделены еще два крупнейших, Мурманский продольный и Центрально-Кольский поперечный [3]. Подробные коллективные исследования последних десятилетий дали основание рассматривать Беломорскую зону как активную тектонически и сейсмически не только в западном и центральном секторах Беломорья (см. выше), но и далеко простирающуюся к юго-западу, в Карелии и Финляндии, и к юго-востоку, в нижнем и среднем течениях р. Сев. Двина. Это послужило основанием определить всю эту огромную полосу на протяжении ≥ 1000 км как трансрегиональную активную зону высшего порядка (мегаструктуру), с выделением трех главных секторов по 4-м ведущим признакам [4].

Здесь внимание сосредоточено на протяженном, но малоизвестном юго-восточном секторе, вдоль течения р. Сев. Двина, к юго-востоку от грабена в устье реки. Структурные особенности зоны в литературе отражены слабо. На картах неотектоники Двинский сектор зоны впервые начал выделять Н.И. Николаев [5], впоследствии некоторые обоснования привел Ю.М. Шварцман. Из работ текущего столетия выделяются работы специалистов группы Ф.Н. Юдахина из Института экологических проблем Севера УрО РАН в г. Архангельске [6-7]. В работе этих геологов и сейсмологов 2006 г. на основе регистрации микросейсм в долине нижнего течения р. Сев. Двина в полосе 60×20 км, в 52 точках, приведены оригинальные результаты измерений эндогенной активности. При блоковости верхней части земной коры, определявшейся ранее обычными геофизическими методами размерностью десятки км, авторы смогли путем регистрации микрособытий выявить нарушения в блоках размером несколько км и 0.1-0.2 км. Строились карты интенсивности излучения и анизотропии среды. По полученным измерениям авторы выделяют систему основных продольных, СЗ-ЮВ, и второстепенных поперечных, СВ-ЮЗ, простирания разломов и два тектонических узла, т. е. фиксируют блоковую структуру участка в виде активных и пассивных участков [7].

Вдоль основной зоны, подтверждаемой независимо при просвечивании от техногенного источника, сейсмическая активность неоднородна, она выше на перекрещивании зон. Как видно на представленных в работе [7] картах, оба таких узла располагаются в непосредственной близости к тем участкам, где русло р. Сев. Двина делает коленообразные повороты от течения к 3C3 до течения к C3. Так, геофизическими методами подтверждается морфоструктурный план, сочетание разломов на этих участках на картах новейшей тектоники и активных разломов (рис. 1, А). Примечательно, что через 7 лет после появления рассматриваемой публикации на одном из поперечных участков (разломов) к югу от устья р. Пинега, в 2013 г. возникло землетрясение с M = 3 [8].

Продольные разломы по обрамлению Усть-Двинского молодого грабена выявлены подводными геофизическими исследованиями и намечаются в виде крутых ступеней в разрезах толщ мощных речных, дельтовых и морских накоплений с позднечетвертичного времени. Что касается продольного Северо-Двинского разлома 3СЗ-ВЮВ простирания, то он на картах отражен [5, 9, 12] как весьма протяженный и с коленообразным переломом южнее устья правого притока р. Сев. Двина, р. Пинега. Сама зона продольного магистрального Северо-Двинского разлома опосредованно проявляется, как минимум, двумя природными характеристиками. Во-первых, это прямолинейность и четкая морфологическая выраженность крупной (древней) долины реки на большом протяжении, вплоть до устья р. Вычегда. Во-вторых, важен малоизвестный факт исключительной протяженности именно вдоль долины ощутимых сотрясений при мощном землетрясении 1627 г. с эпицентром в глубоководной впадине, в центре акватории Белого моря и на ВЮВ, до (или далее?) Сийского монастыря, т. е. на 300 км. Так намечается протяженная сейсмопроводящая зона в земной коре на востоке.



Рис. 1. Фрагменты карт четвертичных разломов (А) [9] и новейшей тектоники (Б) [10] и эпицентры местных землетрясений. Условные обозначения: 1 – взброс или надвиг, 2 – сброс, 3 – предполагаемый разлом 4 – новейший разлом, 5 – эпицентр, 6 – область ощутимых сотрясений при землетрясении 31.VIII.1829 [11]

По восточной части акватории Белого моря до сих пор неизвестны сведения о скольконибудь значительных землетрясениях исторического времени (за последние 500-600 лет), в том числе и в пределах Усть-Двинского грабена. Вместе с тем, слабые землетрясения здесь фиксировались, в 1847 г., 1933 г. [13], а также во второй половине XX в. [14]. Последнее из них, в 1991 г. записано инструментально и по нему появились также и макросейсмические сведения из двух пунктов на восточном берегу Горла Белого моря (Зимний берег). Обработка доступных данных привела к выводу о связи очага этого землетрясения с разломом меридионального направления, что вместе с другими геологическими данными позволяет считать активным меридиональный разлом, что однако до настоящего времени не получило отражения на специализированной карте [12].

О землетрясениях в полосе нижнего и среднего течения р. Сев. Двина было известно немного, только о событии 1829 г., причем оценки очаговых параметров давались в разных каталогах разные. В 2018 г. была выполнена целенаправленная работа по сравнению всех опубликованных решений очаговых параметров события и, главное, по привлечению первоисточников сведений о событии с их



Рис. 2. Карта выявленных пунктов с сообщениями о землетрясении 31.VIII.1829 г. и варианты положения эпицентра. Условные обозначения: 1 – пункты с конкретными описаниями признаков землетрясения; 2 – пункты с упоминаниями о землетрясениях (1 – Вериинская, 2 – Сефтренская, 3 – Кивокурская, 4 – Ягрышская, 5 – Средне-Погостская волости); 3 – пункт с неуверенными данными; 4 – эпицентры по данным разным источников: 1 – [15], 2 – [16], 3 – [13], 4 – [17], 5 – [18], 6 – [11]

подробным анализом [11]. В результате установлены 10 пунктов с зафиксированными сотрясениями 31.VIII.1829 г., намечена изосейста III балла, вытянутая вдоль долины реки Сев. Двина по аз. C3-330°, выделены три последовательных толчка, намечены эпицентр и эпицентральная область. Она оказалась соответствующей выделявшимся разломам на картах неотектоники и активных разломов [9-10, 12] (рис. 1, А, Б). Получено совершенно новое, несомненно, усовершенствование представление об этом землетрясении, с однозначными и более надежными очаговыми параметрами (рис. 2).

Таким образом, по совокупности разнородных данных, появляется возможность протянуть к востоку от центральной, осевой, широтного протяжения, части Беломорской тектонической, активно сейсмогенной, структуры, далее к ВЮВ протяженный «рукав» – продолжение, где показатели тектонической и сейсмической активности резко уменьшаются, но не исчезают.

В общем, намечается трансрегиональная Северо-Скандинавская продольная разломная (шовная) зона высшего ранга [4]. Это новейший мегалинеамент, секущий восточную часть Фенноскандинавского кристаллического щита от Ботнического грабена до Беломорской впадины и далее – северную часть Восточно-Европейской платформы. Понятно, что соотносить такого рода сейсмолинеамент, его возникновение и активность, с процессом гляциоизостазии нет оснований. Это элемент глобальной тектоники.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Шварев С.В., Никонов А.А. Морфотектоника бассейна Белого моря в сопоставлении с уточненными характеристиками исторических землетрясений. Поздне и постгляциальная история Белого моря : геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология. – М. : КДУ; Университетская книга. 2018. – С. 174-180.
- Никонов А.А. Сейсмичность Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. – Петрозаводск, 2004. Разделы : Исторические землетрясения. – С. 193-214; Сейсмогенерирующие зоны и их потенциал. – С. 230-233; Выводы. – С. 245.
- Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Зыков Д.С., Флейфель Л.Д., Родкин М.В., Королева А.О. Три активные сейсмотектонические зоны высшего ранга на севере Европейской части России : прогресс-репорт // Проблемы тектоники континентов и океанов : Материалы LI тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2019. – Т. 2. – С. 85-92.
- Никонов А.А., Шварев С.В., Зыков Д.С., Королева А.О., Флейфель Л.Д. Трансрегиональная активная тектонически и сейсмически зона Куусамо-Беломорско-Северодвинская на Севере Европы – новые обобщения геологических и сейсмических материалов // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики : Материалы LII тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2020. – Т. 2. – С. 411-415.
- 5. Карта неотектоники СССР. М., 1959.
- Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геологические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург, 2003. – 299 с.
- 7. *Юдахин Ф.Н., Шахова Е.В., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К.* Изучение разрывных нарушений на платформенных территориях (на примере Архангельской области) // Геофизика XXI столетия. 2005 г. – М. : Научный мир, 2006. – С. 290-295.
- 8. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Никонов А.А., Шаров Н.В., Конечная Я.В., Михайлова Я.А., Евтюгина З.А. Современная сейсмичность Беломорского региона // Вулканология и сейсмология. – 2019. – № 1. – С. 34-49.
- 9. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М. : Новый мир, 1999. 253 с.
- 10. *Карта* новейшей тектоники СССР и сопредельных областей / Гл. ред. Н.И. Николаев. М. : Мингео СССР, 1979. 4 л.
- 11. Никонов А.А., Флейфель Л.Д. Землетрясение 31 VIII 1829 г. в Архангельской губернии: рассмотрение и уточнение характеристик по первоисточникам и вопрос об активности Северо-Двинского разлома // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 119-129. Doi : 10.24930/1681-9004-2020-20-1-119-129.

- 12. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. № 8. С. 711-736. Doi : 10.5800/GT2017840314.
- Никонов А.А. Землетрясения севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез. – Ярославль : ВНИИГеофизика, 2000. – С. 118-119.
- 14. *Никонов А.А.* Землетрясение 1991 г. в Горле Белого моря // Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке : Материалы Всероссийской конференции. Архангельск, 15-17 сентября 2014 г. 2014. С. 185-188.
- 15. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М. : Наука, 1977. 583 с.
- Earthquake catalogue for the Former Soviet Union and borders up to 1988 / Eds. N.V. Shebalin, G. Leydecker. – Luxembourg, 1997. – 135 p.
- 17. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. – Петрозаводск, 2007. – 382 с.
- Специализированный каталог землетрясений для задач общего сейсмического районирования территории Российской Федерации / Ред. В.И. Уломов, Н.С. Медведева. [Электронный pecypc]. URL: seismos-u.ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog-CK3.pdf (дата обращения 10.08.2018).

УДК 550.343+551.243.8+551.242.5.055

ОПЫТ ОЦЕНКИ ДОЛГОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ФЕННОСКАНДИНАВСКОМ ЩИТЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КАТАЛОГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РАЗНОЙ ПОЛНОТЫ (ОХВАЧЕННОГО ВРЕМЕНИ)

Никонов А.А.¹, Шварев С.В.^{1,2}

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия

Восточную Фенноскандию долгое время относили к слабо сейсмичным или даже «асейсмичным» территориям, где не требуется предусматривать специальные меры по обеспечению сейсмостойкости зданий и инженерных сооружений. Но благодаря бурному развитию палеосейсмогеологического метода и энергичному его применению на C3 России в начале XXI века обнаружены выразительные проявления сильных землетрясений в прошлом, сотни и до нескольких тысяч лет назад [1-6 и мн. др.] (рис. 1). Одновременно в разных частях региона осуществлялось комплексное изучение проявлений молодой тектоники за последние 15-10 тыс. лет, и активных разломов за поздний плейстоцен [1-5].

В Рабочей группе по подготовке материалов по проекту составления Карты ОСР начиная с 2010 г. была поставлена за-



Рис. 1. График пополнения знаний о землетрясениях в СВ части Фенноскандинавского щита в течение последних 100 лет (по показателям I_{max} и $N(I_{\text{max}})$

дача составления для территории Восточно-Европейской платформы трех подкаталогов по

событиям инструментального, исторического и доисторического (для отдельных регионов) периодов [6-7]. Актуализация каталога событий за инструментальный период (с 1961 г.) предусматривала наращивание и проверку генезиса отдельных событий, а каталог исторических событий за столетия потребовал коренной проверки и обновления по каждому событию, с использованием первоисточников. Исследования палеоземлетрясений на Фенноскандинавском щите в начале XXI века стали совершенно новым типом разработок, они требовали длительных экспедиционных работ и создания алгоритма параметризации сейсмодеформаций в терминах и формате стандартного сейсмического каталога. Полученные новые данные, дополнившие и уточнившие каталог исторических землетрясений и существенно расширившие каталог доисторических (палео-) землетрясений регулярно передавались в Рабочую группу, но оказалось (по выходе Карты) не были использованы в Карте OCP-2016 [8].

В 2016 г. в Лаборатории оценки сейсмической опасности № 302 ИФЗ РАН было решено довести выполненную работу по ранним землетрясениям до конца в научном плане, а именно, осуществить согласно выработанному при выполнении последних вариантов карт ОСР алгоритму расчеты и представить варианты карт с использованием разработок по каталогу сильных доисторических землетрясений и по активным разломам и сейсмолинеаментам. Работа была выполнена в том же году, но не опубликована по не зависимым от авторов обстоятельствам (запрещению руководством проекта). Теперь результаты вкратце представлены в настоящей публикации в виде сопоставления авторских карт с соответствующими картами из комплекта ОСР-2016 (рис. 2).



Рис. 2. Активные разломы восточной части Фенноскандии и расчетная интенсивность возможных землетрясений по карте OCP-2016 [8] (слева) и посоставленной авторами версии 2016 г. (справа) с вероятностью сотрясений 500 лет (А), 1000 лет (В), 5000 лет (С), 10000 лет (D)

Авторские варианты карт, в стандартном для методики ОСР виде (для событий с вероятностью 500, 1000, 5000 и 10000 лет), представлены с использованием только части (8 из 24) сейсмолинеаментов восточной частиФенноскандинавского щита, ставших известными к 2016 г. [3] (рис. 1), поскольку для других, с единичными тогда событиями, таковых для корректных расчетов недостаточно. Как видно, представленные в 2016 г. материалы о сильных землетрясениях прошлого (а они ежегодно пополняются) весьма существенно меняют сложившееся мнение о слабой сейсмичности региона. Рассмотрим некоторые отличия карт А, В, С, DOCP-2016 и расчетов авторов, выполненных с использованием палеосейсмического каталога. Для карты A (T = 500 лет) (рис. 1, A) появляются две новые зоны: 1) вдоль Мурманского побережья от п-ова Рыбачий до о-ва Нокуев шириной до 100 км с расчетной балльностью до 6; 2) 7/6-балльная зона в районе северного побережья Ладожского озера. Для карты B (T = 1000 лет) (рис. 1, B) сотрясения до 6 баллов по новым данным возможны практически на всей территории Кольского полуострова, а зона от п-ова Рыбачий до о-ва Нокуев характеризуется уже 7-балльными значениями. В районе Ладожского озера расширяются зоны 6/7-балльных сотрясений, и появляется 8-балльный участок. Таким образом, отличия от оценок на Карте ОСР-2016 достигают 2 баллов. Для карты С (T = 5000 лет) (рис. 1, С) сохраняются те же отличия в 2-х баллов, только на другом уровне. Для Мурманской зоны расчетные значения достигают 9 баллов (от Териберки до Дальних Зеленцов) при расширении 8-балльной зоны от г. Киркенес до п-ова Святой Нос. А для Северо-Ладожской зона 9 баллов локализуется вдоль северного побережья, 8 баллов захватывают практически все Приладожье, а 7-балльная зона покрывает побережье Финского залива, включая Санкт-Петербург. Расчеты на 10000 лет (карта D) (рис. 1, D) принципиально не изменяют картину, хотя для Приладожья расширение зон максимальной балльности (9 баллов) на отдельных участках дает разницу в 3 балла в сравнении с Картой ОСР-2016.

В ряду геодинамических, опасных, с неизбежными серьезными рисками процессов и явлений, сейсмический фактор становится одним из весьма серьезных. В отношении землетрясений разрушительного характера необходимо подчеркнуть, что таковые, хотя и редки, но ущерб от них не локален, многофакторен (обвалы, оползни, наземные и подводные, мощные цунами, изменения ландшафтной среды), что грозит убытками на порядок (или порядки) превышающими те, что до сих пор были известны в регионе.

При рассмотрении вопроса о возможной опасности сильных землетрясений в долговременном аспекте необходимо дополнительно принимать во внимание следующее обстоятельство. Несмотря на многолетние исследования сейсмодеформаций восточной части Фенноскандинавского щита разными группами исследователей, включая и двух авторов настоящей публикации (подробнее [3-5, 9]), без сомнения, на этой обширной территории до сих пор обнаружена только малая часть таковых и мест их скоплений. И среди обнаруженных мощных сейсмопроявлений только часть могла быть представлена в виде параметрических строк конкретных землетрясений, т. е. каталогизирована. Отсюда с определенностью следует необходимость допускать существование большего числа очаговых областей и меньших интервалов повторения сильных, $M \ge 6$, событий в уже выявленных областях. Важен и установленный теперь факт возникновения разрушительных землетрясений в разных частях щита не только в период дегляциации и в раннем голоцене, но и в последние 5-3-1 тыс. лет, а также единично таковых и в последнюю тысячу лет, а на ряде участков и в последние столетия.

Значимость сильно продвинутых, выработанных на расширенной в отношении сильных землетрясений базе новых оценок долговременной сейсмической опасности в российской части Фенноскандинавского щита, определяется в первую очередь тем, что здесь размещены объекты особой важности и ответственности, ядерные, оборонные, стратегического назначения, проекты которых реализовывались многие десятилетия тому назад при совершенно ином уровне знания и понимания угроз сейсмического характера.

29 декабря 2019 г. Карта OCP-2016 была утверждена в качестве официального, т. е. обязательного для использования документа. Многолетние наработки большого коллектива

специалистов по историческим и палеоземлетрясениям в пределах российской части Фенноскандинавского кристаллического щита остались не востребованными.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Никонов А.А. Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Биске Г.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (участок «пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 591-596.
- Никонов А.А. Фенноскандия недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия. 2002 год : Материалы IV геофизических чтений им. В.В. Федынского. М. : Научный мир, 2003. С. 207-214.
- Никонов А.А., Шварев С.В. Активные разломы и сейсмолинеаменты Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности : современное состояние проблемы : Материалы XIX научно-практической конференции 7-10 октября 2014 г. Москва. Воронеж : Научная книга, 2014. С. 275-279.
- 4. Никонов А.А. Морфоструктура Европейского Заполярья (Лапландия) и ее геодинамическая интерпретация (к вопросу о соотношении гляциоизостазии и плитной тектоники) // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность : от теории к практике. VII Щукинские чтения : Материалы Всероссийской конференции. – М., 2015. – С. 163-166.
- 5. *Никонов А.А., Шварев С.В.*Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита : новые решения для последних 13 тысяч лет // Геологогеофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности : Материалы Международной конференции. Нерюнгри. – 2015. – С. 243-251.
- 6. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Землетрясения доисторического периода в системе совершенствования оценок сейсмической опасности/безопасности (Восточно-Европейская платформа и ее обрамление) // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской федерации : Материалы VII Общероссийской конференции. – М., 2011. – С. 224-227.
- 7. *Никонов А.А., Медведева Н.С., Шварев С.В.* Актуализация каталога землетрясений Европейской России в рамках подготовки комплекта карт OCP-12 // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской федерации : Материалы VII Общероссийской конференции. 15-16 декабря 2011 г. – М., 2011. – С. 221-224.
- 8. *Общее* сейсмическое районирование территории Российской Федерации / Гл. ред. В.И. Уломов и М.И. Богданов // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49-121.
- 9. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования в юго-западной части Кольского п-ва (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН. – 2016. – Т. 469. – № 2. – С. 1-5.

УДК 550.34

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ФЕНОМЕН ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Павленкова Н.И., Иогансон Л.И.

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

Геодинамический феномен Черноморско-Кавказско-Каспийского региона с центральным положением в нем Кавказского горного сооружения, ограниченного на флангах глубокими впадинами, заключается, прежде всего, в принципиально различных моделях, предложенных для объяснения его геодинамической природы. В рамках геосинклинальноплатформенной парадигмы этот регион рассматривался как тектонотип завершенного геосинклинального развития [1]. Но с появлением концепции тектоники литосферных плит в настоящее время практически общепризнанным считается, что этот регион является зоной коллизии двух плит, Восточно-Европейской и Аравийской [2-3]. При этом формирование Кавказского орогена связывается с внедрением в кору Малого Кавказа крупного блока Аравийской плиты. Последние разработки плейт-тектонической модели включают также представления об участии в становлении Кавказского орогена Эфиопско-Афарского суперплюма с его разветвлениями, непосредственно влияющими на позднейшую стадию развития орогена, ознаменовавшуюся крупными восходящими движениями [4].

Естественно, что для оценки достоверности всех этих моделей большое значение имеет проведенное в последнее время обобщение данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и сейсмологии по структуре земной коры этого региона. Наиболее надежные и детальные данные в этом плане получены по 11 протяженным профилям ГСЗ, пересекающим все основные структуры этой тектонически активной зоны. Большая часть этих профилей была выполнена МинГео СССР в 60-ые годы [5-6]. В последнее время в районе Черного моря Геофизическим институтом Украинской Академии наук совместно с западно-европейскими организациями отработаны три новых профиля, пересекающих Крым, Азовское море и восточную часть Черного моря [7-9]. Но все эти профили освещают северную часть Черноморско-Каспийского региона. Южная его часть не изучена детальными сейсмическими работами, имеются лишь некоторые сейсмологические данные [10].

Обобщение данных ГСЗ было проведено по единой методике на основе метода математического моделирования, являющейся в настоящее время основным для построения двумерных скоростных моделей земной коры и верхней мантии. Он получил широкое применение во всем мире под названием метода лучевого моделирования (ray tracing).

В целом, обработанные профили ГСЗ рисует сложное неоднородное строение коры данного региона, но в то же время наблюдается и четкая закономерность, характерная и для других регионов: под горными сооружениями Кавказа мощность коры увеличивается, а под глубокими впадинами Черного и Каспийского морей она резко сокращается [11-12]. При этом меняется тип коры, ее скоростная модель, отражающая состав вещества консолидированной ее части. В данном регионе выделяется три основных типа коры, континентальный, субконтинентальный и субокеанический [13]. Континентальная кора характеризуется мощностью порядка 30-50 км и в ее консолидированной части выделяется два основных слоя: гранито-гнейсовый со скоростями продольных волн 5.8-6.6 км/с, который охватывает две трети коры, и гранулито-базитовый слой с более высокими скоростями (6.6-7.2 км/с). Такая связь между скоростями продольных волн и составом континентальной коры была установлена по данным Кольской сверхглубокой скважины и при изучении глубинных ксенолитов. Субконтинентальная кора отличается от континентальной уменьшенной мощностью гранито-гнейсового слоя, в субокеанической коре он вообще отсутствует.

На всех профилях Черноморско-Каспийского региона наблюдается резкая смена типа коры от континентальной (гранитогнейсовой) коры к субконтинентальной и субокеанической коре. Это сложное сочетание разных типов коры на первый взгляд подтверждало предположение, что данный регион является зоной коллизии. Однако оказалось, что ряд структурных особенностей земной коры региона противоречит этому предположению. Это касается, например, коры Малого Кавказа, где на основании сделанной в последнее время интерпретации первичного экспериментального материала по Спитакскому профилю, секущему Малый Кавказ, были выявлены новые особенности коры [14]. Этот профиль был отработан в 1988 г. после Спитакского разрушительного землетрясения, но данные по нему не были опубликованы, так как вдоль него были выполнены также наблюдения методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ) и они считались тогда более информативными [15].

По Спитакскому профилю ГСЗ оказалось, что кора Малого Кавказа имеет такую же большую мощность (50-55 км), как и Большой Кавказ, хотя можно было предполагать, что невысокие горы Малого Кавказа будут иметь меньшие по амплитуде «корни» по границе М. Это объясняется аномально низкой скоростью в коре этого профиля, то есть никакого высо-

коскоростного Аравийского блока в коре Малого Кавказа, не существует. Отличительной особенностью коры Малого Кавказа является также наличие на глубине 30-35 км слоя с пониженной скоростью, ограниченного с двух сторон четкими отражающими границами. Граница М выражена в центральной части зоны в виде непрерывной отражающей границы на глубине 40-50 км. Такие четкие субгоризонтальные границы, характерные для платформенной коры, тоже не могли образоваться в зоне коллизии. И по сейсмологическим данным в верхах мантии этого региона наблюдается ослабленная высокотемпературная зона, а не блок жесткой плиты [10]. Четко выраженные отражающие границы в кровле и подошве слоя с пониженной скоростью в средней коре Малого Кавказа дают основание предполагать, что при формировании этого орогена большую роль играли изменения пластичности материала и его растекание.

Коллизионной природой трудно объяснить и строение земной коры глубоких впадин Черного и Каспийского морей. Их подошва представлена сейсмической границей, плавно погружающейся под прогибами без существенных нарушений, простое строение имеет под ними и граница М [8, 12]. Такое строение характерно для большинства глубоких впадин в пределах Восточно-Европейской платформы, например, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой, а также впадин Евразийского шельфа Атлантики [16-17]. Природа таких впадин хорошо объясняется процессами базификации коры, то есть насыщением верхней части коры мантийными интрузиями и метаморфизмом пород гранито-гнейсовго слоя [18], а также эклогитизацией вещества нижней коры, увеличивающих их сейсмическую скорость до мантийных величин, и тем самым формируя подъем границы М [19]. Образование глубоких впадин можно объяснить и потоками глубинных флюидов, преобразующих гранито-гнейсовый слой коры, увеличивающих его пластичность и инициирующих его растекание из-под формирующихся прогибов [17]. В результате этих процессов происходит постепенное преобразование континентальной коры в субконтинентальную, а затем в субокеаническую, с медленным и равномерным погружением фундамента и подъемом Мохо без резких изменений структуры этих границ и заполняющих впадины осадочных слоев. Такое строение трудно сочетать с понятиями коллизии.

Нужно отметить, что влияние глубинных флюидов на формирование структуры земной коры не только глубоких впадин, но и горных сооружений, хорошо изучено нефтяниками на примере Кавказского региона [20-21]. Флюиды несут с собой не только большой объем энергии, но и глубинное вещество, меняющее состав коры и формирующие различные месторождения от нефте-газовых до алмазных.

Важные данные о глубинном строении Черноморско-Каспийского региона получены сейсмологическими исследованиями при изучении особенностей распределения очагов землетрясений с глубиной и по площади. Эти данные использовались для детального изучения земной коры [22] и структуры верхней мантии. [23-25]. По этим данным в регионе выделяется две полосы наиболее интенсивной сейсмичности, которые трассируют практически параллельные глубинные нарушения, ограничивающие Кавказ и глубоководные части Черного и Каспийского морей [23]. Закономерное распределению очагов глубоких землетрясений и соответствующих протяженных глубинных разломов правильной линейной формы трудно объяснить коллизией литосферных плит, это могло быть просто их раздвижением. Такое предположение подтверждается и резкой сменой типа коры вдоль северного разлома: континентальная кора меняется на субконтинентальную.

Но кроме этих главных субширотных разломных зон в этом регионе выделяются два трансформных разлома. В районе Кавказа это хорошо изученные по геологическим данным Восточно-Анатолийский и Алахани-Махачкалийский разломы [24]. В Черном море глубинное нарушение прослеживается вдоль Центрально-Черноморского поднятия, четко выраженное в рельефе фундамента, но землетрясения вдоль него имеют большую глубину и магнитуду, характерные для глубоких разломов [25]. Возможно, именно эти разломы, трансформные относительно основной структурной направленности региона, и наблюдаемая по ним повы-

шенная неоднородность коры, хорошо выраженная в геофизических полях, в рельефе и приповерхностной геологии, явились основой для предположения о коллизионной природе этой зоны. Но глубинное строение коры мало меняется вдоль этих разломов, то есть они не могут быть краями внедрившихся литосферных плит.

Таким образом, главными структурными особенностями Черноморско-Кавказско-Каспийского региона, которые трудно объяснить коллизионной его природой является: (1) четко выраженная линейность субширотных глубинных разломов, ограничивающих эту тектонически активную зону, (2) платформенный характер формирования глубоких впадин Черного и Каспийского морей, (3) относительно спокойное субгоризонтальное залегание протяженных сейсмических границ в коре горных систем и во впадинах.

Более естественным является предположение, что такая кора образовалась в результате раздвижения Восточно-Европейской и Аравийской плит с переработкой окраин этих плит магматическими излияниями. Большой объем этих излияний хорошо выражен в структуре земной коры. В районе межгорного прогиба между Большим и Малым Кавказом (Рионо-Куринской впадины) по профилю Сухуми-Массалы наблюдаются многочисленные мантийные интрузии, пронизывающие всю кору. Крупные пластовые интрузии выделены и в коре Малого Кавказа [14]. В верхней гранито-гнейсовой ее части, на глубине 5-15 км, выделяется протяженный блок с повышенной (базитовой) скоростью *Р*-волн (более 6.6 км/с) и аномально высокой скоростью *S*-волн (4.0-4.1 км/с), а в низах коры в базитовом слое скорости, напротив, понижены (6.7-6.8 км/с относительно 6.7-7.2 км/с в коре Большого Кавказа). Это означает, что формирование Малого Кавказа происходило в сходных с Куринской впадиной геодинамических условиях, при которых большую роль играли разрывы с внедрением глубинного вещества. Эти внедрения увеличивали общую мощность коры, что могло привести к относительным подвижкам отдельных ее блоков и слоев с образованием внутренних надвигов.

Следует отметить еще одну важнейшую особенность строения этого региона: это парагенез высочайшего горного сооружения с глубокими впадинами субокеанического типа на его флангах. Обе впадины имеют чрезвычайно молодой возраст и беспрецедентную для геологических процессов скорость погружения. Эти процессы корреспондируются с новейшими поднятиями Кавказской горной страны, но интенсивность погружения превосходила масштабы поднятия. Сопряженность процессов глубокого погружения впадин с переработкой континентальной коры с поднятием горного сооружения при практически одновременном погружении (если не обрушений) впадин и роста Кавказского орогена согласуется с отмеченным выше предположением о формировании в этом регионе мощного аномального объема верхней мантии. В этом случае его центральная часть, очевидно, располагалась в районе Кавказа, и его интенсивность затухала в районе Черного и Каспийского морей. Подобное предположение подтверждается новыми данными о скоростном строении коры под Главным, Боковым и Скалистым хребтами Большего Кавказа. Здесь на глубинах 10-45-50 км обнаружено клиновидное низкоскоростное тело каплеобразной формы, сложенное относительно более легким материалом, чем залегающие под крыльями мегантиклинория высокоскоростные толщи коры [22]. Авторы этой работы полагают, что полученные результаты подтверждают адвективную диапировую модель развития подвижных систем. По-видимому, менялся и состав привнесенного в кору мантийного вещества: в районе Кавказа это был активный магматизм, нарастивший континентальную кору, а в соседних, возможно, лишь поток энергоемких глубинных флюидов, способствующих формированию глубоких впадин с субокеанической корой. Однако пространственная связь Кавказского орогена и расположенных на его флангах глубоких впадин, практически одновременное их погружение с образованием высокогорной страны вследствие разнонаправленных тектонических движений свидетельствуют, вероятно, о каком-то связанном механизме их образования. Можно предполагать сложный компенсационный механизм с глубинным перераспределением масс.

Нерешенной проблемой остается природа Каспийского моря. Есть предположение, что это – единая структура с глубоким прогибом в южной части и Прикаспийской впадиной

на севере, и она является продолжением Черноморско-Каспийской зоны. Несомненно, генетическая связь между глубокими впадинами Каспийского моря существует, они обе расположены на краях Восточно-Европейской платформы, но их природа существенно разная. Южно-Каспийская впадина молодая и она четко отделена от мощной континентального типа коры платформы глубинным разломом, ограничивающим с севера всю Черноморско-Каспийскую шовную зону. Прикаспийская впадина древняя и сформировалась она в платформенных условиях.

Выводы. Таким образом, геофизические данные о структуре земной коры и верхов мантии в Черноморско-Каказско-Каспийском регионе не подтверждают плейт-тектоническую версию о коллизионной природе этой зоны. Это – шовная зона между Восточно-Европейской и Аравийской плитами, ограниченная разломами с правильной линейной формой. Земная кора внутри этой зоны переработана адвекцией мантийного материала, в виде крупных внедрений в районе Кавказа и базификации коры энергоемкими потоками глубинных флюидов в районе глубоких морских впадин.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Иогансон Л.И*. Обобщающие тектонические гипотезы В.В. Белоусова // Отд. Геол. М. : БМОИП, 2012. Т. 87. № 4. С. 80-84.
- Sosson M., Stephenson R., Sheremet Y. et al. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous : New evidence to constrain its tectonic evolution // Comptes Rendus Geosience. – 2016. – V. 348. – P. 23-32.
- Stampeli G.M., Kozur H.W. Europe from the Variscan to the Alpine cycles / D.G.Gee, R.A.Stephenson (Eds.) European Lithosphere Dynamics // Geological Society, Memoir. – London, 2006. – № 32. – P. 57-82.
- 4. *Trifonov V.G., Sokolov S.Yu.* Structure of the mantle and tectonic zoning of the central Alpine-Himalayan belt // Geodynamics and Tectonophysics. 2018. V. 9(4). P. 1127-1145.
- 5. Баранова Е.П., Краснопевцева Г.В., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Альпийская геосинклиналь Кавказа / Отв. ред. Зверев С.М., Косминская И.П. // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. – М. : Наука, 1980. – С. 110-116.
- 6. *Раджабов М.М.* Определение сейсмической модели консолидироанной коры на примере Нижнекуринской впадины // Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азердбайжана. – Баку, 1974. – ЭЛМ.
- Yegorova T., Gobarenko V. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications // Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (Eds. Sosson M. et al.). Geological Society, Special Publications. – 2010. – V. 340. – P.23-42.
- 8. *Starostenko V. et al.* Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 211-233.
- Starostenko V., Janik T., Yegorova T., et al. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // Geophys. J. Int. – 2015. – V. 201. – P. 406-428.
- 10. Salah M.K., Sabin S. 3D crustal velocity and V_P/V_S structure beneath Southeast Anatolia and their geodynamic implications // Геофизический Журнал. 2019. Т. 41. № 2. С. 122-140.
- 11. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16-25.
- 12. Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофизический журнал. 1990. Т. 12. № 5. С. 60-67.
- 13. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 3-14.
- 14. *Павленкова Г.А.* Структура земной коры Малого Кавказа по данным глубинного сейсмического зондирования // Геофизические исследования. 2019. № 1. С. 65-79

- 15. Щукин Ю.К., Астахов А.К., Белов А.А. и др. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. 1998. № 5. С. 54-666.
- 16. Иогансон Л.И. Консолидированная кора ключ для понимания природы осадочных бассейнов. Ленинградская школа литологии. – С-Петербург, 2012. – Т. 1. – С. 55-57.
- 17. Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А. Земная кора глубоких платформенных впадин Северной Евразии и природа их формирования // Физика Земли. 2016. № 5. С. 150-164.
- 18. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М. : Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- 19. Артюшков Е.В., Посёлов В.А. Образование глубоководных впадин в российском секторе Амеразийского бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 680-684.
- 20. Исмаил-Заде А.Д. Идентичность изотопной эвалюции углеводородного флюида разновозрастных нефтяных и газовых месторождений Южно-Каспийской впадины индикатор трансформации единого эндогенного режима // Презентация на 5 Кудрявцевских Чтениях. Баку, 2016.
- 21. *Арутюнян А.В.* Геофлюиды, нефть, вода, кимберлиты и алмазы : генезис, миграция и аккумуляция в земной коре (на примере Малого Кавказа) // Глубинная нефть : электронный журнал. – 2013. – Т. 1. – № 3. – С. 316-327.
- 22. Горбатиков А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю. и др. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли. – 2015. – № 1. – С. 3-14.
- 23. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 7. С. 31-45.
- 24. Дуда С., Фастофф С., Кайзер Д. Спитакское землетрясение 7 декабря 1998 г. : параметры очага по широкополосным записям Центральной сейсмологической обсерватории ФРГ // Физика Земли. 1991. № 11. С. 27-38.
- 25. Гобаренко В.С., Яновская Т.В. Скоростное строение верхней части мантии Черного моря // Геофизический журнал. – 2011. – Т. 3. – С. 62-74.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ «РАМА» РОССИЙСКОГО СЕКТОРА ЕВРАЗИИ И ЕЁ ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Полетаев А.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В материалах XVIII Международной конференции [Геологическая среда..., 2012] опубликован материал ««Особые» структурные формы геологического пространства» [Полетаев, 2012, с. 274-279].

В материалах XXI-ой Научно-практической Щукинской конференции... [Результаты комплексного изучения..., 2018] на основе данных, изложенных в материалах XVIII конференции, опубликован материал «Тектоническая «рама» Русской плиты и её возможное геодинамическое значение» [Полетаев, 2018, с. 303-306].



Юрий Константинович Щукин (1937-2012) // Геологическая среда... Приложения. – 2012. – С. 55

За последние годы были собраны и проанализированы многочисленные материалы различных исследователей, которые позволили значительно расширить и углубить представления, изложенные в двух предыдущих работах [Полетаев, 2019].

За основу была взята известная схема, составленная Ю.К. Щукиным (рис. 1).





Рис. 2. Динамические условия Российского сектора Евразии на базе схемы тектоники плит и их скоростей движения // География. 6 кл. : Атлас. – 4-е изд., стеретот. – М. : Дрофа; Издательство ДИК, 2013. – 32 с. : карт, ил. [Полетаев, 2019]

Рис. 1. Зоны динамического влияния коллизионных поясов на территории Восточно-Европейской и Скифской платформ [по: Щукин, 1996]: 1 – фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности (Балтийский, Украинский щиты); 2 – каледониды и фронт каледонских покровов; 3 – варисциды Урала и варисский фронт; 4 – альпиды и альпийский фронт; 5 – зона Тессейра-Торнквиста (ТГЗ); 6 – преобладающие направления коллизионного сжатия; 7 – 9 – зоны динамического влияния: 7 – каледонид Скандинавии, 8 – варисцид Урала, 9 – альпид Кавказа (а) и Карпат (б); 10 – районы развития структур сжатия в осадочном чехле

В результате были сделаны следующие выводы: Современные геодинамические условия Российского сектора Евразии определяются всесторонним, но неравномерным – субширотным и субмеридиональным – сжатием (рис. 2). Субмеридиональное сжатие преобладает, доказательством чего являются планетарные клиновидные структуры, выделенные независимыми авторами (рис. 3, *a-в*).



Рис. 3, а. Крупнейшие структуры литосферы и их соотношения с зонами глобального скалывания [Расцветаев..., 1980, с. 148; 1997, с. 551]. Доальпийские ядра стабилизации континентов: 1 – древние платформы (Ав – Австралийская, Аф – Африканская, ВЕ – Восточно-Европейская, И – Индийская, К – Китайская, С – Сибирская, СА – Северо-Американская, ЮА – Южно-Американская); 2 – молодые платформы. Альпийские структуры: 3 – области проявления позднеальпийской складчатости на континентах (орогенные пояса): а – более интенсивной (в основном эпигеосинклинальной), б – менее интенсивной (в основном эпиплатформенной); 4-6 – главнейшие системы позднеальпийских дислокаций на континентах и в переходных зонах (а) и в океанах (б): 4 – взбросы и надвиги, 5 – сдвиги и зоны сдвиговых деформаций, 6 – раздвиги и сбросо-грабеновые системы; 7 – зоны глобального скалывания (критические диагонали) и узлы их пересечения (главные центры деформации)



Рис. 3, б. Соотношение докембрийских структурно-вещественных комплексов и элементов планетарной структуры 1 – 111 рангов [Сенин, **1985, с. 283]:** 1 – эпикарельские платформы; 2-3 – массивы дорифейской консолидации; 4 – массивы позднерифейской – делийской и байкальской консолидации в Африке; 5 – выходы докембрийских пород на геологических картах Европы и Азии: 6 – границы планетарных поясов 1 ранга – мегавалов (1 и 111) и мегадепрессий (11) в соответствии с их отражением в рельефе; 7 – элементы планетарной ортогональной структуры 11 и 111 ранго; 8 – элементы планетарной диагональной структуры 11 и 111 рангов; 9 – зона высоких градиентов мощности чехла Восточно-Европейской платформы (с сокращениями)



Рис. 3, в. Линеаментные структуры Восточного полушария Земли (планетарный масштаб): Линеаментные зоны: 1 – 1 – Североморско-Индонезийская, 11 – 11 – Африкано-Чукотская; 1 – линеаменты: КК – Крымско-Копетдагский, КИ – Калахари-Индский, ИЛ – Ирано-Ленский; 2-3 – предполагаемая кинематика: 2 – сдвиговая, 3 – сбросовая; 4 – зона интенсивного межблокового разрушения. Блоки: А, Б – опускания: А – умеренного, Б – максимального; В, Г – воздымания: В – умеренного, Г – максимального [по: Полетаев, 1986, с. 114]

Среди субмеридионального сжатия доминирует *коллизионное* направление – с юга на север. Среди субширотного сжатия доминирует *субдукционное* направление – с востока на запад, доказательством чего являются дуговые структуры, развитые в процессе активной субдукции Тихоокеанской плиты под восточные берега Евразии. Умеренное сжатие – с запада и севера – обязано *спредингу* Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Планетарная структура Восточного полушария Земли определяется взаимодействием двух клиновидных блоков – континентального Российского сектора Евразии (с севера) и Индоокеанского (с юга), выделенных, как показано выше, независимыми исследованиями (рис. 3, *a-в*).

Юго-западная и юго-восточная границы / «рамы» северного – Российского – клиновидного блока скрыты под осадочными толщами альпийского горно-складчатого пояса и были намечены / предположены с помощью специальных геологических (рис. 4) и геофизических (рис. 5) методов в середине 80-х годов прошлого века.

Но через 15 лет появились абсолютно независимые и никоим образом не связанные с предыдущими исследованиями геологические данные, которые подтвердили клиновидный характер глубинной границы Восточно-Европейской и Африканской платформ, т. е. югозападной границы / «рамы» Евразийского клиновидного блока (рис. 6).



Рис. 4. Линеаментная тектоника зоны сочленения платформ Евразии и Гондваны [Полетаев и др., 1984]: а – Средиземноморский складчатый пояс: б – платформы; в – е – линеаменты и их простирания: в – субмеридиональные, г – субширотные, д – северо-восточные, е – северо-западные; ж – клинья, образованные линеаментами: 1 – Южно-Паннонский, 2 – Крымскмй, 3 – Южно-Уральский, 4 – Генуэзский, 5 – Северо-Ионический, 6 – Критский, 7 – Кипрский, 8 – Северо-Аравийский, 9 – Кушкинский, 10 – Таримский, 11 – Ливийский, 12 – Северо-Индостанский; 3,4 – направления смещений крыльев: 3 – вертикальное, 4 – горизонтальное; к – направление сжимающих усилий; л – названия субмеридиональных линеаментных зон: 1 – Пиренейская, 11 – Альпийская, 111 – Балканская, 1V – Крымская (Анатолийская), V – Кавказская, V1– Копетдагская, V11 – Гималайская



Рис. 5. Схема положения сейсмически активных блоков земной коры (деформационных систем дислокаций – ДСД) Альпийского и Центрально-Азиатского поясов [по: Щукин и др., 1984: из кн: «Исследование земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР», 1984]. 1 – основные границы сейсмически активных блоков земной коры (ДСД); 2 – возможное положение этих границ; 3 – границы сейсмически активных блоков подчинённого значения; 4 – то же в пределах Юга СССР; 5 – внутренние коровые разломы ДСД; 6 – наложенная Южно-Тяньшаньская зона коровых разломов; 7 – направления сдвигов; 8 – направление векторов сжатия в земной коре; 9 – возможные направления сейсмических ограничений ДСД; 10 – зоны проявления очаговой сейсмичности, связанной с мантией; 11 – выходы складчатых комплексов в горных поясах. ДСД первого порядка: А – Альпийская; Б – Эллинская; В – Анатолийско-Черноморская; Г – Иранская; Д – Белуджистанская; E – Ассамская. ДСД второго порядка: 1– Анатолийская; 2 – Мендересская, 3 – Крымско-Карпатская, 4 – Кавказская, 5 – Кубадаг-Копетдагская, 6 – Тянь-Шаньско-Памирская

Примечание: в подрисуночных подписях специально сохраняется терминология 80-х годов прошлого века, когда клиновидные структуры практически не рассматривались и, соответственно, клиновидная терминология не употреблялась. – А.П.



Рис. 6. Соотношение офиолитовых сутур и активных разломов Средиземноморского складчатого пояса к западу от Аравийского синтаксиса [по: Короновский и др., 2000; Ломизе, 2000] из [Короновский, Ломизе, 2001]: 1, 2 – континентальное обрамление складчатого пояса: 1 – евразийское, 2 – аравийское; 3 – офиолиты, офиолитовые меланжи и олистостромы; 4 – линия офиолитовой сутуры Измир – Анкара – Эрзинджан; 5 – разломы, главным образом сдвиги, среди них Северо-Анатолийский (1) и Восточно-Анатолийский (11); 6 – надвиги; 7 – движение Аравийского индентора; 8 – решения механизмов сейсмических очагов. Офиолитовые сутуры, в том числе вовлечённые в шарнирование: В – Внутрипонтийская, ЭМ – Эрзинджан-Малокавказская, ИАЭ – Измир – Анкара – Эрзинджан, А – Анталья, МЭ – Мерсин – Эрзинджан, ВТ – Восточно – Таврская. Из ст.: Короновский Н.В., Ломизе М.Г. – Концепция глубинных разломов и тектоника плит // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – М. : Научный мир, 2001. – С. 344-373.

Можно констатировать, что идеи А.П. Карпинского (1888) о клиновидной структуре континентов, поддержанные и развитые в работах А.А. Григорьева (1935), Л.И. Красного (2006) и других исследователей, но какое-то время остававшиеся в тени «магистральных» геологических исследований, находят своё дальнейшее независимое продолжение.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Григорьев А.А.* В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара // Проблемы физической географии. Л. : Географический ин-т АН СССР, 1935. Т. 11. С. 3-40.
- 2. *Карпинский А.П*. О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов // Горный журнал. 1888. № 2. С. 252-269 // Собрание сочинений. М.-Л. : Изд-во АН СССР, 1939. Т. 11. С. 29-46.
- 3. *Красный Л.И.* К тектонике и терминологии неординарных структур Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Регион. геология и металлогения. 2006. № 28. С. 5-12.
- 4. Полетаев А.И. Сейсмотектоника зоны Главного Копетдагского разлома. М. : Наука, 1986. 134 с.
- 5. Полетаев А.И. Клиновидные структуры земной коры // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 4-5. С. 40-50.
- Полетаев А.И. Особые структурные формы земной коры и современные динамические условия Российского сектора Евразии / Прикладные аспекты динамической геологии : Материалы Всерос. науч. конференции, посвящённой 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). 26-28 сентября 2019 г. – М. : Изд-во ПЕРО, 2019. – С. 242-257.
- 7. Полетаев А.И., Кац Я.Г., Румянцева Э.Ф., Тевелев А.В. Природа линеаментов и их роль в изучении современной геодинамики (на примере сочленения платформ Евразии и Гондваны) // Тезисы 27 МГК. М., 1984. Т. VIII. С. 244. С. 245.

- 8. *Расцветаев Л.М.* Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб. : Наука, 1997. С. 547-559.
- 9. *Сенин Б.В.* Планетарные линейные объекты и их иерархия по геолого-геоморфологическим, гравиметрическим и космосъёмочным данным высоких уровней генерализации // Космическая информация в геологии. М. : Наука, 1985. С. 276-287.
- 10. Щукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. Спец. выпуск. – 1996. – № 13. – С. 6-11.

УДК 528.27:550.34.06

ВЗАИМОСВЯЗЬ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЩУЧЬИНСКОГО РАЙОНА

Пономарева Т.А.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Уральская складчатая область имеет выраженную продольную тектоническую зональность. Здесь выделяются Западно- и Восточно-Уральская мегазоны. Щучьинский синклинорий расположен в Восточно-Уральской мегазоне и является крайней северной частью Тагило-Магнитогорского мегасинклинирия [1-2]. В литературе Щучьинский синклинорий известен также как Щучьинский выступ [3] и Щучьинская антиформа [4].

Кроме многообразия тектонических представлений на район исследования, дискуссионными остаются также вопросы, касающиеся условий образования, возраста, структурной эволюции отдельных комплексов пород Щучьинского синклинория, как, например, малыкский комплекс. Одни исследователи считают, что комплекс, представленный гнейсо-габброамфиболитами, является продуктом метаморфических преобразований габброноритов или габбро-гнейсов, которые в свою очередь являются ультравысокотемпературными метаморфическими породами (гранулитами основного состава) дорифейского возраста [5-6]. Другими авторами данный комплекс сопоставляется с производными мафического основания альпинатипных гипербазитов Полярного Урала и, соответственно, образование этого комплекса связывается с историей уралид [7, 4].

Главное внимание наших исследований сосредоточено на создании некой формальной глубинной модели среды, рассчитанной по геофизическим данным, где была бы отражена связь выделенных региональных и локальных элементов гравитационного поля с наблюденными на поверхности особенностями геологического строения Щучьинского синклинория. Учитывая неоднозначность интерпретации геофизических методов и недостаток прямых сведений о свойствах пород земной коры и пространственном положении структурновещественных комплексов в земной коре, процесс интерпретации гравитационного поля реализовывался в комплексе с данными ГСЗ (глубинного сейсмического зондирования). В процессе интерпретации геофизического материала ставились следующие задачи: вычисление и анализ локальной составляющей поля силы тяжести; выявление связи локальных аномалий с определенными геологическими формациями; установление глубины залегания нижних кромок геологических образований, имеющих выход на земную поверхность; определение месторасположения источников гравитационных аномалий и построение геолого-геофизической модели земной коры. Полученные и представленные результаты интерпретации геофизического материала на данном этапе исследований следует рассматривать как предварительные, которые с появлением новых данных впоследствии будут уточняться.

В процессе выяснения природы гравитационных аномалий Щучьинского синклинория привлекались все имеющиеся данные о физических свойствах пород. При этом информация

о петрофизических характеристиках пород района используется в следующем порядке: значения плотности пород с обнаженной части исследуемого района измерялись в лабораторных условиях, сопоставлялось с материалами производственных отчетов по геологическим съемкам прошлых лет, а плотностные свойства глубинных структурно-вещественных комплексов и подкомплексов земной коры рассчитывались с помощью корреляционных зависимостей между плотностью и скоростью продольных волн, зарегистрированных сейсмическими ГСЗ-МОГТ.

Итак, весь Щучьинский синклинория в наблюденном гравитационном поле отражается в виде ассиметричной положительной кольцевой аномалии. Наиболее интенсивная часть (более 110 мГал) гравитационного максимума $\Delta g_{\rm b}$ расположена на западе и обусловлена высокоплотными породами базит-гипербазитового комплекса (сыумкеуской офиолитовой ассоциацией) и малыкского гранулит-метабазитового комплекса. В восточном направлении график кривой поля силы тяжести постепенно выполаживается и снижается по интенсивности с 30 до минус 15 Мгал. Снижение интенсивности поля силы тяжести связано с распространением на востоке вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. С юга на север Щучьинский синклинорий отделен линейно-вытянутыми в северо-западном направлении отрицательными аномалиями, которым в плане соответствуют Лонготюганский и Байдарацкий широтные разломы. На западе район исследований контактирует по Главному Уральскому разлому с породами няровейской серии, представленной зеленосланцевыми метавулканитами и метаосадочными породами рифейского возраста.

Результатом качественной и количественной интерпретации гравитационного поля от источников, расположенных в близповерхностном слое, стала призмообразная модель среды со средней плотностью 2.8×10^{-3} кг/м³ и различными углами боковых граней [8], определяющими распространение комплексов в верхней части земной коры до глубины 5-6 км, более крутыми на северо-западе и пологими на юго-востоке. Анализ локальных аномалий поля силы тяжести и оценки глубин, полученные при количественной интерпретации, позволили проследить плотностную дифференциацию внутри призмообразного тела, а также установить фактическую связь отдельных его элементов с определенными породами Щучьинского района. Так, вариации плотности пород Щучьинского района выглядят следующим образом: блоку пород со средней плотностью 2.95×10^{-3} кг/м³ соответствуют сыумкеуский гипербазит-пироксенитовый комплекс мощностью до 3.5 км; блоку пород с плотностью 2.9×10^{-3} кг/м³ в плане соответствуют малыкский комплекс гранулитов основного состава мощностью до 4 км; блок пород с плотностью 2.7×10^{-3} кг/м³ приурочен к Масловскому габброидному комплексу мощностью до 2 км; следующие два блока пород с плотностями $2.8 - 2.85 \times 10^{-3}$ кг/м³ соотносятся с вулканогенно-осадочными и карбонатными породами небольшой мощности до 1 км.

Однако при сравнении рассчитанной и плотностной, полученной в результате использования корреляционных зависимостей между плотность и скоростью, моделей отмечается значительное расхождение по плотности. Это позволяет сделать предположение о том, что значительное влияние на гравитационный максимум имеют глубинные источники.

