_

_

Номер 4, 2021

=

ОБЗОР

Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов.	
Обзор современного состояния вопроса Г. Г. Кочарян	3
1	
Объемные токи современного магнитного диполя в ядре Земли	
С. В. Старченко, А. Ю. Смирнов	42
Кавказ и Каспий: топография глубинных сейсмических границ	47
Draumannan an ann an	۲ <i>۲</i>
В. В. Белявский	61
Ранние проявления краткосрочных предвестников в динамике напряженно-деформированного состояния Южной Калифорнии	
В. Г. Бондур, М. Б. Гохберг, И. А. Гарагаш, Д. А. Алексеев	78
Пространственное распределение повторных толчков в условиях техногенной сейсмичности	
С. В