При интерпретации поля силы тяжести от источников, расположенных на глубине 10 км и глубже в земной коре, использовался комплексный метод моделирования, в процессе которого к наблюденному полю силы подбирается модельный разрез земной коры, структурные границы которого соотносимы с сейсмическими данными по профилю ГСЗ «АГАТ-II» [9]. Учитывая расслоенный характер строения земной коры и верхней мантии региона исследований, расчет глубин залегания источников аномальных масс решается традиционным методом геологического редуцирования, последовательным вычитанием из суммарного поля тех составляющих, которые связаны с основными границами структурно-вещественных комплексов и подкомплексов. Средние значения плотностей земных слоев получены путем сравнения плотностей, вычисленных при решении прямых и обратных гравиметрических задач и рассчитанных по корреляционным зависимостям V_P/σ . В результате плотностная характеристика разреза земной коры Полярного Урала имеет следующие характеристики: зеленосланцевый с плотностью (σ)

2.6×10⁻³ кг/м³; диоритогнейсовый подкомплекс с σ 2.83-2.89×10⁻³ кг/м³, входящий в состав гнейсо-гранулитового комплекса; гранулитметабазитовый комплекс с σ 3.0×10⁻³ кг/м³.

Таким образом, результаты комплексной интерпретации геофизических полей над Щучьинским синклинорий показывают, что значительный вклад в гравитационный максимум вносят породы базит-гипербазитового комплекса, выходящего на земную поверхность, а также гнейсо-гранулитовый подкомплекс земной коры мощностью свыше 22 км. Отмеченное увеличение мощности данного подкомплекса и повышение его верхней границы происходит за счет подьема нижележащего гранулитметабазитового комплекса.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Тектоника Урала / А.В Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. М. : Наука, 1977. 119 с.
- 2. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М. : Наука, 1979. 188 с.
- 3. *Каныгин А. В., Сараев С. В. и др.* Палеозой Щучьинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 59-78.
- Кузнецов Н.Б., Куликова К.В. Вещественные комплексы и структуры Сыумкеу-Щучьинского района Полярного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразования. – Екатеринбург : ИГГ УРО РАН, 2007. – С. 309-347.
- 5. *Казак А.П.* Глаукафансланцевые формации Севера Урала / Петрология и минералогия метаморфический формаций Сибири. Новосибирск, 1882. С. 143-150.
- 6. *Глубинное* строение Тимано-Североуральсккого региона / А.М. Пыстин, В.А Андреичев. О.В.Удоратина и др. – Сыктывкар : Геопринт, 2011. – 264 с.
- 7. *Ремизов Д.Н.* Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). – Екатеринбург : УрО РАН, 2004. – 221 с.
- Пономарева Т.А., Куликова К.В., Кузнецов Н.Б. Гравитационная модель Сыумкеу-Щучьинского района (Полярный Урал) // Восьмые геофизические чтения имени В.В. Федынского. – М., 2006. – С.86-87.
- 9. *Лыюрова (Пономарева) Т.А.* Глубинное строение Полярного Урала : автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар : Геопринт, 1997. 16 с.

УДК 551.24

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

В пределах запада Туранской плиты на п-ове Мангышлак на многих площадях под отложениями триаса вскрыт сероцветный морской комплекс пород палеозоя. Среди изучавших их исследователей нет единства во взглядах о структурно-формационной и тектонической принадлежности отложений, степени постседиментационных преобразований и дислоцированности. В связи с этим одни авторы относят их к фундаменту, другие – к переходному комплексу или даже к платформенному чехлу [1-4, 6 и др.]. Выполненное нами детальное изучение палеозойских отложений позволяет говорить о наличии в составе палеозойско-го разреза двух литодинамических комплексов: 1) комплекс пород, подвергшихся интенсивным деформациям и метаморфизованных на зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма, прорванных в пределах выступов гранитоидными интрузиями заключительных этапов варисского тектогенеза и 2) относительно слабо метаморфизованный (стадии глубокого катагенеза и метагенеза, реже – начальные стадии зеленосланцевого метаморфизма) комплекс нижних моласс.

Метаморфизованный комплекс пород нижнего структурного яруса вскрыт в разрезах скважин, расположенных в пределах таких платформенных структур, как Песчаномысско-Ракушечная зоны поднятий (ПРЗП), Карагиинская седловина (КС), западная периклиналь Беке-Башкудукского вала (ББВ) (рис. 1). Представлен он первично-терригенными, реже карбонатнотерригенными отложениями, метаморфизованные на стадии хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма, прорванных в пределах выступов гранитоидами каменноугольного возраста и дайками различного состава [5-7]. В приконтактовых зонах интрузий вмещающие породы претерпели наиболее интенсивные преобразования за счет явлений контактового метаморфизма, выразившиеся в ороговиковании пород, появлении более высокотемпературных парагенезисов минералов. По мере же удаления от интрузива процессы термального воздействия ослабевают, отражаясь в возникновении узловатых стяжений в некоторых чисто слюдистых прослоях. В скважинах или же интервалах, отстоящих на значительном расстоянии от интрузива, отмечаются случаи присутствия пород,



Рис. 1. П-ов Мангышлак. Схема расположения площадей, на которых бурением вскрыт палеозой. Черные кружки – площади, на которых под отложениями триаса вскрыты породы нижнего структурного яруса фундамента: 1 – Оймаша, 2 – Жантанат, 3 – Жага, 4 – Северный Ащисор, 5 – Ащисор, 6 – Северный Ташкум, 7 – Ташкум, 8 – Жиланды, 9 – Ашиагар, 10 – Северное Карагие, 11 – Сартюбе, 12 – Алатюбе, 13 – Атамбай, 14 – Бортовое, 15 – Саура-Сегенды, 16 – Сегенды. «Пустые» кружки – площади, на которых вскрыты породы верхнего структурного яруса: 17 – Ракушечномысская, 18 – Северо-Ракушечная, 19 – Северо-Западный Жетыбай, 20 – Западный Жетыбай, 21 – Тарлы-Күйжак, 22 – Придорожная, 23 – Жетыбай, 24 – Бектурлы, 25 – Южный Жетыбай, 26 – Кенестюбе, 27 – Саукудук, 28 – Баканд, 29 – Тортобе. Штриховкой показана зона отсутствия отложений верхнего структурного яруса. Тектонические элементы: ЧП – Чакырганский прогиб, ББВ – Беке-Башкудукский вал, ЖУС – Жетыбай-Узеньская ступень, СД – Сегендыкская депрессия, КС – Карагиинская седловина, ЖД – Жазгурлинская депрессия, ПРЗП – Песчаномысско-Ракушечная зона поднятий

измененных на стадии глубокого метагенеза, сохранивших в значительной мере отдельные черты исходных осадочных толщ. Породы дислоцированы: углы падения слоев, замеренные в керне, колеблются в широких пределах вплоть до вертикальных.

Как было показано ранее [5-6], сохранность обломочного материала в процессе глубоких катагенетических преобразований породы во многом обусловлена его сгруженностью, сортировкой, размерами и формой, т. е. характером первоначальной структуры. Так, сохранность обломков наилучшая там, где псаммитовые зерна хорошо отсортированы по размерам и количественно не превышают 60 % всего объема породы, будучи разобщены и «запечатаны» цементом базального типа. Несколько по-иному преобразованы терригенные компоненты других пород, отличающихся большей насыщенностью и худшей отсортированностью обломков, которые зачастую превращены в сланцы с едва уловимыми признаками бластопсаммитовых структур. Между этими и предыдущими породами имеются многочисленные промежуточные разности.

Поскольку перечисленные метаморфогенные преобразования проявлены в рассматриваемых породах крайне неравномерно, предопределенные исходным составом и типом структур осадочных пород, да еще в случае наложения контактового метаморфизма на эти процессы, то, будучи взятые в отдельности даже из близрасположенных интервалов разреза, они могут привести (и уже приводят) исследователей к заключению о наличии в разрезе нижнего структурного этажа тектонически разнородных толщ.

В сланцах обнаружены миоспоры и акритархи, распространенные в палеозое, а также водорослевые формы и обрывки растительных тканей, иногда отпечатки древесины [7].

Осадочный комплекс верхнего палеозоя пройден скважинами в юго-восточной части ПРЗП и на площадях, расположенных в западной части Жетыбай-Узеньской тектонической ступени (ЖУС) и в зоне ее сочленения с Жазгурлинской депрессией (ЖД) и ББВ (рис. 1).

Породы дислоцированы: углы падения слоев достигают 60° и более. Перекрывающие их мезозойские отложения залегают с резко выраженным угловым несогласием. Разрез сложен терригенными породами, в составе которых ведущую роль играет грубообломочный материал грауваккового и граувакко-аркозового состава. Под микроскопом граувакки (литокластические граувакки по классификации В.Д. Шутова) имеют вид «микробрекчии», сложенной щепковидными обломками серицитовых, серицит-хлоритовых, кварцево-слюдяных сланцев, а также кварцитов. Меньше распространены зерна кварца, имеющие остроугольную форму, полевых шпатов. Изредка встречаются обломки диабаза, кремнистых пород, криноидей. Вся кластическая часть погружена в матрикс, представляющий собой тонкодисперсный агрегат глинисто-кварцевого состава и составляющий иногда 30-40 % объема породы. Аркозовые и субаркозовые песчаники также в большинстве случаев крупнозернистые, иногда с примесью гравийной фракции. Сортировка и окатанность обломков плохая. Максимальная вскрытая мощность комплекса 781 м (скв. 25-П Жетыбай).

Формационные особенности этого комплекса пород, его значительная дислоцированность, высокая степень литогенетических преобразований позволяют рассматривать данные образования в качестве нижней молассы и соответственно включить в состав фундамента платформы [6, 8]. Возраст толщи подтвержден спорово-пыльцевым комплексом каменноугольного и раннепермского возраста [7]. Положение в разрезе (ниже заведомо нижнетриасовых отложений), присутствие в обломках продуктов разрушения гранитов, возраст которых определен как каменноугольный [5], также подтверждают позднепалеозойский (позднекаменноугольно-раннепермский?) ее возраст.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что в основании мезозойских отложений Мангышлака располагается дислоцированный палеозойский фундамент, в котором, как и в близких по генезису палеозойских отложениях Предкавказья, выделяются два литодинамических комплекса пород: нижний, более сильно метаморфизованный, вероятно докаменноугольного (досреднекаменноугольного?) возраста (нижний структурный ярус) и верхний – нижняя моласса, охарактеризованная спорово-пыльцевым комплексом каменноугольного и раннепермского возраста. Контакт между комплексами в настоящее время скважинами не вскрыт. Отсутствие отложений верхнего структурного яруса в разрезе доказано на Песчаномысском своде, КС, востоке Сегендыкской депрессии (СД). Здесь же резко сокращена мощность пестроцветных отложений нижнего триаса вплоть до полного их отсутствия. Изложенное позволяет выделить здесь не известное ранее крупное погребенное позднепалеозойское поднятие (на рис. 1 показано штриховкой), служившее поставщиком обломочного материала в конце карбона – перми и раннем триасе. Еще до получения изложенной выше информации, на основании изучения литолого-фациальных особенностей отложений нижнего триаса ЖУС, было сделано предположение о наличии к западу от нее раннетриасовой палеосуши [9]. Новые данные подтверждают это заключение и позволяют говорить о том, что палеоподнятие существовало с конца палеозоя и имело гораздо большую площадь.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165 а.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г.* Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М. : Наука, 1975. 192 с.
- 2. Жолтаев Г.Ж., Исказиев К.О., Битеуова С.А. Региональное строение палеозойских отложений Мангышлака // Геология, география и глобальная энергия. – 2019. – № 1(72). – С. 7-15.
- 3. Кожахмет К.А., Дастанулы Н. Литология и коллекторские свойства промежуточного комплекса Арало-Каспийского региона // Геология и охрана недр. 2013. № 1(46). С. 43-46.
- 4. Летавин. А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М. : Наука, 1987. 152 с.
- 5. *Попков В.И., Япаскурт О.В.* К строению фундамента Мангышлака // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 423-425.
- 6. Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Особенности строения фундамента Мангышлака // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1986. № 5. С. 135-143.
- 7. Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1989. № 10. С. 125-128.
- Попков В.И., Япаскурт О.В., Клычников А.В. Доюрские образования Песчаномысско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. – 1984. – Вып. 4. – Т. 59. – С. 95-101.
- 9. *Чербянова Л.Ф., Попков В.И., Проняков В.А.* Литологические особенности и коллекторские свойства триасового вулканогенно-карбонатного комплекса Южного Мангышлака // Геология нефти и газа. – 1984. – № 11. – С. 55-59.

УДК 553.1

ТРИАСОВЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Несмотря на многолетнее изучение триасовых отложений Западного Предкавказья, многие вопросы, касающихся их литолого-стратиграфического расчленения, корреляции остаются слабо разработанными и противоречивыми. Во многом эта ситуация обусловлена сложностью строения доюрского разреза, неравномерным расположением глубоких скважин на площади, низкой информативностью данных сейсморазведки по доплитным комплексам и др. Детальные литологические исследования отложений триаса запада Скифской плиты с привлечением палеонтологических данных и стандартного каротажа позволили расчленить мощный разрез на серии и свиты, выявить особенности их строения, формационный состав слагающих толщ, условия их залегания с последующим восстановлением обстановок и истории осадконакоплении. Обобщение полученных материалов дало возможность произвести районирование территории по типам разрезов. Выделены четыре зоны: Ирклиевско-

Ладовская, Алексеевская, Азово-Кавказская и Тимашевская [1].

Ирклиевско-Ладовская зона расположена на стыке Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. На севере ограничена южным склоном Ростовского выступа кристаллического фундамента древней платформы и Калниболотско-Сальской зоной поднятий, на западе – Канеловским разломом, на юге – Алексеевским валом, на восток простирается вдоль в Центральное Предкавказье. Развитые здесь морские терригенные отложения нижнего и среднего триаса предлагается выделить в качестве морской сероцветной терригенной формации. Отложения залегают на палеозойском складчатом фундаменте [2].

Накопление ее происходило со второй половины индского и до середины ладинского веков в условиях углубляющегося морского бассейна, сопровождавшееся формированием в прибрежной и мелководной зонах мощной толщи терригенных отложений. В более погруженной части бассейна разрез представлен преимущественно аргиллитами и алевролитами с подчинёнными прослоями глинистых мергелей и песчаников. В оленекских отложениях обнаружены дайки кварцевых диабазов, которые являются возможными каналами излившихся базальтов, приуроченных к верхнеанизийским-нижнеладинским отложениям. На Челбасской площади в верхней части разреза ирклиевской серии (староминская свита) вскрыты пласты базальтов мощностью от 6 до 20 м. Севернее в прибрежно-морских условиях разрез ирклиевской серии сложен преимущественно песчаниками и аргиллитами с прослоями гравелитов и мелкообломочных конгломератов.

На разных участках зоны перекрывается трансгрессивно крыловской, великовечненской свитой или нижним мелом. Крыловская свита (верхнеладинский подъярус-карнийский ярус) сложена чередованием тонкослоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже мергелей. Характерной особенностью свиты является наличие в разрезе дацитов, риодацитов и риолитов. На некоторых площадях, например, Староминской, скв. 100, вулканогенные породы резко преобладают в разрезе, образуя вулканогенную толщу в 670 м. На некоторых площадях, например, Кугоейской (центральная часть Добреньковской синклинали) вулканические породы отсутствуют. Данный комплекс пород может быть выделен в качестве вулканогенно-терригенной формации.

Завершает разрез триаса Ирклиевско-Ладовской зоны карбонатная формация норийского яруса (великовечненская свита). Разрез сложен известняками темно-серыми, тонкозернистыми, массивными, прослоями глинистыми с углистыми остатками. В строении формации принимают участие также темно-серые и серые, местами бурые доломиты и доломитовые мергели с редкими глинистыми прослоями.

Алексеевская зона прослеживается от Ставропольского свода на востоке до Канеловского разлома на западе, сильно сужаясь в этом направлении. На юго-западе она граничит с Восточно-Кубанской впадиной. К западу от Канеловского разлома зона продолжается на Ейском полуострове в виде узкой полосы, приуроченной к северному борту Копанской синклинали. В ее пределах накапливались красноцветные и пестроцветные континентальные обломочные отложения леушковской свиты, соответствующие грубообломочной красноцветной континентальной формации, сохранившейся от размыва в немногочисленных локальных депрессиях рельефа поверхности палеозойского фундамента. Это предопределило прерывистый характер распространения свиты, прослеженной от Успенской, Расшеватской и Северо-Ставропольской площадей на юго-востоке до Щербиновской и Ясеневской – на северо-западе.

Нижняя часть разреза леушковской свиты сложена конгломерато-брекчиями, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. На Расшеватской площади в некоторых скважинах присутствуют валунно-галечниковые отложения. Верхняя часть представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями гравелитов и мелкообломочной брекчии. В кровле местами появляются тонкие прослои доломитов. Залегает свита несогласно на палеозойских сланцах. Раннетриасовый возраст леушковской свиты установлен по косвенным данным, а именно по тектоническим условиям формирования, которые существенно отличались от раннепермских. На Северном Кавказе красноцветные отложения нижней перми накапливались в период проявления горообразовательных процессов и формирования сильно расчлененного рельефа. На это указывает увеличение размера обломочного материала вверх по разрезу. Отложения леушковской свиты формировались в условиях пенепленизации расчлененного рельефа в результате размыва палеозойских пород, поэтому размер обломочного материала уменьшается вверх по разрезу. Накопившиеся отложения являются одного возраста с породами бамбакской свиты Северного Кавказа, но разные по условиям образования.

Азово-Кавказская зона по полноте разрезов и условиям залегания отложений триаса расчленена на четыре подзоны: Ленинодарскую, Каневско-Березанскую, Адыгейского выступа и Кавказскую. Ленинодарская подзона расположена между Каневско-Березанским валом и Алексеевской зоной поднятий. В плане она имеет форму структурного залива, представляющего собой узкую северо-западную центриклиналь Восточно-Кубанской впадины. Выполнена она преимущественно тонкослоистыми карбонатными отложениями березанской серии, а на отдельных участках – массивными известняками и доломитами великовечненской свиты. Вулканогенно-осадочные образования крыловской свиты и органогеннообломочные известняки основания бейсугской встречены только на Граничной площади. На склонах Алексеевского поднятия в основании триасового разреза на палеозойских сланцах залегают терригенных отложениях леушковской свиты.

В составе березанской серии выделены внизу бузиновская, а вверху – выселковская свиты, сложенные тонким чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов. Между ними залегает каневская свита, представляющая собой горизонт массивных органогенно-обломочных известняков с прослоем известняковой конгломерато-брекчии. На некоторых площадях (Восточно-Крыловская, Березанская, Бриньковская, Граничная др.) вскрыты пласты базальтов. Серия представляет собой карбонатную формацию, которая охватывает верхнеиндский подъярус, оленекский и анизийский ярусы, нижнеладинский подъярус.

В залегающей выше вулканогенно-терригенной формации крыловской свиты на Граничной площади обнаружен пласт андезитов мощностью 64 м.

Вышележащая терригенная (аргиллито-алевролитовая) формация верхнего триаса залегает с размывом на подстилающих отложениях. В ее составе преобладают аргиллиты при подчиненном значении алевролитов и редкими прослоями песчаников и известняков. Соответствует ясенской серии, сменяемой вверх по разрезу карбонатной формацией великовечненской свиты.

Каневско-Березанская подзона простирается на суше от Каневской площади до Некрасовской. Северо-западным её продолжением в Азовском море являются Бейсугская и Морская антиклинальные зоны. Она линейно вытянутая, протяженностью более 300 км при ширине в Азовском море 5-7, а в Западном Предкавказье – 13-17 км. Характерной особенностью её является наиболее полный разрез морских верхнетриасовых отложений (аргиллитоалевролитовая формация) и редко вскрытые скважинами тонкослоистые известковистые осадки березанской серии, содержащие в верхней части разреза пласты базальтов выселковской свиты мощностью от 6 до 50 м. На отдельных площадях присутствуют вулканогенноосадочные образования крыловской свиты, сменяемые нижними горизонтами ясенской серии.

Известняки великовечненской свиты вскрыты под нижним мелом скважинами 2 Братковской и 3 Северо-Брюховецкой. Вероятно, они залегают над бейсугской свитой, погружающейся в сторону Тимашевской ступени. Известняки обеих скважин имеют очень высокую карбонатность (95-100 %), характерную для рифовых образований. Предполагается, что такие известняки распространены вдоль Каневско-Березанского вала и северной окраины Тимашевской ступени. **Подзона** Адыгейского выступа. На севере и юге выступа скв.10 Великая и К-30 Севастопольско-Баракаевская вскрыли под нижней юрой непрерывные разрезы бейсугской и крыловской свит, а также частично отложения среднего и нижнего триаса. На расположенной в своде выступа Майкопской площади встречены карбонатные отложения березанской серии и великовечненской свиты. Они же распространены на западном и северо-западном склонах выступа (Краснодагестанская и Великая и Лощади).

Тимашевская зона приурочена к одноименной ступени. В скважинах вскрыт разрез крыловской свиты (вулканогенно-терригенная формация). Максимальная мощность формации установлена на Тимашевской площади – 1134 м. В основании свита сложена переслаивающимися песчаниками и аргиллитами (66 м). Выше залегают яшмовидные породы, радиоляриты и радиоляриевые аргиллиты (439 м). Ещё выше разрез представлен преимущественно дацитами с прослоями аргиллитов (300 м). Суммарная мощность пластов вулканических пород составляет 228 м. Верхняя пачка сложена переслаивающимися пластами дацитов и аргиллитов (329 м). Общая мощность вулканических пород 167 м.

В зоне изучены только отложения крыловской свиты, которые погружаются к югу. В этом же направлении увеличиваются мощности вулканических пород и кремнистость осадочных, в том числе за счет радиолярий, а также происходит фациальное замещение песчаников тонкими прослоями алевролитов. Все это указывает на углубление морского бассейна и удаление от области сноса обломочного материала. Если в Каневско-Березанской подзоне отложения триаса накапливались на внешнем шельфе, то на Тимашевской ступени осадконакопление происходило в более глубоководных условиях континентального склона.

Таким образом, выполнен формационный анализ триасовых отложений запада Скифской плиты, результаты которого существенно отличаются от предшествующих [1]. Произведено районирование территории с выделением структурно-формационных зон. Показано, что триасовый цикл седиментации начался с накопления красноцветной терригенной формации нижнего триаса. В индском, оленекском и анизийском веках осадконакопление в Ирклиевско-Ладовской и Азово-Кавказской зонах происходило в разных фациальных условиях: в прибрежно-морских и мелководных в первой и относительно глубоководных во второй. Начиная с ладинского века, до норийского включительно седиментация в обеих зонах происходила в одинаковых мелководных условиях, а в пределах Тимашевской – в глубоководных. Осадконакопление сопровождалось излиянием магм различного состава. Завершается триасовый цикл седиментации накоплением карбонатной формации верхнего триаса.

Анализ результатов опробований отложений триаса в скважинах свидетельствует о возможности формирования в этом комплексе самостоятельных газовых залежей. В связи с этим, предлагается пересмотреть результаты поисково-разведочных работ на газ с учётом новой стратиграфии и, возможно, изменить отношение к перспективности триасового комплекса Западного Предкавказья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 р а.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Летавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М. : Наука, 1978. 148 с.
- 2. Попков В.И., Пинчук Т.Н. Литология палеозойских отложений Западного Предкавказья // Геология, география и глобальная энергия. 2011. № 3(42). С. 71-77.
- Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Структурно-фациальные зоны отложений триаса Западного Предкавказья // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. LII Тектоническое совещание. – М. : ГЕОС, 2020. – Т. 2. – С. 395-399.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКИХ РИСКОВ ДЛЯ ПРУДА-ОХЛАДИТЕЛЯ 5-ГО БЛОКА НВАЭС

Разиньков Н.Д.

Воронежский государственный технический университет, Воронеж, Россия

В статье рассмотрена методология оценки опасностей землетрясений, угроз и сейсмических рисков для критически важных объектов на примере пруда-охладителя Нововоронежской АЭС.

Потенциальная угроза возникновения аварийной ситуации в результате землетрясения на критически важном объекте зависит от взаимного положения эпицентра сейсмособытия и объекта защиты. Возникновение негативных последствий для экономики страны и населения имеет место при функционировании особо ответственных объектов в зоне возможного действия опасных факторов землетрясения. Таким объектом в Воронежской области является Нововоронежская атомная электростанция (далее – НВАЭС), которая находится в зоне повышенного сейсмического риска согласно последней карты ОСР-2016 [1]. Территория атомной электростанции находится в зоне возможных землетрясений с интенсивностью 7 баллов по шкале MSK-64 с частотой события в 10 тыс. лет или 6 баллов – в 5 тыс. лет, что для рассматриваемого объекта защиты является существенным риском, поэтому в проектной документации для новейших 6 и 7 блоков НВАЭС (проект «АЭС-2006») данный риск исследовался предметно с проведением микросейсморайонирования при проведении инженерных изысканий.

Для сейсмособытий характерно распределение не только во времени, но и в пространстве (расположение очага землетрясения, размер зоны действия его поражающих факторов – сейсмоволн). Не все объекты техносферы на рассматриваемой территории в случае реализации экстремального землетрясения подвергаются разрушению. Показатель угрозы воздействия сейсмоволн на объект защиты (для перемещающихся объектов необходимо ещё учитывать временной фактор), характеризуется произведением $ac \cdot \alpha_{n\phi}$, где ac – частота (вероятность) сейсмособытия, $\alpha_{n\phi}$ – вероятность нахождения объекта защиты в зоне землетрясения с разрушительным поражающим фактором.

Вероятность попадания пруда-охладителя 5-го энергоблока НВАЭС в зону разрушения может быть определена расчётным методом:

$$\alpha_{\pi\phi} = S_{0.3}/S_{,a}$$

где $S_{0.3}$ – площадь объекта защиты: площадь пруда-охладителя – 4.9 км²; *S* – площадь рассматриваемой территории возникновения поражающего фактора при землетрясении; для условий России *S* составляет: 7-балльная зона для землетрясений при магнитуде M = 5 – 300 км² [2].

Сейсмостойкость определяется критической нагрузкой $q_{\rm kp}$ (в нашем случае критическое сейсмическое воздействие, характеризующееся интенсивностью землетрясения), при которой разрушение сооружения ещё не наступает.

Для земляных плотин (иначе – дамб) существует две основные причины разрушения: это длящийся перелив воды через гребень плотины в результате переполнения водоёма и оползание откосов. Для дамбы пруда-охладителя 5-го энергоблока перелив через гребень дамбы практически исключён в виду отсутствия самой такой возможности – отсутствует требуемая площадь водосбора для этого события; водосборная площадь составляет всего лишь 24.5 км². Поэтому основным сценарным событием, рассматриваемым в декларации безопасности сооружения, является оползание откоса и дальнейшее разрушение дамбы пруда-охладителя. Как известно, для оползневых процессов сейсмособытие является провоцирующим.

При строительстве земляных напорных гидротехнических сооружений всегда проводится исследование на устойчивость откосов. Следует заметить, что при проектировании земляной дамбы пруда-охладителя потенциальнаясейсмонагрузка (воздействие землетрясения на сооружение) не рассчитывалась, так как в 1970-е годысейсмориски для площадки НВАЭС рассматривались как более низкие.

Оценки уязвимости рассматриваемого сооружения землетрясениям (оценки сейсмостойкости) в общем случае могут быть сделаны следующими методами:

- экспериментальным по данным о степени разрушения напорных гидротехнических сооружений при уже произошедших землетрясениях с известной интенсивностью;
- расчётно-экспериментальным по результатам исследования реакции сооружения на тестовые воздействия малой интенсивности;
- расчётным с помощью теоретических моделей, учитывающих конструктивные особенности данного типа сооружений с точки зрения возможности противостоять разрушению в результате воздействий поражающих факторов землетрясения.

Дамба пруда-охладителя отно-

сится к низким напорным сооружениям, высота её составляет в среднем 10 м, ширина гребня – 6 м; заложение откосов: мокрого – 1:3.5÷4.5, сухого – 1:3÷4.5. Проектом предусматривался 2 класс сооружения, согласно последним требованиям безопасности – должен быть 1 класс. Выше сказанное и повышение класса сооружения заставляют говорить о необходимости проведения исследования сооружения на предмет устойчивости, в том числе о необходимости проведения оценки на сейсмоустойчивость.

Расчётную устойчивость для рассматриваемого типа сооружения легко провести задействуя отработан-

Рис. 1. Схема оползневого массива на сухом откосе пруда-охладителя 5-го блока НВАЭС для метода моментов (метода Терцаги)

ный математический аппарат по оценке устойчивости автодорожных насыпей [3], создаваемых в сейсмоопасных районах России. Для чего создаётся модель сухого откоса, в нашем случае, дамбы пруда-охладителя, схематично разбивается на отсеки, отображается гидродинамическая кривая (рис. 1), после чего наносятся все силы, действующие на полученные блоки-отсеки, в том числе и сила сейсмического воздействия Q^c (рис. 2).

Очаг землетрясения может находиться в любом месте относительно сооружения, поэтому сейсмическая сила Q^c может иметь любое направление в пространстве. Для расчёта устойчивости откоса сооружения с учётом воздействия сейсмоволны направление действия Q^c выбирают наиболее неблагоприятное и единое по длине всего оползневого блока.

Для упрощения инженерного расчёта сейсмические силы направляют параллельно основанию отсека, из чего следует, сдвигающие силы требуется складывать с сейсмической сдвигающей силой Q^c .



Рис. 2. Взаимное расположение сил, действующих в отсеке

В этом случае результирующая величина сейсмической сдвигающей силы равна произведению веса отсека (с учётом его водонасыщенности) на коэффициент сейсмичности *µ*:

 $Q_i^c = \mu \cdot p_i$

где μ – коэффициент сейсмичности; p_i – вес отсека.

Значения коэффициента сейсмичности µ для естественных склонов принимаются согласно табл. 1, а для откосов сооружений увеличивают в 1.5 раза, что создаёт расчётный запас в отношении его гарантированности.

Таблица 1

Значения коэффициента сейсмичности для природных склонов

Расчётная сейсмичность в баллах	7	8	9
Коэффициент сейсмичности <i>µ</i>	0.025	0.050	0.100

Итоговая расчётная формула коэффициента устойчивости откоса напорного гидротехнического сооружения с учётом сейсмического воздействия (направление сейсмической силы принято горизонтальным) и учётом наличия «гидродинамической кривой» в сооружении имеет вид [3]:

$$k_{st} = \frac{\sum \left[p_i ' \cos \alpha_i + \gamma_{\rm B} S_i^{\rm B} I_i \sin(\beta_i - \alpha_i) \cdot 1{\rm M} - p_i \mu \sin \alpha_i \right] \cdot tg \varphi_i + \sum c_i l_i \cdot 1{\rm M} + \sum p_i ' \cdot \sin \alpha_i ''}{\sum p_i ' \cdot \sin \alpha_i ' + \sum \gamma_{\rm B} S_i^{\rm B} I_i \cos(\beta_i - \alpha_i) \cdot 1{\rm M} + \sum p_i \mu \cdot \cos \alpha_i},$$

где p_i – вес отсека без учёта гидростатического взвешивания, κH ; $p_i' = (p_i - \gamma_{\rm B} S_i^{\rm B} \cdot 1 {\rm M})$ – вес отсека с учётом гидростатического взвешивания, κH ; μ – коэффициент сейсмичности; $\gamma_{\rm B}$ – удельный вес воды, равный 10 кН/м³; $S_i^{\rm B}$ – площадь сечения обводнённой части отсека, ${\rm M}^2$; I_i – гидравлический градиент в пределах отсека; α_i – угол наклона подошвы отсека сооружения, град (величина угла α_i при уклоне основания отсека в сооружении в сторону падения уступа принимается положительной, а при обратном уклоне – отрицательной); β_i – угол наклона равнодействующей фильтрационного давления воды вследствие подпора, град (величина угла β_i при направлении фильтрационного потока в сторону падения уступа принимаются положительными, а при обратном – отрицательными).

Для случая круглоцилиндрической поверхности скольжения оползаемого грунта в дополнение к указанному методу можно применить метод моментов (метод Терцаги, рис. 1), который наиболее привычен к употреблению в проектах гидротехнического строительства, однако он является более громоздким в исполнении, является графо-аналитическим.

В итоге представлена методология для оценки сейсмических рисков для критически важных гидротехнических сооружений на атомных станциях, являясь при этом достаточно проработанной. Имеется возможность воспользоваться расчётными методиками, которые уже апробированы и готовы к применению при строительстве автодорог в сейсмоопасных районах с выходящими фильтрационными водами в тело насыпи автодороги.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Комплект* карт ОСР-2016 территории Российской Федерации. Масштаб 1:8 000 000 / Гл. ред. В.И. Уломов, М.И. Богданов. М. : Геологический институт РАН, лаборатория неотектоники и современной геодинамики, 2016. 4 с.
- 2. *Анализ* риска и проблем безопасности. В 4-х частях. Ч. 1. Основы анализа и регулирования безопасности : науч. рук. К.В. Фролов. М. : МГФ «Знание», 2006. 640 с.
- ОДМ 218.2.053-2015 Рекомендации по оценке сейсмического воздействия при определении устойчивости оползневых участков автомобильных дорог // Отраслевой дорожный методический документ. Федеральное дорожное агентство (Росавтодор). – М. : Росавтодор, 2015. – 63 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ МОВЗ И МТЗ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ БИЙСК-ТЕЛЕЦКОЕ ОЗЕРО

Ракитов В.А.¹, Алексанова Е.Д.², Андреев В.С.², Ганжа О.Ю.³, Недядько В.В.¹, Лаврик Е.В.¹, Чернышев Ю.Г.¹

¹Филиал ОАО «ВНИИГеофизика» – Центр ГЕОН, Москва, Россия; ²ООО «Северо-Запад», Москва, Россия; ³Институт Океанологии РАН, Москва, Россия

Введение. Изучение связи глубинного строения и сейсмичности Алтайского края и Республики Алтай, где периодически происходят землетрясения с интенсивностью сотрясений до 8-9 баллов, является важным в связи с определением уровня сейсмической опасности региона. На этой территории по заказу Департамента по недропользованию «Сибнедра» (Госконтракт № 14 Ф-12) Центром ГЕОН совместно с ООО «Северо-Запад» в период 2012-2014 гг. были выполнены региональные работы сейсморазведочным (МОВЗ) и электроразведочным (МТЗ) методами вдоль профилей Бийск-Телецкое оз. и Бийск-Новокузнецк общей протяженностью около 500 пог. км [1]. Их целью было создание глубинной геофизической основы для сейсмотектонического районирования масштаба 1:500 000 в виде геолого-геофизических моделей и схем строения земной коры, иллюстрирующих гипсометрию опорных и внутрикоровых границ, скоростные и геоэлектрические свойства выделенных блоков и положение активных разломов. Ниже на примере сейсмогеоэлектрического разреза, составленного по данным МОВЗ и МТЗ вдоль профиля Бийск-Телецкое оз. протяженностью 230 пог. км, рассмотрены особенности строения земной коры и связь с сейсмичностью в пределах изучаемых структур северной части Алтае-Саянской складчатой области (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная схема расположения профиля Бийск-Телецкое оз. Условные обозначения: 1-2 – эпицентры землетрясений и взрывов из карьеров; 3 – очаговые области: 1 – Бачатского землетрясения 18.06.2013 г., M = 5.8; 2 – землетрясений 2005 г. в районе г. Осинники (по данным АСФ ГС РАН); 4 – пункты наблюдений и их номера. Линиями показано расположение профиля MOB3 Бийск-Новокузнецк и геотраверса «Базальт» [1]

Методика работ и обработки данных. Сейсморазведочные работы методом MOB3 выполнялись по системе точечного профилирования с шагом между пунктами наблюдения 3 км. Трехкомпонентная регистрация упругих колебаний, возбуждаемых землетрясениями и взрывами из карьеров, осуществлялась на 80 пунктах наблюдения в диапазоне частот 0.3-15.0 Гц с применением большого количества (до 60 шт.) цифровых регистраторов «Дельта-Геон», укомплектованных низкочастотными сейсмодатчиками типа СК-1П с собственной частотой 1 Гц. Необходимый для решения поставленных задач цикл наблюдений на одной расстановке составлял 1.5-2.0 месяца.

Обработка данных МОВЗ основана на выделении обменных фаз типа *P*-*t*₀-*SV*, образующихся в коде *P*-волны при расщеплении продольной волны на поперечную на контрастных границах раздела. Исходными данными являются качественные записи телесейсмических событий с интенсивным цугом *P*-волны на вертикальной компоненте, который быстро затухает. Диапазон эпицентральных расстояний не должен выходить за пределы 30-90 градусов.

Наилучшим способом разделения обменных фаз является метод приемных функций [2], результаты регионального, применения которого в модификации продольных волн PRF изложены в работах [3-4]. При расчете индивидуальных приемных функций PRF применялись стандартные процедуры, реализованные в программном пакете DeltaApps (автор С.У. Кухмазов) с предварительно подобранными параметрами обработки: частотная фильтрация в полосе 0.5-1.5 Гц, перевод записей в лучевую систему координат, деконволюция [5]. С целью фокусирования обменных волн, связанных с глубинными границами раздела, на каждой станции выполнялось суммирование не менее десяти нормированных волновых форм с предварительным введением в трассы временных поправок за разные удаления источников относительно выбранного опорного расстояния. В суммарную трассу входили лишь те записи, коэффициент корреляции которых с первоначальной суммарной сейсмограммой превышал установленный порог.

Итоговым результатом является составленный вдоль профиля временной разрез, представляющий собой монтаж из суммотрасс PRF, где начало отсчета привязано к вступлению *P*-волны. Разрез представляется в виде волновой картины в одном масштабе времени, по которому осуществляется фазовая корреляция протяженных групп обменных волн, связанных с границами в коре, выявляются зоны затухания записи и другие особенности, связанные с глубинными разломами. Временной разрез трансформируется в глубинный с использованием априорных скоростных параметров по обобщенным данным КМПВ и ГСЗ в районе работ.

Начальная модель уточняется путем решения прямой кинематической задачи сейсмики для обменных волн с применением программы RAYINVR по известному в практике моделирования алгоритму C.A. Zelt [6]. Используется версия RAYINVR, включенная в интерактивную оболочку Seiswide, работающую в операционной системе Windows (Deping Chain, SeisWide 4.7, http://seismic.ocean.dal.ca/~seismic/utilities/seiswide/index.php). Процесс моделирования заключается в послойном сверху вниз подборе таких параметров разреза, которые позволяют методом итераций в процессе лучевого трассирования наилучшим образом (не более 0.1 с) совместить экспериментальные и расчетные величины времен вступления обменных волн. При этом должно выполняться условие параллельности лучей источников, лежащих вне модели и соответствие скорости P-волны ее значению по стандартной модели IASP91.

Электроразведочные работы методом MT3 проводились на совмещенных с MOB3 пунктах наблюдений с шагом 3 км и дополнительно между ними с шагом 1 км. Регистрация MT-поля производилась аппаратурой MTU фирмы «Phoenix Geophysics» силами OOO «Северо-Запад» в диапазоне периодов от $2 \cdot 10^{-3}$ до 10^4 с.

Обработка данных МТЗ производилась в два этапа. Первичная обработка выполнялась непосредственно в поле, что позволяло контролировать качество получаемого материала и своевременно вносить корректировки в методику наблюдения, а также отбраковывать нека-
чественные материалы. Для первичной обработки использовался комплекс программ, поставляемых в комплекте с аппаратурой фирмы «Phoenix Geophysics». Далее проводился анализ тензора импеданса с целью определения размерности геоэлектрических структур, проявляющихся в МТ-данных. Он показал, что на рассматриваемом профиле среда в целом отвечает двумерной модели. Геоэлектрический разрез получен в результате 2D инверсии с использованием расчетного ядра R. Mackie [7].

Результаты глубинных исследований. Профиль Бийск-Телецкое озеро с запада на юго-восток пересекает следующие крупные структуры (складчатые системы): Салаиро-Алтайскую, Кузнецко-Саянскую и Саяно-Северо-монгольскую [8]. В их составе выделены геоблоки второго порядка: Бийско-Барнаульская и Нениско-Чумышская впадины, Бийско-Катунская и Кондомо-Лебедская зоны.

Сейсмический разрез земной коры по данным обменных волн представлен на рис. 2.



Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез земной коры Горного Алтая вдоль профиля Бийск-Телецкое озеро. Условные обозначения: 1 – пункты наблюдения и их номера; 2 – сейсмические границы по данным MOB3: а) поверхность кристаллического фундамента и Мохо (индексы Ф, М), б) промежуточные границы в земной коре (индексы Ki); 3 – разрывные нарушения по данным MOB3; 4 – скорости: Vp, км/с (числитель), отношение Vp/Vs (знаменатель). На шкале указаны градации скорости продольных волн

Опорными границами являются поверхности кристаллического фундамента (Ф) и Мохо (М). В пределах Бийско-Барнаульской впадины фундамент залегает на глубине 1.5 км и характеризуется скачком скорости V_p на его поверхности от 4.6 до 6.1 км/с. Глубина залегания поверхности Мохо изменяется от 43 до 47 км, достигая на отдельных участках отметок 50 км. Граничная скорость по данным ГСЗ составляет $V_P = 7.9$ км/с, средняя скорость $V_P = 6.50-6.55$ км/с, отношение скоростей $V_P/V_S = 1.72-1.74$.

Внутренняя расслоенность кристаллической коры характеризуется наличием промежуточных границ обмена с тенденцией возрастания их количества от 3 до 5 в юго-восточном направлении. Повсеместно в верхней части консолидированной коры выделяется граница K₀, залегающая на отметках от 6 до 10 км.

По данным моделирования кора делится сейсмическими границами на три этажа. Толща между границами с индексами Φ -K₂ относится к верхнему слою, слой с индексами K₂-K₃(K₄) характеризует среднюю кору, а толща с индексами K₃(K₄)-М относится к нижнему слою. Мощность верхнего слоя при скорости V_P, варьирующей от 6.1 до 6.4 км/с, составляет 20-28 км, а отношение скоростей V_P/V_S изменяется от 1.68 до 1.74. Средний этаж имеет мощность 10-18 км. Значения скорости V_P для средней коры изменяются от 6.5 до 6.6 км/с, отношение скоростей V_P/V_S – от 1.69 до 1.79. Нижняя кора характеризуется следующими параметрами: мощность составляет 7-12 км, V_P варьирует от 7.1 до 7.2 км/с, отношение скоростей V_P/V_S изменяется от 1.69 до 1.71. Сопоставление данных МОВЗ с сейсмологическими результатами изучения строения коры по записям *P*- и *S*-волн близких событий, зарегистрированных региональной сетью станций АСФ ГС РАН, в целом показало их сходство [9]. Некоторое различие отмечается в значениях скоростных параметров верхней коры, что, вероятно, связано с интерполяцией измерений, полученных в районе исследований в условиях неравномерных межстанционных расстояний.

Геоэлектрический разрез представлен совместно с сейсмическим на сводном разрезе (рис. 3) и в целом также имеет трехслойное строение. Его верхняя часть (первые сотни метров) в пределах большей части профиля характеризуется пониженными сопротивлениями (100-500 Ом·м). Наиболее низкие сопротивления (10-50 Ом·м) свойственны осадочным толщам Бийско-Барнаульской и Нениско-Чумышской впадин. С увеличением глубины разрез представлен высокоомными блоками (5000-10000 Ом·м), которые разделяются узкими субвертикальными проводящими зонами, где сопротивление снижается до 100-500 Ом·м и ниже. В пределах Салаирско-Алтайской и Кузнецко-Саянской складчатых систем нижняя кромка этих блоков находится на глубинах около 30-35 км, в пределах Саяно-Северомонгольской складчатой системы – на глубине 25-30 км.



Рис. 3. Сводный сейсмогеоэлектрический разрез земной коры Горного Алтая вдоль профиля Бийск-Телецкое озеро. Условные обозначения: 1 – сейсмические границы по данным MOB3: а) поверхность кристаллического фундамента и Мохо, б) сейсмические границы в земной коре; 2 – разрывные нарушения по данным MOB3; 3 – очаги локальных землетрясений с M=1.5-2.5, зарегистрированные станциями «Дельта-Геон»; 4 – проекции очагов землетрясений в 50 км полосе профиля по данным сейсмологических каталогов. Шкала обозначает градации удельных сопротивлений (Ом м). Цифрами в кружках обозначены: 1 – Антроповско-Усинский меднорудный район; 2-3 – Синюхинский и Ишимско-Чойский золоторудные районы

Наиболее яркими являются субвертикальные проводящие зоны в интервалах профиля 40-55 км, 70-90 км и 110-170 км. К этим участкам приурочены также резкие (до 5 км) перепады поверхности Мохо. В остальных зонах сопротивление снижается не так значительно (до 100-1000 Ом·м). Первая из указанных зон приурочена к границе Салаиро-Алтайской и Кузнецко-Саянской складчатых систем. Она практически вертикальна. Вторая зона имеет западное падение и выходит к поверхности на восточной границе Нениско-Чумышской впадины. Третья зона – наиболее контрастная. Она образует три ветви, выходящие из одной проводящей аномалии. Восточная ветвь, наиболее проводящая, имеет северо-западное падение и выходит на поверхность на границе Кузнецко-Саянской и Саяно-Северомонгольской структур. В средней-нижней коре сопротивление снижается до 100-200 Ом·м по всему профилю. На некоторых участках выделены аномалии повышенной проводимости (в интервалах 25-80 км, 125-160 км и 195-230 км), где сопротивление средней-нижней коры снижается до 20-40 Ом·м. В нижней части земной коры и верхней мантии сопротивление возрастает до 300-500 Ом·м, что отвечает распределению сопротивления с глубиной согласно [10]. В целом следует отметить несколько большую раздробленность толщи коры в пределах Салаиро-Алтайской и Кузнецко-Саянской складчатых систем. Здесь верхняя кора пронизана большим количеством субвертикальных проводящих зон и разделена на множество блоков. В пределах Саяно-Северомонгольской системы наблюдается значительно меньшее число субвертикальных проводящих зон и по сопротивлению они не столь контрастны.

На сводном сейсмогеоэлектрическом разрезе (рис. 3) наиболее выразительной особенностью глубинного строения является сильная изменчивость границы Мохо в интервале профиля 40-60 км и наличие «мантийного окна» в интервале 205-220 км. Последнее обстоятельство обусловлено повышенным затуханием энергии сейсмических волн. Этим участкам также соответствуют зоны повышенной проводимости земной коры на глубинах 35-45 км на западе и 35-50 км на юго-востоке. Первая зона соответствует шовной зоне, разделяющей Салаиро-Алтайскую и Кузнецко-Саянскую складчатые системы и отвечает области, где граница Мохо имеет нарушенный вид и поднимается до 42-43 км. Вторая (более контрастная) располагается в пределах Кондомо-Лебедской зоны вблизи Телецкого озера. Как показывает анализ результатов других работ, это довольно частая ситуация – корреляция зон повышенной проводимости в низах коры или верхах мантии с участками нарушения границы Мохо или «мантийными окнами» в нем.

Следует отметить практически полное согласование сейсмического и геоэлектрического разрезов по особенностям глубинной структуры коры в части, касающейся блокового строения, выделения зон глубинных разломов и приуроченности очагов землетрясений к геоэлектрическим градиентным зонам. Проекции всех очагов землетрясений с глубиной около 10 км на линию профиля расположены вблизи зон глубинных разломов, выделенных по данным MOB3 и одновременно являющихся и вертикальными проводящими зонами по данным МТ3. Проекции трех землетрясений с глубинами очагов около 30 км приурочены к Бийско-Катунской зоне (интервал профиля 120-150 км), где выделяется аномально проводящая зона, являющаяся «корнем» сложной разветвленной системы субвертикальных зон в верхней коре. Эта зона интересна еще и тем, что она коррелирует с Синюхинским золоторудным районом, а вблизи выхода к поверхности ее восточной ветви (самой проводящей) располагается Ишимско-Чойский золоторудный узел. Также необходимо отметить, что к выходу на поверхность другой проводящей зоны (интервал профиля 80-95 км), отходящей от аномалии проводимости в средней-нижней коре, приурочен Антроповско-Усинский меднорудный район. Это позволяет предположить, что данные зоны служат рудоподводящими каналами.

Выводы. Проведенные Центром ГЕОН совместно с ООО «Северо-Запад» в 2012-2014 гг. глубинные работы методами МОВЗ и МТЗ завершили цикл исследований по созданию на территории Алтае-Саянской складчатой области каркаса протяженных профилей от г. Бийска на западе до оз. Байкал на востоке, увязанных с геотраверсами ГСЗ и другими региональными сейсмическими профилями СО РАН и других организаций.

По особенностям глубинного строения вдоль рассмотренного профиля Бийск-Телецкое оз. отмечается практически полное согласование сейсмического и геоэлектрического разрезов. Выделены геоблоки, разделенные разломами разной глубины заложения, в т. ч. сейсмоактивными. Установлено трехслойное строение земной коры с изменением характера ее расслоенности и рельефа поверхности Мохо.

По геоэлектрическим данным разрез характеризуется наличием хорошо проводящего корового слоя на глубинах 10-20 км, играющего контролирующую роль в распределении очагов землетрясений по латерали и глубине. Глубины очагов землетрясений приурочены к границе верхней и средней коры (не более 15-20 км) с максимальной концентрацией в зонах градиента электрических сопротивлений. По аномалиям электропроводности в коре выделены зоны, отражающие глубинные процессы формирования золото-меднорудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Костюченко С.Л., Маухин А.В., Недядько В.В., Ракитов В.А., Чернышев Ю.Г. Новые данные по строению земной коры и связь с сейсмичностью в Алтае-Саянском регионе по данным профильных исследований МОВЗ // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности. Современное состояние проблемы: материалы XIX научнопрактической конференции. – Воронеж : Научная книга, 2014. – С. 173-177.
- 2. Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С.16-27.
- 3. *Мордвинова В.В., Артемьев А.А.* Трехмерная модель Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С.887-904.
- 4. Хритова М.А., Мордвинова В.В., Кобелева Е.А., Кобелев М.М., Сенюков С.Л., Назарова З.А. Скоростная глубинная структура земной коры и подкоровой мантии Камчатки по продольным приемным функциям далеких землетрясений // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: труды Седьмой научнотехнической конференции. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. – С.441-443.
- 5. Ганжа О.Ю., Кухмазов С.У., Ракитов В.А., Чернышев Ю.Г. Особенности цифровой обработки записей взрывов и землетрясений на опорных и региональных профилях ГСЗ и MOB3 // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 9. – С. 25-29.
- 6. Zelt C.A. RAYINVR : Documentation and Related Programs, Version 1.4.2. Manual/ Rice University, Texas, USA, 1997.
- 7. *Rodi W., Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion//Geophysics. 2001. –V. 66. P.174-187.
- 8. Шокальский С.П., Бабин Г.А. Схема геолого-структурного районирования Алтае-Саянской складчатой области м-ба 1:2 500 000. Из комплекта материалов к серийной легенде гос. геологической карты России. Серия Алтае-Саянская. С.-Петербург : ВСЕГЕИ, 2013.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Лисейкин А.В., Гилева Н.А. Глубинное сейсмическое строение Алтае-Саянской складчатой области//Результаты комплексного изучения Алтайского землетрясения 2003 г, его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы XXI научно-практической Щукинской конференции. – М. : ИФЗ РАН, 2018. – С. 363-368.
- 10. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М. : Научный мир, 1997. 213 с.

УДК 551.2.3

О ДВИЖУЩИХ СИЛАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПОЛЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КОРОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМЛИ

Ребецкий Ю.Л.

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

Введение. В концепции тектоники литосферных плит предполагается, что основную роль в тектонических процессах оказывают две внешние оболочки Земли – литосфера и астеносфера, которая частично находится в расплавленном состоянии. Литосферные плиты способны перемещаться в горизонтальном направлении по астеносфере, обладающей пониженной вязкостью. В Срединно-океаническом хребте (СОХ) происходит наращивание литосферы, здесь плиты расходятся в стороны. В зонах субдукций (ЗС) литосферные плиты исчезают с поверхности Земли, погружаясь в мантию – активные континентальные окраины, и горизонтально смещаются друг относительно друга – трансформные разломы. Базисом концепции новой глобальной тектоники, определяющем генезис движения плит, стала гипотеза

Вилсона о циклическом развитии литосферы, связанном с последовательным проявлением этапов раскрытия и закрытия океанов (рис. 1). *Первопричиной движения плит* был определен раскол континента и раскрытие океана – зон рождения новой литосферы, т. е. заложение континентальных рифтов. Формирование зон поглощения – ЗС является реакцией на расширение океанического дна в зонах спрединга литосферных плит и развития СОХ.



Рис. 1. Геодинамические модели активных сил, формирующих движения океанских литосферных плит напряжений в литосфере: а) – по Вильсону с активными силами в зоне спрединга, создающими давление от хребта и силы тяжести погруженной океанской литосферы; б) – по Эльзассеру только за счет затягивания погруженной части океанской литосферы; в) – по модифицированной модели Эльзассера для случая стагнации погруженной части океанской литосферы в переходной зоне. 1 – давление со стороны COX; 2 – вертикальное давление на COX от восходящего конвективного потока в мантии; 3 – сила тяги со стороны погруженной части литосферной плиты; 4 – дополнительные массовые силы тяжести утяжеленного участка литосферы; 5 – аномальная мантия, формирующаяся за счет декомпрессии; 6 – направления движения плит; 7 – напряжения сжатия: а – максимального, б – минимального; 8 – направления касательных напряжений на подошве литосферры и на границе контакта океанской и континентальной литосфер, 9 – верхняя граница переходной зоны мантии

Эльзассер предположил, что силой, перемещающей плиты, является отрицательная плавучесть их краев в зонах Беньофа. Освободившись от излишней воды и испытав метаморфизм на глубине, погруженная часть океанической плиты затягивает себя в мантию, создавая силы растяжения в рифтовых зонах. При этом в астеносфере формируется возвратный поток к рифту, создающий обратный знак касательных напряжений по сравнению с первоначальной моделью Вилсона. Такое возвратное течение в астеносфере также объясняло деплетированный состав магм СОХ.

Отказ от наличия горизонтальных сил давления со стороны Срединно-океанического хребта и определение сил тяжести погруженной части океанической литосферы в качестве главного источника деформаций можно использовать для обоснования субдукции с отодвиганием океанского желоба, именуемой в англоязычной научной литературе механизмом rollback subduction. Этот механизм особенно проявляется в тех случаях, когда глубоко погруженная часть океанской литосферы относительно полого опускается на границу перехода верхней и нижней мантии. Развивая идею модели Эльзассера, полагаем, что при этом может не происходить латерального продвижения литосферной плиты в мантии в направлении под континент. Эта модель движения и деформации литосферной плиты не требует приложения горизонтальных сил, которые в концепции Эльзассера ничем нельзя обеспечить. Будем далее эту модель именовать как *модифицированную модель* Эльзассера, главным отличием которой от оригинала является отсутствие латерального движения океанской плиты.

Результаты тектонофизической инверсии поля глобальных напряжений. В докладе будут представленные данные о поле глобальных напряжений, которые получены методом катакластического анализа разрывных смещений Ребецкого [4]. Для инверсии напряжений использовались данные о 43664 фокальных механизмов землетрясений каталога Global CMT Project для верхнего слоя литосферы 0-60 км. Анализ результатов реконструкции напряжений для океанической литосферы в ЗОС и для активных континентальных окраин позволяет выделить закономерности напряженного состояния, связанные с ориентацией главных осей напряжений (рис. 2).



Рис. 2. Ориентация осей максимального горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния: а) – Арктика, б) – Антарктика

Зоны океанского спрединга (ЗОС) в своей осевой части характеризуются ориентацией напряжений максимального горизонтального сжатия, как правило, параллельной или с углами порядка 20-30° к их простиранию (рис. 3). Косая ориентация этих осей означает наличие в ЗОС растяжения одновременно с горизонтальной сдвиговой компоненты смещения – транстенсия. При этом некоторые участки этих зон имеют компоненту левого сдвига, а какие-то участки имеют компоненту правого сдвига. Исключение составляет Арктическая ЗОС, для которой оси максимального горизонтального сжатия на нескольких участках вблизи полюса почти ортогональны простиранию оси СОХ. Для таких участков зоны спрединга имеет место сдвиг в обстановке сжатия – транспрессия (рис. 1). В полосе около 500 км по обе стороны от оси спрединга молодой океанской литосферы существует небольшое число данных о напряженном состоянии, которые показывают, что здесь оси максимального горизонтального сжатия становятся ортогональными простиранию ЗОС, например, Индо-Австралийская плита. По мере удаления от оси ЗОС ориентация главных напряжений в океанской литосфере изменяется. Выделены типичные пространственные изменения главных напряжений в плане и в поперечном сечении. В этой части океанской литосферы характерным является параллельное простиранию ЗОС расположение напряжения наибольшего горизонтального сжатия на дистанциях более 500 км от оси спрединга и вплоть до тальвега желоба 3С. ЗОС не представлены единым геодинамическим режимом, и они сочетают на разных участках напряженное состояние горизонтального растяжения или горизонтального сдвига. К таким, прежде всего, следует отнести Антарктическую и Атлантическую в южном полушарии ЗОС. Другая ситуация для Атлантической зоны спрединга в северном полушарии, где наиболее длинные и непрерывные участки горизонтального растяжения достигают 1500-2000 км. Наиболее однородное состояние наблюдается для Арктической ЗОС, которая без прерывания отвечает режиму горизонтального растяжения.



Рис. 3. Схема распределения напряжений вблизи ЗОС: *a*) – *план*, *б*) – поперечное сечение на участках горизонтального сдвига, в) – поперечное сечение на участках горизонтального растяжения. 1 – оси главных напряжений наибольшего и наименьшего сжатия; 2 – оси максимального сжатия и промежуточного главного напряжения; 3 – оси минимального сжатия и промежуточного главного зос; 5 – аномальная часть земной мантии в ЗОС

Трансформные зоны представлены геодинамическими режимами горизонтального сдвига, хотя в них на отдельных участках могут наблюдаться режимы горизонтального растяжения и даже сжатия. Здесь оси максимального горизонтального сжатия составляют с простиранием зоны углы, немногим большие 45°. Трансформные зоны сочленяются с ЗОС с минимальной сменой ориентации осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия.

Активные континентальные окраины. Большая часть ЗС имеет однотипное строение поля напряжений вдоль своего простирания и сложное, изменяющееся строение вкрест простирания (рис. 4). Исключение из этого правила составляют участки сопряжения 3C с существенно разными азимутами простирания, например, Курило-Камчатская и Алеутская ЗС [2]. Основным является геодинамический тип напряженного состояния горизонтального сжатия в коре островной дуги и континентального склона с направлением оси максимального горизонтального сжатия ортогонально простиранию дуги. В сопряженной литосфере океанского склона, за тальвегом желоба наблюдается режим горизонтального растяжения с ориентацией оси минимального сжатия вкрест простирания островной дуги. Наличие горизонтального растяжения в океанской литосфере за тальвегом желоба не всегда может быть выявлено в результатах инверсии напряжений из-за малого числа данных о механизмах очагов землетрясений. Это связано не только с количеством происходящих здесь землетрясений, но и с малым числом сейсмических станций на островах океанов. Оси минимального горизонтального сжатия в океанской плите до желоба направлены ортогонально тальвегу желоба. В коре континентального склона эти напряжения параллельны ему и совпадают с ориентацией оси промежуточного главного напряжения. Оси главных напряжений наибольшего сжатия в коре континентального склона погружаются с углами 20-30° в направлении океана, а оси главных напряжений минимального сжатия круто погружаются (60-70°) под континент или островную дугу. В коре континентального или субконтинентального склона 3С поддвиговые касательные напряжения строго упорядочены и ориентированы от океана к континенту, что отвечает взаимодействию океанской литосферы и континентальной или субконтинентальной плиты.



Рис. 4. Схема ориентации осей главных напряжений в континентальном и океаническом склоне зон субдукции с углами погружения литосферной плиты. Показана (пример) 3С Японских островов, размерность по вертикали и горизонтали в километрах. 1 – оси максимального девиаторного сжатия и растяжения по результатам инверсии; 2 – предполагаемые оси растяжения в океанской литосфере; 3 – направления действия касательных напряжений на подошве субконтинентальной или континентальной коры; 4 – положение тальвега океанского желоба; 5 – углы погружения океанической литосферы

Континентальные орогены. В коре горных поднятий с рельефом в виде хребтов наиболее часто имеют место режимы горизонтального сжатия или сдвига [1]. В обоих случаях субгоризонтальными являются оси главного напряжения наибольшего сжатия, которые здесь достаточно полого погружаются с углами 10-20°. Оси максимального горизонтального сжатия, как правило, ортогональны хребтам, но встречаются регионы, например, Алтай, где это не соблюдается. Для горных поднятий в виде плато и нагорьев геодинамический тип напряженного состояния горизонтальное растяжение или горизонтальный сдвиг при пологом погружении оси главного напряжения наименьшего сжатия 10-20°. В коре внутригорных впадин, вовлеченных в поднятия, наиболее часто представлен режим горизонтального сдвига. Для крупных межгорных впадин и передовых прогибов имеет место геодинамический режим горизонтального сдвига или горизонтального растяжения. В обоих случаях субгоризонтального сжатия, девиаторного растяжения.

Величины напряжений. Региональные расчеты показали [1-2], что основной диапазон изменений напряжений, нормированных на прочность сцепления, составляет около 10-12 единиц при наиболее представительных значениях, отвечающих нормированным напряжениям в 3-5 единиц. Эти закономерности проявляются в зонах с различной геодинамической обстановкой как для коры внутриконтинентальных орогенов, так и для коры 3С литосферных плит. Выполненная реконструкция глобального поля напряжений показала, что это соотношение верно и для литосферы трансформов и 3ОС.

На основе данных о величинах сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений ($M_W > 8.0$), в рамках третьего этапа МКА для разных 3С выполнялась оценка прочности сцепления и на их основе величин напряжений в региональных тектонофизических инверсиях. Уровень сброшенных напряжений для мега-землетрясений переходных зон редко превышает 1 Мпа, а стандартным значением являются 0.3-0.5 Мпа. Оценки прочности сцепления, выполненные по этим данным, дают значения в диапазоне 1-2 Мпа. Поэтому для коры Курильских остров, Японии и Западного фланга Зондской дуги уровень максимальных касательных напряжений не превышает 7-10 Мпа, при наиболее представительных значениях в диапазоне 2-5 Мпа. Это очень низкий уровень девиаторных напряжений, которому отвечает

и низкий уровень эффективного давления (тектоническое давление минус давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород). Используя эти данные, находим, что величина напряжений горизонтального сжатия превышает литостатическое давление не более чем на 5-10 Мпа.

Для коры Алтайского орогена по данным о сброшенных напряжениях в 4 Мпа Алтайского землетрясения 2003 года было получено значение прочности сцепления в 6 Мпа. Из этих оценок следует, что уровень максимальных касательных напряжений составляет 70-120 Мпа при наиболее представительном диапазоне значений в 20-30 Мпа. Таким образом, напряжения горизонтального сжатия в континентальных орогенах превышают литостатическое давление на 40-60 Мпа, что почти на порядок выше этих напряжений на границах литосферных плит.

Выводы. Глобальное поле коровых напряжений Земли, полученное по результатам тектонофизической инверсии, позволило оценить достоверность двух механизмов активного воздействия, обуславливающего движение литосферных плит: модели Вильсона и Эльзассера. Установлено, что распределение осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия и растяжения соответствует механизму пассивного раздвигания ЗОС. Результаты оценки величин напряжений показывают, что движения литосферных плит могут создавать дополнительные напряжения горизонтального сжатия, превышающие вертикальные напряжения, вызванные силой тяжести, не более чем на 5-10 Мпа. Этого не достаточно для объяснения аномально высоких напряжений горизонтального сжатия в коре континентальных орогенов.

Характер напряженного состояния в 3С показывает, что силу тяги со стороны погруженной и утяжеленной части литосферы, находящейся на глубинах более 100 км, следует рассматривать как одну из главных причин движения плит. Предлагается модифицированная модель Эльзассера 3С там, где в переходной зоне мантии наблюдаются стагнирующие блоки, в рамках которой латеральные движения континентальной литосферы в 3С связаны с отодвиганием океанского желоба в направлении СОХ, определяющим надвигание континентальной плиты на океанскую литосферу. Возможно также существование иных факторов, определяющих латеральные движения литосферных плит, не связанных с мантийной термогравитационной конвекцией, которые в этой работе не рассматривались.

Высокий уровень напряжений горизонтального сжатия в коре орогенов не связан с дальнодействием напряжений, формирующихся на границах плит. Их генезис обусловлен остаточными напряжениями, возникающими после подъема к поверхности пород с глубин 2-3 км и более. Это же явление происходит в результате эскарпогенеза континентального склона и в островной дуге 3С, определяя повышенный уровень напряжений горизонтального сжатия [2].

- 1. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Вып. 4. Т. 6. С. 437-466.
- 2. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 4. С. 263-280.
- Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. Moment Tensor Solutions – A Useful Tool for Seismotectonics / Editor Sebastiano D'Amico. Springer. Cham. – 2018. – P. 111-162.
- Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Kuchay O.A., Sycheva N.A. The stress state of seismic areas of the Central and Eastern Asia. Moment Tensor Solutions – A Useful Tool for Seismotectonics / Editor Sebastiano D'Amico. Springer. Cham. – 2018. – P. 519-556.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И КИНЕМАТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ЗОНЕ САЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2001 Г. НА ОСНОВЕ НОВЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Рогожин Е.А.¹, Горбатиков А.В.¹, Габсатарова И.П.²

¹Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия

Представлены результаты комплексного изучения сейсмотектонических, геологогеофизических, геодинамических и сейсмологических данных в области Сальского землетрясения 22 мая 2001 г., M = 4.7 в слабосейсмичном районе сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Очаг землетрясения, описанный параметрами, полученными по сейсмологическим и макросейсмическим данным, ассоциирован с глубинным тектоническим строением, оцененным с помощью метода микросейсмического зондирования (MM3). Разрез MM3 через область Сальского землетрясения получен по близмеридиональному профилю длиной около 65 км вкрест простирания зоны Манычского прогиба. Установлено, что гипоцентр Сальского землетрясения 2001 г. приурочен к зоне разлома, входящего в систему Манычских разломов, который выражается на разрезе в виде узкой субвертикальной полосы с пониженными скоростями сейсмических волн, трассирующейся от поверхности Земли до глубины более 40 км. Непосредственно в области землетрясения ниже глубины 10 км выделенная разломная зона имеет локальное расширение в месте перехода через плоскость контакта осадочного чехла с протерозойским фундаментом. Оценка положения гипоцентра и решение фокального механизма (пологий надвиг северного борта под углом 25-33 град.) хорошо коррелирует в этом месте с глубиной и наклоном поверхности протерозойского фундамента, элементы которого также прослеживаются на разрезе MM3.

УДК 550.34, 551.24

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ НА ОСНОВЕ НОВЫХ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А.И.

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

Представлены результаты комплексного изучения тектонических, геологогеофизических, геодинамических и сейсмологических данных в области Манычского прогиба в слабосейсмичном районе сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Собраны новые сведения для области Сальского землетрясения 22 мая 2001 г., M = 4.7. Глубинное тектоническое строение изучено с помощью метода микросейсмического зондирования (MM3). Разрез MM3 через область сочленения Кряжа Карпинского, Манычского прогиба и Ставропольского поднятия Скифской плиты получен по близмеридиональному профилю длиной около 65 км вкрест простирания зоны Манычского прогиба. Установлено, что наиболее четко выраженной в недрах является зона Сальского глубинного разлома, входящего в систему Манычских разломов. Разлом выражается на разрезе в виде узкой субвертикальной полосы с пониженными скоростями сейсмических волн, трассирующейся от поверхности Земли до глубины более 40 км.

Введение. Для умеренного по магнитуде Сальского землетрясения 2001 г. получены результаты комплексного геолого-геофизического, макросейсмического и сейсмологическо-го изучения.Эти данные позволяют составить представление о строении сейсмогенерирущей структуры и оценить сейсмотектоническую обстановку в этом регионе России.

Макросейсмические сведения. Сальское землетрясение 22 мая в 2001 г. с $M_S = 4.7$ ($K_P = 12.5$) произошло на юго-западе России, в 60 км восточнее г. Сальска Ростовской области (рис. 1). По инструментальным оценкам очаг землетрясения располагалсяна глубине ~ 9-15 км.



Рис. 1. Схема изосейст Сальского землетрясения 2001 г. на фоне рельефа местности. Красная звездочка – положение эпицентра Сальского землетрясения 2001 г. по инструментальному определению ГС РАН [2]; сиреневая звездочка – макросейсмический центр Сальского землетрясения [1]. Белые точки с номерами – пикеты профиля микросейсмического зондирования 2018 г.

Было проведено макросейсмическое обследование в 36 населенных пунктах на площади $110 \times 170 \text{ км}^2$ [1]. Сейсмодислокаций, связанных с сейсмическим событием, обнаружено не было. На основании наблюденного распределения балльности в населенных пунктах эпицентральная интенсивность была определена равной $I_0 = 6-7$ баллов. Изосейсты высших баллов имеют овальные очертания и характеризуются вытянутостью длинных осей в западсеверо-западном направлении (рис. 1).

Сейсмотектоническая позиция эпицентра. Очаг Сальского землетрясения располагался в пограничной области Скифской плиты и древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Эта зона отделяется от Предкавказья Манычским прогибом, заложенным над системой крупных разломов в фундаменте [3-5] (рис. 2). Вдоль Манычского прогиба проходит северная геологическая граница Кавказского региона России.

Глубинное строение очаговой зоны Сальского землетрясения. Выяснено глубинное строение гипоцентральной области с помощью геофизического метода микросейсмического зондирования (ММЗ) [11-12]. Для этого вкрест простирания очаговой области Сальского землетрясения был пройден близмеридиональный профиль ММЗ длиной около 65 км, пересекающий всю Манычскую зону и построен разрез (рис. 2, 3).



Рис. 2. Схема тектонических элементов и разломных зон в районе Сальского землетрясения. 1 – эпицентр Сальского землетрясения 22 мая 2001 г. по результатам инструментальных определений ГС РАН [2], в поле рисунка указаны варианты решения механизма землетрясения по данным Геофизической службы РАН, г. Обнинск (слева) и Швейцарского сейсмологического центра (справа); 2 – пикеты профиля ММЗ с указанием номеров пикетов; 3 – разломы с указанием буквенного индекса на схеме, СМ – Северо-Манычский разлом [4, 6]; М – Манычский разлом [7]; С – Сальский разлом [8]; ВС – Восточно-Сальский разлом [7, 9]; ЮМ – Южно-Манычский [8]. Точки пересечения разломов с профилем ММЗ см. на разрезе (рис. 3); 4 – стратоизогипсы рельефа кристаллического фундамента с указанием глубины (в км) согласно [10]



Рис. 3. Разрез земной коры по MM3 вдоль профиля через зону Сальского землетрясения 2001 г. Красными стрелками показано ориентировочное положение гипоцентра Сальского землетрясения (проекция на плоскость разреза), стрелочки указывают направления движений краев разрыва в очаге (проекцию). Границы мела (К) и пермь-триаса (P-T) показаны белым пунктиром [13, 8], граница кристаллического фундамента (PR) [10]. Сверху показан рельеф местности вдоль профиля MM3. Слева приведена сглаженная региональная модель изменения скорости поперечных сейсмических волн с глубиной. Буквами над разрезом обозначены разломы (см. пк. 4 в подписях к рис. 2)

На разрезе (рис. 3) в соответствии с цветовой шкалой визуально выделяются области пониженных и повышенных скоростей сейсмических волн относительно сглаженной региональной скоростной модели. Среди факторов понижения скоростей сейсмических волн превалирующим является степень повышения пористости и трещиноватости пород. Несколько отчетливых субвертикальных полос с пониженными скоростями на разрезе интерпретируются как разломные зоны с высокой степенью трещиноватости и измененности. Из всех выделяемых разломов только Сальский разлом – «С» (рис. 3) трассируется из глубин до поверхности, что предположительно связано, с его современной активностью.

На разрезе ММЗ различаются также некоторые близповерхностные структуры. В частности, в верхней части разреза ММЗ видно смещение основных горизонтов осадочного чехла (рис. 3). В южной части профиля отложения мела, палеогена и неогена характеризуются мощностью около 3.5 км, тогда как к северу их суммарная мощность не превышает 1.5 км [13, 8]. Таким образом, поверхность фундамента испытывает ступенчатое опускание в южном крыле зоны дизьюнктива примерно на 1.5 км. Непосредственно в области разлома «С» на разрезе ММЗ в северном крыле наблюдается падение подошвы нижнего мела на юг под углом около 30°. В южном крыле более глубокий горизонт (пермо-триас) также испытывает наклон, но уже в северном направлении под углами 25-35°. По данным сейсморазведки в зоне этого разлома нарушены слои мела и пермо-триаса [13] (рис. 3).

Видно, что среди всех выделяемых субвертикальных структур разлому «С» соответствует вертикальная узкая зона пониженных скоростей сейсмических волн, распространяющаяся от поверхности земли (в районе пикетов 29-31) до глубины около 40 км. Разлом «С» может считаться активным в мезозое и кайнозое, пересекающим всю земную кору и выходящим в осадочный чехол и четвертичные отложения.

Гипоцентр Сальского землетрясения, таким образом, ассоциируется с одноименным разломом, пересекающим профиль ММЗ в точках 29-31 (рис. 2 и 3 он обозначается «С»).

На рис. 3 также видно, что в предполагаемой гипоцентральной области Сальского землетрясения на глубинах 11-13 км разломная зона расширяется и приобретает наклон к северу под углами около 40-50°. При этом более пологая плоскость, полученная при решении фокального механизма землетрясения (рис. 2) [2], в целом соответствует геометрии этого сегмента глубинного разлома, а сдвиго-надвиговое смещение его кинематике. Именно к этой зоне приурочен очаг Сальского землетрясения, а надвиговая кинематика контролируется среди прочего этим пологим наклонным контактом.

Кроме Сальского разлома, непосредственно под долиной р. Западный Маныч в Манычской зоне разломов, а также под южным подножьем Сальско-Манычской гряды и под северным подножьем Ставропольского поднятия в земной коре в виде низкоскоростных узких линейных вертикально залегающих включений проявляются зоны других тектонических нарушений. Эти разломы охватывают нижние и средние горизонты земной коры, четко прослеживаются до глубин около 5-6 км ниже уровня моря в северной части разреза и до 6-7 км – в южной. Над этими тремя глубинными разломами наблюдаются незначительные вертикальные смещения, но до поверхности земли они не распространяются.

Структура Манычской сейсмогенерирующей зоны. Выявленные при профилировании ММЗ глубинные разломы образуют зону нарушений шириной около 50 км, которая, по сути дела, отделяет Восточно-Европейскую платформу (Кряж Карпинского) от Скифской плиты (Ставропольского поднятия). Такая их важная геодинамическая роль определяет и существенное сейсмотектоническое значение. Заметим, что Сальское землетрясение является не только самым крупным сейсмическим событием района на протяжении инструментального периода наблюдений, но и исторического [7].

В инструментальный период мониторинга на Северном Кавказе, непосредственно в окрестностях Сальского землетрясения, в зоне Манычских разломов известны лишь три небольших землетрясения с $K_P = 8.9$ (26.04.1984 г.), $K_P = 9.0$ (02.12.1996 г.) и $K_P = 7.8$ (23 мая 2001 г.) [2].

Вместе с тем, в исторический период [14-15, 17, Никонов, 1995] также отмечались проявления сейсмической активности в зоне этих разломов.

Место, где возникло Сальское землетрясение на слабоактивной территории Скифской плиты, впервые выявили в качестве сейсмоопасного Г.И. Рейснер и Л.И. Иогансон [16]. В результате применения внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмической опасности в этом районе считалось возможным возникновение землетрясений с $M_{max} = 6.4$. И если раньше такая оценка рассматривалась многими исследователями как совершенно утопическая, то случай с сейсмическим событием 2001 г. в Сальской степи подтвердил правильность такой оценки [17].

Заключение. Проведенное комплексное изучение очаговой области Сальского землетрясения показало, что его эпицентр приурочен к зоне Манычских активных разломов западсеверо-западного простирания, разделяющих расположенную к северу Сальско-Манычскую гряду Восточно-Европейской платформы (Кряж Карпинского), и находящееся южнее Ставропольское поднятие Скифской плиты. Гипоцентр сейсмического события располагался на поверхности кристаллического фундамента и был приурочен к наиболее активному из разломов Манычской группы – к Сальскому глубинному разлому, вертикально распространяющемуся на всю мощность земной коры и достигающему дневной поверхности. Подвижка в очаге представляла собой правосторонний сдвиго-надвиг, погружающийся в северных румбах. В зоне Манычских разломов в исторический и инструментальный периоды сейсмологических наблюдений уже не раз возникали умеренные и слабые сейсмические толчки. Все эти данные свидетельствуют о том, что зону сочленения ВЕП и Скифской плиты нельзя считать асейсмичной и сейсмобезопасной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 18-05-00641_а и 18-00-00247 КОМФИ.

- 1. *Tatevossian R.E., Arefiev S.S., Pletnev K.G.* Macroseismic survey of Salsk (Russian platform) earthquake of 22 May 2001 // Joint Institute of Physics of the Earth, RAS. Russian J. of Earth Sciences. 2002. V. 4. № 2. P. 163-169.
- Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Бабкова Е.А., Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г. Сальское землетрясение 22 мая 2001 года с M_S = 4.7, I₀ = 6-7 (Северный Кавказ) // Землетрясения Северной Евразии 2001 г. – Обнинск : ГС РАН, 2007. – С. 301-316.
- 3. *Карта* разломов территории СССР и сопредельных стран / Гл. ред. А.В. Сидоренко. Л. : ВСЕГЕИ, 1980.
- 4. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии. Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8(4). – С. 711-736. doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314. Эл. pecypc : http://neotec.ginras.ru/neomaps/M010_Eurasia_2018_Active-faults.jpg
- 5. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М. : Геос, 2002. 224 с.
- Государственная геологическая карта российской федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист L-(37),(38) (Ростов-на-Дону). Карта дочетвертичных отложений. – Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2000.
- Макаров В.И. Макарова Н.В., Несмеянов С.А., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В., Серебрякова Л.И., Суханова Т.В. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. – М. : Наука, 2006. – 206 с.
- Схема геологического строения доюрского структурно-вещественного комплекса и структуры докунгурской и домезозойской поверхностей // Государственная геологическая карта российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38. – Пятигорск–Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2011.

- 9. *Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф.* Положение южного краевого шва восточно-европейского кратона // Доклады академии наук. Геология. 2011. Т. 437. № 3. С. 375-377.
- Схема глубинного строения // Государственная геологическая карта российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38. – Пятигорск– Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2011.
- 11. Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96-112.
- 12. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66-84.
- 13. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Труды геологического института. М. : Наука, 2004. Вып. 552. 340 с.
- 14. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М. : Наука, 1977. 148 с.
- 15. Бабаян Т.О., Кулиев Ф.Т., Папалашвили В.Г., Шебалин Н.В., Вандышева Н.В. (отв. сост.). II б. Кавказ [50–1974 гг., M ≥ 4.0, I₀ ≥ 5] // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М. : Наука, 1977. – С. 69-170.
- 16. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Возможны ли сильные землетрясения в пределах равнинных территорий? // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. М. : МЧС России, РАН, 1994. Т. 1. № 3. С. 48-50.
- 17. Старовойт О.Е., Захарова А.И., Рогожин Е.А., Михайлова Р.С., Пойгина С.Г. Северная Евразия // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. – Обнинск : ГС РАН, 2007. – С. 14-33.

УДК 550.343.64

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДОЛГОВРЕМЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ ПО ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ КАНДАЛАКШСКОГО ГРАБЕНА БЕЛОГО МОРЯ)

Родина С.Н., Горбатов Е.С.

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

Введение. Сейсмический режим является важнейшем показателем уровня сейсмической опасности и сейсмической активности. Представление о среднем долговременном сейсмическом режиме можно получить с помощью графика повторяемости – статистической функции распределения частоты возникновения землетрясений по магнитуде: lg(N/T) = a - bM, где N - число землетрясений определенной магнитуды M; T - период наблюдений в годах; a и b - уровень и наклон при M = 0 [1]. Исходными материалами для построения такого графика являются каталоги землетрясений, составленные по данным сетей сейсмических станций. Также привлекаются сведения доинструментального и раннеинструментального периодов, полученные на основании архивных, исторических и макросейсмических материалов. Для многих регионов России период инструментальных наблюдений достаточно короткий, а исторические данные весьма фрагментарны и охватывают небольшой интервал времени, в то время как период повторения сильнейших событий во многих регионах составляет сотни и даже тысячи лет. В связи с этим, неполнота сейсмостатистического материала требует применения дополнительных методов, таких как палеосейсмогеологический, для определения верхнего уровня сейсмической опасности.

Методика исследований. Проведены палеосейсмологические работы в районе одной из наиболее активных морфоструктур Севера-Запада России – Кандалакшском грабене Белого моря [2-3]. При поиске и анализе сейсмодислокаций в скальных массивах, прилегающего к этой структуре Карельского берега Белого моря, применялось космическое дешифрирование и полевое палеосейсмологическое обследования. Доказательством сейсмического воздействия как основного фактора образования выявляемых в ходе исследований дислокаций в рельефе рассматривалась их ареальный (очаговый) характер распространения, высокая плотность концентрации и парагенетическая сгруппированность.

По степени выраженности и плотности концентрации палеосейсмодислокаций оценивалась местная сейсмическая интенсивность с учетом шкал INQUAscale и ESI-2007. В эпицентральных областях изученных палеоземлетрясений построены карты-схемы изосейст, которые позволили оценить магнитуду и глубину очага палеосейсмических событий по формулам (2-3), выведенным из уравнения макросейсмического поля (1). Используемое уравнение [4] описывает зависимость балльности сотрясения (I_i) в некоторой точке наблюдения от магнитуды (M), эпицентрального расстояния этой точки (R_i) и глубины очага (H):

$$I_i = 1.5 \mathrm{M} - 3.5 \mathrm{lg} \sqrt{R_i^2 + H^2} + 3, \tag{1}$$

$$H = \sqrt{\frac{R_2^2 - aR_1^2}{a - 1}}, \quad \text{где} \quad a = 10^{(I_1 - I_2)/1.75}, \tag{2}$$

$$M = \frac{2}{3}I_i + \frac{7}{6}lg(R_i^2 + H^2) - 2.$$
 (3)

Параметр H вычислялся путем подстановки в (2) параметров двух точек наблюдения $(R_1, I_1 \text{ и } R_2, I_2)$, а для нахождения M в (3) подставлялись параметры одной точки (R_1, I_1) и ранее вычисленная H.

Возраст палеосейсмических событий определялся путем датирования погребенных в ходе палеоземлетрясений палеопочв, почв, образованных по сейсмоколлювию, а также путем определения возраста древних береговых линий, ограничивающих зоны развития субаэральных сейсмодислокаций. Полученные магнитуды палеосейсмических событий и их возраста позволили продлить в прошлое сейсмический каталог для района исследований.

Макросейсмические параметры палеоземлетрясений. Выявлены и закартированы группы ареалов палеосейсмодислокаций размером 2-15 км. Эти области маркируют линейные сейсмогененрирующие структуры продольного к оси грабена простирания – Великосалминскую и Чупинскую (рис. 1, а, б). Дислокации представляют собой молодые тектонические рвы и трещины преимущественно СЗ простирания, массовые смещения блоков, в том числе против уклона, каменные хаосы и сейсмообвалы. Выявленные сейсмические эффекты отвечают 7- и 8-балльным зонам сотрясения по использованным сейсмическим шкалам. По характеру распространения сейсмодислокаций, для двух ареалов чупинской группы сейсмодислокаций построены карты-схемы изосейст, позволившие определить магнитуду палеосейсмических событий по описанной выше макросейсмической методике. Она составила 3.7 и 2.9 при глубине очагов $H \le 1$ км для предположения, что каждый ареал отвечает местному сейсмическому очагу (событие 3, 4 в табл. 1). Магнитуда события 5 определена косвенно, путем анализа ранее полученной зависимости между магнитудами и пиковыми скоростями сейсмических движений (PGV), определенными по величинам сейсмовибрационных блоковых смещений, замеренных на северном склоне г. Хит-Варакка. Относительный возраст событий – голоцен (0-10 тыс. лет).



Рис. 1. Положение очагов палеоземлетрясений в структуре ЮЗ борта Кандалакшского грабена и его обрамления и параметры палеоземлетрясений, восстановленные палеосейсмологическим методом. Условные обозначения: 1 – основные тектонические сбросы в системе грабенов акватории, по данным [Никифоров и др., 2012]; 2 – выявленные по палеосейсмологическим данным [2] сейсмогенерирующие структуры: а – микрограбен пролива Великая Салма (южный борт): б – чупинская структура: в – предполагаемый сейсмолинеамент в районе Керетского арх. 3 – очаги палеоземлетрясений. Размер значков пропориионален магнитуде и соответствует ареалам (1-5) развития палеосейсмодислокаций: 1 – п-ов Киндо, 2 – восточная часть Кузакоикого арх., 3 – Малиновая Варакка, центральная часть, 4 – Малиновая Варакка, приморская часть, 5 – Хит-Варакка; 4 – районы проведения полевых палеосейсмологических работ в 2016-2019 гг.

Таблица 1

Параметры палеоземлетрясений

№ очага в рис. 1	I_0	М	Н, км	Возраст, тыс. лет	Сейсмогенерирующая структура	
1	8	4.4	1.9	1.8-1.9		
2	8-9	4.2	1.3	0.4-0.5	Беликосалминская (a)	
3	8	3.7	0.8	0-10		
4	8	2.9	0.15	0-10	Чупинская (б)	
5	8	3.4	-	0-10		
3* (вместо 3-5)	8	5.5	5.0	9.5		

Обособленный характер распространения выявленных трех чупинских ареалов палеосейсмодислокаций может быть связан не с тремя, а с одним более сильным палеоземлетрясением, следы которого сохранились преимущественно на возвышенных участках рельефа (выше 80 м), которые в раннем голоцене были отдельными островами, поскольку в субаквальных пространствах условия для образования дислокаций были ограничены. Для этого варианта рассчитана M = 5.5 и H = 5 км, возраст события – ранний голоцен (событие 3* в табл. 1). Уровень в 80 м представляет собой древние береговые линии островов 9500 лет назад [5], что и определяет возраст события.

Таким образом, в ходе интерпретации палеосейсмологических данных восстановлено макросейсмическое поле 1 или 5 палеоземлетрясений, в зависимости от способа проведения изосейст для чупинских палеоземлетрясений, что позволило определить мелкофокусный (H до 2-5 км), среднемагнитудный (M до 4.4-5.5) характер выявленных сейсмических событий, в сочетании с высокой интенсивностью (I_0 до 8 баллов). Полученные оценки магнитуд палеоземлетрясений уникальны для российской части Фенноскандинавского щита, поскольку впервые в регионе решена задача оценки этого параметра при палеосейсмологических исследованиях прямым макросейсмическим методом. Для палеоземлетрясений великосалминской сейсмогенерирующей структуры (события 1, 2) определен абсолютный возраст событий путем радиоуглеродного датирования палеопочв, образовавшихся как до, так и после события [6], а для чупинской группы определен только относительный возраст по геоморфологическим данным.

Реконструкция сейсмического режима Кандалкшского грабена. Для оценки долговременного сейсмического режима использовались каталоги землетрясений, которые составляются по данным сети сейсмических станций (инструментальные каталоги). Для доинструментального и раннеинструментального периодов привлекались исторические сведения и архивные данные. Источниками для составления сводного каталога служили каталоги землетрясений в СССР, землетрясения Северной Евразии, землетрясения России, землетрясения Фенноскандии, международные каталоги и др. [7-18]. Изучаемый район располагается в зоне с горнопромышленными предприятиями и военными полигонами, на которых проводятся взрывы и технологические процессы, отсюда природа не всех событий точна известна. В работе были учтены результаты ретроспективного анализа сейсмических событий А.А. Годзиковской с соавтомами [19].

Для первого приближения к пониманию сейсмического режима график повторяемости был рассчитан по инструментальным и историческим данным методом ортогональной регрессии (рис. 1). Полученному графику соответствует следующее уравнение: $Lg(N/T) = (1.67 \pm 0.30) - (0.71 \pm 0.05)$ М, при R = 0.98, где R – коэффициент корреляции. Здесь N– число землетрясений указанной магнитуды М; T – период наблюдений в годах. Для оценки сейсмического режима нельзя использовать сведения о землетрясении 1626 г., поскольку нет данных о других подобных событиях для понимания периодов повторения землетрясений с M = 5.5. Поэтому представление о параметрах сейсмического режима в области землетрясений с большими магнитудами на базе этих данных составить нельзя.

Далее к исходным данным *К* приведенным выше исходным данным были добавлены результаты полевых работ в случае интерпретации результатов, как пять землетрясений, то есть для периода 1900 лет обнаружены следы древних землетрясений с магнитудами M = 4.4, 4.2, 3.7, 2.9, 3.4. Общему графику повторяемости (рис. 2) соответствует следующее решение $Lg(N/T) = (2.27 \pm 0.84) - (1.1 \pm 0.15)M$, при R = 0.94.



Рис. 2. График повторяемости землетрясений Кандалакшского грабена и его окрестностей по инструментальным и историческим данным

График повторяемости на рис. 3, 4 рассчитан по инструментальным, историческим и палеосейсмогеологическим данным для случая интерпретации результатов, как одно событие с M = 5.5 за период 9500 лет. Ему соответствует следующее уравнение:



Рис. 3. График повторяемости землетрясений Кандалакшского грабена и его окрестностей по инструментальным, историческим и палеосейсмологическим данным (для случая 5 палеоземлетрясений)



Рис. 4. График повторяемости землетрясений Кандалакшского грабена и его окрестностей по инструментальным, историческим и палеосейсмологическим данным (для случая 1 палеоземлетрясения)

При сравнении полученных данных выявлено увеличение среднего периода повторяемости сильных событий, что показывает изменение наклона графика с –0.71 до –0.97. Также следует отметить высокий коэффициента корреляции, что свидетельствует о хорошем соответствии сейсмологических и палеосейсмогеологических данных. Прямолинейность графиков повторяемости говорит о том, что сейсмический режим на последнем позднечетвертичном этапе геологической истории оставался практически неизменным. Обобщение сейсмологических и палеосейсмогеологических данных позволило впервые оценить сейсмический режим изучаемой территории на протяжении всего голоцена.

Выводы. Обобщение сейсмологических и палеосейсмогеологических данных позволило впервые оценить сейсмический режим изучаемой сейсмогенерирующей структуры на протяжении всего голоцена, что выполнено для территории российской части Фенноскандии впервые. Использование палеосейсмических данных дало возможность не только существенно уточнить сейсмический режим Кандалакшского грабена, но и обосновать его относительную неизменность в послеледниковье и определить максимальную магнитуду за голоцен, равную 5.5.

Полученные данные могут использоваться для тектонофизических исследований, в частности при анализе моделей временного хода и пространственного распределения очагов землетрясений в структурах растяжения (грабенах) в условиях изменения напряженнодеформационного состояния земной коры при снятии внешней ледниковой нагрузки.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 18-35-00296.

- 1. *Ризниченко Ю.В.* Об изучении сейсмического режима / Ю.В. Ризниченко // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958. № 9. С. 105-1074.
- 2. Горбатов Е.С., Сорокин А.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С. Результаты детальных палеосейсмологических исследований в районе полуострова Киндо (Карельский берег Белого моря) / Е.С. Горбатов, А.А. Сорокин, А.В. Мараханов, А.С. Ларьков // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2017. – Т. 44. – № 3. – С. 5-24.
- 3. Горбатов Е.С., Сорокин А.А. Сильные голоценовые палеоземлетрясения Карельского берега Белого моря и особенности проявления их следов в рельефе / Е.С. Горбатов, А.А. Сорокин // Современные проблемы механики. 2018. Т 33. № 3. С. 186-196.
- 4. Друмя А.В., Шебалин Н.В. Землетрясение : где, когда, почему? / А.В. Друмя, Н.В. Шебалин; отв. ред. М.А. Садовский. Кишинев : Штиинца, 1985. С. 196.
- 5. Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложе-

ний малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) / В.В. Колька, О.П. Корсакова, Т.С. Шелехова, А.Н. Толстоброва // Вестник МГТУ. – 2015. – Т. 18. – № 2. – С. 255-268.

- Мараханов А.В., Романенко Ф.А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) / А.В. Мараханов, Ф.А. Романенко // Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. – Архангельск, 2014. – С. 137-140.
- 7. Землетрясения Северной Евразии в ... году (раннее в СССР). М. : Наука, 1964-2002.
- 8. База данных Землетрясения России http://eqru.gsras.ru/
- 9. Панасенко Г.Д. Землетрясения Феноскандии в 1951-1970. М. : Изд-во МГК, 1977. 111 с.
- 10. Панасенко Г.Д. Землетрясения Феноскандии в 1971-1975. М. : Изд-во МГК, 1979. 77 с.
- 11. Панасенко Г.Д. Землетрясения Феноскандии в 1976-1980. М. : Изд-во МГК, 1986. 81 с.
- 12. Панасенко Г.Д. Землетрясения Феноскандии в 1981-1985. М. : Изд-во МГК, 1991. 92 с.
- 13. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Ленинград : Наука, 1969. – 184 с.
- 14. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М. : Наука, 1977. 535 с.
- 15. Норвежским национальным центром данных https://www.norsar.no/
- 16. Международный сейсмологический центр Великобритании http://www.isc.ac.uk/
- Никонов А.А. Фенноскандия недооцененная сейсмогенерирующая провинция / А.А. Никонов // Геофизика XXI столетия. 2002 год : Материалы IV геофизических чтений им. В.В. Федынского. М. : Научный мир, 2003. С. 207-214.
- 18. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточноевропейской платформы. Книга 1. Землетрясения. – Петрозаводск, 2007.
- 19. Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающих территории в XX веке. М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. 130 с.

УДК 550.83.01

АНАЛИЗ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ОСНОВЕ ПОНЯТИЯ ВЕКТОРА СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Рыбин А.К.¹, Александров П.Н.²

¹Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызская Республика; ²Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН, Троицк, Москва, Россия

Объектом исследования геофизического мониторинга современных геодинамических процессов являются любые изменения в геологической среде (естественного или техногенного характера), происходящие в настоящее время и отражающиеся в физических полях и физических параметрах горной породы, в частности, электромагнитных и сейсмических. Целью геофизического мониторинга современных геодинамических процессов является изучение изменений в геологической среде, их оценка и прогноз развития. Не исследуя физикогеологического обоснование геофизического мониторинга современных геодинамических процессов, будем рассматривать их как динамическую систему. В таком формальном подходе под системой будем понимать совокупность элементов, находящихся в отношениях и связях друг с другом и образующих новую качественную целостность. Динамика этой системы связана как с изменением ее отдельных частей, так и с изменениями связей между элементами этой системы. Для определения параметров системы будем использовать временные ряды представляющие собой физические поля, воздействующие на систему, а, именно, поля эндогенного происхождения, которые, например, в случае магнитотеллурического зондирования можно выделить из наблюденного поля с помощью оригинальной методики разделения электромагнитного поля по положению источников [1].

В геодинамическом смысле, прежде всего, необходимо определить систему, которая отвечает за изменения геологической среды во времени. При этом следует различать разные масштабы времени – интервал времени, по которому определяется система, и интервал времени, намного больший, в пределах которого меняется сама система.

Системный анализ временных рядов. Из формальных соображений (как это будет следовать из нижеизложенного), а также из смысловых, для получения новой качественной информации необходимо использовать независимую информацию, поскольку в противном случае, непосредственно связанные, коррелируемые процессы не приводят к получению такой качественно новой информации. Иначе говоря, необходимо использовать те временные ряды, которые не связаны между собой непосредственно, их зависимость – опосредованная, через параметры системы [2-3]. Мерой линейной независимости (или зависимости) двух функций времени является коэффициент корреляции. Пусть даны две функции $f_1(t)$ и $f_2(t)$, времени $t \in [a,b]$. Построим функционал невязки в метрике L^2 (метод наименьших квадратов):

$$\int_{a}^{b} (f_1(t) - kf_2(t))^2 dt = \delta.$$

Минимизируя его, получим

$$\frac{\partial}{\partial k}\delta = 2\int_{a}^{b}(f_{1}(t) - kf_{2}(t))f_{2}(t)dt = 2(\int_{a}^{b}f_{1}(t)f_{2}(t)dt - k\int_{a}^{b}f_{2}(t)f_{2}(t)dt = 0,$$
откуда $k = \frac{\int_{a}^{b}f_{1}(t)f_{2}(t)dt}{\int_{a}^{b}f_{2}(t)f_{2}(t)dt}$ – есть нормированный коэффициент корреляции.

Следовательно, оценить величину линейной независимости или зависимости можно, используя данную величину.

В связи с этим найдем матрицу коэффициентов корреляции $K = \{k_{ij}\}$ по наблюденным

данным, где
$$k_{ij} = \frac{\int_{a}^{b} f_i(t) f_j(t) dt}{\int_{a}^{b} f_j(t) f_j(t) dt}$$
, $i = \{1: N\}$, $j = \{1: N\}$, N – количество точек наблюдения.

Матрица K – симметричная, ее можно представить в виде $K = v[\lambda]v^{-1}$, где v – матрица, составленная из собственных векторов матрицы K, $[\lambda]$ – диагональная матрица собственных значений матрицы K.

Выделим из этой матрицы матрицу с минимальной корреляцией. Для этого представим ее собственные значения $[\lambda] = \begin{bmatrix} [\lambda_+] & [0] \\ [0] & [\lambda_-] \end{bmatrix}$, где $[\lambda_+]$ – диагональная матрица с большими, по модулю, величинами собственных значений матрицы K, $[\lambda_-]$ – диагональная матрица с малыми, по модулю, величинами собственных значений матрицы K, например, не превышающих по абсолютной величине $0.1 \max(|\lambda|)$, [0] – нулевая матрица соответствующей размерности. Тогда матрица K_N с некоррелированными функциями времени можно найти из

$$K_{N} = v \begin{bmatrix} 0 \cdot [\lambda_{+}] & [0] \\ [0] & [\lambda_{-}] \end{bmatrix} v^{-1} = v \begin{bmatrix} [0] & [0] \\ [0] & [\lambda_{-}] \end{bmatrix} v^{-1}.$$

В результате этой операции можно выделить функции времени $f_i(t)$, которые обладают наименьшей коррелированностью и, следовательно, наименьшей линейной зависимостью друг от друга. Для этого просуммируем по столбцам модули элементов матрицы K_N и выберем некоторое количество минимальных значений полученного ряда. В итоге будут отобраны такие функции времени, которые являются максимально независимыми. Это необходимо для построения математической модели системного анализа временных рядов в рамках решения динамической задачи.

Также отметим, что в результате отбора таких функций времени появляется возможность установить пространственные области развития современных геодинамических процессов и в дальнейшем можно следить только за этими областями, что важно при проектировании полевых систем наблюдения.

Динамическая задача. После того, как отобраны функции $f_i(t)$ (пусть они образуют

тервал времени Δt , в пределах которого система изменяется слабо, поскольку рассматриваются медленные процессы (это можно трактовать и по другому – шаг по времени выбирается из условия быстроты изменений геодинамических процессов, что имеет практически важное значение при мониторинге). Тогда можно предположить, что в близких интервалах времени существует линейная связь

$$\mathbf{X}(t + \Delta t) = A\mathbf{X}(t) = ([1] + \Delta tB)\mathbf{X}(t), \tag{1}$$

В – матрица, характеризующая изучаемую систему, [1] – единичная матрица соответствующей размерности.

Это выражение является основой для построения моделей динамических процессов. Действительно, переписав последнее выражение в виде

$$\frac{\mathbf{X}(t+\Delta t)-\mathbf{X}(t)}{\Delta t}=B\mathbf{X}(t),$$

и переходя к пределу $\Delta t \rightarrow 0$, получим

$$\lim \frac{\mathbf{X}(t + \Delta t) - \mathbf{X}(t)}{\Delta t} \bigg|_{\Delta t \to 0} = \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{X}(t) = B \mathbf{X}(t),$$

что является классической математической моделью при изучении широкого класса динамических процессов.

Формальным описанием динамической системы является матрица B. Предполагается, что она за некоторый интервал времени ΔT (включающее измерения во времени с шагом Δt) не меняется, в то время как вектор X может меняться достаточно произвольно.

В выражении (1) вектор $\mathbf{X}(t)$ есть воздействие на систему, вектор $\mathbf{X}(t + \Delta t)$ результат воздействия на систему. Они могут меняться достаточно произвольным образом. Однако

матрица B, описывающая систему, не меняется в интервале времени ΔT . Она полностью описывает внутреннюю структуру, состояние и свойства геодинамической системы.

Изменение системы во времени будет определяться изменением матрицы B. В этом случае за все время наблюдения геодинамических процессов, которое будет иметь другой масштаб времени t, более широкий, чем шаг дискретизации (измерений), матрица B будет функцией времени B = B(t). Эти формально описываемые изменения динамических систем являются предметом исследования при системном анализе современных геодинамических процессов по геофизическим данным.

Основной целью проводимых исследований является нахождение матрицы *В* и ее анализ.

Нахождение матрицы *B*. Определение элементов этой матрицы фактически является нахождением решения обратной задачи (восстановление коэффициентов дифференциальных уравнений). Поэтому данный этап можно рассматривать как решение обратной задачи электромагнитного мониторинга современных геодинамических процессов.

Для нахождения матрицы В представим систему уравнений в виде:

$$\mathbf{Y} = \mathbf{Y}(t) = \mathbf{X}(t + \Delta t) - \mathbf{X}(t) = B\Delta t \mathbf{X}(t).$$

Перейдем к дискретным представлениям – вместо функций времени будем рассматривать временные ряды. Пусть известны вектора $\mathbf{Y}(t_j)$ и $\mathbf{X}(t_j)$ в момент времени t_j . Введем составные матрицы:

$$Y = [\mathbf{Y}(t_1), \mathbf{Y}(t_2), ..., \mathbf{Y}(t_n)]$$
$$X = [\Delta t_1 \mathbf{X}(t_1), \Delta t_2 \mathbf{X}(t_2), ..., \Delta t_n \mathbf{X}(t_n)]$$
$$n \gg m.$$

 Δt_j , j = 1, n – интервалы времени, через которые были проведены измерения и которые могут быть различными, n – количество измерений. Интервал времени $t_n - t_1 = \Delta T_n$ – кадр, интервал времени, в течение которого произведено n измерений. В расчетах использовались следующие значения m = 7, n = 15.

Тогда векторная система уравнений сведется к матричной системе уравнений относительно матрицы *В* вида:

$$Y = BX, (2)$$

из которой можно найти матрицу В.

Полученная матричная система уравнений является переопределенной. В силу этого решение будет иметь вид:

$$B = ((XX^{T})^{-1}(XY^{T}))^{T} = VDV^{-1},$$

где T – знак операции транспонирования матрицы, где V – матрица, составленная из собственных векторов матрицы B, [D] – диагональная матрица собственных значений матрицы B.

Необходимо, чтобы матричная система уравнений (2) была переопределенной, поскольку это позволит оценить точность построенной математической модели согласно оценке O = ||Y - BX||. В противном случае, например, при нормально определенной системе матричных уравнений, оценить точность построенной модели не представляется возможным, поскольку всегда оценка O будет равна нулю O = 0. Найденная матрица позволяет осуществить прогноз развития геодинамического процесса на последующий момент времени t_{n+1} , согласно выражению, вытекающему из (1):

$$\mathbf{X}(t_{n+1}) = ([1] + (t_{n+1} - t_n)B)\mathbf{X}(t).$$

Если в момент времени t_{n+1} известен вектор $\tilde{\mathbf{X}}(t_{n+1})$, то можно определить отклонение прогнозных значений от фактических $\Delta \mathbf{X} = \mathbf{X}(t_{n+1}) - \tilde{\mathbf{X}}(t_{n+1})$. Если изменения $\Delta \mathbf{X}$ в разных точках пространства происходят синхронно, то это означает, что в данный момент происходит изменение всей системы. В противном случае, изменение системы не происходит, а изменения $\Delta \mathbf{X}$ связаны с другими факторами, такими как, например, помехи.

Далее сдвинув все данные на шаг дискретизации, сдвинув кадр на одно измерение, интервал времени которого будет $\Delta T_{n+1} = t_{n+1} - t_2$ и, проведя всю описанную выше процедуру нахождения матрицы *B*, получим временной ряд отклонений прогнозных значений от фактических по всем оставшимся временным рядам.

Если изменения происходят синхронно, то это означает, что система меняется во времени и имеет место геодинамический процесс.

Вектор геодинамических процессов. Введем понятие вектора геодинамических процессов. Известно, что сила – векторная величина, которая характеризуется модулем (величина этой силы) и направлением (направление действия этой силы). Аналогично для матрицы *B*: собственные значения характеризуют мощность (силу) геодинамического процесса, собственные вектора – направление действия геодинамического процесса. Векторную величину

 $\mathbf{G} = \sum_{i=1}^{m} d_i \mathbf{V}_i$ назовем вектором современных геодинамических процессов в момент времени *t*,

полученный за предыдущий интервал времени наблюдений ΔT (используя ретроспективные данные), где d_i – собственное значение и соответствующий ему собственный вектор \mathbf{V}_i матрицы B. $\Delta T \Delta T$ – есть интервал времени вычисления матрицы B, которая приписывается времени t, т. е. времени современного геодинамического процесса. Он смещается каждый раз, когда производятся измерения в последующие моменты времени и остается постоянным. Фактически это означает, что ΔT – скользящий интервал времени.

Вектор современных геодинамических процессов является суммой отдельных векторов геодинамических процессов. Отдельный вектор геодинамических процессов определяется направлением (собственный вектор единичной длины), и величиной – соответствующим собственным значением. Его длина есть модуль собственного значения. Соответственно, вектор современных геодинамических процессов будет характеризовать величину этого процесса (его энергетику) в целом, и его общую направленность как сумму отдельных геодинамических процессов.

Если ввести вектор
$$\mathbf{D} = \begin{pmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_m \end{pmatrix}$$
, составленный из собственных значений матрицы B , то

вектор современных геодинамических процессов можно представить в виде G = VD.

(-)

В силу измерений в конечные интервалы времени следует рассматривать относительные величины. Для двух векторов, полученных в моменты времени T_j и T_{j-1} , где T_j есть время, к которому приписан результата вычисления матрицы B, изменение во времени геодинамических процессов опишем как скалярное произведение двух векторов $\mathbf{G}_j \mathbf{G}_{j-1} = |\mathbf{G}_j| |\mathbf{G}_{j-1}| Cos(\Delta \varphi_j)$. Основание введения этой операции заключается в том, что вектор **G** многомерный вектор, представляющий собой вектор-столбец, представить который в многомерном пространстве невозможно. Однако по аналогии с двух-трехмерным пространством возможно произвести анализ его изменения во времени. Для этого необходимо определить геодинамический смысл введенных величин с целью последующей интерпретации.

Мощность, структура и направление геодинамических процессов. Введем отно-

шение модулей векторов $\Delta E_j = \frac{|\mathbf{G}_j|}{|\mathbf{G}_{j-1}|}$, которое указывает на изменение энергетики (мощно-

сти) геодинамического процесса, и разность $\Delta \varphi_j = \varphi_j - \varphi_{j-1}$ – изменение направления (структурно-текстурного строения) этих процессов. Тогда

$$\mathbf{G}_{j}\mathbf{G}_{j-1} = \left|\mathbf{G}_{j}\right| \left|\mathbf{G}_{j-1}\right| Cos(\Delta\varphi_{j}) = \frac{\left|\mathbf{G}_{j}\right|}{\left|\mathbf{G}_{j-1}\right|} \left|\mathbf{G}_{j-1}\right|^{2} Cos(\Delta\varphi_{j}) = \Delta E_{j} \left|\mathbf{G}_{j-1}\right|^{2} Cos(\Delta\varphi_{j}).$$

Между ΔE_j и $\Delta \varphi_j$ существует причинно-следственная связь. Сначала происходит изменение внутренней энергетики системы в результате воздействия на систему внешних факторов (физических полей) с переходом одного вида энергии в другой. Изменение внутренней энергии системы приводит к изменению ее структурно-текстурного строения. Это изменение происходит с задержкой по времени. Иными словами, нельзя изменить структуру системы, не изменив ее внутреннюю энергию.

Выводы. Рассмотренный подход к анализу геодинамических процессов легко распространяется на случай комплексного анализа при исследовании современных геодинамических процессов с использованием различных физических полей: сейсмических, электромагнитных, термических и т. п., синхронизированных по времени.

Предлагаемый подход позволяет ставить и исследовать следующие вопросы: какова должна быть длительность полевых исследований по изучению конкретного геодинамического процесса, каков должен быть шаг дискретных во времени измерений, какие точки в пространстве должны исследоваться при решении конкретной задачи мониторинга современных геодинамических процессов. Эти вопросы могут получить ответ при развитии настоящего подхода, основанного на формальном анализе динамических систем. Однако, сейчас он лишен конкретного физико-геологического смысла. Объективно наполнить его этим смыслом – главнейшая задача в контексте развития теории и практики мониторинга современных геодинамических процессов.

В настоящее время данный подход проходит свою первую апробацию по обработке геолого-геофизических данных в системе комплексного геофизического мониторинга, осуществляемого Научной станцией РАН в г. Бишкеке на территории Тянь-Шаня.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 20-05-00475.

- 1. Александров П.Н., Рыбин А.К., Забинякова О.Б. Разделение электромагнитного поля по положению источников в методе МТЗ // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. Кн. 2. 2018. Т. 160. С. 339-351.
- 2. Александров П.Н., Модин И.Н. О системном подходе к анализу данных электрометрического мониторинга // Инженерные изыскания. – 2015. – № 3. – С. 42-51.
- 3. Александров П.Н. Системный анализ временных рядов на примере электромагнитного мониторинга // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей : Материалы 39 сессии Международного семинара, Воронеж, 26 января 30 января, 2016. 2016. С. 3-7.

ПРИМЕНЕНИЕ ОТНОШЕНИЯ ЛОГАРИФМА СПЕКТРАЛЬНЫХ АМПЛИТУД ВОЛН Р И LG ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ВЗРЫВОВ НА КАРЬЕРЕ «АФАНАСЬЕВСКИЙ»

Санина И.А., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л.

Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, Москва, Россия

Уникальная научная установка Института динамики геосфер РАН Малоапертурная сейсмическая группа (МСГ) «Михнево», расположенная в 80 км южнее Москвы, на протяжении последних 14 лет ведёт наблюдения за сейсмичностью Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [1]. Основным достижением за истекший период является уникальная база волновых форм, которая позволяет вести автоматическую идентификацию зарегистрированных событий на основе метода крос-корреляции волновых форм. Однако за последние два года наблюдений отмечаются значительные изменения в волновых формах промышленных взрывов, производящихся на известных карьерах, что приводит к затруднениям, а зачастую, и к невозможности автоматической идентификации и ошибкам в определении природы события.

В связи с этим, возникла необходимость определять природу события, применяя различные, уже существующие критерии, адаптируя их для МСГ «Михнево».

В мировой практике для получения вероятностного критерия различия взрывов и землетрясений (дискриминантов), наиболее часто используются динамические параметры – амплитуды и амплитудные спектры, их отношения для волн Pn, Pg, Sn и Lg [2], а также логарифмы спектральных отношений фрагментов названных фаз [3].

В 2011 году на карьере «Афанасьевский» были организованы сейсмологические наблюдения. Для анализа были отобраны записи двух взрывов, проведенные в различных вмещающих породах на разных бортах карьера, которые в дальнейшем использовались как эталонные [4]. Сведения об этих взрывах приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Дата взрыва	Мощность взрыва, кг	Число ступеней замедления	Макс. масса ВВ в ступени замедления, кг	Номер уступа	Порода
20.01.2011	3472	5	866	3	Доломит сухой
31.05.2011	5000	8	1128	4	Известняк сухой

Сведения о проведенных взрывах на карьере «Афанасьевский»

Для сейсмических записей данных взрывов были рассчитаны амплитудные спектры отрезков сейсмограмм, содержащих волны P и Lg, а также спектр участка записи сейсмического шума. В основу выбора временного интервала для P и Lg волн взят скоростной метод. Для волны Lg интервал рассчитывался как $\Delta/3.6 < t < \Delta/3.2$, где Δ – эпицентральное расстояние в км, 3.6 и 3.2 – интервал возможных скоростей волны Lg при наблюдениях на платформах [5]. Тогда длина интервала P составляет длину Lg·0.58 [6-7]. На рис. 1 приведены волновые формы от данных взрывов и амплитудные спектры волн P, Lg, спектр шума и логарифм отношения спектральных амплитуд волн P/Lg.

Как видно, волновые формы этих двух взрывов имеют значительные различия. Выделить вступление P для записи взрыва 31.05.2011 г. возможно только с использованием поляризационного анализа. Запись взрыва 20.01.2011 г. (верхняя трасса), является более высокочастотной, чем сейсмограмма взрыва 31.05.2011 г. (нижняя трасса), что хорошо видно из рис. 1, б. В спектрах волн P и Lg от события 20.01.2011 г. отмечаются два максимума на частотах 8 и 15 Гц. Всплесков на таких же частотах в спектрах взрыва 31.05.2011 г. не отмечено. При этом формы кривой логарифма отношения lg(P(f)/Lg(f)) для этих взрывов подобны. Коэффициент корреляции для них, рассчитанный в скользящем окне, для участка 7-20 Гц, равен 0.67. Подобным образом были проанализированы волновые формы, соотнесенные с взрывами на этом карьере, за весь период наблюдений.



Рис. 1. Волновые формы данных взрывов (а), амплитудные спектры волн *P*, *Lg*, спектр шума и логарифм отношения спектральных амплитуд волн P/ Lg (б)

За 2007 год на данном карьере было произведено 42 взрыва. В качестве примера на рис. 2 приведены волновые формы и амплитудные спектры волн P, Lg, спектр шума и логарифм отношения спектральных амплитуд волн P/Lg, трех взрывов: 23 января 27 февраля и 13 апреля.



Рис. 2. Волновые формы данных взрывов (*a*), амплитудные спектры волн *P*, *Lg*, спектр шума и логарифм отношения спектральных амплитуд волн *P*/*Lg* (*б*)

Несмотря на похожесть волновых форм, взрывы различаются по спектральному составу. Тем не менее, форма кривых логарифма отношения $\lg(P(f)/Lg(f))$ для этих взрывов подобны.

За 2018 год было произведено 38 взрыва. В качестве примера на рис. 3 приведены волновые формы и амплитудные спектры волн P, Lg, спектр шума и логарифм отношения спектральных амплитуд волн P/Lg, трех взрывов 13 февраля, 27 февраля и 06 июня. Для 2018 года необходимо отметить повышенный уровень шума, выделение первого вступления волн P затруднено, что могло привести к ошибкам в локации и идентификации событий.



Рис. 3. Волновые формы данных взрывов (*a*), амплитудные спектры волн *P*, *Lg*, спектр шума и логарифм отношения спектральных амплитуд волн P/Lg (б)

Записи взрывов идентичны по спектральному составу, кривые логарифма отношения спектральных амплитуд lg(P(f)/Lg(f)) для них также подобны. На рис. 4 приведены кривые логарифма отношения спектральных амплитуд lg(P(f)/Lg(f)) взрыва 20.01.2011 г. и событий 23.01.2007 г. и 27.02.2018 г.





На всех трех кривых отмечаются максимумы на частотах 6-8 Гц, 12-15 Гц. В таблице 2 приведены рассчитанные коэффициенты корреляции для этих взрывов.

Таблица 2

	2007 г.	2011 г.	2018 г
2007 г.	1	0.63	0.40
2011 г.	0.63	1	0.81
2018 г.	0.40	0.81	1

Коэффициенты корреляции, рассчитанные для трех исследуемых взрывов

Для всех событий за 2007 и 2018 годы, отнесенных к взрывам на карьере «Афанасьевский», рассчитанные кривые логарифма отношения спектральных амплитуд lg(P(f)/Lg(f))сравнивались с одним из «эталонных» взрывов 2011 года, и рассчитывался коэффициент корреляции. В результате проведенного анализа было установлено, что для 97 % событий, отнесенных к взрывам на карьере «Афанасьевский» коэффициент корреляции превышает 0.4, что говорит о принадлежности этих событий к взрывам на данном карьере.

Выводы: проведенные исследования показывают, что метод отношения спектральных амплитуд может быть применен не только в качестве дискриминанта – взрыв/землетрясение, но и модифицирован для уточнения ассоциации взрывов с данным карьером. Предлагаемый подход может быть использован в «сложных случаях», когда методы кросскорреляции волновых форм не позволяют уверенно идентифицировать принадлежность взрыва к конкретному карьеру. Поскольку за годы более чем 15 лет наблюдений на МСГ «Михнево» на расстояниях до 100 км не зарегистрировано ни одного землетрясения, то вероятнее всего, оставшиеся 3 % событий связаны с неверным определением координат событий, т. к. на расстояниях порядка 10 км от карьера «Афанасьевский» расположено еще несколько карьеров по добыче известняка. Таким образом, величина коэффициента корреляции меньше 0.4 может указывать на неправильную локацию и ошибки в отнесении взрыва к конкретному карьеру.

Работа выполнена в рамках проекта НИР АААА-А19-1190220905-6.

- Санина И.А., Габсатарова И.П., Черных О.А., Ризниченко О.Ю., Волосов С.Г., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л. Интеграция малоапертурной группы «Михнево» в систему сейсмических наблюдений на Восточно-Европейской платформе // Сейсмичность северной Евразии : Материалы международной конференции, посвящённой 10-летию выпуска сборника научных трудов «Землетрясения Северной Евразии». Обнинск, 28-31 июля 2008 г. – Обнинск, 2008. – С. 264-268.
- 2. Гамбурцева Н.Г., Китов И.О., Султанов Д.Д., Усольцева О.А. Сейсмический метод идентификации ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 80-94.
- 3. *Richards P.G., Kim W.-Y.* Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 2. С. 21-26.
- Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л., Чулков А.Б., Куликов В.И., Волосов С.Г. Проблемы, возникающие при идентификации источника сейсмического сигнала, связанные с вариациями волновых – форм (на примере карьера «Афанасьевский») // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы XIII Международной сейсмологической школы. – 2018. – С. 184-188.
- Щукин Ю.К. Глубинное строение и динамика земной коры Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой ее сейсмичности // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ОИФЗ РАН, 2001. – С. 143-150.
- Kim W.Y., Simpson D.W., Richards P.G. Discrimination of earthquakes and explosions in the eastern United States using regional high frequency data // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. № 14. 1993. P. 1507-1510.
- Kim W.Y., Aharonian V., Lerner-Lam A.L. and Richards P.G. Discrimination of Earthquakes and Explosions in Southern Russia Using Regional High-Frequency Three-Component Data from the IRIS/JSPCaucasus Network // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1997. – V. 87. – № 3. – P. 569-588.

ХАРАКТЕР И ИНТЕНСИВНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ НА ЛИТОСФЕРУ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Семёнов А.Е.^{1,2}, Надёжка Л.И.^{1,2}, Сафронич И.Н.^{1,2}, Ежова И.Т.^{1,2}

¹ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия; ²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Проблема воздействия горнопромышленных комплексов на различные компоненты природной среды и человека является важной и актуальной, особенно в густонаселенных районах, где ведется разработка полезных ископаемых открытым способом. Это приводит к загрязнению и трансформации компонентов окружающей среды. Одним из важных геоэкологических факторов, при этом, являются сейсмические воздействия.

Сейсмические воздействия выражаются повышением интенсивности упругих колебаний (вибраций) в геологической среде в широком диапазоне частот, которые распространяются на большие расстояния от источника [1-3]. Кроме того сейсмические воздействия на литосферу создают условия возникновения дополнительных деформаций и напряжений, которые могут инициировать землетрясения [4].

На территории Воронежского кристаллического массива, в административном плане – Центрально-Черноземного экономического региона (ЦЧЭР), функционирует более 20 промышленных карьеров, в которых производится добыча полезных ископаемых открытым способом.

В трех карьерах КМА: «Михайловском» (Железногорском), «Лебединском» и «Стойленском» добывается железная руда. В этих карьерах производятся наиболее мощные взрывы (до 2000 т ВВ). В карьерах «Шкурлат» («Павловском») и «Тихий Дон», Воронежской области, где добывают гранитную крошку, величина массового взрыва составляет 300 и более тонн. Менее мощные взрывы производятся в Липецкой области, где добывают доломит и известняк в осалочном чехле. Количество ВВ при промышленных взрывах в разных карьерах варьирует от 5 до 50 т. На схеме (рис. 1) показано положение основных карьеров на территории центральной части Воронежского кристаллического массива.

ка Ежегодно Воронежской сетью регистрируется от 350 до 400 промышленных



Рис. 1. Положение основных промышленных карьеров и сейсмических станций Воронежской сети. 1 – тектонические нарушения разных рангов; 2 – зоны сочленения геоблоков; 3 – пункты сейсмологического наблюдения региональной сети; 4 – промышленные карьеры

регистрируется от 350 до 400 промышленных взрывов, из которых более 100 производится в крупных карьерах. Всего за 25 летний период наблюдений зарегистрировано более 9000

промышленных взрывов. Такой объем данных позволяет изучить динамику взрывных работ в разных карьерах, оценить ее стабильность и выработать основные критерии оценки влияния взрывных работ на геологическую среду.

Как показывает анализ временной динамики взрывных работ, взрывы в карьерах производятся ежедневно, без выходных. В качестве примера на рис. 2 представлена динамика взрывных работ в течение нескольких лет. Как видно из рисунка, устойчиво проявляется тенденция увеличения количества взрывов в рабочие дни к пятнице (рис. 2). Взрывы в выходные дни (суббота – воскресенье) составляют 1-2 % от недельного количества взрывов в разные годы. Эта же динамика производства взрывов наблюдается и в настоящее время.



Рис. 2. Сравнение распределений количества взрывов по дням недели

Очень важным фактором при анализе взрывных работ является время производства взрывов в течение суток. На рис. 3 представлена обобщенная за последние 10 лет диаграмма времени производства промышленных взрывов в разных карьерах.



Рис. 3. Распределение количества взрывов в крупных и мелких карьерах по времени суток (время UTC). Примечание: интервал 0-1 ч включает время 00:00:00-00:59:59 ч

Как видно из рисунка, в крупных карьерах КМА и Воронежской области, промышленные взрывы проводятся стабильно в одно и то же время. В Михайловском карьере 68 % взрывов производятся в интервале времени 08:00-09:00 и в интервале 07:00-08:00 – 27 %. Около 5 % взрывов производятся с 09:00 до 10:00. Позже 10 часов взрывы в Михайловском карьере не производятся. В двух других карьерах КМА – Лебединском и Стойленском – основная часть взрывов производится в интервале 08:00-10:00. В первом, в это время – 89 %, во втором – 97 %. Позже 11:00 взрывы в карьерах КМА не производятся. В Павловском карьере Воронежской области 97 % взрывов производятся 08:00-10:00. После 11 часов, взрывы в этом карьере не производятся. Исключение составляет время проведение взрывных работ в карьере «Тихий Дон». Производство взрывов в этом карьере четкой привязки ко времени не имеет. Взрывы могут проводиться в интервале 06:00-15:00 часов.

Четкой привязки ко времени производства взрывов в карьерах Липецкой области также нет. Здесь взрывы производятся в интервале 06:00-18:00. Но основная масса – 08:00-14:00 (рис. 3).

Взрывы в крупных карьерах создают сейсмические события 7-10 энергетических классов, причем, взрывы в каждом из крупных карьеров создают более 50 % сейсмических событий 8 энергетического класса, около 50 % событий 7 энергетического класса. Исключения составляют сейсмические события вызванные взрывами в Михайловском карьере. Здесь

наблюдается более 50 % событий 9 энергетического класса, около 5 % событий 10 энергетического класса. Событий 7 энергетического класса – меньше 1 % (рис. 4).



Рис. 4. Распределение сейсмических событий, вызванных взрывами в крупных и небольших карьерах по энергетическим классам за 2019 г.

Взрывы в карьерах Липецкой области создают сейсмические события, в основном, 5 энергетического класса (рис. 4). Некоторые взрывы создают сейсмические события более низкого до 1 энергетического класса (рис. 4).

Как следует из сказанного, территория Центрально-Черноземного Экономического региона подвержена сильному сейсмическому воздействию, вызванному взрывами. Практически ежедневно производятся промышленные взрывы, иногда по несколько в день. Ситуация осложняется еще и тем обстоятельством, что взрывы в крупных карьерах производятся практически в одно и то же время – 09:00-11:00, то есть возбуждаемые ими колебания могут в некоторые моменты суммироваться и увеличивать как интенсивность сейсмических воздействий, так их продолжительность. Наиболее сильные воздействия оказывают взрывы в Михайловском карьере. Как выше отмечалось, суммарное количество ВВ одного промышленного взрыва составляет около 2000 и более тонн. Экспериментально полученные для взрывов в твердых горных породах, соотношения между выделившейся сейсмической энергией и полной энергией массового взрыва E/g = 0.02 [5-7]. В этом случае, выражение для ло-кальной магнитуды возбуждаемого сейсмического события принимает вид:

$$M = 2.1 + 0.67 lg(g).$$

В соответствии с формулой локальная магнитуда промышленного взрыва в Михайловском карьере составит примерно 4.2, что соответствует 5-6 балльному землетрясению. Организация взрыва в виде короткозамедленных взрывов не создает эффектов 5-6 балльного землетрясения, но вместе с тем, наблюдаемые колебания, вызванные взрывами на расстоянии от источника более чем на 100 км на порядок, в отдельных случаях, на два порядка превышают фоновые в низкочастотном (0.1-0.4 Гц) и высокочастотном (10.0-20.0 Гц) диапазонах (рис. 5).



Рис. 5. Пример записи промышленного взрыва в Михайловском карьере и спектры записей фона (1) и события (2)

Взрывы в других крупных карьерах вызывают колебания-вибрации несколько меньшей интенсивности (рис. 6). Однако и они в 8-10 раз превышают фоновые на удалении 100 км. Следует отметить, что колебания, вызванные взрывами, распространяются на большие расстояния и регистрируются на удалении до 400 км и более (рис. 5).



Рис. 6. Пример записи промышленного взрыва в Павсловском карьере и спектры записей фона (1) и события (2)

Сейсмические воздействия, вызванные взрывами в карьерах, в которых общее количество ВВ не превышает 50 т, не столь значительны по интенсивности. Однако, количество взрывов в месяц и плотность карьеров в Липецкой области, оказывают значительное воздействие на литосферу региона.

Таким образом, техногенные сейсмические события оказывают значительное влияние на литосферу региона. По суммарной сейсмической энергии, ежегодно выделяющейся при производстве промышленных взрывов, Воронежский регион занимает второе место в Европейской части России, после Урала.

Сейсмическая энергия, накапливаясь в неоднородностях литосферы, создает предпосылки возникновению локальных деформаций и напряжений, которые могут инициировать землетрясения [4].

Кроме того, промышленные взрывы, создают сейсмические события, до 10 энергетического класса, распространяющиеся на большие расстояния. Вибрации геологической среды при этом значительно превышают фоновые, что может отрицательно влиять на здания, сооружения, объекты жизнеобеспечения и здоровье населения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-55-00010 Бел_а.

- 1. *Взрывы* и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко. М. : Изд-во ГЕОС, 2013. 384с.
- Семёнов А.Е., Ефременко М.А. Пивоваров Р.С. Основные особенности волновых полей промышленных взрывов в крупных карьерах на территории Воронежского кристаллического массива // Труды XII Уральской молодежной научной школы по геофизике. – Пермь : УРО РАН, 2011. – С. 87-90.
- Пивоваров С.П. Некоторые особенности записей маломощных взрывов и слабых землетрясений на Воронежском кристаллическом массиве / С.П. Пивоваров, И.Н. Сафронич // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы Второй Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ГС РАН, 2007. – С. 180-183.

- Надёжка Л.И., Семёнов А.Е., Сафронич И.Н. Гистерезисная модель накопления и разрядки сейсмической энергии в геологической среде // Тригерные эффекты в геосистемах / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Качаряна – М. : ТОРУС, 2019. – С. 85-89.
- 5. *Роден К.Т.* Не упругие процессы в сейсмических волнах при подземных взрывах // Нелинейные волновые процессы. М. : Мир, 1987.
- 6. Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М. : Наука, 2007. 579 с.
- 7. Адушкин В.В., Спивак А.А., Соловьев С.П. и др. Геоэкологические последствия массовых химических взрывов на карьерах // Геоэкология. 2000. № 6. С. 554-563.

УДК 550.34

ГИСТЕРЕЗИСНАЯ МОДЕЛЬ ДИССИПАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ

Семёнов М.Е.^{1,2}, Семёнов А.Е.^{1,2}, Комаринский Е.В.³

¹ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия; ²Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ³Курская атомная станция, Курск, Россия

Введение. Хорошо известно, что промышленные взрывы в карьерах вызывают сейсмические события от второго до десятого энергетического класса. При этом часть энергии, очевидным образом, расходуется на разрушение горных пород, небольшая часть - переходит в сейсмические колебания, распространяющиеся в окружающее пространство и регистрируемые сейсмоприемниками. Указанное воздействие на геологическую среду способствует накоплению сейсмической энергии в областях на границах структурно-вещественных неоднородностей, и впоследствии может служить триггером локальных сейсмических событий. Недавние исследования [1, 3] показали, что в районах промышленных взрывов выделение сейсмической энергии на больших временных интервалах как бы запаздывает по отношению к ее поглощению. Более того наблюдались случаи, когда после крупного промышленного взрыва (через 6-8 часов) происходило несколько низкомагнитудных землетрясений. Таким образом, моделирование взаимосвязи между накоплением и разрядкой сейсмической энергии в геологической среде требуют принципиально новых подходов, учитывающих указанные выше особенности. При этом наиболее важной, с точки зрения обеспечения сейсмической безопасности, является задача, связанная с моделированием отклика несущих конструкций зданий и искусственных сооружений на сейсмическое воздействие.

В простейшем случае, предполагая одномерное воздействие, динамику объекта можно представить уравнением:

$$m\ddot{u}(t) + c\dot{u}(t) + f_s = m\dot{u}_g(t), \qquad (1)$$

где m – масса объекта, c – коэффициент вязкого демпфирования, f_S – возвращающая сила (в простейшем случае совпадает с упругой силой сжатой пружины), u_g – линейное смещение грунта, обусловленное сейсмическим эффектом, а u – относительное смещение объекта массы m относительно земной поверхности (рис. 1). Единственные потенциальные источники диссипация энергии в уравнении (1) – вязкое демпфирование и возвращающая сила. В настоящей работе акцент будет сделан на моделирование диссипации энергии, связанных с гистерезисными эффектами. При этом принципиально важно, что гистерезисные эффекты апри-

орно могут быть детально описаны лишь на микроуровне, например, путем исследования движений дислокаций в исследуемом объекте при нагрузке и снятии напряжения.

Для оценки энергетических составляющих проинтегрируем соотношение (1):

$$\int m\ddot{u}(t)du + \int c\dot{u}(t)du + \int f_s du = \int m\dot{u}_g(t)du \,. \tag{2}$$

Последнее соотношение может быть переписано в виде:

$$E_K + E_D + E_S = E_i, \tag{3}$$

где первое слагаемое соответствует кинетической энергии объекта, второе – энергия, обусловленная вязким трением, третье – энергия, соответствующая упругим силам и гистерезисным составляющим. Правая часть – энергия, внешнего воздействия – сейсмических колебаний.

Для количественной оценки диссипации энергии, обусловленной гистерезисными эффектами, используется классическая модель Ишлинского [2, 4], являющаяся континуальным аналогом семейства упоров с различными пределами текучести соединенных параллельно.

Рассмотрим преобразователь W со скалярным входом $\sigma(t)$ и выходом $\varepsilon(t)$, состояниями которого являются пары { ε, σ } – деформация, напряжение. Выход преобразователя W определяется соотношением: $\sigma(t) = W[t_0, \sigma_0]\varepsilon(t)$ ($t \ge t_0$) по правилу:

$$\varepsilon(t) = \begin{cases} \min\{h, \sigma(t) - \sigma(t_0) + \varepsilon(t_0), & \text{если } \sigma(t) \uparrow \\ \max\{-h, \sigma(t) - \sigma(t_0) + \varepsilon(t_0), & \text{если } \sigma(t) \downarrow \end{cases}$$
(4)

С помощью полугруппового тождества:

$$W[t_0, \varepsilon_0] \cdot \sigma(t) = W[t_1, W[t_0, \varepsilon_0] \cdot \sigma(t_1)] \cdot \sigma(t), \quad t_0 < t_1 < t ,$$
(5)

этот преобразователь доопределяется на всех кусочно-монотонных непрерывных входах, а затем с помощью специальной предельной конструкции и на произвольных непрерывных. Здесь параметр *h* является пределом текучести. Подробное описание этого преобразователя – упора приведено в монографии [Красносельский и др., 1983].

В различных блоках с разными пределами текучести естественно перейти к континуальной модели. Для этого рассмотрим однопараметрическое семейство упоров U(h) ($0 < h < +\infty$) с равным 1 модулем упругости. Пусть задана непрерывная слева, неубывающая функция Z = Z(h) (h > 0), удовлетворяющая условиям:

$$\lim_{h \to +\infty} Z(h) = 0; \quad \int_{0}^{+\infty} Z(h) dh < +\infty.$$
(6)

Обозначим через Ψ совокупность непрерывных функций $\Psi(h)$ $(h \ge 0)$, удовлетворяющих неравенству $|\Psi(h)| \le h$ $(0 \le h \le +\infty)$. Тогда пары $\{\varepsilon, \Psi(h)\}$ будем трактовать как множество $\tilde{\Omega(W)}$ возможных состояний преобразования \tilde{W} , входо-выходные соответствия которого описываются равенством:

$$\varepsilon(t) = \tilde{W}[t_0, \Psi_0(h), Z]\sigma(t) = \int_0^{+\infty} U[t_0, \Psi_0(h), h]\sigma(t)dZ(h), \qquad (7)$$

и переменное состояние $\{\sigma(t), \Psi(h, t)\}$ равенством:

$$\Psi(h,t) = U \left[t_0, \Psi_0(h), h \right] \sigma(t) .$$
(8)

При этом интеграл в правой части равенства (4) определяется как несобственный интеграл Римана-Стилтьеса. Функция Z(h) играет роль весовой функции, отражающей количество упоров – блоков геологической среды с соответствующим пределом текучести. Таким образом, этот преобразователь можно трактовать как модель пластичного тела «составленного» из бесконечного (континуального) множества идеально пластических волокон.

Площадь петли
$$S[\varepsilon_0(t)] = \int_{0}^{2a} h(2a-h)dZ(h)$$
 – энергия, выделавшаяся в процессе подачи

периодического сигнала (рис. 1). При этом конкретный вид периодического входа особой роли не играет. Традиционно, энергия деформации представляется в моделях как энергия, рассеиваемая через неупругий гистерезисный отклик, и рассчитывается как разница между энергией деформации, используемой при нагрузке и энергией деформации, восстановленной во время процесса разгрузки, как показано на рис. 2.





Рис. 1. Петля гистерезиса преобразователя Ишлинского

Рис. 2. Иллюстрация к обмену энергиями в процессе неупругой деформации в отсутствии диссипации энергии, связанной с вязким трением

Энергия деформации, связанная с процессом восстановления, показанная на рис. 2, связана с неупругой разгрузкой, может быть эффективно вычислена с помощью предложенной гистерезисной модели Ишлинского.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-55-00010 Бел_а.

- 1. Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В.В. Адушкин, А.А. Маловичко. М. : Геос, 2013. 384 с.
- 2. Красносельский М.А., Покровский А.В. Системы с гистерезисом. М. : Наука, 1983. 271 с.
- Interface. Part 3 Numerical Modeling Physical Mesomechanics. 2017. V. 20. № 2. -P. 203-208. DOI: 10.1134/S1029959917020102.
- Semenov M.E., Grachikov D.V., Rukavitsyn A.G., Meleshenko P.A. On the state feedback control of inverted pendulum with hysteretic nonlinearity // MATEC Web of Conferences. V. 16. 2014. P. 05009.
НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА БАЛТИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Сенцов А.А., Агибалов А.О.

Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Изучение новейшей геодинамики Балтийской синеклизы и Воронежской антеклизы является актуальной и интересной задачей, имеющей как научное, так и прикладное значение. Последнее связано с тем, что эти территории являются достаточно сейсмоактивными (для древних платформ) регионами. В частности, Калининградское землетрясение 2004 г. с М = 4.8 и Никольское 2000 г. с М = 3.8 показали, что сейсмический потенциал данных областей был недооценен в ранних редакциях карт общего сейсмического районирования (ОСР-97). В данной работе был проведен структурно-геоморфологический анализ [1-2] и компьютерное геодинамическое моделирование [3]. Исходными данными служили цифровая модель рельефа [4], данные об активных разломах фундамента [5-7] и сейсмические каталоги [8-10].

Полученные структурно-геоморфологические карты позволили выделить в рельефе древние разломы фундамента, что косвенно подтверждает активность последних на новейшем этапе, а также выделить новообразованные структуры, которые могут являться разрывными нарушениями. Результаты структурно-геоморфологического анализа использовались при компьютерном моделировании, а именно в качестве сетки разрывных нарушений. Для территории Балтийской синеклизы была построена двухъярусная геодинамическая модель. которая описывает деформации в фундаменте и осадочном чехле. Отметим, что при моделировании как Балтийской синеклизы, так и Воронежской антеклизы, был применен ряд допущений: 1) состоит из упругого однородного материала, основные физико-механические свойства которого заданы как начальные условия; 2) принимается ряд допущений о геометрии активных разломов (которые не должны пересекаться), величинах напряжений, считающихся достаточными для возникновения новых разрывов малой протяженности [3]. Под воздействием внешней нагрузки в связи с влиянием активных разломов, рассматриваемых как неоднородности, происходит перераспределение напряжений, в результате чего на некоторых площадках достигается сочетание нормального и касательного напряжений, приводящее, согласно теории Мора, к нарушению прочности и возникновению новых разломов малой протяженности. Так, моделирование позволило установить сдвиговое поле напряжений в фундаменте данной структуры с ориентировкой субгоризонтальной оси сжатия в 330°. Данное утверждение базируется на численной корреляции между такими параметрами как плотность землетрясений и «вероятность формирования разломов малой протяженности», полученной при компьютерном моделировании (коэффициент Пирсона равен 0.86). На основе [11] было предположено, что при таком поле напряжения в фундаменте, в осадочном чехле должны образовываться антиклинальные поднятия. В данном случае, при ориентировке оси сжатия по азимуту 330°, в осадочном чехле будут образовываться поднятия, вытянутые в северо-восточном направлении и ориентированные по азимуту 60°. В таких условиях деформации чехол будет испытывать растяжение, причем ось растяжения в чехле должна быть ориентирована так же, как ось сжатия в фундаменте. Это предположение подтверждается фактическим материалом. Е.А. Рогожиным и его коллегами [12] были закартированы в районе Калининграда новейшие антиклинальные поднятия северо-восточного направления, азимуты простираний которых близки к 60°. Далее были выделены зоны ВОЗ в фундаменте и осадочном чехле, которых проводилось по максимумам плотности эпицентров землетрясений, расположенных в пределах областей, для которых вероятность формирования новых разломов по модулю превышает 80 %. Для данной территории их было выделено 8 (рис. 1, табл. 1.) Можно предположить, что Балтийский щит, испытывающий гляциоизостатическое поднятие [13], вызывает сдвиговые деформации на периферии щита [14]. Таким образом, источник напряжений, вызывающий землетрясения на Балтийской синеклизе, относится к внутриплатформенным [15].



Рис. 1. Карта зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Калининградской области и сопредельных территорий. 1 - высотные отметки рельефа (от 0 до 350 м); 2 - береговая линия; $3-7 - магнитуды землетрясений, произошедших в осадочном чехле на глубинах до 5 км: <math>3 - 1 \le M \le 2, 4 - 2 < M \le 3, 5 - 3 < M \le 4, 6 - 4 < M \le 5, 7 - 5 < M \le 5.1; 8-12 - магнитуды землетрясений, произошедших в фундаменте на глубинах 5-25 км: <math>8 - 1 \le M \le 2, 9 - 2 < M \le 3, 10 - 3 < M \le 4, 11 - 4 < M \le 5, 12 - 5 < M \le 5.1; 13 - города; 14 - зоны ВОЗ в фундаменте; 15 - зоны ВОЗ в осадочном чехле. Цифрами обозначены зоны ВОЗ: <math>1 - Береговая, 2 - Южсно-Калининградская, 3 - Калининградская, 4 - Вильнюсская, 5 - Рижско-Советская, 6 - Рижская, 7 - Советско-Балтийская, 8 - Гданьская$

Таблица 1

N⁰	Название зоны	Максимальная магнитуда (М _{max})	Расположение (фундамент / осадочный чехол)
1	Береговая	5	Фундамент
2	Южно-Калининградская	5	Фундамент
3	Калининградская	5.6	Фундамент
4	Вильнюсская	3.4	Осадочный чехол
5	Рижско-Советская	3.5	Осадочный чехол
6	Рижская	3.3	Осадочный чехол
7	Советско-Балтийская	4.1	Осадочный чехол
8	Гданьская	4.9	Осадочный чехол

Характеристика зон ВОЗ Балтийской синеклизы

Аналогичные работы (структурно-геоморфологический анализ и компьютерное моделирование) были проведены для территории Воронежской антеклизы. Для данной территории была построена одноярусная модель, ввиду маломощности осадочного чехла на данной территории. Моделирование позволило установить сдвиговое поле напряжений в фундаменте, с ориентировкой субгоризонтальной оси сжатия в 335°. Возможно, такой тип напряженного состояния образуется в результате взаимного наложения влияний Аравийской плиты [16] и Урала [17], воздействие которых приводит к образованию северо-западной оси сжатия. Это поле напряжений подтверждается численной корреляцией между плотностями землетрясений и «вероятностью формирования разломов малой протяженности», полученной при компьютерном моделировании (коэффициент Пирсона равен 0.44). Для данной территории было выделено 6 зон ВОЗ (5 из которых по результатам компьютерного моделирования) (рис. 2, табл. 2). Полученные результаты хорошо соотносятся с ранее опубликованными работами.



Рис. 2. Карта зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) для Воронежской антеклизы. 1 – зоны ВОЗ, выделенные в фундаменте; 2 – выраженные в рельефе разломы фундамента, используемые при компьютерном моделировании; 3 – абсолютные отметки рельефа (от 50 до 375 м); 4-10 – глубины гипоцентров землетрясений (в км): 4 – до 2 км, 5 – от 2 до 4 км, 6 – от 4 до 6 км, 7 – от 6 до 8 км, 8 – от 8 до 10 км, 9 – от 10 до 12 км, 10 – больше 12 км; 11 – населенные пункты. Цифрами на карте отмечены зоны ВОЗ: 1 – Пачелмская, 2 – Липецкая 3 – Калужско-Елецкая, 4 – Северо-Воронежская, 5 – Тербунская, 6 – Курско-Липецкая

Таблица 2

Характеристика зон ВОЗ Воронежской антеклизы

N⁰	Название зоны	Максимальная магнитуда (M _{max})					
1	Пачелмская	4.5					
2	Липецкая	5					
3	Калужско-Елецкая	2.5					
4	Северо-Воронежская	3					
5	Тербунская	2.5					
6	Курско-Липецкая	5					

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 5. Костенко Н.П. Геоморфология. М. : Изд-во МГУ, 1999. 379 с.
- 6. Панина Л.В. Новейшие структурные формы и рельеф Земли. М. : «Перо», 2019. 115 с.
- Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)». 2012. [Эл. pecypc]. URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2. Дата обращения 1.12.2019.
- 8. *Цифровая* модель рельефа [Электронный ресурс]. URL: http://topex.ucsd.edu/cgibin/get_data.cgi. – Дата обращения 1.12.2019.
- 9. Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Р.Е. Айзберг [и др.] – М.: Книга и Бизнес, 2009. – 288 с.
- 10. Кузьмин А.Н., Кириков В.П., Лукьянова Н.В., Максимов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 – Москва. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 462 с.
- 11. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Горбатиков А.В., Лутиков А.В. Оценка сейсмической опасности г. Калининграда в детальном масштабе // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2014. № 4. С.19-27.
- 12. Сейсмологический каталог Американской геологической службы. [Эл. pecypc]. URL: https://earthquake.usgs.gov/. Дата обращения 1.12.2019.
- 13. Сейсмологический каталог единой геофизической службы РАН. [Эл. pecypc]. URL: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl. Дата обращения 1.12.2019.
- 14. Сейсмологический каталог Хельсинского университета. [Эл. pecypc]. URL: http://www.seismo.helsinki.fi/english. Дата обращения 1.12.2019.
- 15. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М. : КДУ, 2005. 496 с.
- 16. Рогожин Е.А. Овсюченко А.Н., Горбатиков А.В., Лутиков А.И., Новиков С.С., Мараханов А.В., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Ларьков А.С. Детальная оценка сейсмической опасности территории Калининграда и тектоническая позиция землетрясений 2004 г. // Инженерные изыскания. – 2014. – № 11. – С. 12-24.
- Keiding M. A comparison of strain rates and seismicity for Fennoscandia: depth dependency of deformation from glacial isostatic adjustment // Geophysical Journal International. 2015. № 202. P. 1021-1028.
- 18. Сенцов А.А. Современная геодинамика и зоны возможных очагов землетрясений территории Фенноскандинавского щита, установленные с помощью компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов : Материалы LI тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2019. – С. 228-233.
- Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2016. – Т. 91. – Вып. 4-5. – С. 9-26.
- 20. *Копп М.Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейских плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 26-42.
- 21. Зыков Д.С., Полещук А.В. Взаимодействие геодинамических систем на Восточно-Европейской платформе // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отдел Геологический. – 2016. – Т. 91. – Вып. 1. – С. 3-14.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗА КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНОГО КРИТЕРИЯ ПРИ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПРИРОДЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ

Силкин К.Ю.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Воронеж, Россия

В ранее проведённых работах, например в монографии [1] показывается, что распознавание природы сейсмического события по типу землетрясение/взрыв в производственном режиме возможно только для локального случая (конкретной пары сейсмостанция/карьер) и по результатам сопоставления довольно обширного комплекса признаков [2-4]. Применяют для детального анализа структуры сигнала, в том числе и частотно-временные представления сигнала в виде сонограмм, спектрограмм и результатов вейвлет-преобразования [5-11].

Возможности, которые представляет непрерывное вейвлет-преобразование (НВП) благодаря своему полезному свойству иметь одновременно достаточно высокое как временно́е, так и частотное разрешение [12]. Преобразование Фурье имеет узкую частотную локализацию и вообще не локализовано по времени. Поэтому основанная на нём методика получения спектрограммы требует для каждого конкретного случая компромисса между детализацией по частоте или по времени [13]. Отмеченные преимущества вейвлет-преобразования позволяют разработать оригинальное средство визуализации частотно-временны́х портретов сигналов. Это даёт возможность сформулировать критерии, которые могут быть полезными для определения природы сейсмического события. Разумеется, остальной комплекс используемых для этой цели критериев сохраняется, дополняясь ещё одним.

В качестве исходных данных были использованы записи, полученные в пределах Центрально-Чернозёмного региона сейсмическими станциями Лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга им. проф. А.П. Таркова и ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» для близких землетрясений и взрывов в крупных карьерах (Павловский, Михайловский, Лебединский, Стойленский и др.). Эти карьеры и прежде были объектами изучения сейсмического эффекта от взрывов в них [14-16]. Разные карьеры интересны различающимися схемами производства короткозамедленных блочных взрывов и тем как это проявляется в сейсмическом поле.

Методика анализа записей землетрясений и взрывов заключалась в выделении по ним записей сейсмических событий длительностью 1-4 минуты (рис. 1, *a*) в зависимости от реализации. Эти фрагменты стали данными для вычисления значений коэффициентов НВП в виде функции от частоты и времени W(f,t) – вейвлетограммы (рис. 1, δ).

Далее (для выражения энергетического вклада всех частотно-временны́х особенностей записи) вейвлетограмма преобразовывалась в энергограмму E(f,t) (рис. 1, e), представляющую собой набор огибающих графиков W для каждого фиксированного значения f. Использование вместо вейвлетограммы её энергетического аналога позволяет перейти от анализа собственно мультимасштабного нестационарного волнового процесса к изучению отдельных волновых фаз и их цугов, выделяющихся на фоне более спокойных записей. Энергограмма – это полезное средство визуализации вейвлетограммы, которое наглядно демонстрирует относительное распределение сейсмической энергии в те или иные моменты времени для разных частотных составляющих сигнала. Так как энергограмма строится в виде огибающей, то это несколько снижает чёткость изображения. Однако благодаря отсутствию разнознаковых движений энергограмма позволяет проще ориентироваться в структуре особенно высокочастотного поля.

И, наконец, энергограмма подвергалась кросскорреляции по принципу вычисления взаимно-корреляционной функции (ВКФ) для каждого частотного среза энергограммы на данном времени с каждым частотным срезом на всех остальных временах. В результате получается коррелограмма $C(t_1,t_2)$ (рис. 1, *г*), где $t_2 = t_1 + \tau$, $\tau -$ это сдвиг частотного среза (на времени t_1) перед вычислением ВКФ. Коррелограмма имеет вид турнирной таблицы, на которой диагональ показывает корреляцию частотного среза на данном времени с самим собой. Поэтому значения около диагонали близки к 1. Относительно этой диагонали значения коррелограммы симметричны и для дальнейшего анализа достаточно изучения только одного треугольника, очерчиваемого этой диагональю. Коррелограмма показывает, насколько похож частотный портрет события в данный момент его реализации на частотный портрет его же во все другие времена. Значения ближе к 1 (более интенсивные оттенки) указывают на высокое самоподобие процесса в разные моменты времени. Значения ближе к 0 (бледные оттенки) говорят о появлении в данный момент локальных особенностей.

Для примера возьмём землетрясение произошедшее 25декабря 2007 года с магнитудой 2.9 [17] (рис. 1), которое было зарегистрировано всеми станциями воронежской сети и, например, VORD «Дивногорье». Вейвлетограмма, построенная для 4-минутного фрагмента, читается плохо. Видны только слабые всплески на частотах около 1-10 Гц, соответствующие прохождению *P*-волны (вступление около 04:10:57), нескольких более поздних фаз продольных волн, представленные энергичнее благодаря более узкой частотной локализации в интервале 1-2 Гц. Подобная же ситуация повторяется и для поперечной волны. Отличие только в большей интенсивности фаз, приходящих после вступления *S*-волны (23:20:50). Низкочастотных поверхностных волн нет совсем, что является сильным доводом в пользу тектонической природы события.

На вейвлетограмме разными цветами показаны положительные и отрицательные амплитуды, что для высоких частот просто сливается в сплошную массу и затрудняет восприятие интенсивности колебаний. Эту проблему снимает энергограмма. На ней очень хорошо разделяются как широкополосные фазы прямой *S*- и *P*-волны, так и узкополосные вторичные фазы. Самый высокий энергетический вклад у низкочастотной части фазы S-волны, вступающей в момент 04:11:40. Далее наблюдаются ещё несколько фаз, локализованных как по частоте, так и по времени.

Интересная картина наблюдается на кореллограмме, демонстрирующей самоподобие разных моментов реализации сигнала. Как и следовало ожидать, запись фона до вступления *P*-волны сильно отличается от сигнала. Однако далее следует несколько участков с очень высокой, близкой к 1 взаимной корреляцией. Все фазы, как с *P*-, так и с *S*-поляризацией очень сильно похожи друг на друга. Характерной картиной для коррелограммы близкого землетрясения является эффект шахматной доски, возникающий вследствие частого чередования подобия множества фаз и неподобия промежутков между ними. И всё это накладывается на чётко разделимые кластеры, соответствующие цугам продольных и поперечных волн.

Рассмотрим далее пример записи карьерного взрыва, при котором технология подрыва зарядов не предусматривает чёткого разделения на изолированные породные блоки, подрываемые с существенной задержкой. Это мощный взрыв, произведённый в Павловском карьере, зарегистрированный всеми станциями воронежской сети.

На рис. 2 приведён пример его записи полученной всё той же сейсмостанцией VORD. Очевидным отличием записи является, конечно, присутствие интенсивной низкочастотной поверхностной волны Рэлея, пик которой локализован по времени интервалом 09:53:(30-40) и по частоте – 0.3-1 Гц. Более высокочастотные фазы прямых и других вторичных волн различимы на её фоне значительно хуже. Тем не менее, в интервале частот 5-20 Гц для *P*-волн и в интервале 3-20 Гц для *S*-волн происходит масса практически хаотичных выплесков энергии, не имеющих частотных предпочтений.

Весьма характерной для подобного взрыва является картина, изображаемая на коррелограмме. Множество фрагментов самоподобия, что наблюдались в случае близкого землетрясения, уступили место кресту с корреляцией вплоть до отрицательной. Его средокрестие отмечает частотно-временную локализацию поверхностной волны.

Вне пределов креста некоторые случаи самоподобия весьма малочисленны и крайне слабы. Это можно объяснить способом реализации взрыва, когда волны, возникающие от подрыва зарядов блоков и даже бортов карьера, так интерферируют, что сливаются в один большой неразрешимый волновой процесс. Однако это касается лишь объёмных волн. Поверхностная волна, напротив, при подобной интерференции только выигрывает в интенсивности.



Рис. 1. Фрагмент записи (*a*) землетрясения магнитудой 2.9 произошедшего 25 декабря 2007 года в 04:09:32 в районе г. Кременчуг, и результаты его вейвлет-преобразования: *б* – вейвлетограмма, *в* – энергограмма, *г* – коррелограмма



Рис. 2. Фрагмент записи (*a*) взрыва с энергетическим классом 8.1, произведённого 30 апреля 2017 года в 09:41:01 в Павловском карьере, и результаты его вейвлет-преобразования: *б* – вейвлетограмма, *в* – энергограмма, *г* – коррелограмма

И, наконец, последний рассматриваемый в данной работе пример касается взрыва в карьере, при производстве которого выполняется достаточно разделённая по времени отработка отдельных блоков взрываемого массива (рис. 3).



Рис. 3. Фрагмент записи (*a*) взрыва с энергетическим классом 8.3, произведённого 1марта 2017 года в 09:17:00 в Лебединском карьере, и результаты его вейвлет-преобразования: *б* – вейвлетограмма, *в* – энергограмма, *г* – коррелограмма

Этот взрыв в Лебединском карьере также зарегистрирован всеми сейсмостанциями региональной сети. Рассмотрим его на примере той же сейсмостанции VORD. При реализации этого взрыва были последовательно отработаны 5 блоков, которые дискретно проявляются в серии последовательных всплесков, как низкочастотных поверхностных волн, так и высокочастотных объёмных, следующих друг за другом через приблизительно 30 секунд.

На коррелограмме проявляется рисунок промежуточный относительно тех, что мы рассмотрели прежде для близких землетрясений и более сосредоточенных взрывов, чем этот. Общее с землетрясением то, что также выделяются многочисленные участки самоподобия, разделённые несовпадающим фоном. Однако эти участки более локализованы и жёстко ритмичны, что объясняется принудительным режимом возбуждения колебаний в Лебединском карьере. При землетрясении же наоборот характер прохождения фаз и их цугов волн более произволен.

Такой скаллопинг-эффект упоминается в рассмотренных выше публикациях. Однако другие авторы использовали для его выявления менее локализованные во времени техники, например, спектрограммы. В нашем случае точность анализа потенциально выше благодаря преимуществу вейвлет-преобразования над Фурье-преобразованием.

Кроме того, сложный характер интерференции многих волн разной природы от нескольких последовательных блоков не даёт выделить отмеченные нами для землетрясения кластеры фаз *P*- и *S*-волн. От более сосредоточенного взрыва в Павловском карьере такой распределённый взрыв отличается очень большой степенью самоподобия для тех моментов времени, когда регистрируются воздействия от каждого блока. Очевидно, что вся эта сложная «геомеханика» не может найти отражения в фоновом участке, предваряющем первое вступление, поэтому в начале фрагмента наблюдаются даже отрицательные значения ВКФ.

Следует отметить, что приведённые примеры были сделаны по данным только одной сейсмостанции VORD. Этого требует формализованный метод, предусматривающий индивидуальный подход для каждой пары сейсмостанция/карьер. Тем не менее, все отмеченные выше особенности, выявленные на представленных результатах НВП записей выбранных событий, аналогично проявляются и на записях многих других сейсмостанций, зарегистрировавших эти же события достаточно качественно. Конечно, есть нюансы в записях других сейсмостанций, но они не принципиальны и могут быть рассмотрены в отдельном исследовании.

Подводя итог, следует отметить следующее:

- предложен новый оригинальный способ визуализации частотно-временно́го представления анализируемого сигнала на основе непрерывного вейвлет-преобразования;
- рассмотрены примеры визуализации образов близких землетрясений и карьерных взрывов с разной технологией подрыва зарядов взрывчатых веществ;
- сформулированы принципиальные факторы различия частотно-временны́х портретов для сейсмических событий разной природы, в качестве дополнительного критерия распознавания, которые могут быть использованы в трудных неоднозначных случаях, если наперёд не известно, зарегистрирован взрыв или землетрясение.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Адушкин В.В., Маловичко А.А.* Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России. М. : Геос. 2013. 384 с.
- Withers M., Aster R., Young C. An automated local and regional seismic event detection and location system using waveform correlation. Bulletin of the Seismological Society of America. - 1999. - V. 89(3). - P. 657-669.
- 3. *Chung P., Jost M., Boehme J.* Estimation of seismic-wave parameters and signal detection using maximum-likelihood methods // Computers & Geosciences. 2001. V. 27. P. 147-156.

- 4. *Нестеркина М.А.* Идентификация локальных сейсмических событий в районе расположения группы «Михнево» / М.А. Нестеркина, С.И. Сергеев, И.А. Санина, Н.Л. Константиновская, Т.В. Данилова, К.С. Сергеев // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53. № 4. С. 37-49.
- 5. *Botellaa F., Rosa-Herranzb J., Ginerc J.J., Molinac S., Galiana-Merinob J.J.* A real-time earthquake detector with prefiltering by wavelets // Computers and Geosciences. – 2003. – V. 29. P. 911-919.
- 6. *Силкин, К.Ю., Дубянский А.И.* Оценка возможности применения вейвлет-анализа к сейсмологическим данным // Вестник ВГУ. Серия Геология. – Воронеж : изд-во Воронежского государственного университета. – 2008. – № 1. – С. 138-140
- 7. Павлов А.Н. Анализ структуры нестационарных, коротких и зашумлённых сигналов на основе вейвлет-преобразования: автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук: 01.04.03 / Павлов Алексей Николаевич. Саратов, 2009. 34 с.
- 8. *Любушин А.А., Арора Б.Р., Кумар Н.* Метод классификации трехкомпонентных сейсмических записей на основе вейвлет-анализа // Геофизические исследования. – М. : Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2010. – Т. 11. – № 4. – С. 29-34
- Дубянский А.И., Силкин К.Ю. Расшифровка структуры промышленных взрывов с использованием вейвлет-анализа сейсмологических записей // Современные проблемы и опыт гидрогеологических, инженерно-геологических и эколого-геологических исследований на территории Центрально-Черноземного региона : Материалы региональной научно-практической конференции. Воронеж : Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2018. С. 70-75.
- 10. *Krylov A.A., Lobkovsky L.I., Ivashchenko A.I.* Automated detection of microearthquakes in continuous noisy records produced by local ocean bottom seismographs or coastal networks // Russian Journal Of Earth Sciences. М. : ФГБУНГеофизическийцентрРАН. 2019. № 2. С. ES2001 (13 c.)
- Rigobert Tibi, Lisa Linville, Christopher Young, Ronald Brogan. Classification of Local Seismic Events in the Utah Region: A Comparison of Amplitude Ratio Methods with a Spectrogram-Based Machine Learning Approach. Bulletin of the Seismological Society of America. – 2019. – V. 109(6). – P. 2532-2544. Doi : https://doi.org/10.1785/0120190150
- 12. Абдель Рауаби, Урожаев А.В. Исследование нестационарных динамических процессов при помощи вейвлет-анализа // Строительство : Наука и образование. М. : Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет. 2012. № 4. 11 с.
- 13. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзебоев Б.А. Использование вейвлет-анализа при обработке сейсмологических данных // Труды молодых ученых Владикавказского научного центра РАН. – Владикавказ : Владикавказский научный центр РАН, 2015. – Т. 15. – № 1. – С. 110-115.
- 14. Семёнов А.Е., Ефременко М.А., Пивоваров Р.С. Основные особенности волновых полей промышленных взрывов в крупных карьерах на территории Воронежского кристаллического массива // XII Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь : Горный институт УО РАН. 2011. С. 224-229.
- 15. Дубянский А.И., Ефременко М.А., Пивоваров С.П. Возможные причины аномального увеличения с расстоянием величины энергетического класса техногенных сейсмических событий (Михайловский карьер КМА) // Малышевские чтения : Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции. – Белгород : Белгородский государственный технологический университет им. В.Г. Шухова, 2019. – С. 133-136.
- 16. Ежова И.Т., Семёнов А.Е., Сафронич И.Н., Надёжка Л.И. Динамика промышленных взрывов на территории Курской магнитной аномалии // Малышевские чтения. Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции. Белгород : Белгородский государственный технологический университет им. В.Г. Шухова. 2019. С. 141-147.
- 17. Кендзера А.В., Старовойт О.Е., Омельченко В.Д., Надёжка Л.И., Вольфман Ю.М., Габсатарова И.П., Пивоваров С.П., Лессовой Ю.В. Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. Инструментальные данные // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34. – № 2. – С. 60-74.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАЙОНА ЦИМЛЯНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Сироткина О.Н.¹, Уманская А. А.², Фоменко И.К.³, Горобцов Д.Н.³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ²Свободный исследователь, Москва, Россия; ³Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Введение. Цимлянское водохранилище расположено на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в области Воронежской антеклизы, Нижневолжского прогиба, Прикаспийской синеклизы. Крупнейшими структурно-формационными комплексами являются складчатые метаморфизованные образования архея и раннего протерозоя, слагающие фундамент платформы, вулканогенно-осадочные породы позднего протерозоя и осадочные породы фанерозоя, сформировавшие платформенный чехол

На юге площади расположена структура Скифско-Туранской молодой плиты северозападного простирания Днепрово-Донецкий палеорифт – Восточный Донбасс и вал Карпинского, разделенные Восточно-Донбасским поднятием фундамента [1-2]. Структурно-формационными комплексами вал Карпинского являются: байкальский складчатый, слагающий фундамент, верхнедевонско-триасовый осадочный складчато-надвиговый и юрско-кайнозойский осадочный общий с чехлом смежных платформ [3]. Структурно-формационные комплексы складчатого Донбасса: байкальский складчатый, среднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенно-осадочный складчато-надвиговый, пермско-триасовый магматический и раннемезозойско-кайнозойский осадочный формирующий чехол [3].

На рубеже миоцена и плиоцена в результате заключительной фазы альпийского тектоногенеза окончательно оформился современный структурный план территории и начинается формирование современного рельефа. Продолжающийся процесс формирования структур отражается в морфоструктуре современного рельефа [2, 4-6]. На современном этапе отмечается общая тенденция к поднятию территории [2, 4-7]. Наиболее интенсивные движения положительного знака отмечаются в Донбассе.

Наиболее крупными орографическими элементами являются юго-восточное окончание Среднерусской возвышенности, южная часть Окско-Донской равнины, Приволжская возвышенность, Доно-Донецкая возвышенная равнина, Прикаспийская низменность, Ергенинская равнина и одноименная возвышенность.

Игнорирование геоморфологических исследований территорий при возрастающей антропогенной деятельности приводит к катастрофам разных уровней.

Связь рельефа, тектонического строения и новейшими движениями дает возможность выделения активных и пассивных структур, что необходимо учитывать при интенсивном ведении хозяйственного освоения территорий.

Целью работ являлось изучение новейшего структурного плана, определение унаследованности тектонического развития, выявление активных структур района Цимлянского водохранилища. Для ее достижения был использован комплекс методов, включавших структурно-геоморфологический анализ, визуальное и автоматизированное дешифрирование и статистическую обработку дистанционных материалов с помощью специализированной компьютерной программы LESSA.

Методика исследований. Исследования проводились структурно-геоморфологическим методом (СГМ), изложенным Н.П. Костенко [8] и базировались на изучении современного рельефа по топографическим картам масштабов 1:1 000 000, 1:200 000 и 1:100 000 в горизонтальном и вертикальном сечениях, а так же по космоснимкам.

СГМ заключается в изучении деформаций, сформированных за неоген-четвертичный этап, соответствующий формированию деформаций в современном рельефе в виде возвы-

шенностей и низменностей. Решаемые задачи сводятся к определению типов конэрозионных деформаций и количественной оценке суммарных движений структурных форм с начала их становления в рельефе до современной эпохи. Анализ вертикальной расчлененности орографических структурно обособленных форм позволяет оценить суммарные деформации конэрозионной стадии развития структур. Новейшие деформации в рельефе вызывают омоложение древних и образование новых разрывов и зон повышенной трещиноватости горных пород (слабых зон) [8]. Эти зоны являются местами формирования долин, как наиболее благоприятные участки для процесса эрозии. Некоторые из рек приурочены к границам крупных структур, другие – к разломам, слабым зонам, разделяющих блоки. Поэтому главным индикатором новейших тектонических дислокаций, как дизъюнктивных, так и пликативных является гидрологическая сеть. Слабые зоны не всегда строго следуют вдоль известных, установленных другими методами, разломов, а наследуют их фрагментарно, лишь на отдельных участках. Если разрыв не достигает поверхности, то развивается зона повышенной трещиноватости, которая на поверхности проявляется в виде прямолинейного участка долины, изменения простирания долины, коленообразного характера русла и долины, спрямления русла реки, линейной конфигурации рельефа или его ступени и т. д. Поэтому «слабая зона» – это не всегда разрыв сплошности пород, но, несомненно, их нарушение. Термин «слабая зона» близок к понятию линеамент, которое широко используется в литературе [9].

Для выделения линеаментов была использована компьютерная программа автоматизированного поиска линейных элементов изображения и вычисления их статистических характеристик LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) [10]. В работе использованы материалы среднего разрешения GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010) с разрешением 7.5 угловых секунд.

Целесообразность применения подобной программы связана с тем, что геологическое дешифрирование во многом субъективный и неоднозначный процесс, и возможность привлечения на помощь численных характеристик и структуры изображения, представленные в привычном для геолога виде – карт и роз-диаграмм очень полезна. В этой программе не ставится цель указать все явно различимые структуры. Её задача – обратить внимание на слабозаметные структуры, границы, особенности изображения, помочь выбрать тот, или иной вариант дешифрирования или дать объективные аргументы для такого обоснования.

Первый шаг анализа LESSA – обнаружение линейных элементов (штрихов). Для этого на полутоновом (8 градаций серого) растровом изображении выявляются спрямленные участки границ областей разной яркости.

По этим данным строится карта плотности штрихов (рис. 1). Интерпретация карты плотности производится с учетом всех имеющихся сведений о районе. При наличии чехла горизонтально залегающих рыхлых отложений, предполагается, что, поднимающиеся блоки будут более интенсивно расчленены мелкими протоками, и на них будет больше мелких штрихов. Тогда как погружающиеся участки будут в большей степени заполнены современным пелитовым материалом, и на них будет меньше штрихов [11].

Роза-диаграмма (лепестковая диаграмма) представляет собой построенную в центральной проекции диаграмму встречаемости штрихов того, или иного направления в элементарном окне (рис. 2, *A*). Ориентировка лучей розы говорит о том, что в рассматриваемом окне преобладают штрихи данных направлений. Соответственно, самый большой луч указывает преобладающее направление, изометричная роза без выраженных лучей свидетельствует о том, что на рассматриваемом участке распределение штрихов равномерно по направлениям. Применение контрастно-аналогового принципа к анализу роз-диаграмм позволяет считать, что одинаковые (сходные) розы формируются на одинаковых в тектоническом отношении блоках, и, соответственно, разные – на различных.

Карта максимального направления (рис. 2, *Б*) показывает ориентировку самого большого луча розы-диаграммы, то есть то направление, в котором ориентировано большинство штрихов данного участка.

Протяженные линеаменты образуются из штрихов, оказавшихся на одной прямой. Степень выраженности линеаментов может задаваться при построении.



Рис. 1. Линеаментное поле (обзорная схема) – плотность штрихов: А – всех направлений; Б – сектор 1 с направлением в диапазоне –11.25-11.25 градусов (субширотных), В – сектор 4 с направлением в диапазоне 56.25-78.75 градусов (север-северо-восточных), Г – сектор 8 направлением в диапазоне 146.25-168.75 градусов (запад-северо-западных)



Рис. 2. *А* – карта розы-диаграмм по штрихам ЦМР с установленными линиаментами; *Б* – карта максимального направления

Результаты исследований. По результатам структурно-геоморфологического дешифрирования топографических карт и линеаментного анализа были составлены схемы структурных элементов территории.

При создании схем были изучены зоны известных глубинных разломов и границы тектонических зон, в частности, на юге водохранилища. К ним относятся: Северо-Донецкий (1), Донбасско-Астраханский (по другим источникам Каменский) (2), Южно-Ворошиловградский (3), Волгоградский (4), Северо-Манычский (по другим источникам Донецкий) (5), Южно-Манычский (6); также выделена предполагаемая зона Иловлинско-Цимлянского разлома в осевой части эрозионно-тектонического понижения долины Дона на участке Цимлянского водохранилища. Выделены современные орографические формы – структурно-обусловленные системы поднятий и впадин.

Выводы.

1. По результатам структурно-морфологических исследований на юге Цимлянского водохранилища подтверждается фрагментарная проявленность региональных разломов. Ближайший Южно-Ворошиловградский разлом (разлом 3 на рис. 3, *A*), отчетливо устанавливается линеаментным анализом.



Рис. 3. *А* – обзорная схема региональных структурных элементов. Условные обозначения: 1 – границы основных поднятий и впадин, орографически выраженных; 2 – глубинные разломы; 3 – региональные линеаменты; 4 – кольцевые структуры; 5 – изогипсы от –20 м до 200 м (через 10 м). *Б* – детальная схема линеаментов в окрестности Цимлянского водохранилища. Условные обозначения: 1 – площадка Ростовской АЭС; 2 – границы основных поднятий и впадин, орографически выраженных; 3 – глубинные разломы; 4 – региональные линеаменты; 5 – локальные линеаменты; 6 – изогипсы

2. Границе крупных современных орографических структур – Северо-Ергинской системы поднятий (на юге) и эрозионно-тектонического понижения долины Дона (участок Цимлянского водохранилища) проходит по левому берегу водохранилища. По данным [12] береговая и прибрежная часть района за период 2006-2010 гг. испытывала опускания до 6 мм в год, в то время как для южной части (Северо-Ергинская система) характерно поднятие.

3. Авторами выделены региональные линеаменты, преимущественно субмеридиональных и 3-С3 простираний. Они определяют строение основных орографических форм площади.

4. Установлена группа локальных линеаментов, определяющих современный рельеф на южной части Цимлянского водохранилища. Большинство из них имеют C3 «розу», то есть имеют направления от западного до северного. Это направление совпадает с генеральным направлением региональных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Грановский А.Г., Грановская Н.В. Тектоническое строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты (территория Ростовской области) // Известия вузов. Геология и разведка. – 2019. – № 1. – С. 16-23.
- 2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38 Пятигорск. Объяснительная записка. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 420 с.
- Тектоника южного обрамления Восточно Европейской платформы (Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2 500 000) / Под ред. В.Е. Хаина. В.И. Попкова. – Краснодар : Кубан. гос. ун-т, 2009. – 213 с.
- 4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Восточно-Европейская. Лист М-38 Волгоград. Объяснительная записка. СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009. 399с.
- 5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Восточно-Европейская. Лист М-37 Воронеж. Объяснительная записка. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 255 с.
- 6. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист L-(37), (38) Ростов-на-Дону. Объяснительная записка. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ. 2010. 295 с.
- 7. *Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М. : Наука, 2006. 206 с.
- 8. Костенко Н.П. Геоморфология. М. : Изд-во МГУ, 1999. 380 с.
- 9. *Панина Л.В., Зайцев В.А.* Новейшая геодинамика Скифской плиты // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. Система планета Земля. 2016. Т. 11. Вып. 1. Стационарный сетевой адрес : 2227-9490e-aprovr_e-ast11-1.2016.11.
- 10. Zlatopolsky A. Program LESSA (Lineament extraction and stripe statistical analysis) Automated linearimage features analysis experimental results // Computers and Geosciences. 1992.
 V. 18. № 9. P. 1121-1126. DOI :10.1016/0098-3004(92)90036-Q
- 11. *Милосердова Л.В., Шпильман Е.С.* Разломно-блоковое строение и новейшие тектонические движения на территории Непского свода по данным геологического дешифрирования космических изображений и цифровой модели рельефа // Труды Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина. – 2011. – № 2(236). – С. 12-20.
- 12. *Галаганов О.Н., Гусева Т.В. и др.* Деформационный мониторинг на геодинамическом полигоне АЭС // Мониторинг. Наука и технологии. – 2013. – № 2. – С.6-13.

ЭЛЕМЕНТЫ ПРЕЕМСТВЕННОСТИ В РАЗВИТИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА

Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

Проблема унаследованности в развитии геологических структур была поставлена еще в конце 30-х годов прошлого века. Представления об унаследованных и наложенных структурах земной коры были впервые разработаны Н.С. Шатским в 1938 г. Затем вопросами унаследованности в тектонике занимались А.Л. Яншин, В.В. Белоусов и другие геологи. В середине 1960 г. А.В. Пейве исследовал принцип унаследованности в условиях горизонтальных движений земной коры [1]. Ю.А. Косыгин и И.В. Лучицкий считали, что продуктивным для решения общих вопросов преемственности тектонических форм и проблем унаследованности может оказаться изучение орогенных стадий развития регионов, поскольку оно дает возможность не только для разработки представлений о режиме развития структур континентального ряда и выяснения механизмов горообразования, но также и для решения общих вопросов преемственности тектонических форм и проблем унаследованности в тектонике [2].

Нами предпринято исследование поставленной выше проблемы на данных о геологическом строении, неотектонике и о рельефе Охотско-Колымского региона, под которым понимается территория Северного Приохотья и примыкающего к нему с севера бассейна верховьев Колымы и, в меньшей мере, Индигирки.

Основные элементы тектоники Охотско-Колымского региона. В тектоническом отношении рассматриваемая территория охватывает зону сопряжения мезозойских Яно-Колымской и Кони-Пьягинской складчатых систем, а также тектоно-магматических структур Удско-Мургальского раннемелового островодужного вулканического пояса и Охотско-Чукотского краевого вулканогенного пояса (ранний альб – поздний сеноман) [3]. Вся северная часть Охотско-Колымского региона занята складчатыми структурами Яно-Колымской системы мезозоид (рис. 1). В ее пределах выделяются выступы кристаллического фундамента Охотского массива, который большей частью перекрыт осадочным чехлом пермскотриасового возраста, и небольшая часть кристаллического фундамента Омолонского массива. На юге территории Охотско-Колымского региона располагается юго-западный фланг Кони-Танюрерской складчатой системы, представленный Тауйской, Кони-Пьягинской и Тайгоносской складчатыми зонами (Котляр, Русакова, 2004). Последние имеют северо-восточное простирание, с участками субширотного, и в структурном отношении резко дискордантны по отношению к Яно-Колымской складчатой системе. В начале раннего мела здесь проявился мощный вулканизм, связанный с формированием Удско-Мургальского островодужного вулканического пояса, андезитобазальтовые формации которого накапливались в подводных и наземных условиях в Тауйской и Кони-Пьягинской складчатых зонах. В период от раннего альба до позднего сеномана в Охотско-Колымском регионе происходило формирование Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса. Его вулканические формации со стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают все структуры основания.



Рис. 1. Основные элементы тектоники Охотско-Колымского региона [3], с небольшими изменениями. 1 – выступы кристаллического фундамента, срединные массивы: Охотский (Ох), Омолонский (Ом); Авековский выступ (Ав). 2 – чехол Охотского срединного массива. 3 – Яно-Колымская складчатая система; 4 – наложенные впадины и прогибы. 5 – Кони-Танюрерская складчатая система (T – Тауйская, К-П – Кони-Пьягинская, Tг – Тайгоносская складчатые зоны). 6-10 – ареалы континентального вулканизма: 6 – момолтыкичская свита; 7 – Удско-Мургальский пояс. 8 – баррем-аптские континентальные рифты: Ом – Омсукчанский. 9 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (конец раннегопоздний мел). 10 – Хакаринско-Энмываамская вулканическая цепь (конец позднего мела)

В районе северного побережья Охотского моря имеют место кайнозойские впадины, наложенные на структуры Тауйской, Кони-Пьягинской и Тайгоносской складчатых зон и Охотско-Чукотского вулканогенного пряса: Тауйско-Ямская система впадин и Гижигинская [4]. По времени заложения различаются эоценовые, миоценовые и плиоцен-четвертичные впадины (рис. 2). В пределах Тауйско-Тайгоносской области впадины миоценового заложения распространены к югу и северу от эоценовых и в промежутках между ними, что отражает, по-видимому, продолжавшийся режим регионального растяжения. Кроме того, миоценовые впадины встречаются и в области Охотско-Колымского водораздела, где они всегда приурочены к крупным зонам разломов. В той же области широко распространены и самые молодые впадины плиоцен-четвертичного времени заложения. Впадины миоценового возраста распространены также в пределах Яно-Колымской горной области в зоне Момской рифтовой впадины, а также многочисленные приразломные впадины в связи с крупными разломами северо-западного простирания. В этой же области широко распространены и небольшие по площади впадины плиоцен-четвертичного времени заложения.

Отмеченные выше основные элементы структурного плана позднемезозойской тектоники региона явились фундаментом, на котором в плиоцен-четвертичное время были сформированы основные области горообразования, неотектоническая структура которых, как будет показано ниже, во многом унаследована от мезозойского и кайнозойского этапов тектонической истории региона.



Рис. 2. Кайнозойские рифтогенные структуры Тауйско-Тайгоносской зоны (с использованием данных геологического картирования м-ба 1:1 000 000) [4]. 1 – миоценовые впадины: 11 – Магаданская, 16 – Верхне-Купкинская, 20 – Верхне-Кедонская и др. 2 – миоценовые щелочные базальтоиды [5]. 3 – палеоцен-эоценовые впадины: 1 – Охото-Кухтуйская, 2 – Верхне-Кавинская, 3 – Челомджинская, Тауйская, 5 – Ямская, 6 – Гижигинская, 7 – Пареньская. 4 – покровы базальтов палеоцен-эоценового возраста. 5 – главные зоны разломов: I – Кетандинская, II – Ульбейская, III – Инская, IV – Янская, V – Улахан, VI – Иня-Ямская, VII, Челомджа-Ямская, VIII – Кавинская, IX – Ланково-Омолонская, X – Гижигинская

Неотектонические движения и структуры. Наблюдаемые ныне горные сооружения Охотско-Колымской области сформировались в результате новейших тектонических движений, которые в плиоцен-четвертичное время охватили всю рассматриваемую территорию. Преобладали поднятия, имевшие различные интенсивность и дифференцированность и создавшие разнообразные неотектонические структуры. Наибольшие амплитуды поднятий (более 2000 м) характерны для хребтов Черского и Сунтар-Хаята (рис. 3). Неотектонические поднятия, образующие горные сооружения Охотско-Колымского водораздела (за исключением хр. Сунтар-Хаята), имели меньшие амплитуды, достигавшие 1500-1600 м.



Рис. 3. Основные элементы орографии Охотско-Колымского региона: Я-К – Яно-Колымская горная область; О-Ч – Охотско-Чукотская горная область; С-В – Северо-Восточная область равнин и плоскогорий; Т-Т – Тауйско-Тайгоносская система хребтов и межгорных равнин. Штрих-пунктиром показана линия Охотско-Колымского водораздела

Главную роль в неотектонической структуре этого района играют крупные, протяженностью до 500-700 км зоны разломов субмеридионального, северо-западного, северовосточного и субширотного простираний. Сеть крупных разломов обусловила сложную блоковую неотектоническую структуру, которая проявлена в сочетании разноориентированных горстов, межгорных впадин, заполненных позднекайнозойскими осадками, и локальных депрессий вершинной поверхности разной глубины. Для этого района характерна зональная дифференцированность и контрастность вертикальных движений блоков земной коры.

Наиболее значительные из этих орогенических элементов приурочены к главным разломам и имеют линейную структуру размещения поднятий и впадин. Здесь установлены крупные сдвиговые системы активных разломов: Охотская, Индигиро-Колымская, Северо-Охотская и Восточно-Охотская, соответственно, меридионального, северо-западного, широтного и северо-восточного простирания, которые отражают обстановку сжатия и сдвига. Важнейшим свойством изученных неотектонических разломов является их унаследованность от мезозойских тектонических швов, и высокая активность на новейшем этапе. По отношению к структурам позднемезозойского и кайнозойского тектонического основания они интерпретируются как унаследованные (возрожденные). Разломы северо-западного простирания (Улахан, Дарпир, Умарский, Чай-Юрьинский) наследуют мезозойские тектонические швы Яно-Колымской складчатой системы. Субширотные и северо-восточные разломы (Челомджа-Ямский, Иня-Ямский, Ланково-Омолонский) согласованы с магмоконтролирующими разломами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и наложены на складчатые структуры его основания [6-7].

Составлена неотектоническая карта региона, на которой, в отличие от традиционных карт, были показаны не только амплитуды новейших движений, но и все элементы новейшей структуры. Примененный подход позволил выявить соотношения неотектонических структур с тектоническими структурами основания. Установлено, что в неотектоническом плане Охотско-Колымского региона выделяются горные сооружения, которые соответствуют тектонической структуре, на которой они возникли [7]. Горные сооружения, образующие Охотско-Колымский водораздел – хребет Сунтар-Хаята, Колымское нагорье и менее крупные горные хребты в целом имеют орографический план, согласованный с вулкано-тектоническими структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. С северо-запада к этой территории примыкает юго-восточный фланг Яно-Колымской горной страны, представленный горной системой Черского и Эльгинско-Янской системой плоскогорий, которые в общем плане наследуют структуру Яно-Колымской мезозойской складчатой области. Тауйско-Тайгоносская горная система хребтов и межгорных равнин имеет в целом контрастный рельеф. В ее пределах занимают примерно равные площади небольшие горные хребты, массивы и разделяющие их поверхности межгорных впадин, унаследованных с палеогена и неогена, когда были заложены рифтогенные структуры.

Таким образом, в плиоцен-четвертичное время в результате всеобщего дифференцированного поднятия территории возникли новейшие орогены, представленные линейными и глыбовыми хребтами, плоскогорьями, равнинами межгорных впадин. Возникший неотектонический структурный план большей частью унаследован от предшествовавших этапов орогенеза. При этом каждая из выделенных орогенических систем наследует план той геодинамической обстановки, в условиях которой она первоначально возникла: Яно-Колымская наследует раннемеловую (протоорогенную) складчато-глыбовую структуру мезозоид, Охотско-Чукотская – альб-сеноманскую вулканогенно-плутоногенную структуру ОЧВП, Тауйско-Тайгоносская – эоценовую структуру окраинно-континентального рифта.

Проявления элементов преемственности в полях тектонических напряжений. Проведено изучение тектонической трещиноватости и плоскостей новейших разрывных нарушений с зеркалами скольжения, а также других дислокационных элементов на опорных участках позднемезозойских и кайнозойских тектонических структур Северного Приохотья. На каждом участке восстановлены локальные стресс-состояния с учетом парагенетического анализа тектонической трещиноватости и разрывных структур более высокого ранга. На этой основе определены региональные тектонические напряжения, характерные для выделенных этапов развития Северного Приохотья [8-9] (рис. 4).



Рис. 4. Стереограммы напряжённых состояний в различных тектонических структурах Северного Приохотья (сетка Вульфа, нижняя полусфера) [9]. 1 - в складчатых структурах позднемезозойского основания ОЧВП (Армано-Вилигинский синклинорий); 2 - в континентальных структурах Удско-Мургальской вулканической дуги (момолтыкичская и хасыская свиты); 3 - в вулканотектоничеких структурах ОЧВП; 4 - в кайнозойских впадинах. Малые кружки красные – выходы на полусферу осей σ_3 ; малые квадраты синие – выходы на полусферу осей σ_1 ; дуги – выходы на полусферу конусов сжатия (красные) и растяжения (синие); большие квадраты и большие кружки – выходы на полусферу, соответственно, осей сжатия и растяжения для общего поля напряжений

Установлено, что для складчатых структур Армано-Вилигинского синклинория характерны четко выраженные напряженные состояния типа горизонтальный сдвиг с осью сжатия в субширотном направлении (аз. 67, угол 12) и растяжения в субмеридиональном направлении (аз. 161, угол 19). Континентальным структурам Удско-Мургальской дуги свойственны напряженные состояния типа горизонтальное растяжение со сдвигом с осью сжатия в северо-восточном направлении (аз. 259, угол 29) и осью растяжения – в северо-западном (аз. 152, угол 26). Вулканоструктуры Хасынского звена ОЧВП характеризуются изменчивыми напряженными состояниями с вариациями геодинамического типа от преобладающего горизонтального растяжения до горизонтального сдвига.

Для кайнозойских впадин миоцен-плиоценового возраста характерны напряженные состояния типа горизонтальный сдвиг с осью сжатия в северо-восточном направлении (аз. 214, угол. 29) и осью растяжения в северо-западном направлении (аз. 121, угол. 04).

В целом характер напряжённого состояния на каждом из исследованных участков обнаруживает преемственность от первичных орогенических структур: складчатых, тектономагматических и рифтогенных, и в первую очередь определяется именно ими.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Пейве А.В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности // Геотектоника. – 1965. – № 1. – С. 30-37.
- 2. *Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В.* Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии // Тектоника Сибири. – Новосибирск : изд-во СО АН СССР, 1962. – Т.1. – С. 9-17.
- 3. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области : геолого-геохронологическая корреляция. СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- 4. *Смирнов В.Н.* Кайнозойские рифтогенные структуры в Северном Приохотье // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ : Материалы XLVIII Тектонического совещания. – М. : ГЕОС, 2016. – Т. 2. – С. 175-178.
- 5. *Акинин В.В., Апт Ю.Е.* Позднекайнозойский щелочнобазитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан : СВК-НИИ ДВО РАН. – 1997. – С. 155-174.
- 6. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии : автореф. дисс. докт. географ. наук. – М. : МГУ, 1995. – 41 с.
- 7. Смирнов В.Н. Верхоянско-Чукотская область новейшего горообразования: зональность и

основные этапы формирования // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 5. – С. 610-620.

- 8. *Кондратьев М Н., Смирнов В.Н.* Тектонические поля напряжений в структурах основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2013. – № 4. – С. 23-27.
- 9. Кондратьев М.Н. Сравнительный анализ тектонических напряжений в структурах позднего мезозоя и кайнозоя в Северном Приохотье : автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – Магадан, 2019. – 24 с.

УДК 550.348.436+550.311

ТЕХНОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.

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

В последнее время геофизики уделяли большое внимание изучению инициированной сейсмичности. Это связано с тем, что исследование триггерных явлений имеет большое значение как для понимания физики очага землетрясений и более полного представления о сейсмическом процессе в целом, так и для изучения принципиальной возможности их использования для прогноза и предотвращения катастрофических землетрясений. Оказалось, что ряд естественных и техногенных факторов разной физической природы может вызывать заметные изменения сейсмического режима. В работах [1-2] было обнаружено, что облучение коры двух наиболее сейсмоактивных областей Средней Азии – Гармского района Таджикистана и Северного Тянь-Шаня мощными электромагнитными импульсами (ЭИ) вызвало в них заметную статистически значимую активизацию сейсмичности. Повышение суммарной сейсмической энергии (СЭ) оказалось при этом на 5-6 порядков больше энергии ЭИ, откуда следовало, что их воздействие является триггерным и инициирует дополнительное излучение накопленной в коре энергии упругих деформаций в виде серии относительно слабых землетрясений. В обеих областях это привело к существенному росту скорости высвобождения сейсмотектонических деформаций, вносящих свой вклад в процесс квазипластического деформирования коры, и вызвало дополнительную релаксацию упругих напряжений, наиболее заметную в областях их наибольшей интенсивности [3-4]. Тем не менее, осталось до конца неясным, как изменилось поле напряжений после завершения этих экспериментов.

Электромагнитные поля оказывают влияние на землетрясения одновременно с целым рядом природных и техногенных факторов, и характер сейсмического отклика среды на облучение может нелинейным образом зависеть от их сочетания. Помимо ЭИ, наиболее заметное влияние на сейсмичность Гармского района, по-видимому, оказывали семипалатинские ядерные взрывы (ЯВ) [5]. Однако пока влияние комбинированного воздействия ЭИ и ЯВ на сейсмичность остается мало изученным. Его дальнейшее исследование позволило бы получить новые данные о физическом механизме триггерных воздействий на области подготовки землетрясений и о геодинамических последствиях таких воздействий. Поэтому в данной работе этот вопрос рассмотрен более детально.

Гармский район расположен в зоне сочленения Евразийской и Индийской литосферных плит. Северная ее часть, сложенная породами докембрийского и палеозойского возраста, относится к структурам Южного Тянь-Шаня, а южная – к палеозойским структурам Северо-Памирского поднятия. Между ними располагается Таджикская депрессия, где верхние 10-15 км представляют собой кайнозой-мезозойскую терригенную толщу, лежащую на палеозойском фундаменте. С юга Таджикская депрессия ограничена глубинным Дарваз-Каракульским разломом. Это активный левосторонний сдвиг, который простирается вдоль области сочленения депрессии и структур Северо-Памирского поднятия. В северной части депрессии выделяется Петровский надвиг, который простирается параллельно области ее сопряжения со структурами Южного Тянь-Шаня. В пределах рассматриваемой территории оба этих разлома в сейсмическом и тектоническом отношениях являются наиболее активными.

С 1975 г. по 1978 г. на Гармском геофизическом полигоне ИФЗ РАН проводился эксперимент по мониторингу электропроводности земной коры [6]. Для этого регулярно выполнялось глубинное электрическое зондирование коры с помощью импульсного источника. В качестве излучающей антенны использовался электрический диполь с разносом электродов 3 км и сопротивлением 1.5 Ом, который служил нагрузкой мощного МГД-генератора. Во время зондирования ток в нагрузке достигал 1.5 кА, длительность ЭИ – 2.0-2.5 с, а их энергия составляла 6.7-8.5 МДж. Всего было проведено 34 зондирования. Семипалатинский полигон расположен в 1400 км к северо-востоку от района наблюдений. Подземные ЯВ производились на нем с 1961 г. по 1989 г. [7]. Из них для анализа было отобрано 254 относительно сильных (с $m_b \ge 4.8$). Для изучения сейсмичности использовался каталог КСЭ ИФЗ РАН, который содержит данные о 90438 землетрясениях, возникших в исследуемой области с 1955 г. по 1991 г. Рассматривались события только представительных классов (с K > 6.5).

Сначала были изучены изменения потока землетрясений и их СЭ в результате воздействия ЭИ. Для их выделения на фоне естественных вариаций и возмущений, связанных с влиянием других факторов, применялась методика наложения эпох. С этой целью по всем ЭИ были произведены выборки землетрясений, возникших в пределах временных окон шириной ± 30 сут от момента их излучения. Абсолютное время возникновения каждого из них заменялось на время, пересчитанное относительно момента соответствующего ЭИ и вычислялась его энергия $E = 10^{K}$, Дж. Далее все выборки объединялись в общий подкаталог, который использовался для построения зависимостей N(t) – суточного количества землетрясений и E(t) – их СЭ от времени. Затем оценивались их средние значения до (t < 0) и после (t > 0) облучения, их изменения после $\Theta H - \Delta N$, ΔE и их статистическая значимость (по критерию Вилкоксона [8]). Помимо этого определялась также СЭ всех землетрясений до (E_b) и после (E_a) ЭИ, их разность и отношение E_a/E_b . Аналогично рассматривались изменения сейсмичности после ЯВ. Сначала для сопоставления откликов сейсмичности на ЯВ и ЭИ из общего числа были отобраны ЯВ, произведенные только в период проведения экспериментов по облучению коры, что было необходимо для исключения погрешностей, связанных с низкочастотными вариациями, а затем рассмотрено воздействие ЯВ и в другие периоды.

На рис. 1, *а* представлено изменение суточного количества землетрясений N_k до и после ЭИ в зависимости от времени. Видно, что в первые 5 сут после ЭИ значения N_k остаются на уровне фона, а затем возникает заметная активизация сейсмичности, которая продолжается около 20 сут. Похожие изменения сейсмичности происходят и после ЯВ (рис. 1, δ). После них наблюдается примерно такая же задержка, а затем возникает активизация сейсмичности, которая отмечается рядом максимумов, амплитуды которых заметно превышают средний уровень фона. Средние значения N_k возрастают после ЭИ и ЯВ, соответственно, на 16.0 % и на 8.5 %, причем эти изменения статистически высоко значимы. При этом приращения СЭ существенно выше, соответственно, 65.5 % и 74.9 %, сопоставимы по величине и также статистически значимы. Однако абсолютные значения приращения СЭ после ЭИ значительно выше, чем после ЯВ (табл. 1).

Из таблицы 1 также видно, что в обоих случаях приращение СЭ превышает энергию этих воздействий на 3-5 порядков, т. е. их воздействие является триггерным. Там же даны оценки приращения СЭ в среднем на одно воздействие ЭИ и ЯВ и аналогичные оценки, полученные по выборке ЭИ, перед которыми не производились ЯВ и по выборке ЯВ, перед которыми не выполнялось облучение коры ЭИ. Из их сопоставления следует, что облучение коры перед ЯВ повышает эффективность их триггерного воздействия почти в 10 раз, а взрывы, произведенные перед ЭИ, напротив, в 6-7 раз снижают их эффективность.



Рис. 1. Изменение во времени N_k – количества землетрясений Гармского района до (t < 0) и после (t > 0) облучения коры ЭИ (a), а также до и после ЯВ (δ). Условные обозначения: пунктиром показан средний уровень фона перед ЭИ и ЯВ и среднее значение N_k после них

Таблица 1

Возрастание количества землетрясений (ΔN) и их СЭ (ΔE) после ЭИ и ЯВ относительно уровня фона, их статистическая значимость (соответственно P_N и P_E), абсолютное приращение СЭ после всех ЭИ и ЯВ (ΔE), приращение в среднем на одно воздействие (Δe), такая же оценка, полученная по воздействиям, которые не предварялись влиянием другого фактора ($\Delta \varepsilon$) и суммарная энергия воздействий (E_i)

Триггер	ΔΝ, %	ΔΕ, %	P_N	P_E	$\Delta E, Дж$	<i>Е</i> _i , Дж	∆е, Дж	Δε, Дж
ЭИ	16.0	65.5	0.0004	0.0402	$4.14 \cdot 10^{13}$	$2.9 \cdot 10^8$	$1.22 \cdot 10^{12}$	$7.92 \cdot 10^{12}$
ЯВ	8.5	74.9	0.0034	0.0095	$2.87 \cdot 10^{13}$	$2.7 \cdot 10^{10}$	$0.84 \cdot 10^{12}$	$0.08 \cdot 10^{12}$

Изменения СЭ, инициированные каждым из этих факторов разной физической природы, были сопоставлены с особенностями геологического строения рассматриваемой области. С этой целью она была разбита на сетку с ячейками площадью 50 км², и произведены выборки землетрясений, возникших в каждой из них, по которым для всех ячеек были получены оценки СЭ до (E_b) и после (E_a) ЭИ и построена карта их отношения E_a/E_b , характеризующая пространственное распределение изменений СЭ. Аналогично была построена карта распределения E_a/E_b после ЯВ. На обеих картах выделяются по две общирные аномалии, в пределах которых СЭ возросла на порядок и более, приуроченные к второстепенному разлому вблизи от источника ЭИ и активному Дарваз-Каракульскому разлому в 50 км к югу от источника.

Интересно, что аномалии, возникшие после ЭИ и ЯВ, не совпадают по своему положению, а смещены относительно друг друга по направлению простирания упомянутых разломов, образуя в пространстве своеобразные «бабочки». Это видно на рис. 2, где представлена карта, на которой показаны области аномального повышения СЭ после ЭИ и после ЯВ (отмеченные, соответственно, цифрами 1, 2 и 3, 4). По сути, она показывает, что в пространстве выделяются две области, в пределах которых комбинированное воздействие ЭИ и ЯВ вызывает аномально высокое приращение СЭ. Ранее аномальное повышение СЭ после ЭИ отмечалось в областях концентрации тектонических напряжений [3-4]. Вид аномалий на рис. 2 позволяет предположить, что это характерно и для ЯВ.

Тогда конфигурация этих аномалий должна отражать конфигурацию поля аномальных напряжений. Обе они имеют сложную форму в виде двух «лепестков», расположенных на разных крыльях этих разломов. Один из «лепестков» проявляется после ЭИ, а второй – после ЯВ, т. е. ЭИ и ЯВ вызывали активизацию разных геологических структур, что может быть обусловлено как особенностями физико-механических характеристик слагающих их горных пород, так и разными механизмами триггерного воздействия ЭИ и ЯВ. Тем не менее, остается неясным, что в большей мере определяет возникновение таких областей – геологическое строение или локальные изменения поля напряжений.



Рис. 2. Области аномального повышения суммарной сейсмической энергии после ЭИ и ЯВ. Условные обозначения: E_a/E_b – отношение СЭ землетрясений, возникших в течение 30 сут после ЯВ (3, 4) и облучения коры ЭИ (1, 2) и за такой же период времени до них. Звездочкой показано положение источника ЭИ, сплошной и пунктирной линиями – Петровский и Дарваз – Каракульский и разломы

Воздействие ЯВ было изучено не только в период облучения, но и за такие же периоды до начала и после завершения этих экспериментов. Оказалось, что аномалии E_a/E_b в районе Дарваз-Каракульского разлома в пятилетний период перед облучением не наблюдалось (рис. 3, *a*). Почти на всем протяжении разлома ЯВ приводили к уменьшению СЭ. Однако уже тогда она, по-видимому, начала формироваться. На это указывает заметное повышение СЭ, которое вызывали ЯВ в его юго-западном сегменте.



Рис. 3. Карта распределения E_a/E_b – отношения СЭ землетрясений Гармского района, возникших после и до ЯВ, произведенных за пятилетний период до начала экспериментов по облучению коры ЭИ (*a*), и за такой же временной интервал после их завершения (*б*). Условные обозначения: ромбом отмечено положение эпщентра сильнейшего землетрясения этой области 22.03.1969 г. с $m_b = 5.6$. Остальные обозначения те же, что и на рис. 2

Аномалии в области источника облучения тогда тоже не было, но в районе Петровского разлома наблюдались две области аномального повышения СЭ после ЯВ, которые располагались на разных его крыльях и были смещены одна относительно другой по его простиранию (рис. 3, *a*). К нему же приурочены еще две аномальные области, в которых ЯВ вызывали падение СЭ. Они также располагались на разных крыльях этого разлома и были смещены по его простиранию. Эта пара аномалий была ориентирована вкрест предыдущей. Все они пересекались в области разлома, к которой был приурочен эпицентр сильнейшего землетрясения района наблюдений с $m_b = 5.6$ и глубиной гипоцентра 13 км, которое произошло непосредственно перед началом анализируемого интервала времени.

Механизм его очага и простирание облака афтершоков (рис. 4, a) показывают, что это правосторонний сдвиг по Петровскому разлому. На рис. 4, δ показаны области повышенных и пониженных напряжений, которые должны были возникнуть в результате постсейсмических деформаций в окрестности очага. По своей конфигурации они хорошо согласуются с областями аномального повышения и понижения СЭ в эпицентральной зоне этого землетрясения (рис. 3, a). Это подтверждает, что ЯВ вызывают значительные повышения СЭ в областях с высокой интенсивностью напряжений. Более того, показывают, что в областях низких напряжений после ЯВ происходит уменьшение СЭ.



Рис. 4. Механизм очага сильнейшего землетрясения района 22.03.1969 г. с $m_b = 5.6$ (a) и области повышенных (1) и пониженных напряжений (2), возникших в результате постсейсмических деформаций (б). Условные обозначения: Р и Т – оси сжатия и растяжения, ромбики – эпицентры его афтершоков, возникшие в течение первого часа после основного толчка

Это исключает интерпретацию аномальных областей, выявленных в период облучения коры на Дарваз-Каракульском и второстепенных разломах (рис. 2), как результат подвижки или аномально быстрого крипа, поскольку там не наблюдалось областей понижения СЭ после ЯВ. Скорее наоборот, они могли возникнуть, если скорость крипа в области аномалий по каким-то причинам упала, или медленные движения по разломам прекратились в них вовсе. Это и могло привести к росту напряжений, возможно к подготовке сильных землетрясений.

Однако сильных землетрясений здесь так и не произошло. После завершения экспериментов по облучению коры в радиусе 50-70 км от источника облучения вообще не наблюдалось областей повышенных напряжений (рис. 3, δ). Следовательно, облучение коры привело к релаксации аномально высоких напряжений на обширной территории рассматриваемой области площадью не менее 3500 км². Однако, судя по значительной активизации сейсмичности, вызванной ЯВ на ее юго-западной и восточной-юго-восточной окраинах, это привело к повышению интенсивности напряжений на периферии облучаемой области.

Выводы.

- 1. Облучение сейсмоактивных областей электромагнитными полями приводит к заметной релаксации упругих напряжений в радиусе десятков километров от его источника, что указывает на принципиальную возможность использования облучения для предотвращения сильных землетрясений.
- 2. Наиболее заметная активизация сейсмичности после облучения наблюдается в областях повышения упругих напряжений, что, по-видимому, может быть использовано для мониторинга напряженного состояния коры.
- Удаленные ядерные взрывы, также как и электромагнитные поля, вызывают заметную активизацию слабой сейсмичности в областях с аномально высокой интенсивностью напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Тарасов Н.Т.* Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Доклады академии наук. 1997. Т. 353. № 4. С. 542-545.
- 2. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А.* Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152-160.
- 3. *Тарасов Н.Т.* Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций // Доклады академии наук. – 2010. – Т. 433. – № 5. – С. 689-692.
- 4. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // Физика Земли. – 2011. – № 10. – С. 82-96.
- 5. *Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Влияние ядерных взрывов на сейсмический режим // Доклады академии наук. 1995. Т. 343. № 4. С. 543-546.
- 6. *Сидорин А.Я.* Первое применение МГД-генератора в геофизике : Эксперимент на Гармском полигоне // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Апатиты : Изд. КНЦ РАН, 2006. Ч. 1. С. 114-124.

8. *Никитин А.А.* Теоретические основы обработки геофизической информации. – М. : Недра, 1986. – 342 с.

УДК 551.243

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПАМЯТЬ ЭВОЛЮЦИОННО ИЗМЕНЯЮЩЕЙСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КОТЛОВИНЫ АГУЛЬЯС, ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА

Толстова А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение. В настоящей работе на примере наименее изученной части Южной Атлантики рассмотрена проблема эволюционно изменяющейся геологической среды котловины Агульяс в Южной части Атлантики, формирования самого южного сегмента Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) в результате перескока оси и отмирания действовавшего ранее спредингового хребта Агульяс, расположенного в бассейне с одноименным названием. Процесс перестройки спрединговых хребтов с изменением морфоструктурного плана весьма распространен в океанах, и, как правило, он характерен для хребтов со средней и быстрой скоростью спрединга. Перескок оси спрединга происходит в результате изменения поля напряжений и кинематических перестроек.

Итог этого процесса отражается в рельефе дна в виде отмершего хребта и нового спредингового хребта, сформированного на старой океанической литосфере, а также двух «шовных» зон – «дальней» и «ближней» – по отношению к палеохребту. Эти шовные зоны фиксируют места заложения новой рифтовой зоны и располагаются симметрично относительно новой оси спрединга. Примерами таких структур в антарктическом секторе Южной Атлантики являются поднятия Метеор и Айлос Оркадос, расположенные симметрично относительно оси южного сегмента САХ (рис. 1). Поднятие Метеор прилегает к западному краю бассейна Агульяс.

Антарктический сектор Южной Атлантики начал раскрываться в результате распада Гондваны около 135-140 млн лет назад [8]. Процесс раскрытия сопровождался несколькими глобальными кинематическими перестройками в движении литосферных плит с формированием структур, которые на сегодняшний день мы можем наблюдать на дне океана, в том числе в котловине Агульяс. Исследования изменений кинематической картины в этом рай-

^{7.} www.cdidc.org.

оне, основанные на анализе геометрии линейных магнитных аномалий и других геологогеофизических данных, предполагают изменение направлений перемещения и скоростей движения плит, изменение геометрии их границ, сопровождаемые серией перескоков осей спрединга, а также формирование вулканических поднятий [7].



Рис. 1. Батиметрическая карта [7]. Условные обозначения: ЮА – Южно-Африканская плита, Афр – Африканская плита, Мал – плита Мальвинес, Ант – Антарктическая плита. АО – поднятие Айлос Оркадес, Мет – поднятие Метеор, ФАРЗ – разломная зона Агульяс-Фолеклендская, SHp – положение горячей точки Шона, BHp – положение горячей точки Буве

В раскрытие участвовали Южно-Американская, Африканская и Антарктическая плиты и микроплита Мальвинес. Впервые плита Мальвинес была упомянута в работе [8]. Согласно [5], плита Мальвинес начала перемещаться независимо от Южно-Американской и Африканской плитами между хронами М0 и СЗ4у (120.4-83 млн лет). Эта плита располагается в бассейне Агульяс, где сегодня мы можем наблюдать палеоспрединговый хребет с одноименным названием.

Когда спрединг на хребте Агульяс завершился (хрона С27о, 61.2 Ма), плита Мальвинес вошла в состав Африканской плиты. Поднятия Метеор, расположенное на западной границе плиты Мальвинес, и поднятие Айлос Оркадос представляют собой «шовную зону», маркирующую границу между плитами Мальвинес и Южно-Американской плитой, активизирующейся после этого.

Существует большое количество моделей эволюции данного региона [1, 3, 5-6, 8 и др.].

Нами за основу была взята модель [5] с некоторыми дополнениями. Учитывая главные выводы этих палеореконструкций, историю региона можно было бы представить следующим образом: около 130 млн лет назад продвигающаяся к югу рифтовая трещина Южной Атлантики подошла к Фолклендскому плато с мощной континентальной литосферой, которое послужило структурным барьером на пути продвигающегося с севера рифта. Это привело к образованию крупного трансформного разлома Агульяс-Фолклендского длиной более 1100 км, ограничивающего Фолклендское плато с севера, а также соединяющего сегмент САХ и спрединговый хребет Агульяс (ныне палеоспрединговый). По мере формирования новой коры на хребте Агульяс, Фолклендское плато постепенно перемещалось к западу, пока его восточный край не приблизился к рифтовой зоне южного сегмента САХ (≈ 80 млн лет назад). Это дало возможность рифтовой зоне южного сегмента САХ продвинуться к югу вдоль восточной границы континентальной коры Фолклендского плато и океанической коры плиты Мальвинес. Это происходило, вероятно, под влиянием термических аномалий. Продвижение нового сегмента спредингового хребта ЮСАХ к югу привело к перескоку оси спрединга хребта Агульяс на 1105 км к западу, случившемся между хронами С31 и С26 (около 60 Ма), отмиранию старого спредингового хребта Агульяс, формированию нового спредингового сегмента ЮСАХ и двух поднятий Метеор и Айлос Оркадос, фиксирующих место заложения нового хребта и симметрично расположенных относительно его оси. Очень велика вероятность, что кинематическая и структурная перестройка этой части океана, была стимулирована активностью горячих точек (Шона, Буве, Дискавери), следы деятельности которых хорошо выражены в рельефе дна в виде хребтов, цепочек подводных гор и вулканических плато [3]. В этой связи неоднозначным остается вопрос природы поднятия Метеор, расположенного на западе бассейна Агульяс. Является ли его происхождение результатом магматической деятельности, или в их формировании ведущую роль сыграли процессы серпентинизации. Нельзя исключать также возможность того, что эти структуры могут нести в себе блоки континентальной коры, отторженной от краевой части Фолклендского плато. Ответить на некоторые эти вопросы может помочь физическое моделирование.

Метод физического моделирования. Изучение условий реорганизации спрединговых хребтов, а также формирование структур, которые сопровождают перестройки и меняют структурный план региона котловины Агульяс, проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ.

Подход лабораторных исследований основывается на выполнении условий подобия определенных параметров, таких как плотность, предел прочности и др. [Шеменда, 1983]. Вещество, которое используется в качестве главного модельного материала, представляет собой смесь минеральных масел, церезина и парафина, а также различных добавок.

Целью экспериментов было определение условий кинематической перестройки хребтов, перескока оси спрединга хребта Агульяс и формирования южного сегмента САХ, а также природы поднятия Метеор, которое маркирует событие кинематической перестройки и изменение морфоструктурного плана региона. Рассматривалась возможность, что реорганизация спрединговых хребтов будет происходить под влиянием термических аномалий в подлитосферной мантии, связанных с горячими точками.



Рис. 2. Эксперимент № 2288. Слева – моделирование условий перескока оси спрединга в южной Атлантике и формирования сопутствующих структур. А-Д – стадии эксперимента (вверху) и их структурная интерпретация (внизу), справа – интерпретация по [3] с дополнениями. Условные обозначения: 1 – континентальная модельная литосфера; 2 – утоненная континентальная литосфера; 3 – новообразованная литосфера хребта Агульяс; 4 – новообразованная литосфера ЮСАХ; 5 – литосфера северной части ЮСАХ; 6 – палеоспрединговая ось; 7 – активная спрединговая ось; 8 – зоны поперечных смещений; 9 – магматические поднятия. Справа – эволюционная схема развития структур

В экспериментах задавалась начальная геометрия трещин, которая предполагалась по реконструкциям рифтовых зон на ранний период раскола континентов и формирования палеоспредингового хребта Агульяс. После некоторого периода растяжения, в течение которого происходило наращивания океанической коры в спрединговой системе Агульяс и удаление блока Фолклендского плато, растяжение на некоторый период было приостановлено (имитируя переходный этап перескока оси спрединга, когда хребет (в природе хребет Агульяс) перестает генерировать кору и переходит в неактивное состояние, т. е. спрединг прекращается). Перед очередным запуском поршня включался ЛИН (локальный источник нагрева), имитирующий горячую точку на краю модельного Фолклендского плато. Далее, после возобновления движения поршня, ось спрединга «перескакивала» в область действия горячей точки по причине меньшей прочности литосферы в этой области (рис. 2).

Отметим, что поднятие Метеор имеет сложную морфологию и геологическое строение [4]. Нельзя исключать, что часть поднятия, расположенная ближе к ТР Агульяс-Фолклендский может иметь в своей структуре фрагменты субконтинентальной коры, другая часть поднятий, расположенная южнее, предполагает вулканическое происхождение под влиянием термической аномалии, создаваемой в то время горячей точкой Шона. В данной экспериментальной модели был воспроизведен перескок оси спрединга (реорганизация системы хребтов) с формированием такого блока, имеющего смешанную природу, как субконтинентальную, так и вулканическую. Геохимические данные [4] подтверждают тот факт, что поднятие сложено породами, имеющими разную историю своего формирования.

Выводы. Антарктический сектор Южной Атлантики, в частности область котловины Агульяс, отличается сложной историей своего развития, что связано с перемещением трех гондванских материков Африки, Южной Америки и Антарктиды и активностью горячих точек. Несколько факторов оказали решающее влияние на эволюцию литосферы и историю формирования морфоструктурного плана этого района:

- пространственно-временная миграция точки тройного сочленения Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит со сложным полем напряжения;
- существование континентального Фолклендского плато, которое послужило структурным барьером на пути продвигающейся с севера рифтовой оси САХ;
- наличие горячей точки (в природе Шона) на молодой окраине отодвигающегося континентального блока (Фолклендское плато) могло привести к кинематической перестройке, следствием которой является перескок оси спрединга и отмирание хребта Агульяс, формирование сегмента ЮСАХ и поднятий Метеор и Айлос Оркадос. Учитывая высокую активность горячих точек как раз в период 80-50 Ма, а также положений плит относительно горячих точек в разные периоды времени, этот вариант наиболее вероятен.

Дальнейшее развитие сегмента хребта с 60 Ма по настоящее время происходило в относительно спокойной обстановке. На основании изучения особенностей структурообразования в районе исследования построена экспериментальная модель эволюции региона, в которой показано, что:

- кинематическая перестройка спрединговых хребтов, которая произошла 80-60 млн лет назад, вероятно была стимулирована влиянием горячих точек Шона и Дискавери, расположенных в окрестности окраины континентального Фолклендского плато;
- в процессе перестроек осей спрединга меняется морфоструктурный план региона, а также формируются структуры «шовных» зон Метеор и Айлос Оркадос, разделяющие разновозрастные блоки литосферы, сформированные на палеохребте Агульяс в котловине Агульяс и южном сегменте САХ;
- экспериментально обосновано значительное влияние горячих точек на тектоническую реорганизацию региона и формирование южного сегмента САХ и структур, сопровождающих перескок.

В данной работе показано, что геологическая среда котловины Агульяс и прилегающих территорий характеризуется наличием различных объектов, которые позволяют понять, как этот район эволюционировал, и какие процессы там происходили. Согласно результатам экспериментов, можно сделать выводы о том, что на эволюцию геологической среды котловины Агульяс оказало влияние расположение Фолклендского континентального плато, которое «освободило место» для проградации рифтовой трещины с севера, а также положения горячих точек Шона, Буве и Дискавери на момент перескока.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Дубинин Е.П., Сущевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве // Российский журнал наук о Земле. – 1999. – Т. 1. – № 5. – С. 423-443.
- 2. Шеменда А.Н. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 11.
- Hoernle K., Schwindrofska A., Werner R., van den Bogaard P., Hauff F., Uenzelmann-Neben G. & Garbe-Schönberg D.D. Tectonic dissection and displacement of parts of Shona hotspot volcano 3500 km along the Agulhas-Falkland Fracture Zone // Geology. – 2016. – V. 44. – № 4. – P. 263-266.
- Le Roex A., Class C., O'Connor J., Jokat W. Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources // Journal of Petrology. – 2010. – V. 51. – № 10. – P. 2089-2120.
- 5. *Marks K.M., Stock J.M.* Evolution of the Malvinas Plate South of Africa // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. № 4. P. 289-302.
- 6. *Marks K., Tikku A.* Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 186. № 3-4. P. 479-495.
- 7. *Torsvik T.H., Rousse S., Labails C. & Smethurst M.A.* A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin // Geophysical Journal International. 2009. V. 177. № 3. P. 1315-1333.
- 8. *Pérez Díaz Lucía.* Kinematic and paleobathymetric evolution of the South Atlantic basin. 2017.
- 9. Labrecque J.L. & Hayes D.E. Seafloor spreading history of the Agulhas Basin // Earth and Planetary Science Letters. 1979. V. 45. № 2. P. 411-428.

УДК 551.24+551.4

ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ПРИ ИЗУЧЕНИИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА)

Трегуб А.И.¹, Шевцов Д.Е.²

¹Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия; ²Институт геотехники и инженерных изысканий в строительстве, Воронеж, Россия

Важнейшей особенностью новейшей тектонической структуры является ее тесная связь с рельефом земной поверхности. Эта связь через морфоструктурный анализ позволяет оценить величину и распределение по площади вертикальных тектонических движений. Для морфоструктурного анализа можно использовать цифровые модели рельефа (ЦМР), а также средства их обработки на основе геоинформационных технологий. В настоящей работе использована высотная матрица SRTM, полученная от радиолокаторов космического корабля Shuttle (Discavery) [1]. Эти данные доступны в диапазоне от 60° с. ш. до 54° ю. ш. в форме отдельных матриц 5° на 5° по 6001 на 6001 ячеек с пространственным разрешением 80 мет-

ров и вертикальным – 1 метр. Использован единый набор радарных данных четвертого уровня подготовки в диапазоне 39°-43° по долготе и 49.3°-53.3° по широте, составленный из четырех исходных матриц. Размер обрабатываемой матрицы – 3501 на 5551 ячеек или 280 на 444 км. Матрица SRTM была обработана при помощи модуля Spatial Analyst ArcGIS для ликвидации локальных замкнутых понижений (функция Fill), связанных с ошибочными флуктуациями принимаемого сигнала. В процессе выполнения этой функции локальные понижения были отфильтрованы и сглажены, в результате чего была получена естественная поверхностно-проточная цифровая модель рельефа (ЦМР).

Статистические характеристики рельефа определены в элементарной ячейке сетки 4 на 4 километра. Был создан полигональный слой объектов квадратной формы и слой точек, соответствующий центроидам квадратов. Один квадрат соответствовал 2500 ячейкам SRTM. Для каждого квадрата получены значения SRTM в табличной форме с переносом в атрибуты высотных значений земной поверхности. Обработка данных осуществлена в пакете Excel с получением статистики по каждой точки, поскольку некоторые из моментов распределения высоты (асимметрия) невозможно получить прямыми расчетами в скользящем окне при помощи модуля Spatial Analyst ArcGIS. Использованы следующие моменты распределения высоты земной поверхности: математическое ожидание, дисперсия и стандартное отклонение, и коэффициент асимметрии. Статистические показатели были интерполированы методом Spline с получением соответствующих статистических полей и построением картографических моделей по основным параметрам распределений. Опытным путем было установлено, что статистические поля для визуализации оптимально классифицируются 1/2 в долях стандартных отклонений. При интерпретации статистических параметров математическое ожидание рассматривалось в качестве средней высоты поверхности, дисперсия и стандарт характеризовали уровень вертикального расчленения (энергию рельефа). Асимметрия распределения характеризует положение рельефа в геоморфологическом цикле. Это положение может служить непосредственным источником информации о современной направленности вертикальных тектонических движений [2-3]. Таким образом, с позиций традиционного морфометрического анализа карты средних, высот земной поверхности характеризуют морфологические особенности неотектонической составляющей в рельефе. Карта дисперсий (стандартов), отражая запасы потенциальной энергии в рельефе, является аналогом карты остаточного рельефа. Принципиально новую информацию позволяет получить карта коэффициентов асимметрии распределения высот. Отражая соотношения средних высот с высотами меньшими, чем средние и большими, чем средние, коэффициенты асимметрии характеризуют положение территории в геоморфологическом цикле.

На цифровой модели рельефа восточной части ВКМ отчетливо выражены наиболее крупные элементы неотектоники: западная часть Окско-Донской депрессии, восточное крыло Среднерусского поднятия, а также Калачское поднятие [4]. В рельефе земной поверхности им отвечают одноименные возвышенные и низменные равнины (рис. 1).

Отчетливо выделяются также структурные линии, под которыми мы, вслед за Г.И. Раскатовым [5], подразумеваем возможное отражение разрывных нарушений в параметрах земной поверхности. Использование этого термина в отличие от близкого по смыслу термина «линеамент» необходимо для того, чтобы подчеркнуть его связь именно с рельефом земной поверхности. В то время как линеаменты выделяются по существенно большему набору признаков. Границы неотектонических структур проявлены структурными линиями, совмещающимися с резкими перепадами высот земной поверхности. Непосредственно между Среднерусским поднятием и Окско-Донской впадиной расположен линейный Кривоборский неотектонический прогиб, а Калачское поднятие с запада ограничено Павловско-Мамонским неотектоническим прогибом. Выделяются также более мелкие структурные элементы [4]. Многие структурные линии сопоставляются с зонами разломов в фундаменте, имеющими, как правило, сбросовую, взбросовую или взрезовую кинематику с вертикальным смещением крыльев [6]. Помимо этого часть из них соответствует не активным на неотекто-

ническом этапе разломам, представленным областями повышенной проницаемости донеогеновых пород, которые могут быть проявлены в рельефе земной поверхности благодаря литоморфному фактору [7]. Такие области отражаются, как правило, фрагментами речных долин и не разделяют площади с различной энергией рельефа.



Рис. 1. Цифровая модель рельефа восточной части ВКМ (А) и основные элементы неотектоники (Б). 1 – структурные линии; 2 – границы наиболее крупных новейших структур; 4 – Окско-Донская депрессия; 5 – Калачское поднятие в составе Среднерусского поднятия

Карта энергии рельефа, отражая в перепадах высот запасы потенциальной энергии, которые образуются от превращения кинетической энергии вертикальных тектонических движений, позволяет отделить собственно неотектоническую составляющую от эвстатической (рис. 2).



Рис. 2. Карта дисперсий распределения высот (энергии рельефа) (А) и схема неотектонической составляющей (Б). 1-7 – уровни вертикального расленения (м/км²) от 10 до 70; 8 – изобазы суммарных вертикальных неотектонических движений с учетом эвстатического фактора

Карта коэффициентов асимметрии распределения высот позволяет оценить современное состояние вертикальных тектонических движений по положению рельефа в геоморфологическом цикле (рис. 3). Участки территории, находящиеся в состоянии вертикального расчленения, сопоставляются с активными современными поднятиями, а участки испытывающие выравнивание, позволяют выделять области относительных погружений. Обозначенные участки в целом сопоставляются с отрицательными скоростями современных вертикальных тектонических около 2 мм/год [8].



Рис. 3. Карта коэффициентов распределения высот (А) и схема активности современных вертикальных движений (Б). Величина коэффициента асимметрии: 1) менее -2.3; 2) от -2.3 до -1.5; 3) от -1.5 до -0.2; 4) от -0.2 до +0.2; 5) от +0.2 до +1.5; 6) от +1.5 до +1.9; 7) более +1.9; 8) структурные линии; 9) области с преобладающим выравниванием рельефа на фоне преобладающиего расчленения

Сопоставление данных по структурным линиям, выделяющимся при анализе цифровой модели рельефа и карты коэффициентов асимметрии, позволяет выявить значительные различия в степени их проявления. Можно предположить, что на карте коэффициентов асимметрии распределения высот отражаются структурные линии, соответствующие современным активным нарушениям. Это в значительной степени подтверждается расположением по площади эпицентров землетрясений [9].

Таким образом, предложенная методика может быть использована при проведении инженерно-геологических изысканий и экологических исследований, направленных на изучение активных экзогенных геологических процессов (оползни, карст, суффозия, водная эрозия), опасные проявления которых тесно связаны с неотектоникой [10].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Jarvis A., Reuter H. I., Nelson A, Guevara E.* Holt-field Slamless SRTM data V4, International Centre for tropical Agriculture (SIAT), available from http://srtm.csi.cgiar.org. 2008.
- *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ геологии Воронежского госуниверситета.– Воронеж : изд-во Воронеж. ун-та, 2002. – Вып. 9. – 220 с.

- 3. *Трегуб А.И., Шевцов Д.Е.* Цифровые и стохастические модели рельефа при картировании разломных зон востока Воронежского кристаллического массива // Актуальные вопросы геологии : Материалы международной научно-практической конференции. Ст. Оскол, 2019. С. 30-34.
- 4. Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А., Сычев И.А., Холмовой Г.В., Шишов В.В. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла – Воронеж : изд-во Воронеж. ун-та, 1976. – 120 с.
- Раскатов Г.И. Прогнозирование тектонических структур фундамента и чехла древних платформ и форм погребенного рельефа средствами геолого-геоморфологического анализа (на примере Воронежской антеклизы). – Воронеж : изд-во Воронеж ун-та, 1972. – 108 с.
- 6. *Ненахов В.М., Стрик Ю.Н., Трегуб А.И., Холин В.М., Шабанов М.И.* Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). М. : «Геокарт», «Геос», 2007. 284 с.
- 7. *Трегуб А.И., Шевцов Д.Е.* Разломы в фундаменте восточной части Воронежского кристаллического массива по морфометрическим данным // Вестник Воронеж. ун-та. Серия Геология. – 2020. – № 1. – С.30-38.
- 8. *Раскатов Г.И.* Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж : изд-во Воронеж. Ун-та, 1969. 163 с.
- 9. Надёжка Л.И., Ежова И.Т., Ефременко М.А. Геоморфологические признаки глубинных геодинамически активных зон Воронежского кристаллического массива // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы : Материалы международной конференции. Воронеж : Научная книга, 2012. С. 207-211.
- Трегуб С.А., Корабельников Н.А. Трегуб А.И. Неотектоника и современные экзогенные геодинамические процессы С-В крыла Воронежской антеклизы // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы : Материалы XVI международной конференции. – Воронеж, 2010. – Т. 2. – С. 274-278.

УДК 550.311; 622.278

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ПОДЗЕМНЫХ ХРАНИЛИЩАХ ГАЗА

Фаттахов Е.А.

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

Накопление эмпирических данных о современных движениях земной коры на геодинамических полигонах является важной частью изучения современной геодинамики. Как известно [1], именно движения (а именно перемещения различных частей тела относительно друг друга) являются причиной деформации, то такие знания помогают минимизировать урон, который получают особо ответственные объекты с течением времени. К настоящему времени в нашей стране созданы более сотни таких полигонов, которые осуществляют обеспечение промышленной безопасности на геодинамической основе для подземных хранилищ газа, а также для различных месторождений УВ, включая шельфовые [2-7]. Помимо этого, так же созданы научные геодинамические полигоны, на которых проводится ряд исследований [8-12].

Анализ ряда работ показывает [1, 13-15], что наибольшие смещения земной поверхности происходят именно в разломных зонах. И это необходимо учитывать, так как оказалось, что для строительства и функционирования особо ответственных объектов: трубопроводов, скважин, бортов карьеров, эти аномальные деформации земной поверхности в этих зонах способны нанести существенный эколого-экономический ущерб [1, 16-20]. Поэтому, в соответствии с инструкцией по производству маркшейдерской работ (РД 07-603-03) на геодинамических полигонах в разломных зонах репера расположены через 100 метров, а вне разломных зон – через 500. Это сделано не случайно, так как повышенная пространственная детальность позволяет выявить суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов [1], а увеличение расстояния между реперами уменьшает информативность на исследуемой территории [21-22].

Подземное хранилище газа (ПХГ) – это комплекс инженерно-технических сооружений в пластах-коллекторах, предназначенных для закачки, хранения и последующего отбора газа. По сути ПХГ представляют собой тестовые площадки, на которых максимально удобно проводить различные исследования, за счет того, хорошо изучена геологоческая структура, известны размеры месторождения и глубина залегания газа, а так же геолого-геофизическими методами выявлены разломные зоны. Главной геодинамической особенностью таких объектов является циклический характер современного напряженно-деформированного состояния недр, обусловленного их эксплуатацией. Поэтому, зная периоды закачки и отбора, можно изучать динамику земной поверхности во времени повторными наземными (геометрическое нивелирование) и спутниковыми (ГНСС и спутниковая интерферометрия) методами измерения [23-25].

Результаты повторных наблюдений на геодинамических полигонах лучше всего представлять в двух вариантах: «эволюционном» и «пульсационном». Так, для анализа нивелирных измерений в «эволюционном» варианте вертикальных смещений земной поверхности определяются вычитанием текущих величин превышений от значений, полученных при первом наблюдении. То есть рассматриваются повторные циклы наблюдений: 2-1, 3-1, 4-1 и т. д. В этом случае прослеживается временная эволюция смещений земной поверхности. В «пульсационном» варианте представления результатов наблюдений используются разности между смежными эпохами наблюдений и определяются периоды пульсаций вертикальных движений: 2-1, 3-2, 4-3 и т. д. Естественно, что приведенные формы представления информации целесообразно использовать и при других видах повторных геодезических и геофизических наблюдений.

Ситуация с подземными хранилищами газа существенно отличается от нефтяных и газовых месторождений, где добыча сопровождается понижением пластового давления. Учет циклического воздействия на недра, целесообразно анализировать, используя именно «пульсационные» графики, где отображено поведение каждого цикла относительно предыдущего. «Эволюционные» построения в этом случае малоинформативны.

Рассмотрим результаты такого анализа на примере профиля 1-1 на ПХГ, расположенного на границе с Московской областью. Особенность его заключается в том, что создано оно в водоносном горизонте и специфика данного способа строительства подземного газохранилища определяет гидростатический (объемный) режим циклических нагрузок на газонасыщенный пласт. А именно, характер распределения вертикальных смещений земной поверхности носит практически симметричный характер. При этом, экстремальные значения смещений формируются в центральной части ПХГ. Результаты нивелирования были сопоставлены с ГНСС наблюдениями (рис. 1).

Из рис. 1 видно, что отмечается поднятие земной поверхности в центральной части ПХГ с максимальной амплитудой в 5 мм, с учетом изменения пластового давления в период между закачкой газа в пласт и отбора составляет величину 1.5-2 раза. В период наблюдений (3-2) изменений пластового давления практически не было, что нашло отражение в отсутствие значимых, превышающих ошибки измерений, смещений земной поверхности на значительной части профиля (от репера № 6 до репера № 29). При этом поведение реперов №№ 3, 4 и 5 не связано с воздействием эксплуатации ПХГ. Во-первых, в период (3-2) пластовое давление не менялось, а во-вторых, начиная с 3 цикла наблюдений, произошла замена репера № 5, что привело к изменению отметок, которые входят в расчет разности превышений. В период наблюдений (4-3) пластовое давление падает и это приводит к оседанию земной поверхности в центральной части ПХГ с максимальной амплитудой – 3 мм.


Рис. 1. Соотношение вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности вдоль профиля 1-1. Красные пунктирные линии – оси разломных зон. Величина стрелки означает амплитуду смещений

Профиль 1-1 пересекает три разломные зоны. Если их пронумеровать слева на право, то очевидно, что значимые аномалии смещений обнаруживаются только в пределах 1 и 2 разломов. При этом, учитывая ширину разломных зон (0.3-0.5 км), можно отметить, что на втором разломе происходят локальные оседания (аномалии типа γ), которые означают активизацию раздвиговых смещений внутри разломной зоны, а в пределах первого разлома формируются сдвиговые аномалии типа *S* [26-27].

Для того чтобы проанализировать результаты ГНСС наблюдений, вектора горизонтальных смещений были редуцированы (спроецированы) в географической системе координат в направление профиля. Прямое сопоставление вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности показывает, что максимальные амплитуды вертикальных смещений оказались на порядок меньше, чем горизонтальных. При этом, хорошо известно, что при объемном деформировании вертикальные смещения земной поверхности (свободной от нагрузок) всегда превосходят горизонтальные, которые происходят в обстановке бокового стеснения [19, 28].

Рассмотрим еще один пример геодинамических наблюдений на ПХГ на профиле 1-1, но в отличие от первого, которое создано в водоносном горизонте, это создано в истощенном нефтегазоконденсатном месторождении. Графики построены так же в «пульсационном» виде (рис. 2).



Рис. 2. Результаты повторных нивелирных наблюдений на профиле 1, представленные в «пульсационном» виде. Красным пунктиром отмечены осевые части разломных зон

На профиле отчетливо видны три аномалии вертикальных движений. При этом если идентифицировать аномалии слева направо, то первая и третья аномалии приурочены к зонам разломов, а вторая нет.

В разломной зоне «слева» во всех циклах наблюдений прослеживается динамика смещений на уровне ± 2 мм. При этом в цикле 2-1 ширина аномалий больше, чем в остальных циклах. Из-за повреждения 7 репера в 4 цикле измерений, в графике цикла 4-3 имеется пробел в данных.

«Вторая» аномалия имеет знакопеременный характер и изменения, как у «первой» аномалии, находятся на уровне среднеквадратической погрешности измерений II класса нивелирования. Их накопленные амплитуды не превосходят по величине двукратную ошибку измерений.

Анализ аномалии «справа» показал, амплитуда смещения земной поверхности в цикле 2-1 в центре разломной зоны достигает величины 8 мм. В остальных циклах прослеживается знакопеременная динамика, но уже с меньшими амплитудами.

Для прямого сопоставления вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности на рис. 2 представлены результаты нивелирных и ГНСС измерений, проведенные по совмещенным наблюдательным пунктам. Как видно из графика, величины аномальных горизонтальных смещений на порядок и более превосходят вертикальные. Согласованность в направлении векторов минимальная, при том, что расстояние между реперами меньше 100 метров. Заключение. Анализ измерений на геодинамических полигонах на подземных хранилищах газа показал, в зависимости от геологического строения объекта современные геодинамические движения проявляется по-разному. В водоносном горизонте динамика в разломных зонах невысокая, но при этом доминирует поднятие и опускание земной поверхности. А в истощенной залежи наибольшие смещения происходят непосредственно в зонах разломов. При этом подобный «пикообразный» тип аномалий в разломных зонах широко распространен. Он получил название «аномалия типа гамма», т. к. по форме напоминает соответствующую букву греческого алфавита – γ [1, 13-14, 19, 29]. При этом анализ данных ГНСС показал, что в условиях бокового стеснения горизонтальные смещения каким-то образом превосходят вертикальные, чего быть не должно. При этом вектора смещения направлены хаотично даже с учетом того, что расстояние между реперами не превышают 100 метров.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М. : Агентство Экономических Новостей, 1999. 220 с.
- Кузьмин Ю.О., Никонов А.И. Геодинамический мониторинг объектов нефтегазового комплекса // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. – М.: ГЕОС, 2002. – Вып. 2. – С. 427-433.
- 3. *Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В.* Инклинометрические наблюдения на месторождении им. Ю. Корчагина // Геофизические процессы и биосфера. – 2018. – Т. 53. – № 3. – С. 31-41.
- Кузьмин Ю.О., Дещеревский А.В., Фаттахов Е.А., Кузьмин Д.К., Казаков А.А., Аман Д.В. Анализ результатов деформационных наблюдений системой инклинометров на месторождении им. В. Филановского // Геофизические процессы и биосфера. – 2019. – Т. 18. – № 4. – С. 86-94.
- 5. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // Физика Земли. 2019а. № 1. С. 78-103.
- Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Кузьмин Ю.О. и др. Современная геодинамика и сейсмичность Юго-Востока Татарстана / Под ред. Р.С. Хисамова и Ю.О. Кузьмина. – Казань : Фэн, 2012. – 240 с.
- 7. Жуков В.С., Кузьмин Ю.О., Полоудин Г.А. Оценка процессов проседания земной поверхности при разработке газовых месторождений (на примере Северо-Ставропольского месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2002. № 7. С. 54-57.
- 8. Фаттахов Е.А. Спектрально-временной анализ светодальномерных наблюдений на Камчатском и Ашхабадском геодинамических полигонах // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). – 2017. – Т. 22. – № 4. – С. 5-17.
- 9. *Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А.* Тензометрический метод анализа результатов наблюдений на геодинамических полигонах // Маркшейдерский вестник. 2016. № 5(114). С. 22-25.
- Фаттахов Е.А. Методические аспекты обработки геофизических данных с помощью программы WINABD // Индикация состояния окружающей среды: теория, практика, образование : Материалы шестой международной научно-практической конференции. – 2018. – С. 245-251.
- 11. Фаттахов Е.А. Пространственно-временной анализ нивелирных профилей на Северо-Ашхабадском и Передовом разломах Копетдага // Современная тектонофизика. Методы и результаты : Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара. – 2019. – С. 254-257.
- 12. Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Фаттахов Е.А. Комплексная методика описания и фильтрации экзогенных эффектов в данных мониторинга, учитывающая вид наблюдений

и дефекты экспериментальных данных // Наука и технологические разработки. – 2019. – Т. 98. – № 2. – С. 25-60. https://doi.org/10.21455/std2019.2-2

- 13. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика системы разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2015. № 4. С. 25 30.
- 14. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика раздвиговых разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87 105.
- 15. Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // Дискретные свойства геофизической среды. М. : Наука, 1989. С. 33-46.
- 16. *Кузьмин Ю.О., Никонов А.И.* Геодинамическая природа аварийности скважин и трубопроводных систем // Перспективы развития экологического страхования в газовой промышленности. – М. : Газпром, 1998. – С. 315-328.
- 17. *Кузьмин Ю.О.* Современная аномальная геодинамика недр, индуцированная разработкой месторождений нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М. : ГЕОС, 2002. Вып. 2. С. 418-427.
- 18. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломов и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 1. С. 33-41.
- 19. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика опасных разломов / Ю.О. Кузьмин // Физика Земли. 2016. № 5. С. 87-101.
- 20. *Маркшейдерия*. Учебник для вузов / М.Е. Певзнер, В.Н. Попов, В.А. Букринский и др. М. : МГГУ, 2003. 419 с.
- 21. *Кузьмин Д.К., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А.* Моделирование современных геодеформационных процессов в разломных зонах // Современная геодинамика недр и экологопромышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса : Материалы Всероссийской конференции. – М. : Институт проблем нефти и газа, 2013. – С. 90-99.
- 22. Грунин А.Г., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Проблемные вопросы проектирования геодинамических полигонов на месторождениях УВ // Маркшейдерский вестник. 2014. № 6. С. 24-31.
- 23. *Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А.* Анализ деформации земной поверхности на степновском подземном хранилище газа // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле : Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием. 2016. С. 102-107.
- 24. Квятковская С.С., Кузьмин Ю.О., Никитин Р.С., Фаттахов Е.А. Анализ деформаций земной поверхности на Степновском подземном хранилище газа методами спутниковой и наземной геодезии // Вестник СГУГиТ. 2017. Т. 22(3). С. 16-32.
- 25. Квятковская С.С., Фаттахов Е.А. Сравнительный анализ деформационных процессов на подземных хранилищах газа // Проблемы недропользования. 2019. № 4(23). С. 38-49.
- 26. Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А. Исследование современной геодинамики разломов методами теории деформации / Под ред. Е.А. Рогожина, Л.И. Надёжка // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России : Материалы XXI Научно-практической Щукинской конференции с международным участием. – 2018. – С. 154-159.
- 27. *Кузьмин Ю.О., Фаттахов Е.А.* анализ повторных нивелирных наблюдений в зонах разломов методами теории деформаций // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). 2018. Т. 23. № 4. С. 67-84.
- 28. Кузьмин Ю.О. Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // Физика Земли. 2017. № 6. С. 24-39.
- 29. *Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019. № 5. С. 123-138.

РАЗРАБОТКА СПУТНИКОВОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ ПРОГНОЗА СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Харитонов А.Л.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия

Разрабатывается технология для аэрокосмического мониторинга и прогнозирования аварийных ситуаций на важных технических объектах России (нефтегазовый комплекс, железнодорожный транспорт, гидроэлектростанции) для предотвращения экологических катастроф. Для этого создана многоступенчатая система компьютерных программ для математической обработки и компьютерного анализа данных аэрокосмического геофизического мониторинга [1-10] (используются геомагнитные и альтиметрические спутниковые данные) (рис. 1), на всем протяжении всех действующих железнодорожных и трубопроводных линий Российской Федерации (и некоторых стран бывшего СНГ).



Рис. 1. Многоступенчатая система компьютерных программ для математической обработки и компьютерного анализа данных аэрокосмического геофизического мониторинга [4]

Разработанная технология аэрокосмического мониторинга включает многоступенчатую систему компьютерных программ обработки данных, которая позволяет выделять определенные предаварийные участки железнодорожных линий и нефтегазопроводов, на которых проявляется усталость материала (микротрещины) в результате возникновения слабых сейсмических событий (с магнитудой M < 2), которые не выявляются в начальной стадии по данным традиционных наземных локальных методов контроля, приспособленных только для контроля на определенных коротких сильно поврежденных участках нефтегазопроводов или железнодорожных путей сообщения. Для построения многоступенчатой системы компьютерных программ математической обработки аэрокосмических данных, включающей алгоритмы различных математических методов, таких как анализ и синтез гар-



Рис. 2. Внешний вид низкоорбитальной системы из трех космических аппаратов «SWARM»

монических составляющих сферического гармонического анализа [1], спектральный метод максимальной энтропии [3], метод естественных ортогональных компонент [6], вейвлет анализ [7-8], методы пространственно-временной магнитометрии [2] и другие методы геофизической интерпретации [4, 9-10], необходимо рассмотреть физическую основу для применения вышеперечисленных методов для решения поставленной задачи. Наблюдаемое нами на низкоорбитальных космических аппаратах (KA) «MAGSAT», «CHAMP», «SWARM» (рис. 2) геомагнитное поле [1] является следствием воздействия различных внешних и внутренних физических процессов (магнитных бурь, связанных с солнечно-магнитосферными, сейсмическими, геоэлектрическими и некоторыми другими процессами).

Для выявления сейсмоактивных разломов – основных источников аварийных ситуаций на магистральных нефтегазопроводах и железнодорожных линиях, мы использовали в основном данные ортогональных компонент вектора индукции электромагнитного поля и его аномального приращения (рис. 3).



Рис. 3. Пример выделения сейсмоактивных разломов – основных источников аварийных ситуаций на железнодорожных линиях и магистральных нефтегазопроводах [10]. 1– электромагнитные зоны крупных тектонических разломов; 2 – тектонические разломы, выделенные по сейсмическим данным (данным Щукина Ю.К.); 3 – положение подошвы земной коры – границы Мохоровичича (М) по данным ГСЗ; 4 – распределение расчетных значений магнитного импеданса вдоль профиля измерений; 5 – пространственное и глубинное расположение гипоцентров землетрясений на период магнитной съемки, совпадающее с электромагнитными зонами тектонических разломов; 6 – изолинии температуры 1200 град. Цельсия по геотермическим данным; 7 – направление вектора и угол аномального магнитного наклонения; 8 – изолинии удельного сопротивления (Ом м) [5]; 9 – границы области аномальной мантии [5]

По спутниковым данным аномального электромагнитного поля может исследоваться электромагнитная структура всех типов крупных тектонических разломов даже скрытых под мощным слоем осадочных пород или морской воды (рис. 4), а с учетом сейсмических данных и можно выявить их связь с расположением гипоцентров землетрясений одновременно во всех географических районах Земли и с временной периодичностью анализа их изменения – несколько суток [2].





Выделение активных подводных разломов может быть очень актуальным при прогнозе аварийных ситуаций на газопроводах «Турецкий поток» и «Северный поток». На нефтегазопроводах периодически происходит возникновение аварийных ситуаций без нахождения определенных видимых причин их разрушения. По нашим данным, это происходит в результате постепенного, но систематического воздействия слабых (M < 2) сейсмических событий, возникающих внутри тектонических разломов, пересекающих эти технические объекты. К тому же большая часть всех нефтегазопроводов стран бывшего СНГ (Украина, Молдавия и др.), по которым продолжаются в Европу российские нефтегазопроводы нуждаются в ремонте. Поэтому даже слабые сейсмические воздействия способны постепенно привести к аварийным ситуациям на этих нефтегазопроводах. В связи с этими обстоятельствами, на наш взгляд, при строительстве нового нефтегазопровода «Сила Сибири», «Турецкий поток» и второй линии газопровода «Северный поток» необходимо уделить пристальное внимание созданию и финансированию оперативной системы сейсмического и геофизического мониторинга (помимо традиционных наземных, привлечь для этого аэрокосмические данные) для прогноза координат опасных тектонических разломов и очагов не только сильных, но и всех слабых землетрясений (M < 2), которые не всегда сейчас анализируются на сейсмических станциях. Кроме того, разработанные технологии позволяют на основе аэрокосмического мониторинга прогнозировать с определенной степенью вероятности возникновение аварийных ситуаций (пожаров, волн цунами) на морских нефтедобывающих платформах (НДП) в любой точке нашей планеты, где они расположены (например, НДП, принадлежащие ООО «Роснефть» в Карибском море), чтобы не повторилась авария подобная той, что произошла на НДП «British Petroleum» с огромными экологическими последствиями.

В результате проведенных исследований можно заключить, что, используя комплекс различных спутниковых данных работающего в настоящее время на орбите Земли низкоорбитального искусственного спутника «SWARM», можно ежесуточно (при необходимости чаще) проводить поиск предаварийных участков нефтегазопроводов и железнодорожных линий на всем их протяжении по территории России, а также выявления опасных временных периодов добычи углеводородов на всех ее морских нефтедобывающих платформах, в том числе и на акваториях Северного Ледовитого и Тихого океанов [3]. Таким образом, можно заключить, что без использования аэрокосмических методов трудно проводить поиски активных тектонических разломов – основной причины большинства аварийных ситуаций на магистральных нефтегазопроводах и железнодорожных линиях (рис. 5), одновременно во всех районах их прокладки, поскольку необходимо проводить мониторинг этих разломов одновременно на всем протяжении этих многокилометровых технических объектов.



Рис. 5. Пример аварии железнодорожных путей, возникшей в результате «усталости» металлических конструкций в районе прохождения активного тектонического разлома

Выводы:

- По результатам применения аэрокосмических технологий выявлены субвертикальные электромагнитные неоднородности, которые коррелируют с расположением разломных тектонических структур, в которых начинают возникать электромагнитные процессы, приводящие к коррозии некоторых участков нефтегазопроводов, связанные с очагами слабых землетрясений.
- Построенные по аэрокосмическим данным комплексные геофизические разрезы литосферы в совокупности с анализом ежесуточных электронных каталогов всех сейсмических событий (включая слабые) позволяют в оперативном режиме определять аварийноопасные для технических объектов (нефтегазопроводы, морские нефтедобывающие платформы) временные периоды и географические координаты потенциально опасных аварийных зон в любом районе Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ораевский В.Н., Ротанова Н.М., Харитонов А.Л., Пугачева О.Д. Аномальное магнитное поле по данным спутника «MAGSAT» в пределах русско-индийского региона // Геомагнетизм и аэрономия. – 1993. – Т. 33. – № 6. – С. 132-141.

- 2. Фонарев Г.А., Харитонов А.Л., Харитонова Г.П. Использование методов пространственно-временной магнитометрии для анализа магнитного поля, измеренного на спутнике «СНАМР» // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия : Науки о Земле. – 2007. – № 10. – С. 49-53.
- 3. *Хассан Г.С., Харитонов А.Л., Серкеров С.А.* Исследование глубинного строения по спутниковым магнитным и гравитационным данным // Исследование Земли из космоса. 2003. № 1. С. 28-38.
- 4. Хассан Г.С., Харитонов А.Л., Серкеров С.А. Закономерности изменения основных трехмерных статистических характеристик геомагнитного поля восточной Азии по данным спутника «MAGSAT» // Исследование Земли из космоса. – 2002. – № 5. – С. 29-38.
- 5. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М. : Наука, 1983. 85 с.
- 6. *Rotanova N.M., Golovkov V.P., Frunze A.Kh., Kharitonov A.L.* An analysis of satellite measurements using the expansion of the magnetic field into natural orthogonal components // Geomagnetism and Aeronomy. 1999. V. 39. № 4. P. 488-494.
- 7. *Rotanova N.M., Kharitonov A.L., Frunze A.Kh., Filippov S.V., Abramova D.Yu.* Anomalous magnetic fields measured on the CHAMP satellite for the territory of the Kursk magnetic anomaly // Geomagnetism and Aeronomy. 2005. V. 45. № 5. P. 671-678.
- Rotanova N.M., Kharitonov A.L., Frunze A.Kh. Anomaly crust fields from MAGSAT satellite measurements: their processing and interpretation // Annals of Geophysics. – 2004. – V. 47. – № 1. – P. 179-190.
- 9. Serkerov S.A., Tsvetkov Yu.P., Kharitonov A.L. Determination of the parameters of the sources of the Earth's anomalous magnetic field from balloon and satellite measurement data // Geomagnetism and Aeronomy. 1996. V. 35. № 5. P. 723-727.
- Tsvetkov Yu.P., Rotanova N.M., Kharitonov A.L. Hight-by-hight structure of magnetic anomalies based on gradient measurements in the stratosphere // Geomagnetism and Aeronomy. – 2004. – V. 44. – № 3. – P. 379-385.

УДК 550.3, 551.4, 551, 242

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ ПАЛЕОМАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ, РАСПОЛОЖЕННЫХ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ СВЯЗЬ С МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Харитонов А.Л.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия

Введение. Некоторыми авторами выявлена корреляционная взаимосвязь расположения месторождений газообразных (газ), жидких (нефть) углеводородов и морфоструктур центрального типа (МСЦТ) – выходов на поверхность палеомантийных плюмов [1-3]. По данным дешифрирования космических снимков поверхности рельефа Восточно-Европейской платформы (ВЕП) различными авторами [1-8] было выявлено множество морфоструктур центрального типа (МСЦТ) разного типа и размера (от нескольких сотен метров до нескольких тысяч километров). Большинство этих морфоструктур центрального типа возникло в процессе различных этапов геологической эволюции Земли [9]. Морфоструктуры центрального типа Восточно-Европейской платформы имеют различный возраст и различные виды физических механизмов их образования, определяющих их морфологические поверхностные и глубинные особенности и их пространственные размеры. Известно, что ВЕП и окружающих сопредельных регионах имеется несколько различных физических механизмов образования морфоструктур центрального типа: магматический (плюмовый, магмато-вулканический, грязевулканический), метеоритный, дегазационно-взрывной, тектонический (цилиндрические дай-

ки), метаморфический, сейсмический, комплексный [5]. Отмечают разные поверхностные морфологические особенности морфоструктур центрального типа на ВЕП: кольцевые валообразные, спиралевидные и конусообразные поверхностные структуры. Пространственные размеры выявленных разновозрастных морфоструктур центрального типа, наблюдаемые на территории Восточно-Европейской платформы колеблются от нескольких сот метров до тысяч километров в диаметре. Примеры некоторых морфоструктур центрального типа, расположенных на Восточно-Европейской платформе, выявленных по комплексу геолого-геофизических данных и данных дешифрирования космических снимков показаны на рис. 1, рис. 2.



Рис. 1. Комплексная геолого-геофизическая схема расположения некоторых морфоструктур центрального типа, тектонических нарушений и изолиний аномального магнитного и гравитационного полей в пределах Восточно-Европейской платформы. 1 – изодинамы положительных значений аномального магнитного поля, 2 – изодинамы отрицательных значений аномального магнитного поля, 3 – изодинамы нулевых значений аномального магнитного поля, 4 – верхнекоровые тектонические разломы, 5 – уступы рельефа по данным космических фотоснимков, 6 – оси простирания мезозойских и палеозойских структур, 7 – концентрические и дуговые линеаменты, связанные с кольцевыми и дуговыми тектоническими разломами, 8 – линеаменты, 9 – краевые ограничения геоблоков с разным типом земной коры по геолого-геофизическим данным, 10 – краевые ограничения геоблоков с разным типом земной коры по данным дешифрирования космических снимков, 11 – формационные комплексы слоев ВЕП, 12 – области распространения орогенных гранитоидов, 13 – структурно-вещественные комплексы ВЕП по геолого-геофизическим данным, 14 – структурно-вещественные комплексы ВЕП по данным деиифрирования космических снимков, 15 – глубинные литосферные разломы, 16 – складчатые структуры фундамента, 17 – значения мошности земной коры в километрах



Рис. 2. Основные морфоструктуры центрального типа 3-го и 4-го порядка, обусловленных палеомантийными плюмами [5]. В частности, на территории Восточно-Европейской платформы и примыкающих к ней территориях расположены крупные морфоструктуры центрального типа такие как: 4 – Балтийская МСЦТ, 7 – Новороссийская МСЦТ, 8 – Московская МСЦТ, 9 – Прикаспийская МСЦТ, 10 – Ямало-Ненецкая МСЦТ

Используемые методы исследования. Для выявления структур центрального типа на Восточно-Европейской платформе, помимо геолого-геофизических данных, были использованы материалы дешифрирования космических снимков. Целым рядом авторов [6-8] было отмечено, что с уменьшением разрешаюшей способности космических изображений, то есть генерализацией космических изображений, из них может быть извлечена структура земной коры все более глубоких ее горизонтов. Кроме того, было установлено, что более надежная корреляционная связь проявляется между результатами космических изображений и геофизическими полями, а не с геологическими материалами, изображенными на региональных геологических картах. Идеи академика А.Л. Яншина относительно важности изучения механизма зондирования по космическим изображениям глубинных геологических структур [8] также показывает актуальность изучения глубинного строения структур центрального типа.

Некоторые теоретические представления о морфоструктурах центрального типа – поверхностных выходах палеоплюмов. Хорошо известно, что на ранней стадии эволюционного формирования Земли произошло образование гигантских (тысячи километров) древнейших морфоструктур центрального типа – нуклеаров, проявляющихся на поверхности Земли в виде огромных кольцевых валообразных структур, которые также можно наблюдать на многих планетах Солнечной системы. В фанерозойский геохронологический период произошел распад первичного праматерика – Гондваны на несколько отдельных



Рис. 3. Схема глубинного строения палеомантийного плюма. 1 – породы «осадочного» слоя земной коры; 2 – породы «гранитного» слоя земной коры; 3 – породы «базальтового» слоя земной коры; 4 – породы литосферного слоя мантии Земли; 5 – породы астеносферного слоя мантии Земли; 6 – скопление нефтесодержащих полезных ископаемых на пересечении субгоризонтальных границ физических слоев Земли и субвертикальных границ МСЦТ; 7 – скопление газофлюидных углеводородных составляющих на пересечении субгоризонтальных границ физических слоев Земли и субвертикальных границ в пределах палеомантийного плюма; 8 – границы, разделяющие физические слои земной коры; 9 – границы, разделяющие физические слои мантии Земли; 10 – направление субвертикального потока тепломассопереноса вещества мантии к поверхности Земли

морфоструктурных элементов, которые постепенно начали отодвигаться друг от друга. Это привело к расколу нуклеаров, оказавшихся в зоне раздвижения вновь образовавшихся материков. Большинство гигантских (тысячи километров в диаметре) структур центрального типа (нуклеаров) образовалась в результате возникновения мантийных плюмов и суперплюмов, внедрившихся в земную кору из мантии в определенный геохронологический период эволюции Земли. К морфоструктурам центрального типа первого порядка на Восточно-Европейской платформе можно отнести Балтийскую (4), Новороссийская (7), Московскую (8), Прикаспийскую (9), Ямало-Ненецкую (10) (рис. 2). На Восточно-Европейской платформе имеются и структуры центрального типа меньшего порядка, такие как Тимано-Печорская МСЦТ (39), Волго-Уральская МСЦТ (40) и некоторые другие изображенные на рис. 1, которые образуются в бортовых зонах морфоструктур центрального типа более высшего порядка,

таких как Ямало-Ненецкая МСЦТ (10), Прикаспийская МСЦТ (9) и некоторых других изображенныхе на рис. 2.

Глубинные морфологические особенности магматических морфоструктур центрального типа, выявленных на Восточно-Европейской платформе, в общем виде можно представить следующим образом (рис. 3).

В недрах Земли, в результате продвижения из мантии к поверхности Земли магматических образований термальных плюмов [4] образуется усеченная воронкообразная глубинная структура, по граничным зонам которой винтообразно продвигаются к поверхности газотермальные и гидротермальные потоки. Подобные структуры центрального типа, образованные палеомантийными плюмами, были проанализированы в работе [4] рис. 4.



Рис. 4. Схема глубинного строения Московского и Павлодарского палеомантийных плюмов [4]

Геолого-геофизическая интерпретация данных, приведенных на схеме дешифрирования космических снимков, в пределах Восточно-Европейской платформы. На схеме дешифрирования космического снимка отчетливо выделяются кольцевые структуры, расположенные вдоль краевого шва Восточно-Европейской платформы. Кольцевые структуры ВЕП обусловлены гранито-гнейсовыми образованиями фундамента. На северном обрамлении Восточно-Европейской платформы, в районе верхней части Печоро-Двинского междуречья отчетливо выделяется региональная кольцевая Тимано-Печорская морфоструктура центрального типа 4-го порядка (39) (рис. 1), осложняющая Ямало-Ненецкую МСЦТ (10) 3-го порядка (рис. 2).

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований и данных дешифрирования космических снимков были построены схематические глубинные разрезы земной коры, пересекающие Тимано-Печорскую МСЦТ (рис. 5).

Из построенного геолого-геофизического разреза, пересекающего Тимано-Печорскую морфоструктуру центрального типа (рис. 5) можно видеть, что на границе Мохоровичича имеется глубокая (около 10 километров) воронкообразная депрессия, являющаяся основанием этой МСЦТ в земной коре. Аналогичные воронкообразные депрессии наблюдаются на этом геолого-геофизическом разрезе в значениях глубины залегания границы (4), разделяющей породы осадочного чехла и породы кристаллического фундамента (3), а также в значениях уровня рельефа поверхности Земли (1). Валообразная кольцевая структура, оконтуривающая на поверхности Земли Тимано-Печорскую морфоструктуру центрального типа вместе с аналогичными структурами в глубине земной коры позволяют наметить субвертикальные глубинные границы (5) этой МСЦТ, наклоненной на запад под небольшим углом к вертикали. Однако, как можно видеть из графика аномальных значений теплового потока (dQ), поступающего из недр Земли (6), кольцевая структура аномального теплового потока несколько смещена на восток относительно выхода Тимано-Печорской морфоструктуры центрального типа на поверхность Земли. Это говорит о том, что тепловой поток распространяется в соответствии с направлением более глубокой, чем земная кора, «корневой» мантийной структуры центрального типа, имеющей несколько иное направление погружения в мантию.

Выводы.

- По результатам применения данных дешифрирования космических снимков, использования данных аномального магнитного и гравитационного полей на территории Восточно-Европейской платформы выявлены основные морфоструктуры центрального типа, которые могут быть связаны с месторождениями углеводородов.
- На территории Восточно-Европейской платформы построены комплексные геофизические разрезы земной коры, которые подтверждают теоретическое глубинное строение некоторых морфоструктур центрального типа, образованных палеомантийными плюмами.



Рис. 5. Результаты измерений комплекса различных физических полей вдоль широтного профиля, пересекающего территорию Восточно-Европейской платформы по 65 градусу северной широты. 1 – значения высота рельефа поверхности Земли (в метрах) вдоль профиля; 2 – линия, показывающая среднюю высоту уровня мирового океана; 3 – значения глубины (в километрах) нижней границы осадочного чехла и складчатого основания фундамента земной коры вдоль профиля; 4 – значения глубины границы Мохоровичича (в километрах); 5 – глубинные боковые границы Тимано-Печорской структуры центрального типа; 6 – аномальные значения теплового потока (dQ) из недр Земли; 7 – значения аномалий гравитационного поля Земли (dg); 8 усредненные значения теплового потока (Qcp) из недр Земли

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Kharitonov A.L.* Oil and gas potential of morphostructures of the central type in Eastern Siberia // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2019. № S10(94). С. 50-55.
- 2. *Харитонов А.Л.* Комплексный геолого-геофизический анализ некоторых морфоструктур центрального типа и их связь с месторождениями нефти и газа // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2018. № 7(283). С. 3-9.
- 3. *Харитонов А.Л.* Изучение глубинной структуры мантийных суперплюмов-каналов дегазации земных недр // International Journal of Professional Science. – 2019. – № 9. – С.16-30.

- 4. Горный В.И. и др. Модель мантийно-литосферного взаимодействия по данным комплексирования на геотраверсе Уралсейс сейсморазведки и дистанционного геотермического метода // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала. – Тверь, 2001. – С 227-238.
- 5. Кац Я.Г., Тевелев А.В. и др. Основы космической геологии. М. : Недра, 1988. 200 с.
- 6. *Макаров В.П., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. и др.* Исследование природной среды космическими средствами // Геология и геоморфология. М. : Наука, 1974. Т. 2. С. 9-42.
- 7. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геологогеоморфологического анализа. – Л. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. – 25 с.
- 8. *Яншин А.Л., Зятькова Л.К.* Развитие и использование исследований природных явлений и ресурсов Сибири и на Дальнем Востоке // Исследование Земли из космоса. 1980. № 1. С. 40-48.
- 9. *Глазнев В.Н.* Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского корообразования // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78-89.

УДК 528.026.3. 550.838

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МНОГОУРОВНЕВЫХ АЭРОМАГНИТНЫХ СЪЕМОК В СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Харитонов А.Л.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия

Введение. Кавказский регион, непосредственно прилегающий к территории Восточно-Европейской платформы, слабо охвачен съемками глубинного сейсмического зондирования, что не позволяет надежно прогнозировать глубинное тектоническое строение данного района, его современную геодинамику, а также надежно проводить поиски полезных ископаемых [1-2]. Поэтому, учитывая очень сложный рельеф земной поверхности, в условиях которого сложно проводить сейсморазведочные работы, автор считает, что глубинное тектоническое исследование строения Кавказского региона, немыслимо без использования аэромагнитных методов, независящих от пересеченного рельефа местности. При этом аэромагнитные методы исследования регионального глубинного строения сложно построенных регионов являются одними из наиболее экологически чистых и недорогих геофизических методов.

Методы исследования. В ряде опубликованных в последнее время статей [3-12] показано, что для выделения тектонических разломов в земной коре могут быть использованы многоуровневые наблюдения потенциальных полей (магнитного, гравитационного), что значительно расширяет возможности для геофизической интерпретации полученных данных. Глубинное тектоническое исследование строения Кавказского региона, трудно представить без использования региональных геофизических методов, поскольку изучение региональных неоднородностей глубинного строения земной коры и мантии может определять приповерхностные сейсмотектонические процессы [1]. Поэтому в данной работе рассматриваются результаты интерпретации региональных аэромагнитных данных, основанные на применении дифференциальных методов анализа полей.

Полученные результаты. Для проверки надежности методики дифференциальной магнитометрии [7] как одного из методов исследования и геофизической интерпретации аэромагнитных данных, приведем результаты такой интерпретации региональных аэромагнитных измерений поля вдоль нескольких профилей, пересекающих, почти всю территорию Кавказского региона.

Использованные нами дифференциальные методы анализа позволяют без привлечения априорной информации определять положение особых точек магнитного поля некоторых геологических тел, близких по своим морфологическим параметрам к глубинным тектоническим разломам земной коры, основным источникам землетрясений в данном районе, определять горизонтальные размеры этих активных тектонических разломов, магнитные характеристики горных пород в них. Высокая надежность метода подтверждается почти 75 % совпадением выделенных вдоль профилей, по данным аномального магнитного поля глубинных разломов, с разломами, трассируемыми по геологическим и аэрокосмическим материалам на карте разломных структур [13].

Исследуемый профиль является одним из серии профилей многоуровневых магнитных наблюдений значительной протяженности, около 400 километров, который пересекает почти с севера на юг тектонические зоны Кавказского региона. Также этот профиль пересекает в пределах этих регионов целый ряд разновозрастных тектонических элементов различных геологических формаций (континентальную, пассивную и активную окраины материка), которые по разному отражаются в пространственной структуре аномального магнитного поля (АМП) и результатах его физико-математической обработки. Геолого-геофизический разрез вдоль всего транскавказского профиля, составленный на основе полученных результатов физико-математической обработки данных измерения двухуровневого аномального магнитного поля и дополненный материалами некоторых других работ приведен на рис. 1.



Рис. 1. Результаты геофизической интерпретации двухуровневой аэромагнитной съемки: A - Профили измерений модуля (dTa) аномального магнитного поля на высоте $h = 3 \, \kappa m$ (1) и $h = 9 \, \kappa m$ (2). B - Глубинный разрез земной коры, построенный с использованием данных вертикального дифференциала модуля аномального магнитного поля, проходящего через территорию Восточно-Черноморского (4) и Дзирульского (3) тектонических блоков земной коры, отделенных тектоническими разломами. 1, <math>2 - вы-численные по данным магнитного поля зоны тектонических разломов, отделяющие территорию Восточно-Черноморского (4), Дзирульского (3) тектонических блоков земной коры; 5 - осадочный слой земной коры; 6 - «гранитный» слой земной коры; 7 - «базальтовый» слой земной коры; 8 - «переходный» слой земной коры; 9 - слой верхней мантии; 10 - вычисленная, по данным вертикального дифференциала модуля аномального магнитного поля, граница Форша; 11 - условная граница Конрада-1; 12 - условная граница Конрада-2; 13 - условная граница Мохоровичича

Все сведения о тектонике и региональных вариациях вещественного состава фундамента земной коры вдоль рассматриваемого профиля были получены путем совместной интерпретации материалов многоуровневой аэромагнитной съемки. При этом предполагалось, что региональная пространственная структура и амплитуда этих полей определяется в основном тремя факторами: 1) рельефом поверхности консолидированного магнитоактивного фундамента земной коры (верхняя граница на геолого-геофизическом разрезе (рис. 1), примерно на глубине 10 км, совпадающая с сейсмоактивной границей); 2) вариациями намагниченности земной коры, отражающими вариации вещественного состава; 3) рельефом поверхности или вариациями намагниченности других границ в разрезе земной коры (например, границы Мохоровичича и др.). Первый и второй факторы могут быть учтены посредством использования различных методов решения обратной задачи магниторазведки. Третий фактор вносит относительно слабый вклад в наблюденные поля, как будет показано ниже в результате решения прямой задачи. Для определения сложного рельефа поверхности консолидированной коры, разбитой разломными тектоническими структурами, и вариаций ее намагниченности использовался алгоритм программы для ЭВМ типа IBM PC/AT на языке «ФОРТРАН-99», алгоритм которой изложен в [5-6]. На опубликованной в 1975 году карте разломных структур территории СССР [13] наблюдается явное несоответствие глубинных характеристик этих структур с результатами современных исследований по аэромагнитным и сейсмологическим данным.

Другое направление региональных геофизических исследований глубинного строения Кавказа связано с использованием спутниковых данных. Результаты анализа спутниковых компонентных (Z, X, Y) магнитных данных вдоль профиля, пересекающего также регион Центрального Кавказа проанализированы нами в [8]. Полученные данные по результатам анализа спутникового геомагнитного разреза показывают, что выявляются не только постоянные физические границы литосферы, но и динамические границы, которые могут быть связаны с изменяющимися сейсмологическими и геотермальными процессами в исследуемом регионе.

Несоответствие глубины разломных структур, приведенных на карте [13] наглядно иллюстрируется на примере пересекаемой этим профилем тектонической системы Центрального Кавказа, где по аэромагнитным данным большинство разломных структур находятся в осадочном чехле земной коры (тип «в») за исключением YI и YIII разломов, пересекающих гранито-метаморфический слой (тип «б»), а также YII глубинного разлома (тип «а»).

На карте большинство из этих разломов обозначены типом «а» или «а+б». Это значит, что они должны пересекать всю земную кору в целом и своими корнями уходить в верхнюю мантию Земли. Однако это не соответствует не только результатам интерпретации аэромагнитных данных, но и совершенно независимых сейсмических данных [14], «отбивающих» подошву земной коры (поверхность Мохоровичича) разрыва которой также не наблюдается. Таким образом, можно заключить, что значительная часть глубинных характеристик разломных структур, приведенных на данной карте не подтверждается аэромагнитными и сейсмическими данными [14]. То есть возникает необходимость в значительном уточнении существующей карты глубинных разломов территории Центрального Кавказа и прилегающих регионов.

Использованные методы интерпретации позволяют без привлечения априорной информации определять морфологические параметры тектонических разломов: глубину до аномалиеобразующих геологических тел, магнитные характеристики заполняющих пород, горизонтальные размеры этих тектонических разломов. При наличии некоторой дополнительной информации эти методы позволяют делать обоснованные предположения о форме и физических свойствах геологических тел. Высокая точность метода подтверждается не менее чем 75 % совпадением выделенных вдоль геотравеса глубинных разломов по данным аномального магнитного поля с разломами, трассируемыми по геологическим и космическим данным на карте разломных структур [8].

На основании алгоритмов, изложенных в [5-6] было проведено определение местоположения границы, разделяющей «гранитный» и «базальтовый» комплесы фундамента. Резкое изменение этой границы, (кровли «базальтового» комплекса), трассированное по результатам интерпретации аэромагнитных данных также косвенно подтвердилось по независимым сейсмическим данным. При этом автор предлагает классифицировать разломные структуры по их глубинности не на три основных типа, как это сделано на устаревшей карте [13], а как минимум на пять видов по числу основных комплексов земной коры: 1) осадочный, 2) метаморфический, 3) «гранитный», 4) «базальтовый», 5) литосферный. Из вертикального геофизического разреза, построенного из аэромагнитных данных видно, что с учетом наклона разломных структур их корни хорошо согласуются с границей поверхности Мохоровичича. Таким образом, можно сделать вывод, что данная методика выделения горизонтальных границ земной коры работает не только в пределах платформенных, но также и в пределах геосинклинальных областей.

Приведенные примеры, как представляется, свидетельствуют о высокой эффективности интерпретации аномального магнитного поля при изучении строения фундамента Кавказского региона, пересекаемого серией многоуровневых профилей. Приведем основные выводы проведенного исследования.

1. Проанализировано применение дифференциального метода для исследования глубинного строения исследуемого Кавказского региона.

2. Выявлены новые глубинные разломы и уточнены типы разломов согласно существующей классификации.

3. Предложена методика трассирования горизонтальных границ основных комплексов разреза земной коры (осадочного, «гранитного», «базальтового») по глубине проникновения в нее разных типов разломных структур.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Щукин Ю.К.* Геологические задачи региональных геофизических исследований // Геофизика. 1997. № 1. С. 12-19.
- 2. *Козловский Е.А.* Перспективы комплексного изучения недр Земли на период до 2000 года // Советская геология. – 1986. – № 2. – С. 3-13.
- 3. Серкеров С.А., Цветков Ю.П., Харитонов А.Л. Применение метода взаимных корреляционных функций для интерпретации данных градиентных магнитных съемок // Геомагнетизм и аэрономия. – 1995. – Т. 44. – № 6. – С. 172-176.
- 4. *Цветков Ю.П., Белкин В.А., Канониди Х.Д., Харитонов А.Л.* Физико-геологическая интерпретация аномального магнитного поля, измеренного в стратосфере // Физика Земли. 1995. № 4. С. 54-57.
- 5. *Цветков Ю.П., Ротанова Н.М., Харитонов А.Л.* Повысотная структура магнитных аномалий по градиентным измерениям в стратосфере // Геомагнетизм и аэрономия. – 2004. – Т. 44. – № 3. – С. 412-418.
- 6. Пронин В.П., Харитонов А.Л. Использование разновысотных статистических характеристик аномального магнитного поля для оценки мощности магнитоактивного слоя земной коры // Физика Земли. 1994. № 7-8. С. 162-167.
- 7. Фонарев Г.А., Харитонов А.Л., Харитонова Г.П. Использование методов пространственно-временной магнитометрии для анализа магнитного поля, измеренного на спутнике «СНАМР» // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия : Науки о Земле. – 2007. – № 10. – С. 49-53.
- 8. *Rotanova N.M., Golovkov V.P., Frunze A.Kh., Kharitonov A.L.* An analysis of satellite measurements using the expansion of the magnetic field into natural orthogonal components // Geomagnetism and Aeronomy. 1999. V. 39. № 4. P. 488-494.
- 9. Serkerov S.A., Tsvetkov Yu.P., Kharitonov A.L. Determination of the parameters of the sources of the Earths anomalous magnetic field from balloon and satellite measurement data // Geomagnetism and Aeronomy. 1996. V. 35. № 5. P. 723-727.
- 10. *Tsvetkov Yu.P., Rjtanova N.M., Oraevsky V.N., Kharitonov A.L., Odintsov S.D.* Anomalous geomagnetic field from gradient measurements at stratospheric heights // Geomagnetism and Aeronomy. 1996. V. 36. № 1. P. 95-99.
- 11. *Хассан Г.С., Харитонов С.А., Серкеров С.А.* Тектоническое районирование Алданского щита по данным аномального магнитного и гравитационного полей // Геология и развед-ка. 2001. № 1. С. 112-115.
- 12. Закиров А.Ш., Харитонов А.Л. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северного Устюрта // Глубинная нефть. 2014. Т. 2. № 11. С. 1059-1071.

- 13. Ананьева Е.М., Беляев И.В., Головин И.В. и др. Схема зон глубинных разломов территории СССР, масштаб 1:10 000 000 // ВСЕГЕИ. 1977.
- 14. Каталог сейсмологических данных Международного центра геофизических данных Российской Академии наук.

УДК 550.34

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ГЕОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ, ПОЛУЧЕННЫХ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА «MAGSAT», С ОЧАГАМИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО ПАЛЕОМАНТИЙНОГО ПЛЮМА

Харитонов А.Л.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия

Введение. Для выделения, по спутниковым геомагнитным данным, очагов сейсмической активности, сейсмоактивных разломных структур, в зоне расположения Южно-Китайского палеомантийного плюма, на момент полета искусственного спутника Земли «MAGSAT», для прогноза возможных тектонических деформаций или движений земной коры, требуется предварительное, последовательное исключение составляющих этого поля, связанных с более глубокими электромагнитными источниками в ядре и мантии Земли с помощью сферического гармонического [1] и спектрального анализов [2] или источников расположенных на больших расстояниях вне поверхности Земли, а именно в магнитосфере и ионосфере с помощью метода естественных ортогональных составляющих [3]. Поэтому анализ компонент Za, Xa, Ya аномального магнитного поля, построенных нами по спутниковым данным «MAGSAT», выполнялся после удаления значений главного магнитного поля, значений магнитосферного кольцевого тока, и значений ионосферного тренда по специальной методике [3].

Результаты исследований. Наблюдаемое на искусственном спутнике Земли (ИСЗ) «MAGSAT» геомагнитное поле является суммарным отражением различных детерминированных и случайных физических процессов и явлений, происходящих в различных слоях Земли [4] (рис. 1).



Рис. 1. Схема разделения геомагнитного поля, измеренного на спутнике «MAGSAT» на составляющие, которые описываются определенным классом математических выражений

Основными физическими процессами, с которыми в настоящее время найдены определенные зависимости, в геомагнитном поле, измеренном на низкоорбитальных спутниках, являются: физические процессы в ядре Земли [1], в магнитосфере [5], в межпланетном магнитном поле (ММП) [6], а также случайными во времени и пространстве физическими явлениями типа сильных землетрясений более M > 5 [7-9], суммарная энергия которых экспоненциально возрастала за последние 300 лет (рис. 2), а также процессами активизации сети разломов в земной коре [10] и специфическими локальными процессами в ионосфере и магнитосфере Земли [11-12].



Рис. 2. Показатели современной геодинамической активности Земли. 1 – изменение скорости вращения Земли (по Сидоренков Н.С., 1982); 3 – число значительных землетрясений (по Эйби ДЖ.А., 1982); график значений высвобождения энергии упругой деформации всех неглубоких землетрясений, произошедших на Земле с 1904 г. с М > 8 (по Гутенбергу Б., 1963)

В связи с вышеизложенным, к анализу геомагнитного поля, измеренного на спутнике, предлагается подойти с позиций общей классификации физических процессов и разделить поле на две основные части: детерминированная и случайная. Составляющие спутникового геомагнитного поля, связанные с детерминированными процессами, могут быть периодическими и непериодическими (рис. 1). К детерминированной периодической части спутникового геомагнитного поля можно отнести составляющую, связанную с глобальными процессами, происходящими в ядре Земли, и которые могут быть представлены с помощью сферического полигармонического ряда.

Современное представление о разломной тектонике основано на теории новой глобальной тектоники и кинематических движениях литосферных плит, в результате чего на стыке этих плит возникают механические напряжения, приводящие к резким сбрососдвиговым подвижкам земной коры, вызывающим землетрясения. Причем, большинство геофизиков интересуют не просто тектонические разломы, уже частично закартированные во многих развитых странах, а именно сейсмоактивные разломы на данный момент времени, так как при сильных подвижках почвы они могут привести к значительным разрушениям техногенных сооружений.

На основании положений теории упругости можно сделать вывод, что поиск способов выделения возможных сейсмоактивных зон связан с поиском методов обнаружения и выделения упругих напряжений земной коры или процессов корреляционно с ними связанных. Например, фиксация электромагнитных аномалий, возникающих за счет пъезомагнитных эффектов, в породах земной коры. Тектонические напряжения возникают при относительных перемещениях соседних блоков земной коры. Часть этих относительных перемещений блоков возникает не внезапно, в момент разрыва, а нарастает постепенно в течение длительного периода времени. Это явление и дает возможность проследить во времени влияние накопления упругих напряжений во временных измерениях магнитного поля на искусственном спутнике Земли, так как накопление упругих напряжений, часть общего относительного перемещения крупных блоков земной коры и верхней мантии.

Для выделения сейсмоактивных тектонических разломов или трещин, с нарушением стратиграфических границ внутри литосферных плит, были построены по спутниковым магнитным данным («MAGSAT») цифровые карты с секторной структурой 1×1 градус сейсмоактивных тектонических квазилинейных электромагнитных структур (рис. 3).

Автором был проведен качественный сравнительный анализ построенной спутниковой цифровой карты сейсмоактивных электромагнитных квазилинейных структур (линеаментов) с опубликованными схемами тектонических разломов (рис. 4) и некоторых других тектонических границ в пределах расположения Южно-Китайского палеомантийного плюма.



Рис. 3. Карта электромагнитных линеаментов (расчетных разломных квазилинейных электромагнитных структур) по данным спутника «MAGSAT» для региона Южно-Китайского палеомантийного плюма



Рис. 4. Карта сейсмоактивных разломных тектонических структур по наземным геологогеофизическим данным (сплошные линии – по геологическим данным, пунктирные линии – по магнитным и гравитационным данным). Кружочками обозначены эпицентры землетрясений, произошедшие в период спутниковой магнитной съемки, которые в основном привязаны к разломным тектоническим структурам

Такой анализ показывает, что, с одной стороны, ввиду сложности и дороговизны выделения подводных разломов с борта морских судов, опубликованные графические схемы оказываются далеко не полными. С другой стороны, эти опубликованные схемы не всегда оказываются точными в трассировании разломов или изменения их направления. Известно, что все тектонические разломы являются каналами для постоянно текущих электрических токов между литосферными блоками земной или океанической коры различной эффективной намагниченности (и соответственно диэлектрической проницаемости) слагающих их горных пород. Поэтому линейные участки построенной нами цифровой спутниковой карты сейсмоактивных структур можно считать активными частями разломов на момент полета ИСЗ «MAGSAT», так как многие из них совпадают с далеко неполными наземными геологогеофизическими данными о разломах. Заключение. Хорошее соответствие результатов интерпретации данных спутниковой карты аномального магнитного поля («MAGSAT») (рис. 3) с наземными сейсмологическими, тектоническими и гравитационными данными (рис. 4) позволяет указать на имеющуюся отчетливую связь аномального магнитного поля, измеренного на спутнике «MAGSAT» с сейсмоактивными тектоническими разломными структурами, расположенными в пределах Южно-Китайского палеомантийного плюма. Использование спутниковых геомагнитных данных, позволяющих выделять, на период полета спутника «MAGSAT», вновь активизированные разломные сейсмоактивные структуры, может служить основой для прогноза возможных землетрясений в этих районах.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Ораевский В.Н., Ротанова Н.М., Харитонов А.Л., Пугачева О.Д.* Аномальное магнитное поле по данным спутника «MAGSAT» в пределах русско-индийского региона // Геомагнетизм и аэрономия. 1993. Т. 33. № 6. С. 132-141.
- 2. Ротанова Н.М., Харитонов А.Л., А. Zh. Chang Спектральный анализ магнитного поля, измеренного на спутнике МАГСАТ // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39. № 3. С. 101-107.
- 3. *Rotanova N.M., Golovkov V.P., Frunze A.Kh., Kharitonov A.L.* An analysis of satellite measurements using the expantion of the magnetic field into natural orthogonal components // Geomagnetism and Aeronomy. 1999. V. 39. № 4. P. 488-494.
- 4. *Хассан Г.С., Харитонов А.Л., Серкеров С.А.* Закономерности изменения основных трехмерных статистических характеристик потенциальных полей восточной Азии по спутниковым данным и их связь с землетрясениями // Исследование Земли из космоса. – 2002. – № 5. – С. 29-38.
- 5. Сергеенко, Н.П., Харитонов А.Л Краткосрочные магнитосферно-ионосферные предвестники катастрофических землетрясений // Исследование Земли из космоса. 2005. № 6. С. 61-68.
- 6. *Харитонов А.Л., Харитонова Г.П.* Влияние специфических особенностей солнечной погоды на геофизические и тектонические процессы на Земле // Известия Крымской астрофизической обсерватории. – 2012. – Т. 108. – № 1. – С. 310-315.
- Rotanova N.M., Kharitonov A.L., Frunze A.Kh. Anomaly crust fields from MAGSAT satellite measurements: their processing and interpretation // Annals of Geophysics. – 2004. – V. 47. – № 1. – P. 179-190.
- 8. *Труонг К.Х., Во Т.С., Михайлов Ю.М., Харитонов А.Л., Капустина О.В.* ОНЧ-электромагнитный фон в сейсмоактивном регионе северного Вьетнама // Геомагнетизм и аэрономия. – 2010. – Т. 50. – № 5. – С. 717-720.
- Sergeenko N.P., Kharitonov A.L. Short-temporal magnetosphere-ionosphere predictors of catastrophic earthquakes // Progress in Electromagnetic Researches Symposium, Cep. «PIERS 2013 Stockholm – Progress in Electromagnetic Researches Symposium, Proceedings». – 2013. – P. 1060-1063.
- 10. Серкеров Г.А., Эльсаед Зейнельабдейн Х.А., Хассан С.А., Харитонов А.Л., Харитонова Г.П. Использование данных дистанционного зондирования Земли спутника LANDSAT-5 в комплексе с наземными гравитационными данными для обнаружения тектонических разломов // Исследование Земли из космоса. 2007. № 2. С. 82-88.
- Rotanova N.M., Oraevsky V.N., Kharitonov A.L. MAGSAT vector and scalar anomalous magnetic fields over Russian-Indian area // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1995. V. 47. – № 3. – P. 283-293.
- 12. Ротанова Н.М., Харитонов А.Л., Фрунзе А.Х. Длинноволновые магнитные аномалии для Тихоокеанского региона по данным спутника МАГСАТ // Геомагнетизм и аэрономия. – 2001. – Т. 41. – № 6. – С. 846-854.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ, ИЗМЕРЕННЫХ СО СПУТНИКОВ «MAGSAT», «СНАМР» НАД РЕГИОНОМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ МАНТИЙНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Харитонов А.Л.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия

Введение. В настоящее время данные спутниковых съемок находят самое широкое применение для решения фундаментальных и прикладных задач геофизики. Наибольшей популярностью пользуются данные искусственного спутника Земли (ИСЗ) «MAGSAT», так как именно на этом спутнике впервые были проведены скалярные и векторные измерения геомагнитного поля. Также, часто используются данные спутника «СНАМР». Обычно полученные со спутников данные о геомагнитном поле обусловлены разными физическими источниками – внешними (магнитосфера, ионосфера) и внутренними (ядро, мантия) по отношению, к уровню поверхности Земли. В этой связи основной проблемой спутниковых геомагнитных наблюдений является разделение полей на части, связанные с разными физическими источниками. Такими частями являются: главное магнитное поле, создаваемое источниками магнитогидродинамической природы и расположенными в жидкой части земного ядра; аномальное магнитное поле, связанное с намагниченностью горных пород, слагающих земную кору; индукционные поля, возникающие из-за особенностей проводимости геосфер Земли. Многие внешние поля, обусловлены магнитосферно-ионосферными токовыми системами. На сегодняшний день разрабатываются различные подходы к решению проблемы разделения измеренных полей на части. Почти классическим стал следующий подход обработки спутниковых данных: исключение главного поля с помощью модели сферического гармонического анализа (СГА) до степени и порядка равного n = m = 13 гармоникам. Выделение поля кольцевого тока, зафиксированного вдоль каждого спутникового витка, также осуществляется с помощью СГА, когда определяется только первая зональная гармоника (m = 0, n = 1). Линейные или параболические тренды нашли применение при выделении ионосферной части геомагнитного поля. Что касается аномальных магнитных полей, то они рассчитываются только после исключения из спутниковых измерений всех вышеперечисленных полей.

Детальное описание такого подхода обработки спутниковых массивов данных можно найти в работах [1]. Во многих случаях такая методика обработки данных спутника «MAG-SAT» дала хорошие результаты. Тем не менее, вышеописанная обработка спутниковых данных во многих случаях требует существенного уточнения и нового решения. В связи с этим в настоящей работе предлагается другой подход к решению проблемы разделения полей, основанный на использовании комплекса современных математических методов, применяемых для обработки экспериментальных данных. Ниже приведем примеры нового подхода к разделению полей и его применения к данным спутника «CHAMP» для территории Восточно-Европейской платформы.

Экспериментальные данные. В качестве экспериментальных данных были взяты измерения геомагнитного поля на спутнике «CHAMP». Дадим его короткое описание. Это второй после «MAGSAT» низкоорбитальный спутник, где надежно были измерены скалярные и векторные магнитные поля Земли. Наклон орбиты спутника составляет 87°. Средняя высота полета ИСЗ «CHAMP» ~ 460 км. Точность измерения магнитных полей практически

такая же, что и на спутнике «MAGSAT»: для скалярного поля ~ 1 нТл; для векторного ~ 6 нТл. При математической обработке, витки спутника «MAGSAT» приходилось делить на восходящие и нисходящие и при этом они всегда осуществлялись только в 6 и 18 часов местного времени. Витки ИСЗ «CHAMP» охватывали все часовые диапазоны суток. За сутки ИСЗ «CHAMP» делал ~ 14 витков. Экспериментальные данные этого спутника имели секундное разрешение по времени, в пространстве это составляло примерно 7 км. На спутнике «CHAMP» измерялись магнитные, гравитационные, а также атмосферно-ионосферные электрические поля. Что касается магнитных полей, измеренных на спутнике «CHAMP», то они использовались при изучении главного магнитного поля, магнитных аномалий, а также полей магнитосферно-ионосферного происхождения. Для решения задачи настоящей работы было отобрано 100 витков Z-компоненты в пределах $\varphi = \pm 60^\circ$, по долготе в диапазоне $\lambda = 25-45^\circ$ E.

Методика обработки спутниковых геомагнитных измерений. Для обработки спутниковых геомагнитных измерений на самом первом этапе из каждого витка была исключена модель главного магнитного поля, которая описывалась с помощью сферического гармонического разложения, развитого до n = m = 13 гармоник [2]. Таким образом, были получены разностные поля для каждого из отобранных ста витков. Полученные таким образом разностные поля обусловлены магнитосферно-ионосферными токовыми системами, намагниченностью пород земной коры, а также имеется составляющая поля, связанная с помехами. Для того, чтобы выявить искаженные значения измеренного поля, связанные с неточным определением параметров ориентации спутника, наиболее перспективным способом является проведение анализа с помощью разложения значений этого поля на естественные ортогональные составляющие (ЕОС) [3]. При построении двумерной матрицы для этого метода было взято 60 витков и соответствующие значения разностного поля на каждом витке (350 точек). Пример такого разложения для первых трех естественных ортогональных составляющих (ЕОС) вертикальной компоненты разностного поля, измеренного над территорией Восточно-Европейской платформы показан на рис. 1.

Из рис. 1 можно видеть, что большой разброс в значениях 2-ой и 3-ей EOC (T_2 , T_3) наблюдается в значениях нескольких (16-21 витки) из проанализированных 50 витков и которые были затем исключены из анализа, либо по ним проводилась коррекция численных значений геомагнитного поля. Таким образом, вопрос выявления искаженных значений в спутниковых измерениях достаточно однозначно решается с помощью метода разложения поля на естественные ортогональные составляющие, который следует использовать, как одну из процедур обработки спутниковых измерений.

После исключения из всего массива экспериментальных данных искаженных значений геомагнитного поля (рис. 1), для разделения его на части, обусловленные разными источниками, было использовано прямое и обратное вейвлет-преобразование. Такое преобразование оказывается весьма полезным при выделении из измеренного геомагнитного поля составляющих с заданными частотно-временными характеристиками. Дадим краткое описание процедуры вейвлет-преобразования.



Рис. 1. Пример применения метода естественных ортогональных составляющих (ЕОС) для определения некондиционных (с помехами) витков, из проанализированных 50 витков ИСЗ «СНАМР» измеренного геомагнитного поля над территорией Восточно-Европейской платформы

Прямое вейвлет-преобразование представляется в виде:

$$W(a,b) = C_{\psi}^{-1/2} \cdot a^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot f(t)dt,$$
(1)

где f(t) – анализируемый временной ряд, $\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$ – анализирующий вейвлет, строящийся с

помощью непрерывных масштабных преобразований и переносов исходного вейвлета $\psi(t)$ с произвольными значениями масштабного коэффициента *a* и параметра сдвига *b*, C_{ψ} – нормировочный коэффициент, определяемый так:

$$C_{\psi} = \int_{-\infty}^{\infty} \left|\omega\right|^{-1} \cdot \left|\hat{\psi}(\omega)\right|^2 d\omega.$$
⁽²⁾

Здесь $\hat{\psi}(\omega)$ является Фурье-образом вейвлет-функции $\psi(t)$. Применяя вейвлетпреобразование к экспериментальным спутниковым геомагнитным данным, получим двумерный массив коэффициентов **W**(**a**,**b**).

При условии, что $C_{\psi} < \infty$ возможно построить обратное вейвлет-преобразование, определяемое выражением:

$$f(t) = C_{\psi}^{-1/2} \int_{0}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} a^{-1/2} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot W(a,b) \cdot \frac{da \cdot db}{a^2}.$$
(3)

В качестве функции $\psi(t)$ нами был использован широко применяемый вещественный МНАТ-вейвлет (т. н. «Мексиканская шляпа»), полученный на основе производной второго порядка от функции Гаусса. Аналитическое выражение для такого вейвлет-преобразования имеет следующий вид:

$$\psi(t) = (1 - t^2) \cdot \exp\left(-t^2/2\right).$$
(4)

МНАТ-вейвлет имеет узкий энергетический спектр и два равных нулю момента (нулевой и первый), поэтому он применяется для анализа морфологически сложных рядов разной физической природы.

Разностные поля, полученные из спутниковых измерений, были разложены по системе базисных функций МНАТ-вейвлета. Пример такого разложения для одного из витков показан на рис. 2.



Рис. 2. Картина вейвлет-анализа разностного магнитного поля, измеренного на одном из витков спутника «СНАМР» над территорией Восточно-Европейской платформы

Здесь по горизонтальной оси отложено b – количество точек измерения на витке, по вертикальной оси – масштабный коэффициент a. Из рис. 2 видно, что структура разностного геомагнитного поля сложная; в ней присутствуют две крупномасштабные детали разных знаков, мелкомасштабные детали выделяются до $a \cong 10-12^{\circ}$. Основная динамика разностного поля наблюдается именно на этих масштабах.

Аналогичные расчеты были выполнены для всех ста витков. Оказалось, что минимальные значения r наблюдаются при масштабах $a = 30 \pm 2$. Для большинства витков соответствующий масштабный параметр a = 30.

Вышеописанная методика разделения полей была применена ко всем ста виткам спутника «СНАМР», полученным для территории Восточно-Европейской платформы. Пространственное распределение аномального магнитного поля для рассматриваемого региона изображено на рис. 3.

Анализируя пространственную структуру аномального магнитного поля, представленную на рис. 3, естественно возникает вопрос о реальности выделенных аномалий. Для этой цели построенная карта была сопоставлена с аналогичной картой рис. 4, построенной нами по данным спутника MAGSAT [4-5].



Рис. 3. Карта пространственной структуры Za-компоненты аномального магнитного поля по данным спутника «СНАМР» на территории Восточно-Европейской платформы и прилегающих регионов. Аномальное магнитное поле, как отражение мантийных квазикольцевых структур: 1 – Московская морфоструктура центрального типа; 2 – Курская морфоструктура центрального типа; 3 – Аджарская морфоструктура центрального типа; 4 – Восточно-Черноморская морфоструктура центрального типа; 5 – Азово-Донецкая морфоструктура центрального типа



Рис. 4. Карта пространственной структуры Z-компоненты аномального магнитного поля по данным спутника «MAGSAT» на территории Восточно-Европейской платформы и прилегающих регионов

Такое сравнение показало, что основные крупномасштабные магнитные аномалии на территории Восточно-Европейской платформы выделяются достаточно хорошо по данным обоих спутников. Тем не менее, есть и отличия, которые, скорее всего, связаны с разной методикой обработки спутниковых измерений. Дополнительно пространственное распределение аномального магнитного поля для рассматриваемой территории мы сравнили со спутниковыми и наземными гравитационными данными, данными сейсмического зондирования и

теплового потока. Фактически весь комплекс геофизических наблюдений определили одни и те же тектонические структуры в пределах изучаемой территории.

Выводы. Основные выводы настоящей работы сводятся к следующему.

- Разработана новая методика обработки спутниковых измерений для выделения аномальных магнитных полей литосферы. В ее основе лежит использование комплекса математических методов: сферический гармонический анализ, разложение поля на естественные ортогональные составляющие, прямое и обратное вейвлет-преобразование, дисперсионный и корреляционный анализы.
- С помощью нового подхода обработан массив экспериментальных данных спутника «СНАМР» для территории Восточно-Европейской платформы и сопряженных регионов, позволивший построить карту пространственного распределения вертикальной компоненты (*Za*) аномального магнитного поля литосферы, для рассматриваемой территории.
- Приведено сравнение аномального магнитного поля, построенного из измерений на ИСЗ «СНАМР», с аналогичным полем, полученным из данных спутника «MAGSAT», а также с другими наземными и спутниковыми геофизическими данными. Скорее всего, только комплексный подход существенно уточнит глубинные неоднородности магнитоактивного слоя литосферы для территории Восточно-Европейской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Rotanova N.M., Kharitonov A.L., Frunze A.Kh., An Zhenchang.* The magnetic anomaly field of Asia from Magsat satellite data and its physical-geological interpretation // Journal of Earth-quake Prediction Research. 1997. V. 6. № 4. P. 475-494.
- Rotanova N.M., Oraevsky V.N., Kharitonov A.L. MAGSAT vector and scalar anomalous magnetic fields over russian-indian area // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1995. V. 47. № 3. P. 283-293.
- 3. *Ротанова Н.М., Головков В.П., Фрунзе А.Х., Харитонов А.Л.* Анализ спутниковых измерений с помощью разложения поля на естественные ортогональные составляющие // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39. № 4. С. 92-99.
- 4. *Rotanova N.M., Kharitonov A.L., Frunze A.Kh., Filippov S.V., Abramova D.Yu.* Anomalous magnetic fields measured on the CHAMP satellite for the territory of the Kursk magnetic anomaly // Geomagnetism and Aeronomy. 2005. V. 45. № 5. P. 671-678.
- 5. Serkerov S.A., Tsvetkov Yu.P., Kharitonov A.L. Determination of the parameters of the sources of the Earth's anomalous magnetic field from balloon and satellite measurement data // Geomagnetism and Aeronomy. 1996. V. 35. № 5. P. 723-727.

УДК 550.834

ОНЕЖСКАЯ ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ СКВАЖИНА ВСКРЫЛА САМУЮ ДРЕВНЮЮ В МИРЕ ТОЛЩУ КАМЕННОЙ СОЛИ

Шаров Н.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

Введение. Онежская параметрическая скважина (ОПС) глубиной 3537 м пробурена в юго-восточной части Фенноскандинавского щита на границе с Восточно-Европейской платформой (рис. 1). В 90 км западнее от нее проходит региональный траверс 1-ЕВ. ОПС расположена в западной части Онежского прогиба (структуры), который представляет собой мульду, ограниченную гранито-гнейсовым фундаментом (рис. 2). Географически ОПС расположена восточнее поселка Кондопога в 40 км севернее города Петрозаводска (Республика Карелия).



Рис. 1. Географическое расположение района исследований



Рис. 2. Геологическая схема северной части ОС

Онежская палеопротерозойская структура (ОС) является уникальной для Фенноскандинавского щита. Она активно развивалась в интервале 2.5-1.7 млрд лет геологической истории. Её территория, площадью 40 тыс. км², расположенная на юго-востоке Карелии и в прилегающих районах Ленинградской и Вологодской областей, хорошо изучена благодаря относительной сравнительной доступности и обнаженности пород по берегам Онежского озера. ОС рассматривается в качестве одного из важных мировых эталонов палеопротерозойского этапа истории Земли. На территории ОС пробурены около 1000 скважин для обеспечения картировочных работ различного масштаба, при разведке месторождений полезных ископаемых (шунгитоносных сланцев, шунгитов, масковитов, уран-ванадиевых руд), специально планируемых работ по созданию опорных разрезов некоторых свит, а также скважин для изучения глобальных проблем развития Земли в докембрии. Наиболее полные данные получены по Онежской параметрической скважине.

Бурение ОПС осуществлено ОАО «НПЦ «Недра» в 2007-2009 годах. Вскрыт непрерывный разрез нижнего докембрия, включающий граниты архейского фундамента и главные стратоны палеопротерозоя, представленные ятулийским, людиковийским и калевийским надгоризонтами [1]. С отбором керна пройдено 1758 м. В процессе бурения изучался керн, а также выполнена комплексная интерпретация материалов геофизических исследований (ГИС). В интервале 2751-2944 м была вскрыта толща каменной соли палеопротерозойского возраста [2], что является уникальным событием для мировой геологической науки, требующим дальнейшего изучения и осмысления как с позиций ее генезиса, так и площадного распространения [3].

Выполненные комплексные геолого-геофизические исследования позволили построить схему глубинного строения, которая дает представление о разломно-блоковой тектонике региона на разных уровнях литосферы и может служить структурной основой при прогнозировании месторождений полезных ископаемых и планировании поисковых работ на V, U, Au, Ti, Cr, Pt [2, 4].

ОПС впервые вскрыла непрерывный протяженностью 3537 м разрез Онежской структуры от архейского фундамента до калевийского надгоризонта палеопротерозоя включительно. Результаты бурения подтвердили существовавшие представления о последовательности, границах и составе главных стратонов палеопротерозоя региона. Получены новые, неизвестные ранее данные, в частности, впервые для докембрия встречена мощная толща соленосных отложений. Однако никто из исследователей не предполагал обнаружить самую древнюю каменную соль в основании ОС. Важным результатом явилось и то, что впервые для этого разреза были проведены геофизические исследования скважины широким комплексом методов. Получены физические параметры пород в условиях их естественного залегания, необходимые для повышения достоверности интерпретации сейсмических данных и построения моделей глубинного строения региона.

Геофизическая характеристика соленосной тощи палеопротерозойского возраста. В ОПС, единственной из всех скважин, пробуренных на территории ОС по туломозерской свиты, в интервале 2944.0-2750.8 м вскрыта соль (преимущественно галит). Галитовые породы в разрезе ОС встречены впервые. Общая мощность соленосной толщи 193.2 м [3]. Это самые древние из известных на сегодняшний день примеров соленосное отложения Земли. Породы имеют насыщенный красный цвет, который на отдельных интервалах переходит в грязно-серый со слабым розовым оттенком. В галитовой толще кроме соли присутствуют ангидрит, магнезит, кварцит, которые преимущественно слагают залегающую выше улитинскую толщу, генетически родственную [5] туломозерской свите и принадлежащую к единому тектоно-седиментационному циклу, т. е. к ятулийскому надгоризонту. Возраст галитовой толщи, по данным Rb-Sr метода, 2216 ± 68 млн лет [5]. Интервал на 70-75 % состоит из галита, ангидрита (12-20 %) и магнезита (10-15 %), присутствует сильвин, кварц, полевой шпат (до 2.5 %). Ангидрит и магнезит равномерно распределены по всему объему пород. Здесь от-

сутствуют признаки, характерные для осадочных отложений-слоистость или сезонное чередование слоев галита, ангидрита, глин.

По данным ГИС с учетом исследований керна на рис. 3 показана лито-плотностная модель строения соленосной толщи. Каротажные данные в значительной степени искажены из-за большого диаметра скважины, который в верхней части толщи (интервал 2775-2750 м) составлял 500-700 мм. В нижней части, за исключением интервала 2945-2930 м, диаметр скважины был менее 450 мм. В кровле и в подошве толщи имеются переходные зоны обусловленные влиянием процессов тектонического, метасоматического и гидродинамического характера проходивших на контакте соленосной толщи с подстилающими и покрывающими ее породами. В толще выделены интервалы повышенной плотности, представленные пре-имущественно жилами или обломками карбонатных, терригенных, сульфатных и магматических пород, плотность которых существенно выше плотности галита [3].



Рис. 3. Геофизическая характеристика соленосной толщи [3, 7]

На формирование соленосной толщи, скорей всего, оказало влияние пространственное перераспределение (отток, латеральное течение, нагнетание) горных масс в условиях объемного тектонического течения на различных глубинных уровнях литосферы.

К этому могла привести площадная дифференциация по мощности и составу накапливавшихся вулканогенно-осадочных отложений, что вело к изменению вертикальной и горизонтальных составляющих векторов геостатического давления. В районе трассирования основных глубинных разломов, возможно, также возникали дополнительные тектонические напряжения [6].

В совокупности эти процессы могли вести к выдавливанию пластичных текучих пород соленосной толщи сравнительно низкой плотности 2.2-2.4 г/см³, заключенных между двумя плотными жесткими поверхностями (граниты архея и магнезиты улитинской толщи), в направлении меньшего бокового давления. При движении в зонах контакта проходили процессы разрушения и захвата соленосной толщей обломочных компонентов из покрывающих и подстилающих комплексов. Возможный «турбулентный» характер этого течения и обусловил сложный достаточно хаотичный без видимой четкой слоистости состав соленосной толщи в месте пересечения ее ОПС [7].

На основе метода вертикального сейсмического профилирования, выполненного ОАО «Костромагеофизика» в 2009 г., построена схема пространственного изменения мощности галитовой толщи протерозоя по данным наблюдений на трех коротких профилях, пересекающихся в точке бурения ОПС и расположенных под углом 120° друг к другу. На расстоянии 200 м к СЗ от ОПС кровля поднимается примерно на 150 м. На таком же расстоянии к ЮВ кровля погружается на 50-75 м. Это указывает на то, что ОПС вскрыла периферийную часть соляного диапира. Существующая теория диапиризма позволяет прогнозировать развитие ряда аналогичных диапировых складок на некотором удалении от выявленной. Для определения типа соленосных структур (купол, шток), их регионального распространения, максимальной мощности соленосной толщи требуются дополнительные геофизические наблюдения в районе ОПС.

По данным интерпретации ГИС в разрезах ОС есть несколько надежных геологогеофизических маркирующих горизонтов [8] позволяющих уверенно проводить границы между археем и протерозоем, отдельными свитами пород. Авторы также пришли к выводу, что ОПС вскрыла периферийную часть соляного диапира. Следовательно, можно прогнозировать аналогичные отложения соли на территории ОС.

Заключение. Для уточнения строения ОС, увязки результатов бурения ОПС с материалами на опорном профиле 1-ЕВ, целесообразна постановка высокоразрешающих сейсмических работ МОВ-ОГТ на пространственной системе двух взаимоувязанных профилей (длиной не менее 50-70 п. км), пересекающих опорный профиль 1-ЕВ и ОПС. Скважина пробурена в 22 км к северу-востоку от опорного профиля.

Ответ на многие вопросы формирования соленосной толщи мог быть получен при бурении еще одной скважины до глубины 3.5-4 км с непрерывным отбором керна с глубины 2 км до забоя. Новая скважина позволила бы оценить изменение мощности и состава соленосной толщи, установить масштаб этого явления (локальный, региональный). Для этих целей ИГ КарНЦ РАН арендует с 2010 г. участок земли (1 гектар) в районе ОПС.

Работа выполнена в рамках темы НИР АААА-А18-118020290086-1 и частично поддержана из средств гранта РФФИ научного проекта № 19-05-00481 «Строение и динамика литосферы Беломорья».

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др.* Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным ОПС) // ДАН. – 2010. – Т. 435. – № 2. – С. 230-233.
- 2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
- Есипко О.А., Неронова И.В., Шаров Н.В. Геофизическая характеристика разреза Онежской параметрической скважины // НТВ «Каротажник». – Тверь : АИС, 2012. – Вып. 214. – С. 3-18.
- 4. Шаров Н.В., Клабуков Б.Н., Рычанчик Д.В. Геолого-геофизическая модель строения земной коры Онежской структуры // Геофизический журнал. 2008. Т. 30. № 3. С. 132-139.
- 5. *Крупеник В.А., Ахмедов А.М., Свешников К.Ю*. Строение разреза Онежской структуры по данным бурения ОПС // Онежская палепротерозойская структура. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2011. С. 172-189.
- 6. Иванников В.И., Кузнецов Ю.И. Нефть, вода и соль. Дары природы углеводороды. (Ис-

тория. Месторождения. Закономерности размещения. Происхождения. Добыча. Экология). – Тверь, 2016. – 168 с.

- 7. Шаров Н.В. Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2017. 173 с.
- 8. Филиппов М.М., Есипко О.А. Геолого-геофизические маркирующие горизонты палеопротерозойской Онежской структуры. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2016. – 257 с.

УДК 528+550.837+553.98

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МОБИЛЬНЫХ ПРЯМОПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПОИСКОВ СКОПЛЕНИЙ ТЕХНИЧЕСКИХ МИКРО-АЛМАЗОВ (ЛОНСДЕЙЛИТОВ)

Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.²

¹Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина; ²Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина

Введение. Результаты экспериментальных исследований, полученные в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г. [1], вынудили авторов обратить внимание на вулканическую деятельность. В последнее время при проведении экспериментальных исследований поискового характера практически повсеместно выполняется определенный комплекс дополнительных измерений с целью обнаружения на участках обследования прогнозируемых (и существующих) вулканических построек. Целенаправленно проводятся также работы по обследованию (изучению) глубинного строения вулканов различного типа. Некоторые результаты уже выполненных работ такого характера опубликованы в статье [2].

И еще одно направление исследований с использованием мобильных прямопоисковых методов представляется достаточно интересным. Во многих случаях у специалистов нет достаточного количества данных, чтобы однозначно решить вопрос – конкретная (изучаемая) кольцевая структура является вулканической постройкой, или метеоритным кратером? Результаты применения мобильных прямопоисковых методов на участках расположения кольцевых структур могут внести определенную ясность в решении этого вопроса. Это обстоятельство определяет (задает) еще одно направление исследований – обследование участков (площадей) расположения кольцевых структур с целью установления их (возможного) генезиса – структура является метеоритным кратером, или вулканической постройкой. В настоящем докладе представлены результаты рекогносцировочных исследований на площадях расположения Ильинецкого и Попигайского кратеров (кольцевых структур), а также месторождения микроалмазов Кумды-Коль в Северном Казахстане.

Методы исследований. Экспериментальные исследования проведены с использованием технологии интегральной оценки перспектив нефтегазоносности (рудоносности) крупных поисковых блоков и локальных участков, которая включает методы частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков, а также вертикального зондирования (сканирования) разреза с целью определения глубин залегания и мощностей продуктивных горизонтов и пород разреза. В этих методах при проведении частотно-резонансной обработки снимков используются резонансные частоты химических элементов, минералов, углеводородов, 10-ти групп осадочных пород и 15-ти групп магматических пород. Фотографии наборов образцов осадочных, метаморфических и магматических пород заимствованы из электронного документа на сайте http://rockref.vsegei.ru/petro/. Набор образцов 7-ой группы магматических (ультрамафических) пород показан на рис. 1. Особенности используемой технологии, а также результаты ее апробации и практического применения описаны в статьях и материалах конференций, в том числе и в [1-4].



Рис. 1. Фотографии образцов 7-ой группы магматических (ультрамафических) пород, резонансные частоты которых используются при обработке снимков

В процессе проведения экспериментальных рекогносцировочных работ решались следующие задачи:

1. Получение дополнительной информации для решения вопроса, являются ли обследованные структуры метеоритными кратерами или вулканическими комплексами.

2. Получение новых данных о перспективах алмазоносности обследованных кратеров.

Некоторая информация об Ильинецком кратере приводится на сайтах [5-6], а Попигайского – [7-10]. В статьях [11-12] представлены материалы исследований на месторождении Кумды-Коль, а также обсуждается проблема происхождения алмазов.

Отметим также следующее. В 2019 г. на одном из сайтов был обнаружен документ с фотографиями микроалмазов из Попигайского кратера. Однако резонансные частоты этих алмазов отличались от частот традиционных алмазов. При обработке спутникового снимка Попигайской структуры сигналы на резонансных частотах традиционных алмазов не зарегистрированы.

В связи с этим, для проведения экспериментов были использованы фотографии двух образцов лонсдейлита (рис. 2-3), заимствованных из сайтов [13-14]. Эти минералы (импактные алмазы) в пределах структур обследования обнаружены, причем в Попигайском кратере в значительных количествах [7].

Дальнейшие эксперименты с образцами лонсдейлита на рис. 2 и рис. 3 показали, что их резонансные частоты не совпадают. Отклики от образца на рис. 2 не фиксировались также при обработке спутниковых снимков на рис. 4-5, а от образца на рис. 3 – сигналы уверенно регистрировались. В связи с этим, в дальнейших экспериментах использовался образец лонсдейлита на рис. 3. Можно также предположить, что образец на рис. 2 является искусственным минералом.



Рис. 2. Лонсдейлит?! [13]



Рис. 3. Лонсдейлит [14]

Ильинецкий кратер. При частотно-резонансной обработке спутникового снимка Ильинецкой структуры (рис. 4) с поверхности не зафиксированы отклики от УВ (нефти, конденсата, газа), янтаря, горючего сланца, брекчии аргиллитовой, газогидратов, водорода, воды, алмазов, соли традиционной и соли калий-магниевой; от мертвой воды сигналы получены.

Не зарегистрированы отклики от осадочных пород. Получены только сигналы от 7-ой группы магматических пород (ультрамафические породы). Фиксацией откликов на различ-

ных глубинах (5, 50, 150, 250, 350, 450, 550, 650, 750, 722, 723 км) корень канала (вулкана), заполненного ультрамафическими породами, определен на глубине 723 км.

Отметим еще раз, что с поверхности при обработке снимка структуры отклики от алмазов и кимберлитов не получены, а сигналы от лонсдейлита зарегистрированы!

Сканированием разреза с 50 см с шагом 50 см отклики от лонсдейлита получены в интервале: 300-(400-хороший)-610 м. Отклики от этого минерала фиксировались также из нижней части разреза на поверхностях 1 км, 5, 10, 20, 23 км; сигналы от лонсдейлита не получены на глубинах 24, 25, 30, 50, 80, 90 и 100 км.



ложения Ильинецкого кратера [6]



Рис. 4. Спутниковый снимок района распо- Рис. 5. Спутниковый снимок территории расположения Попигайского кратера

При сканировании разреза с поверхности, шаг 50 см сигналы от ультрамафических пород начали фиксироваться с 80 м.

С поверхности получены также отклики на частотах следующих химических элементов: цинк, галлий, таллий, свинец, висмут (интерсивный сигнал), полоний.

Попигайский кратер. В процессе обработки снимка Попигайской структуры (рис. 5) с поверхности не получены отклики от кимберлитов и алмазов, сигналы (сильные) от лонсдейлита зафиксированы сразу.

С поверхности зарегистрированы отклики от 7-ой группы осадочных пород (известняки), а также 7, 8 и 9-ой групп магматических.

Сигналы от 7-ой группы осадочных пород фиксировались из нижней части разреза на поверхностях 500 м, 700, 800 и 900 м; на поверхности 1000 м отклики уже отсутствовали.

От 7-ой группы магматических пород на поверхности 900 м отклики из верхней части разреза отсутствовали. Фиксацией откликов на различных глубинах (5, 50, 150, 450, 550, 500, 400, 470 км) корень канала (вулкана), заполненного ультрамафическими породами, определен на глубине 470 км.

От лонсдейлита отклики из нижней части разреза получены на поверхности, а также на глубинах 1, 9, 15 и 16 км, сигналы не получены на поверхностях 17, 18, 20 и 25 км.

Сигналы от лонсдейлита фиксировались при сканировании разреза с 16 км, шаг 10 см и 1 м до 16730 м.

Отклики от этого минерала получены на поверхности 16800 м из верхней части разреза. Из нижней части отклики не получены.

Сканированием разреза с поверхности, шаг 1 м отклики от лонсдейлита получены из следующих интервалов разреза: 1) 290-690 м; 2) 1100-1250 м; 3) 1370-1830 м; 4) 2030-2185 м, (до 2.5 км прослежено).

При сканировании разреза с поверхности, шаг 1 м отклики от 7-ой группы магматических пород начали фиксироваться с 440 м и прослежены (сканированием) только до 1000 м.

С поверхности получены также отклики на частотах следующих химических элементов: цинк, галлий, таллий, свинец, висмут, полоний.

Месторождение Кумды-Коль, Северный Казахстан. Спутниковый снимок участка расположения месторождения (рис. 6) предоставлен одним из авторов статьи [12]; в этой статье ошибочно опубликован другой снимок.

На начальном этапе обработан фрагмент снимка на рис. 6, включающий озеро и участок возле него, отмеченный маркером. С поверхности на этом участке не получены отклики от нефти, конденсата, газа, янтаря, водорода, воды, алмазов, соли. Зафиксированы сигналы от мертвой воды и соли калий-магниевой. Отклики от осадочных пород не получены.

Зафиксированы сигналы от 7-ой группы магматических пород (ультрамафических).

Фиксацией откликов на различных глубинах (50, 150, 250, 350, 450, 550, 470 км) корень канала (вулкана), заполненного ультрамафическими породами, определен на глубине 470 км.



Рис. 6. Спутниковый снимок района расположения месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан

При сканировании разреза с поверхно-

сти, шаг 50 см сигналы от ультрамафических пород начали фиксироваться со 100 м, после некоторого перерыва – с 1700 м.

Сигнал от лонсдейлита зафиксирован с поверхности.

Сканированием разреза с поверхности, шаг 1 м сигналы от лонсдейлита зафиксированы в интервале 1380-2500 м.

При обработке всего снимка на рис. 6 сигналы от лонсдейлита зафиксированы сканированием с шагом 1 м в интервале 70-2420 м.

При обработке снимка месторождения (рис. 6) проведены дополнительные эксперименты с образцами на рис. 2-3.

От лонсдейлита (рис. 3) получены сигналы углерода и цезия.

От второго образца лонсдейлита (рис. 2) получены сигналы углерода и серебра, сигналы цезия отсутствовали.

При обработке спутникового снимка на рис. 6 сигналы от второго образца лонсдейлита (рис. 2) не получены.

Сигналы от цезия и углерода зафиксированы с поверхности при обработке этого снимка, а отклики от серебра не получены. Сигналы от углерода зафиксированы на поверхностях 58 и 59 км, а на 60 км отклики уже отсутствовали.

Отклики от цезия на поверхности 58 км получены, на 60 км – нет.

От серебра на поверхности 58 км отклики отсутствовали.

Краткие комментарии и выводы. Материалы рекогносцировочных исследований на площадях обнаружения технических микроалмазов позволяют констатировать следующе.

1. Получены дополнительные факты в пользу вулканической природы Ильинецкого и Попигайского кратеров. Этими фактами являются корни вулканов, заполненных ультрамафическими породами, на больших глубинах: 723 и 470 км. Месторождение Кумды-Коль также расположено в пределах вулкана, заполненного ультрамафическими породами с корнем на глубине 470 км.

2. В пределах всех трех обследованных структур не зафиксированы отклики от кимберлитов и традиционных алмазов. 3. На Ильинецкой и Попигайской структурах достаточно уверенно зарегистрированы отклики от минерала лонсдейлита. Отметим при этом, что интенсивность сигналов на резонансных частотах лонсдейлита в контурах Попигайской структуры была выше, чем на Ильинецкой.

4. С другой стороны, интервал фиксации откликов от лонсдейлита на Ильинецкой структуре (300 м – 23-24 км) больше, чем на Попигайской (290-16730 м). На месторождении Кумды-Коль сигналы зарегистрированы из интервала 70-2420 м.

5. Корень Ильинецкого вулкана расположен на большей глубине (723 км), чем Попигайского (470 км). Не исключено, однако, что в пределах Ильинецкой структуры также расположен более молодой вулкан с корнем на глубине 470 км. Однако решение вопроса о существовании такого вулкана требует проведения дополнительных экспериментов – установления, какие образцы конкретно из 7-ой группы магматических (ультрамафических) пород фиксируются в интервалах глубин 0-470 км и 471-723 км. Такого характера эксперименты неоднократно проводились в пределах каналов (вулканов), заполненных гранитами.

6. Проведенные исследования позволяют также предположить о возможном синтезе минерала лонсдейлит в вулканических комплексах, заполненных ультрамафическими породами. Целесообразно провести обследование вулканов такого типа с целью фиксации откликов на резонансных частотах этого минерала. Заслуживают также изучения участки обнаружения лонсдейлита в различных регионах.

Заключение. Результаты проведенных исследований рекогносцировочного характера позволяют сделать вывод, что мобильная прямопоисковая технология частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков может быть использована для изучения глубинного строения и определения (установления) генезиса кольцевых структур в различных регионах земного шара, а также рекогносцировочного обследования крупных блоков и локальных участков с целью поисков рудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д.* Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г. : мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты // Геоінформатика. – 2019. – № 1. – С. 5-27.
- 2. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Изучение внутренней структуры вулканических комплексов разного типа по результатам частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков // Геоінформатика. 2019. № 4. С. 5-18.
- 3. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Левашов С.П.* Прямопоисковая мобильная технология: результаты апробации при поисках скоплений водорода и каналов миграции глубинных флюидов, минерального вещества и химических элементов // Геоінформатика. 2019. № 2. С. 19-42.
- 4. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ : результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара // Геоінформатика. 2019д. Ч. І. № 3. С. 29-51. // Геоінформатика. 2019д. Ч. І. № 3. С. 29-51. // Геоінформатика. 2019е. Ч. ІІ. № 4. С. 30-58. Часть ІІІ. Геоінформатика. 2020. № 1.
- 5. *Ильинецкий* кратер или звездная рана Винницкой области. http://ocharovanny-strannik.com/sights/ilyinets-crater/
- 6. Спутниковый снимок. http://labmpg.sscc.ru/a77.html
- 7. Алмазов хоть греби лопатой. https://facepla.net/extreme-science-menu/2750-diamonds.html
- 8. *РАН* и «Система» обсуждают разработку импактных алмазов в Якутии. https://academia.interfax.ru/ru/news/articles/4036/
- 9. *Томтор*, откройся, или в погоне за попигайскими алмазами. http://www.moscowpost.su/economics/tomtor_otkrojsya_ili_v_pogone_za_popigajskimi_almazami30277/
- 10. *Ученые* СО РАН : импактные алмазы основа новой революции в промышленности. https://rossaprimavera.ru/news/070209cc

- 11. *Люхин А.М.* К вопросу о происхождении алмазов и кимберлитов // Уральский геологический журнал. – 2017. – № 5(120). – С. 37-47.
- 12. *Третьякова Л.И., Люхин А.М.* Импактно-космогенно-метасоматическое происхождение микроалмазов месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан // Отечественная геология. 2016. № 2. С. 69-77.
- 13. Лонсдейлит. https://catalogmineralov.ru/mineral/lonsdaleite.html
- 14. Минерал Лонсдейлит почти алтазная копия источник: https://jgems.ru/interesnoe/lonsdejlit

УДК 528+550.837+553.98

РЕКОГНОСЦИРОВОЧНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ УЧАСТКОВ РАСПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОБИЛЬНЫХ ПРЯМОПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ

Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.², Михеева Т.Л.²

¹Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина; ²Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина

Введение. В статьях [1-2] представлены результаты исследований рекогносцировочного характера с использованием прямопоисковых методов в пределах Украинского щита. В северной части УЩ обнаружен участок, похожий по строению на известное месторождение «Белый Тигр». Некоторые результаты дополнительных экспериментальных работ на участках расположения гранитных массивов представлены и анализируются ниже. Исследования проведены с целью изучения возможности синтеза углеводородов в гранитных вулканах.

Метод исследований. Используемая мобильная прямопоисковая технология включает модифицированные методы частотно-резонансной обработки и декодирования спутниковых снимков и фотоснимков, а также вертикального электрорезонансного зондирования (сканирования) разреза [3]. Отдельные методы технологии базируются на принципах «вещественной» парадигмы геофизических исследований, сущность которой состоит в поиске конкретного (искомого в каждом конкретном случае) вещества – нефти, газа, газоконденсата, золота, цинка, урана, и т. д. В модифицированных методах частотно-резонансной обработки спутниковых снимков используются резонансные частоты баз химических элементов, минералов, пород и полезных ископаемых (фотографии конкретных образцов). Коллекция образцов нефти в базе включает 117 экземпляров, газоконденсата – 15 образцов. Осадочные породы включают группы 1 (псефиты), 2 (псаммиты), 3 (алевриты, аргиллиты, глины), 4 (аргиллиты каолинитовые), 5 (глины каолинитовые), 6 (осадочно-вулканокластические породы), 7 (известняки), 8 (доломиты), 9 (мергели), 10 (кремнистые породы). Группы магматических и метаморфических пород следующие: 1 (граниты и риолиты), 2 (гранодиориты и дациты), 3 (сиениты и трахиты), 4 (диориты и андезиты), 5 (лампрофиры), 6 (габбро и базальты), 7 (ультрамафические породы), 8 (сиениты и фонолиты), 9 (габброиды и базальтоиды), 10 (ультрамафические и мафические породы), 11 (кимберлиты и лампроиты), 12 (карбонатиты), 13 (гранулиты), 14 (гнейсы), 15 (кристаллические сланцы). Фотографии используемых наборов образцов осадочных, метаморфических и магматических пород заимствованы из электронного документа на сайте http://rockref.vsegei.ru/petro/. Особенности использованных методов описаны более детально в [3].

Участок обследования в Англии. Поводом для проведения экспериментальных работ в Англии послужила статья [4]. На рис. 1 из этой статьи показано положение гранитных массивов на юго-западе Англии. С использованием фрагмента этого рисунка, контуры гранитных массивов нанесены (приближенно) на спутниковый снимок местности. В дальнейшем, проводилась обработка фрагмента этого снимка, приведенного на рис. 2.
При частотно-резонансной обработке спутникового снимка на рис. 2 с поверхности зафиксированы сигналы на частотах нефти (не сильный), конденсата (сильнее), газа и мертвой воды. Отклики от янтаря, горючего сланца, газогидратов, льда, угля, графита, водорода, воды, бурого угля, железной руды и соли не получены.

Зарегистрированы сигналы от 1 (граниты), 2 и 4 групп магматических пород, от осадочных пород отклики отсутствовали.

Фиксацией откликов на различных глубинах (5, 50, 150,250,350,450, 550, 500, 400, 470 км) корень канала (вулкана), заполненного гранитами, зафиксирован на глубине 470 км.

На поверхности 56(57) км получены отклики от нефти (не сильный), конденсата (сильнее), газа.

На поверхностях 57 и 59 км получены отклики от мертвой воды, от живой воды отклики на поверхности 57 км отсутствовали.



Камборн

Рис. 1. Карта-схема расположения гранитных массивов на юго-западе Англии [4]

Рис. 2. Спутниковый снимок фрагмента участка расположения гранитных массивов. Фиолетовыми кругами показаны зоны обнаружения углеводородов

При обработке снимка нижней половины участка обследования (рис. 2) с поверхности зарегистрированы отклики от нефти (слабый), конденсата и газа. Сигналы от нефти, конденсата и газа получены также на поверхности 56(57) км.

При обработке снимка верхней половины участка обследования (рис. 2) с поверхности также зарегистрированы отклики от нефти (слабее), конденсата (слабее) и газа. Сигналы от нефти, конденсата и газа получены также на поверхности 56(57) км. Однако эти сигналы были слабее, чем при обработке нижней части снимка на рис. 2.

Сигналы **от нефти в гранитах** (достаточно сильные) зафиксированы на поверхностях 56 и 57 при обработке снимка на рис. 2, а также верхнего и нижнего его фрагментов, а на поверхности 58 км отклики уже отсутствовали.

Участок обследования в Турции. Обработан фрагмент спутникового снимка, очерченного на рис. 3 из статьи [5] прямоугольным контуром (рис. 4).

При частотно-резонансной обработке снимка (рис. 4) с поверхности зафиксированы сигналы на частотах нефти, конденсата (хороший), газа, воды и «мертвой» воды (хороший). Отклики от водорода, соли и осадочных пород не получены.

Зафиксированы сигналы от 1 (граниты), 2 и 4-ой групп магматических пород.

На поверхности получен также сигнал от нефти в гранитах. Отклики от нефти в гранитах получены также на поверхности 2 км из верхней части разреза и на поверхностях 2, 20, 50, 56 и 57 км из нижней части разреза. Сигналы не получены на поверхности 1 км из верхней части разреза и поверхности 58 км – из нижней.



Рис. 3. Схема расположения участка обследования (красный прямоугольник) в статье [5]



Рис. 4. Спутниковый снимок участка обследования в статье [5]

На поверхности 57 км получены отклики от нефти, конденсата (хороший), газа (хороший) и воды. От воды отклики зафиксированы также на глубинах 68 и 69 км. От «мертвой» воды сигналы получены на поверхностях 58 и 59 км, а на глубинах 69 и 60 км отклики отсутствовали.

Фиксацией откликов на различных глубинах (50, 150, 450, 550, 470 км) корень канала (вулкана), заполненного гранитами, определен на глубине 470 км. На этой глубине получены сигналы от 1-11 образцов «молодых» гранитов, от 13 образца («старые» граниты) отклики отсутствовали.

Из верхней части разреза сигналы от гранитов фиксировались на глубинах 1 км, 2 км, 700 м, 600 м, а на глубине 500 м отклики уже отсутствовали.

На поверхности 500 м из верхней части разреза фиксировались сигналы от нефти, конденсата, газа, воды, мертвой воды, соли, 7-ой группы осадочных пород (известняков); от 1-6 групп осадочных пород отклики не получены.

Сигналы от нефти в известняках фиксировались из верхней части разреза на поверхностях 500 м, 700 м, 1500 м, а на глубинах 1500 м, 1000 м и 700 м отклики из нижней части разреза отсутствовали.

Отклики от нефти в гранитах не получены из верхней части разреза на поверхностях 600 м, 700 м, 800 м, 1000 м а на глубине 2000 и сигналы зарегистрированы.

При сканировании разреза с 1000 м, шаг 10 см отклики от нефти в гранитах начали фиксироваться с глубины 1030 м.

Сигналы от гранитов начали регистрироваться с 680 м при сканировании разреза с 600 м с шагом 1 м.

Межовский гранитный массив (Новосибирская область). Положение гранитного массива в Новосибирской области показано на рис. 5 [6].

В процессе частотно-резонансной обработки спутникового снимка массива (рис. 6) с поверхности зафиксированы отклики на частотах нефти, конденсата и газа.

Зарегистрированы сигналы от 1-ой группы магматических пород (граниты), отклики от осадочных пород не зафиксированы.

Фиксацией откликов на различных глубинах (50, 150, 450, 550, 650, 850, 950, 995, 996 км) корень канала (вулкана), заполненного гранитами, определен на глубине 996 км.

Зафиксированы сигналы только от «старых» образцов гранитов (12-19 образцы в используемой коллекции), от «молодых» гранитов (образцы 1-11) отклики не получены.





Рис. 5. Схема расположения нефтегазовых месторождений Новосибирской области и Межовского гранитного массива [2]

Рис. 6. Спутниковый снимок участка расположения Межовского гранитного массива. Контуры массива нанесены на снимок

На поверхностях 56 и 57 км зафиксированы отклики от нефти, конденсата и газа.

На поверхности 57 км получены отклики от «мертвой» воды, от «живой» – сигналы отсутствовали.

От «мертвой» воды отклики также зафиксированы на поверхности 59 км, а на поверхности 59.1 км сигналы уже отсутствовали.

Участок в районе скважины № 6 на Трайгородско-Кондаковском месторождении (Томская область). Фотография участка расположения скважины № 6 на Трайгородско-Кондаковском месторождении показана на рис. 7. Географические координаты скважины: 60°22'59" N, 078°49'21" Е [7].



Рис. 7. Фотографии участка расположения скважины № 6 на Трайгородско-Кондаковском месторождении [5]



Рис. 8. Спутниковый снимок участка расположения скважины № 6. Положение скважины обозначено маркером. Обработан небольшой фрагмент этого снимка в районе маркера

При частотно-резонансной обработке фрагмента спутникового снимка в районе скважины № 6 (рис. 8) с поверхности получены отклики от нефти, конденсата, газа и «мертвой» воды; сигналы от янтаря, горючего сланца, газогидратов, угля, антрацита, водорода не получены.

Не зафиксированы с поверхности сигналы от осадочных пород; от первой группы магматических (граниты) – зарегистрированы.

От второй группы осадочных пород (псаммиты) отклики получены на поверхности 2 км из нижней и верхней частей разреза, а на поверхности 3 км – только из верхней части.

Фиксацией откликов на различных глубинах (50, 150, 450, 550, 650, 950, 995, 996 км) корень канала (вулкана), заполненного гранитами, определен на глубине 996 км.

Отклики от нефти, конденсата и газа зафиксированы на поверхностях 56 и 57 км.

На поверхности 57 км получены отклики от 13 образца «старых» гранитов, отклики от 5 образца «молодых» гранитов не зафиксированы.

Заключение. Представленные результаты экспериментов позволяют сделать вывод, что в некоторой части глубинных каналов (вулканов), заполненных гранитными породами, при определенных условиях может осуществляться синтез углеводородов на границе 57 км. Из этого следует, что месторождения углеводородов в гранитах типа «Белый Тигр» могут быть обнаружены в различных регионах мира. В связи с этим целесообразно продолжить поисковые работы с целью обнаружения прогнозируемых скоплений углеводородов в кристаллическом фундаменте в пределах Украинского щита, Воронежского кристаллического массива и на территории Татарстана.

Проведенные экспериментальные исследования рекогносцировочного характера предоставили дополнительные свидетельства в пользу глубинного (эндогенного) происхождения нефти, конденсата, газа и янтаря в процессе водородной дегазации Земли [8-9]. На участках обследования, в которых фиксируются отклики от УВ, в пределах (в центральных частях, скорее всего) каналов (вулканов) глубинной миграции флюидов, минерального вещества и химических элементов практически всегда фиксируется граница 57 км. Ниже этой границы регистрируются отклики на частотах водорода и углерода, выше – нефти, конденсата, газа и янтаря (только в каналах определенного типа) [1-3]. Дополнительные сведения по проблеме минерального синтеза углеводородов представлены также в тезисах докладов VII-ых Кудрявцевских Чтений (7КЧ) на сайте http://conference.deepoil.ru/index.php/materials.

В заключение, еще раз отметим, что результаты частотно-резонансной обработки спутниковых снимков локальных участков расположения гранитных массивов достаточно убедительно свидетельствуют о целесообразности применения разработанных методов (в комплексе с используемыми традиционно) для рекогносцировочного обследования структурных элементов, бесперспективных на обнаружение УВ с позиций их биогенного генезиса. Супер-оперативный метод интегральной оценки перспектив нефтегазоносности и рудоносности предоставляет возможность существенным образом ускорить и оптимизировать геологоразведочный процесс на горючие и рудные полезные ископаемые. Апробированная мобильная технология частотно-резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков рекомендуется для использования в различных регионах мира с целью предварительной оценки перспектив нефтегазоносности и рудоносности слабоизученных и неизученных по-исковых блоков и локальных участков.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Украинский щит : новые данные о глубинном строении и перспективах обнаружения залежей нефти, газоконденсата, газа и водорода // Геоінформатика. 2019. № 2. С. 5-18.
- 2. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. Особенности глубинного строения и перспективы нефтегазоносности отдельных блоков Украинского щита по результатам частотно-резонансного зондирования разреза // Геоінформатика. – 2019. – № 3. – С. 5-18.
- 3. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д.* Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г. : мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты // Геоінформа-

тика. – 2019. – № 1. – С. 5-27.

- 4. *Mas'ud Baba, John Parnell & Stephen Bowden.* The geochemistry of oil in Cornish granites. Petroleum Geoscience. 2019. V. 25. P. 298-305. http://dx.doi.org/10.1144/petgeo2018-053
- Taner Arpacı, Hüseyin Özdemir Step-out well positioning using hydrocarbon indicators from seismic inversion: a case study // First Break, Issue 1, Jan. 2020. – 2020. – V. 38. – P. 43-51. DOI : https://doi.org/10.3997/1365-2397.fb2020001 https://www.earthdoc.org/content/journals/10.3997/1365-2397.fb2020001#dataandmedia
- 6. Запивалов Н.П. Ключевая роль нефтяного полигона в Новосибирской области в развитии нефтегазовой науки // Энергия, экономика, техника, экология. 2019. № 6. С. 67-72. DOI : 10.7868/S0233361919060090
- Киров С.А. Геофизические исследования методом вертикального сейсмического профилирования в поисково-оценочной скважине Трайгородско-Кондаковского месторождения нефти (Томская область) : дипломная работа. ТПУ. – 2019. – 133 с. www: earchive.tpu.ru > bitstream > TPU720419
- 8. Муслимов Р.Х., Трофимов В.А., Плотникова И.Н., Ибатуллин Р.Р., Горюнов Е.Ю. Роль глубинной дегазации Земли и кристаллического фундамента в формировании и естественном восполнении запасов нефтяных и газовых месторождений. – Казань : Изд-во «ФЭН» Академии наук РТ, 2019. – 264 с.
- 9. Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згоник В.А., Макаренко А.Н., Ларин Н.В., Богуславский А.С. Очерки дегазации Земли. – Киев : тов. «БАДАТА-Интек сервис», 2018. – 632 с.

УДК 528+550.837+553.98

АПРОБАЦИЯ МЕТОДОВ ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНОЙ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ И ФОТОСНИМКОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ЗОЛОТА

Якимчук Н.А.¹, Корчагин И.Н.², Дрогицкая Г.М.²

¹Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, Украина; ²Институт геофизики НАНУ им. С.И. Субботина, Киев, Украина

Введение. Исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г. [1] продемонстрировали работоспособность мобильных и малозатратных методов частотнорезонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков, а также целесообразность их применения для изучения глубинного строения Земли поисков полезных ископаемых. В 2019-2020 гг. целенаправленно продолжалась апробация этих методов при решении различных геолого-геофизических задач. В настоящем докладе представлены результаты апробации мобильных методов на известных месторождениях золота, а также локальных участках поисков его скоплений.

Методы исследований. Экспериментальные исследования на участках обследования проведены с использованием методов частотно-резонансной обработки и декодирования спутниковых снимков и фотоснимков, вертикального сканирования (зондирования) разреза с целью определения (оценки) глубин залегания и мощностей различных комплексов пород и искомых полезных ископаемых, а также методики интегральной оценки перспектив нефтегазоносности (рудоносности) локальных участков и крупных блоков [1-3]. В основу этих методов положен частотно-резонансный принцип регистрации полезных сигналов. Важными компонентами в использованных модификациях прямопоисковых методов являются базы (наборы, коллекции) химических элементов, минералов, образцов нефти и конденсата, а также осадочных, магматических и метаморфических пород, резонансные частоты которых используются в процессе обработки спутниковых снимков и фотоснимков. Коллекция образ-

цов нефти в базе включает 117 экземпляров, газоконденсата – 15 образцов. База осадочных пород состоит из 10 групп, а коллекция фотоснимков магматических и метаморфических пород включает 15 групп [1]. Фотографии используемых наборов образцов осадочных, метаморфических и магматических пород заимствованы из электронного документа на сайте http://rockref.vsegei.ru/petro/. На рис. 1 показаны наборы образцов гранитов из используемых коллекций осадочных и магматических пород.

В документе на сайте [4] представлена информация о 10-ти наиболее крупных месторождениях золота в мире (в том числе и фотографии карьеров). Исследования рекогносцировочного характера проведены на двух месторождениях: Boddington (Австралия) и Мурунтау (Узбекистан). На начальном этапе экспериментов получены отклики, свидетельствующие о наличии похожих элементов (особенностей) в строении этих месторождений. На последующих этапах работ выполнен небольшой объем измерений на каждом месторождении.



Рис. 1. Фотографии образцов 1-ой группы магматических пород (граниты), резонансные частоты которых используются при обработке снимков



Рис. 2. Фотографии карьера золоторудного месторождения Boddington (Австралия) [4]

Месторождение Boddington. При частотно-резонансной обработке фотографии карьера на месторождении (рис. 2) с поверхности зафиксированы отклики от 1-ой (граниты), 2 и 4 (слабый сигнал) групп магматических пород, сигналы от осадочных пород отсутствовали.

Фиксацией откликов от гранитов на различных глубинах (50, 450, 550, 520, 500, 470 км) корень гранитного канала (вулкана) установлен на глубине 470 км.

При обработке снимка получены отклики от образцов «молодых» гранитов (1-10 на рис. 1), от «старых» (11-19 на рис. 1) сигналы не получены. Сканированием разреза с поверхности, шаг 10 см отклики от золота получены из следующих интервалов: 1) 50-86 м, 2) 93-134 м; 3) 187-(сильный)-258 м, переход на шаг 50 см, 4) 450-765 м, далее сканирование не проводилось. Сигналы от золота из нижней части разреза получены также на поверхностях 1000, 2000 и 2500 м, на поверхностях 2600 и 3000 м отклики уже отсутствовали. Можно предположить, что нижняя граница золоторудного оруденения расположена в интервале глубин 2500-2600 м.

Месторождение Мурунтау. В процессе частотно-резонансной обработки фотоснимка карьера на месторождении (рис. 3) с поверхности зафиксированы отклики от 1 (граниты), 2 групп магматических пород, сигналы от осадочных пород отсутствовали.

Фиксацией откликов от гранитов на различных глубинах (50, 450, 550, 650, 950, 995, 996 км) корень гранитного канала (вулкана) установлен на глубине 996 км.

На поверхности 450 км зарегистрированы отклики от «молодых» (1-10 на рис. 1) и «старых» (11-19 на рис. 1) образцов гранитов.





Рис. 3. Фотография карьера золоторудного месторождения Мурунтау (Узбекистан) [4]

Рис. 4. Спутниковый снимок площади расположения кольцевой структуры Ilkurlka (Австралия)

Сканированием разреза с поверхности, шаг 50 см отклики от золота получены из интервала: 210-(хороший)(400-сильный) (сильный 650)-780 м (далее сканирование не проводилось). При сканировании со 100 м, шаг 10 см сигналы от золота начали фиксироваться с интервала 205-207 м.

Сигналы от золота из нижней части разреза получены также на поверхностях 1000, 1800 и 1900 м, на поверхности 2000 м отклики уже отсутствовали. На этом месторождении нижняя граница золоторудного оруденения расположена в интервале глубин 1900-2000 м.

Кольцевая структура Ilkurlka (Австралия). В документе на сайте [5] информируется, что в пределах кольцевой структуры Ilkurlka (проект «Бегемот») в пустыне Гибсон (Южная Австралия) компания Strategic Elements будет проводить буровые работы. На сайте этой компании [6] приводятся дополнительная информация об кольцевой структуре, в том числе и графические иллюстрации с координатной привязкой. С использованием этих материалов подготовлен спутниковый снимок участка расположения структуры обследования (рис. 4). На начальном этапе работ частотно-резонансная обработка этого снимка проведена с целью определения генезиса кольцевой структуры.

В процессе частотно-резонансной обработки снимка на рис. 4 с поверхности зафиксированы отклики только от 1-ой группы магматических пород (граниты, рис. 1); отклики от осадочных пород не получены. Фиксацией откликов от гранитов на различных поверхностях (50, 150, 250, 350, 450, 550,650, 750, 850, 950, 990, 995, 996 км) корень канала (вулкана), заполненного гранитами, определен на глубине 996 км.

С поверхности в пределах площади обследования получены также отклики (сигналы) от следующих химических элементов: медь, цинк, галлий, эрбий, золото, ртуть.

В целом, ограниченный объем экспериментальных работ позволяет сделать вывод, что обследованная кольцевая структура является вулканической постройкой с корнем на глубине 996 км. Можно также констатировать, что факты получения откликов на резонансных частотах золота «подтверждены» результатами бурения [6].

Дополнительные исследования. Выше было установлено, что корень канала (вулкана), заполненного гранитами, расположен на глубине 996 км. Это «старый» вулканический комплекс. Интересен и следующий вопрос – существует ли в этом месте «молодой» вулкан с корнем на глубине 470 км? Для ответа на этот вопрос проведена дополнительная обработка спутникового снимка (рис. 4) с целью фиксации сигналов (откликов) от отдельных образцов гранитов (рис. 1) на разных глубинах.

Сигналы от 1-11 и 12-19 образцов этих гранитов фиксируются с поверхности.

Сигналы от 4 образца гранитов («молодой») фиксируются из нижней части разреза на поверхностях (глубинах) 2, 20, 200, 450 и 470 км, а на поверхностях 471, 480 и 500 км откликов уже нет. Отклики от 14 образца гранитов («старый») зафиксированы из нижней части разреза на глубинах 570, 470 и 450 км. Эти результаты позволяют сделать вывод, что в пределах структуры Ilkurlka расположены «старый» и «молодой» канал (вулкан), заполненный гранитами разного возраста.

К этому добавим, что на других гранитных вулканах ранее установлено, что образцы гранитов 1-10 в используемой коллекции (рис. 1) являются более «молодыми» по возрасту, а образцы 11-19 являются относительно «старыми».

Дополнительно также проведено сканирование разреза на двух участках, показанных на рис. 4 прямоугольными контурами, с целью определения интервалов фиксации откликов на резонансных частотах золота.

Сканированием разреза в пределах верхнего фрагмента снимка (верхний прямоугольник на рис. 4) с поверхности, с шагом 10 см отклики на частотах золота получены из следующих интервалов: 1) 11.50-49 м; 2) 125-164 м; 3) 206-252 м, 4) 334-398 м; 5) 456-504 м (далее сканирование не проводилось). Глубже отклики от золота получены из нижней части разреза на следующих поверхностях 600 м, 1600 м, 1800 м, 1900 м; на поверхности 2000 сигналы от золота уже отсутствовали.

В пределах нижнего фрагмента снимка (нижний прямоугольник на рис. 4) отклики от золота получены на поверхности 1900 м; на поверхности 2000 сигналы также не получены. Сканирование разреза на этом локальном участке не проводилось.

Можно предположить, что зоны золоторудного оруденения в пределах кольцевой структуры Ilkurlka расположены в разрезе до глубины в интервале 1900-2000 м.

Липовеньковско-Сухоташлыкский участок ореолов золота. Спутниковый снимок участка обследования (рис. 5) подготовлен для обработки с использованием графических материалов статьи [7]. При частотно-резонансной обработке снимка сигналы на частотах золота зафиксированы (хотя и слабой интенсивности).





Рис. 5. Спутниковый снимок Липовеньковско-Сухоташлыкского участка ореолов золота

Рис. 6. Спутниковый снимок площади расположения кратера Yarrabubba (Австралия) [8]

Отклики от нефти, конденсата, газа, графита, водорода, воды, алмазов, и соли не зарегистрированы, от мертвой воды сигнал получен.

Зарегистрированы сигналы без задержки от 1 (граниты), 2 и 4 групп магматических пород, отклики от осадочных пород сразу не получены.

Фиксацией откликов на различных глубинах (50, 150, 450, 550, 995, 996 км), корень канала (вулкана) гранитных пород определен на глубине 996 км.

На поверхности 400 км получены отклики от 5, 7 и 8 образцов гранитов (молодых), а на поверхности 600 км – только от 12-19 образцов (старых). Следовательно, участок обследования расположен в пределах «старого» и «молодого» гранитных вулканов.

Сканированием разреза с поверхности, шаги 1 см и 5 см, отклики на частотах золота получены из интервала 49-(80-сильный)-99 м. Глубже сканирование осуществлялось с шагом 10 см до 200 м и шагом 50 см до 500 м, однако отклики от золота в этом интервале не получены.

Отклики от золота получены из нижней части разреза на поверхностях 500 и 600 м, а на поверхности 700 м – сигналы уже отсутствовали.

Сканированием разреза с 500 м, шаг 50 см зафиксирован второй интервал откликов от золота: 590-(600-сильный)-650 м.

С поверхности зафиксированы также сигналы от следующих химических элементов: цинк, галлий, германий, ртуть, таллий, свинец, висмут, полоний.

Район кратера Yarrabubba (Австралия). Информация о самом старом кратере Yarrabubba в Австралии приведена в документе [8]. Спутниковый снимок площади расположения этого кратера представлен на рис. 6.

В процессе частотно-резонансной обработки снимка на рис. 6 получены отклики только от 1-ой группы магматических пород (гранитов). Сигналы от всех групп осадочных пород не зафиксированы. Фиксацией откликов на различных поверхностях (50, 150, 250, 350, 450, 550, 650, 750, 850, 950, 990, 995, 996 км) корень гранитного вулкана установлен на глубине 996 км.

На поверхности 50 км отклики от «молодых» образцов гранитов (1-10 на рис. 1) не получены, а от «старых» (образцы 11-19 на рис. 1) зафиксированы.

Можно констатировать, что «молодого» вулкана с корнем на глубине 470 км в пределах кратера Yarrabubba не существует!

Проведена также частотно-резонансная обработка фотоснимка небольшого фрагмента кратера с целью фиксации откликов от различных химических элементов. В процессе обработки фотоснимка получены отклики от следующих химических элементов: бериллий, скандий, кальций, титан, хром, марганец, медь.

И еще один интересный факт следует отметить. При обработке трех снимков кратера разного масштаба не получены сигналы на частотах золота! Вполне возможно, что золото появляется только в «молодых» гранитных вулканах?! Целесообразно продолжить исследования в этом направлении на других золоторудных месторождениях.

Выводы и заключение. Проведенные экспериментальные исследования позволяют констатировать следующее.

- 1. Месторождение золота Boddington расположено в пределах «молодого» гранитного канала (вулкана) с корнем на глубине 470 км. А на площади месторождения Мурунтау установлено наличие «старого» и «молодого» гранитных вулканов с корнями на глубинах 470 и 996 км.
- 2. В информационных материалах, в том числе и в документе [4], приводятся сведения, что месторождение Мурунтау является самым крупным в мире по запасам золота. К этому добавим, что при частотно-резонансной обработке фотоснимка карьера этого месторождения зафиксированы самые интенсивные сигналы на частотах золота!
- 3. Получены дополнительные факты в пользу вулканической природы кольцевой структуры Ilkurlka и кратера Yarrabubba в Австралии. Этими фактами являются корни вулканов, заполненных гранитами, на больших глубинах: 470 и 996 км.
- 4. Целесообразно обратить внимание и на такой факт, что отклики на резонансных частотах золота зафиксированы только в гранитных вулканах с корнями на глубине 470 км («молодых» вулканах). В связи с этим необходимо дополнительно исследовать, прослеживается ли такая «закономерность» на других золоторудных месторождениях в гранитных вулканах.

В заключение отметим, результаты выполненных экспериментальных исследований рекогносцировочного характера на известных месторождениях и рудопроявлениях золота пополняют имеющуюся базу обследованных структур и месторождений полезных ископаемых в различных регионах мира. Материалы проведенных исследований, накопленные в

этой базе, позволят в дальнейшем сформулировать статистически обоснованные рекомендации методического характера для поисков горючих и рудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Бахмутов В.Г., Соловьев В.Д.* Геофизические исследования в Украинской морской антарктической экспедиции 2018 г. : мобильная измерительная аппаратура, инновационные прямопоисковые методы, новые результаты // Геоінформатика. – 2019. – № 1. – С. 5-27.
- 2. Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Левашов С.П. Прямопоисковая мобильная технология : результаты апробации при поисках скоплений водорода и каналов миграции глубинных флюидов, минерального вещества и химических элементов // Геоінформатика. – 2019. – № 2. – С. 19-42.
- 3. *Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Технология частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ : результаты практической апробации при поисках полезных ископаемых в различных регионах земного шара // Геоінформатика. 2019д. Ч. І. № 3. С. 29-51 // Геоінформатика. 2019д. Ч. І. № 3. С. 29-51 // Геоінформатика. 2019е. Ч. ІІ. № 4. С. 30-58. Часть ІІІ. Геоінформатика. 2020. № 1.
- 4. Десять (10) крупнейших золотых месторождений в мире. https://goldenfront.ru/articles/ view/10-krupnejshih-zolotyh-mestorozhdenij-v-mire/
- 5. *Meteor* Impact Site In Australia Targeted For Gold And Rare Metals. https://www.forbes.com/sites/timtreadgold/2019/12/12/meteor-impact-site-in-australia-targeted-for-gold-and-rare-metals/#1c0ecd9a43fb
- 6. Strategic elements. https://www.strategicelements.com.au/
- 7. Павлюк В.Н., Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. О перспективах поисков месторождений золота в Голованевской шовной зоне Украинского щита // Геофизический журнал. – 2019. – Т. 41. – № 5. – С. 87-104.
- 8. *Yarrabubba* crater in WA outback world's oldest recognized impact structure. https://www.abc.net.au/news/science/2020-01-22/wa-crater-yarrabubba-meteorite-impact-worlds-oldest/11881786

УДК: 550.34; 550.343

О ПЕРИОДИЧНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ДАГЕСТАНА И ОКРЕСТНОСТЕЙ В XIX-XXI ВЕКАХ

Яковлев Ф.Л.¹, Стаховская Р.Ю.¹, Габсатарова И.П.²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; ²ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

Сейсмический процесс всегда проявляется неоднородно как в пространстве, так и во времени. Для понимания такой неоднородности разработаны многочисленные эмпирические и теоретические модели, например, иерархично-блоковая модель М.А. Садовского [1], линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель зон возникновении очагов землетрясений В.И. Уломова [2]. Такие модели позволяют, по крайней мере, описывать и объяснять неоднородный характер сейсмического процесса.

В одной из работ, описывающей свойства сейсмического процесса на Северном Кавказе было сделано наблюдение, в котором комбинируется размер блока с проявлением сейсмичности и некоторая цикличность сейсмичности во времени [3]. Указывалось, что основные очаги землетрясений отмечаются в районах городов Анапа – Сочи, в Кавказских Минеральных Водах и в районе городов Грозный – Махачкала. Накопленная статистика позволяла дать характеристику только для двух последних регионов. Были приведены характеристики скоростного разреза этих блоков и наклоны графика повторяемости. Для Дагестанской части Северного Кавказа была обнаружена некоторая квазицикличность сейсмического процесса, которая в данной работе будет нами изучена.

В первоначальном исследовании [3] из общего каталога землетрясений для некоторых площадок (полигоны 1-8, рис. 1) были отобраны частные каталоги. По этим каталогам были составлены графики «магнитуда – время», по которым были выделены квазициклы, основу которых составили события, максимальные для этих периодов. Общая длительность последовательностей составила около 155 лет (от 1830 г. до 1985 г.). Для этого поверх графиков выше всех событий вручную, интуитивным образом проводились прямые линии длительностью от 3 до 10 лет. При отсутствии событий линии не проводились (рис. 2, А). Было замечено, что длительность таких циклов составляет 10-30 лет. При статистической обработке всего материала обнаружилось, что длительность циклов (время после основного пикового события до следующего крупного землетрясения) имеет сильную корреляционную связь с магнитудой события. Это означало, что график уменьшения магнитуды событий внутри цикла мог иметь некоторый постоянный наклон. Самая сильная связь между параметрами такого рода наблюдалась для полигонов 5 и 6 (рис. 2, Б). Была также исследована зависимость коэффициента корреляции «магнитуда – длительность» от площади полигона и связь общей длительности циклов от площади полигонов (рис. 2, В, Г). Было найдено, что указанные связи наилучшим образом проявлены для полигонов 5 и 6, имеющих площадь 2×3 и 3×4 градусов (при предполагаемом идеальном 3×3 градуса [3]). Тем самым был установлен некоторый «оптимальный» размер блока, в котором сейсмический процесс показал значительную упорядоченность: в блоке меньшего размера закономерность еще не была сформирована, в блоке существенно большего размера она оказывалась уже «размыта» [3].



Рис. 1. Границы полигонов 1-8 на карте Дагестанской части Северного Кавказа, по материалам [3]



Рис. 2. Определение параметров квазицикличности в работе [3], с изменениями. *А* – построение огибающей для полигона 5 и параметры время / магнитуда для пиковых событий; Б – высокая корреляция значений «магнитуда – длительность» для полигона 5; В – зависимость коэффициента корреляции от площади полигонов; Г – зависимость суммарной длительности квазицикличности от площади полигонов

Указанный феномен представляет интерес по многим причинам, из которых наиболее очевидны две: (а) квазицикличность может указать на природу сейсмического процесса (модель такого процесса при проверке должна воспроизвести или объяснить такую квазицикличность) и (б) квазицикличность может послужить основой среднесрочного прогноза сейсмичности.

В настоящем исследовании предпринята попытка вернуться к работе [3] с двумя целями – 1) повторить результат, используя формализованный, по возможности методически строгий порядок выделения циклов и их описания, тем самым подтвердить или опровергнуть этот результат, и 2) посмотреть, произошло или нет искажение установленной ранее квазицикличности в результате сильнейших на Кавказе землетрясений Спитакского и Рачинского, имевших место за прошедшие 35 лет после 1985 года.

Для работы были использованы материалы Базы Данных «Сильные землетрясения и афтершоковые последовательности Кавказа» [4-5], из которых производились выборки событий для тех же восьми полигонов, что и в статье [3] (рис. 1) с добавлением данных за период времени 1985-2017 гг.

Поскольку для установления (подтверждения) сейсмичности требовались в основном наиболее сильные землетрясения, было принято решение использовать не весь каталог, а на первом шаге сделать выборку, в которой для каждого года было оставлено одно, самое сильное землетрясение (для всего каталога). Только после этого был проведен отбор событий для полигонов и построены графики «магнитуда – время», аналогичные сделанным ранее [3]. На следующем шаге, пользуясь ранее найденными закономерностями, был определен уровень «фоновой» сейсмичности (магнитуда 4, см. рис. 2, Б), на уровне которого, и ниже которого землетрясения «имели право» происходить в любое время.

Наиболее слабым местом приведенных выше построений [3] является интуитивный, «авторский» характер построения огибающей линии. В нашем случае мы воспользовались тем, что наклон графика падения магнитуды событий был фактически определен ранее, в работе [3]. В масштабах графика была проведена основная «теоретическая» линия уменьшения сейсмичности, а к ней были добавлены две параллельные, с общим размахом в 0.5 магнитуды. Такой интервал был введен из того соображения, что установленная ранее закономерность не будет совсем строгой, и некоторый разброс значений имел право на существование, тем более, что это соответствует средней точности определения магнитуд. Общая идея состояла в том, чтобы отбирать те события, которые попадали внутрь коридора, и следить за теми событиями, которые нарушали закономерность и оказывались выше этого коридора (рис. 3).



Рис. 3. Выявление квазицикличности в настоящей работе для части графика «магнитуда / время» для полигона 5. Пояснения в тексте. «Да» – положительное решение, «нет» – отрицательное. 1 – «пиковое» событие; 2 – «отскок»

Как показано на рис. 3, для графиков «магнитуда – время» для всех 8 полигонов было проведено выделение «квазициклов», для чего от каждого «пикового» события проводился коридор (светло-зеленый цвет) до уровня фоновой сейсмичности (желтая линия). Примерно от этой точки проводилась серая полоса (коридор), которая соответствовала короткому периоду роста сейсмичности: внутри этой полосы землетрясения «имели право» находиться, поскольку они соответствовали теоретической модели явления. Все выявленные «квазициклы» делились на «положительные», которые соответствовали теоретической модели («да» на рис. 3) и на «отрицательные», в которых наблюдались «отскоки» – землетрясения, сила которых превышала теоретически разрешенную («нет» на рис. 3).

После выделения квазициклов для каждого из них проводились две операции: назначалось время завершения цикла (которое принималось за «0») и пересчитывалось время всех более ранних событий как «время до завершения цикла», а также отбирались те события, которые попадали в полосу закономерного снижения магнитуд или превышали их. В этих новых субкаталогах события имели пары значений «магнитуда – время», которые в совокупности по физическому смыслу были аналогичны графику «магнитуда – длительность» (рис. 2, Б) и теоретическому графику падения магнитуд от времени (рис. 3). Дополнительно к этому собирались данные по длительности квазициклов для полигонов в двух видах: (а) только «положительные» и (б) «положительные» вместе с «отрицательными». Также в качестве вспомогательного материала вычислялся коэффициент корреляции для полигонов по параметрам субкаталогов «магнитуда – время до завершения квазицикла».

После получения всех этих материалов можно было перейти к решению вопроса о подтверждении или об отрицании выявленной ранее [3] закономерности падения магнитуды событий от времени и о размере «оптимального» блока. Эффективный прием выбора по коэффициенту корреляции в нашем случае не работает, поскольку сама процедура отбора событий, попадающих в полосу закономерного графика, предполагает наличие сильной корреляции – эти значения у нас менялись от 0.84 до 0.95. Разумеется, если в каком-то полигоне возникало большее количество «отскоков», чем в соседнем, то там коэффициент корреляции был меньше; но мы считаем, что использовать этот параметр будет все-таки некорректно. Основным приемом у нас было сравнение полигонов на графике «общая длительность квазициклов» - «площадь поли-



Рис. 4. Определение лучшего случая квазицикличности по суммарной длительности только положительных решений. Цифры у точек обозначают номера полигонов

гонов» (рис. 4). Последовательность точек здесь имеет в целом плавный характер и напоминает аналогичный график, полученный ранее (рис. 2, Γ). Тем самым было подтверждено наличие вполне определенного изменения уровня сейсмичности внутри «квазициклов» («теоретический» график падения максимально возможных магнитуд от времени, рис. 3), а также то, что «оптимальный» размер блока, в котором наблюдается такая квазицикличность, был приблизительно равен 3×3 градуса.

B заключение приведем график «магнитуда – время», на котором для полигона 5 собраны вместе все события внутри квазициклов с параметром длительности «до конца квазицикла» и отвечающие трем ситуациям: попадающие на полосу закономерного падения магнитуд, попадающие выше нее («отскоки») и ниже нее до фонового значения (рис. 5). Хорошо видно, что основное количество событий укладывается в предполагаемую закономерность: снижение магнитуды землетрясения от «пикового» события до фонового по постоянному линейному графику или ниже него. Количество «отскоков», нарушающих эту закономерность, незначительно; четыре из шести таких отскока произошли во время или после Рачинского землетрясения, в том числе - два наиболее сильных «отскока».

Можно утверждать, что сильнейшее Спитакское землетрясение 1988 г. на обсуждаемой закономерной последовательности событий в Дагестанской части Северного Кавказа никак не отразилось. Рачинское землетрясение 1991 г. и ареал его афтершоков попадают на полигоны 1-8, а основной толчок этого землетрясения находится на



Рис. 5. Кумулятивный график «магнитуда / время до конца квазицикла», полученный путем суммирования всех эпизодов (позитивных и негативных) для полигона 5. Зеленой полосой показан теоретический наклон графика падения магнитуды от времени. Красные точки внутри желтых ареалов обозначают «отскоки», нарушающие гипотетическую закономерность

краю полигона 8. В связи с этим последовательность событий предпоследнего квазицикла 1970-2005 гг. для лучшего полигона номер 5 искажена четырьмя «отскоками». Однако по-

следний, незавершенный квазицикл 2008-2016 гг., в этом полигоне пока не показывает признаков искажения. В связи с этим, вероятно, можно предположить, что искажающее влияние Рачинского землетрясения на обсуждаемую квазицикличность ограничено во времени. Окончательный вывод можно будет сделать после 2030 года, когда завершится квазицикл, начавшийся в 2008 году.

Обнаруженная ранее и подтвержденная квазицикличность может быть использована для среднесрочного прогноза землетрясений (для полигонов 5 и 6), за исключением коротких периодов нарастания сейсмичности. Закономерность указывает на невозможность предсказания магнитуды пикового события, магнитуды которых обычно находятся в интервале 4.8-6.5. Общий характер сейсмичности рассмотренного региона открывает интересные перспективы по выдвижению и проверке моделей сейсмического процесса.

Вывод. Подтверждена установленная ранее закономерность развития сейсмичности в пределах Дагестанской части Северного Кавказа как квазициклического процесса, наблюдаемого в наиболее чистом виде в пределах блока размером 3×3 градуса.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Садовский М.А. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко. М. : Наука, 1987. 100 с.
- Уломов В.И. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / Уломов В.И., Шумилина Л.С. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – 57 с.
- Блоковая сейсмичность Северного Кавказа / Захарова А.И., Старовойт О.Е., Яковлев Ф.Л. Под ред. М. А. Садовского // Дискретные свойства геофизической среды. – М. : Наука, 1987. – С. 137-148.
- Габсатарова И.П. Современный сводный каталог землетрясений Кавказа: проблемы создания и пути совершенствования / Габсатарова И.П., Борисов П.А. / Под ред. А.А. Маловичко // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных : Материалы XII Международной сейсмологической школы. – Обнинск : ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 105-109.
- 5. Габсатарова И.П., Борисов П.А. Сильные землетрясения и афтершоковые последовательности Кавказа. Свидетельство о государственной регистрации в Реестре баз данных № 2018620251 от 12 февраля 2018 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Вместо предисловия	3
Надёжка Л.И., Альбеков А.Ю., Чернышова М.Н. Николай Михайлович Чернышов – геолог, учёный, учитель, организатор	5
Дубянский А.И., Надёжка Л.И., Силкина Т.Б. К 90-летию со дня рождения Андрея Петровича Таркова	8
Никонов А.А. Счастливый месяц на Ладоге в 2001 году с Юрой Щукиным	10
Надёжка Л.И., Старовойт О.Е., Маловичко А.А., Семёнов А.Е., Семёнов М.Е. Сей- смологические наблюдения на территории Воронежского кристаллического массива вчера-сегодня-завтра (сейсмологическим наблюдениям 25 лет)	14
Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Основные черты новейшей геодинамики Вол- го-Уральской антеклизы	20
Айзберг Р.Е., Грибик Я.Г. Литосфера Припятского и Днепровского палеорифтов	24
Александров П.Н., Непеина К.С., Баталева Е.А. Макроанизотропные электромагнит- ные параметры микронеоднородной горной породы Александров П.Н., Непеина К.С., Баталева Е.А. Макроанизотропные параметры мик-	28
ронеоднородной горной породы Аптикаева О.И. К вопросу о взаимообусловленности процессов в литосфере и атмо- сфере в условиях изменяющихся внешних воздействий	36 40
Аптикаева О.И. Положение очага Рачинского землетрясения 1991 г. в поле поглоще- ния поперечных волн	44
Аракелян Ф.О. Анализ записей землетрясений в Охотском море 24.05.2013 05:44:47 и в Пакистане 16.04.2013 10:44:17, зарегистрированных сетью РССК на площадках АЭС	49
Аракелян Ф.О., Ракитов В.А. Структура земной коры и сейсмичность юго-запада Ар- мении по данным глубинных сейсморазведочных работ методом МОВЗ Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В. Активизация верхнекоровой сейсмичности	54 57
конвергентных зон Севернои Евразии	62
Аузин А.А. Геофизическое обследование инженерных сооружений	67
<i>Баженова Г.Н.</i> Зоны анортозитизации и их роль в докембрии Алдано-Станового региона (на примере Каларского массива анортозитов)	71
Баженова Г.Н. Особенности тектонического развития и состав траппов очаговых зон западной части Сибирской платформы	72
Бакунович Л.И. Распределение плотностных неоднородностей в земной коре Бело- морья	74
Барыкина О.С. Разрывные нарушения как особые структурно-вещественные ком- плексы	77
Боровский М.Я., Богатов В.И., Сурков А.Д. Геолого-геофизическое строение совре- менной границы Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины	81
Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А. Мантийные землетрясения Крымско-Кавказского ре-	86
Варданян А.А., Трубихин В.М., Стаховская Р.Ю. Палеовековые вариации геомагнитно- го поля в верхнем плиоцене (Западная Туркмения, разрез Иссу) Габсатарова И.П. Платформенная сейсмичность на Северном Кавказе	91 96
Гараева Т.Д., Гусейнова А.Р., Мехтиев Ш.Э., Ашурлу А.А. Магнитостратиграфиче- ская шкала продуктивной толщи Абшеронского полуострова	101

Гатинский Ю.Г., Прохорова Т.В. Геодинамика и сейсмичность Восточно-Азиатской	106
Григорян А.Г., Лиходеев Д.В. К вопросу об участии флюидов в сейсмических про- чессах	111
Гусева Т.В., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К., Передерин В.П. Совре- менные деформации и сейсмичность на Северном Кавказе	115
<i>Денисенко И.А., Лунина О.В.</i> Сейсмогенные смещения в зоне Зундукского разлома по ланным георалиолокации (Байкальский регион)	120
<i>Дмитриева И.Ю., Саяпина А.А., Багаева С.С., Горожанцев С.В.</i> Макросейсмические про- явления ощутимых землетрясений 2018 года в центральной части Северного Кавказа <i>Дубянский А.И.</i> Использование псевдорелеевских волн для оценки сейсмической энер-	124
гии массового карьерного взрыва Ефременко М.А., Золототрубова Э.И., Ежова И.Т., Пивоваров С.П. Влияние геологи- ческих условий на характер записей волновых форм промышленных взрывов Жигалин А.Д., Крахина Е.А. Воздействие космической энергии на активизацию земных	129
процессов	136
Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Идармачев И.Ш. Исследование электрических пара- метров оползневого массива в районе Чиркейского водохранилища	147
Канониди К.Х., Боборыкина О.В., Надёжка Л.И., Паншин Е.А. Подготовка кварцевых магнитовариационных станций для геофизической обсерватории «Галичья гора»	151 158
<i>Кендирбаева Дж.Ж.</i> Типизация пространственно-временной морфологии гидрогео- химических и гидродинамических траекторий Кыргызстана при сейсмической ак- тивизации	160
Коган Л.П., Канониди К.Х. Кислицын Д.И. Обнаружение зависимостей с высокой сте- пенью детерминированности при анализе процессов подготовки землетрясений в реги- оне черного и средиземного морей, ближнего и среднего востока Косинова И.И., Бударина В.А., Павловский А.И. Методические основы определения критериев эколого-геофизических оценок территорий крупных горнодобывающих	165
районов Кочемасов Г.Г. Тектонически связанные парные континентальные структуры в Европе и Америке: Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза и Канадский щит – Мекси- канский бассейн <i>Кузин А.М.</i> Типы флюидной зональности земной коры (континентальная кора)	170 173 178
Кузин А.М. Типы флюидной зональности земной коры (океаническая кора)	183
Кузьмин Д.К. Моделирование современного напряженно-деформированного состояния раздвиговых разломов	188
<i>Кузьмин Ю.О.</i> Взаимосвязь деформационных и сейсмических процессов в современ- ной геодинамике	193
for a short-term warning of a destructive earthquake using neural network modeling	198 204
<i>Литовченко И.Н.</i> О некоторых физических параметрах в очагах землетрясений земли	208
<i>Лунина О.В., Гладков А.С.</i> Современные разрывы в дельтовых отложениях мыса Рытый на северо-западном побережье озера Байкал по данным аэрофотосъемки	212

Макарова Н.В., Суханова Т.В., Макеев В.М. Структурно-геоморфологические и гео-	
динамические условия территории размещения Нововоронежской атомной электро-	
станции	215
Макеев В.М., Гусельцев А.С., Кравченко И.М. Инженерно-геологические особенности	
площадки АЭС «Бушер» в связи с расширением строительства	219
Matova M., Glavcheva R. Geological and seismic impacts on UNESCO protected Ivanovo	/
Rock monasteries (ne Bulgaria)	224
Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Исаков С.И. Коллизионная, субмеридиональная тре-	
щиноватость горных пород Восточного Кавказа (Дагестан)	229
Мельников В.А., Говоров Б.Д. Проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений,	
функционирования стратегически важных и экологически опасных объектов. Влияние	
магнитных бурь на энергетическое состояние земли. Вклад Крымского института сейсмоло-	
гии в решение проблемы краткосрочного прогнозирования землетрясений. Проблемы сей-	
смоконтроля и сейсмопрогнозирования в Африке, Австралии, Новой Зеландии	233
Минц М.В., Глазнев В.Н., Муравина О.М., Соколова Е.Ю., Афонина Т.Б. Геолого-	
геофизические модели Транс-Гудзонского внутриконтинентального орогена, Свеко-	
феннского аккреционного орогена и Карельского кратона: синтезис	238
Муралиев А.Н., Кендирбаева Дж.Ж., Малдыбаева М.К. К вопросам динамики взаимо-	
связи между механизмами очагов землетрясений и параметрами гидрогеологических	
полей Кыргызстана	242
Нагорный В.В., Пигулевский П.И., Свистун В.К. О разработке методики краткосрочно-	
го прогнозирования землетрясений по колебаниям уровня воды в скважинах	247
Никонов А.А. Новый тип скальных сейсмодеформаций при сильных землетрясениях:	
его характеристика и значимость при палеосейсмогеологических реконструкциях	253
Никонов А.А. Северо-двинский активный разлом на севере Восточно-Европейской	
платформы: особенности структуры и сейсмические проявления	257
Никонов А.А., Шварев С.В. Опыт оценки долговременной сейсмической опасности на	
Фенноскандинавском щите с использованием каталогов землетрясений разной полно-	
ты (охваченного времени)	261
Павленкова Н.И., Иогансон Л.И. Геодинамический феномен Черноморско-Кавказско-	
Каспийского региона	264
Полетаев А.И. Тектоническая «Рама» Российского сектора Евразии и её возможная	• • • •
геодинамическая природа	269
Пономарева Т.А. Взаимосвязь физических полей с особенностями геологического	
строения Щучьинского района	274
Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Палеозойские структурно-вещественные	
комплексы запада Туранской плиты	276
Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Триасовые структурно-вещественные	
комплексы запада Скифской плиты и их нефтегазоносность	279
Разиньков Н.Д. Оценка сейсмических рисков для пруда-охладителя 5-го блока НВАЭС	283
Ракитов В.А. Алексанова Е.Л. Андреев В.С. Ганжа О.Ю. Недядько В.В. Лаврик Е.В.	
Чернышев ЮГ Глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области по ланным	
МОВЗ и МТЗ влопь профиля Бийск-Телецкое озеро	286
Ребенкий ЮЛ О лвижущих силах питосферных плит и поле глобальных коровых	
напряжений земли	291
Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Габсатарова И.П. Глубинное строение и кинематика	
тектонических лвижений в зоне Сальского землетоясения 2001 г. на основе новых гео-	
физических ланных	297
Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А И	
Глубинное строение и современная геодинамика зоны сочленения Восточно-	
Европейской платформы и Скифской плиты на основе новых сейсмотектонических	
и геофизических данных	297
1	

<i>Родина С.Н., Горбатов Е.С.</i> Реконструкция долговременного сейсмического режима на Северо-Западе России по палеосейсмологическим данным (на примере Кандалакш- ского грабена Белого моря)	302
Рыбин А.К., Александров П.Н. Анализ данных геофизического мониторинга на основе понятия вектора современных геодинамических процессов	307
Санина И.А., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л. Применение отношения лога- рифма спектральных амплитуд волн Р и Lg для идентификации взрывов на карьере «Афанасьевский»	313
Семёнов А.Е., Надёжка Л.И., Сафронич И.Н., Ежова И.Т. Характер и интенсивность сейсмических воздействий горнопромышленных комплексов на литосферу Воронеж- ского кристаллического массива	317
Семёнов М.Е., Семёнов А.Е., Комаринский Е.В. Гистерезисная модель диссипации сей- смической энергии	321
Сенцов А.А., Агибалов А.О. Новейшая геодинамика Балтийской синеклизы и Воронеж- ской антеклизы	324
Силкин К.Ю. Использование вейвлет-анализа как дополнительного критерия при иден- тификации природы сейсмического события	328
Сироткина О.Н., Уманская А. А., Фоменко И.К., Горобцов Д.Н. Структурно-геоморфо- логическое исследование района Цимлянского водохранилища Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н. Элементы преемственности в развитии неотектониче-	335
ской структуры Охотско-Колымского региона	340 345
Толстова А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Тектоническая память эволюционно изменяющейся геологической среды котловины Агульяс, Южная Атлантика Трегуб А.И., Шевцов Д.Е. Цифровые модели рельефа при изучении новейшей тектонической структуры (на примере востока Воронежского кристаллического массива) Фаттахов Е.А. Геодинамические наблюдения на подземных хранилищах газа	350 354 358
Харитонов А.Л. Разработка спутниковой системы для прогноза сейсмической и эколо- гической опасности на территории Российской федерации Харитонов А.Л. Геолого-геофизический анализ некоторых палеомантийных плюмов, расположенных на территории Восточно-Европейской платформы и их связь с место-	364 368
Харитонов А.Л. Некоторые результаты применения многоуровневых аэромагнитных съемок в сопредельных районах Восточно-Европейской платформы	373
<i>Харитонов А.Л.</i> Исследование взаимосвязи геомагнитных аномалий, полученных по данным спутника «Magsat», с очагами сейсмической активности в зоне расположения Южно-Китайского палеомантийного плюма	377
Харитонов А.Л. Результаты математической обработки геомагнитных данных, измеренных со спутников «Magsat», «Champ» над регионом восточно-европейской плат-	381
Шаров Н.В. Онежская параметрическая скважина вскрыла самую древнюю в мире толшу каменной соли	385
Якимчук Н.А., Корчагин И.Н. О возможности использования мобильных прямопоиско- вых методов для поисков скоплений технических микро-алмазов (лонсдейлитов)	390
ков расположения гранитных массивов с использованием мобильных прямопоисковых методов	395
резонансной обработки спутниковых снимков и фотоснимков на месторождениях и рудопроявлениях золота	400
Яковлев Ф.Л., Стаховская Р.Ю., Габсатарова И.П. О периодичности проявления сей- смичности Дагестана и окрестностей в XIX-XXI веках	405

Научное издание

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВОЙСТВА, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Материалы XXII Всероссийской с международным участием научно-практической Щукинской конференции Воронеж, 22–25 сентября 2020 г.

Оформление обложки: К.Ю. Силкин Компьютерная вёрстка: Т.Б. Силкина Технические редакторы: И.Т. Ежова, М.А. Ефременко

Подписано в печать 10.09.2020. Формат 60×84/8. Усл. п. л. 48,1. Тираж 150 экз. Заказ 353

> Издательский дом ВГУ 394018 Воронеж, пл. Ленина, 10

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии Издательского дома ВГУ 394018 Воронеж, ул. Пушкинская, 3

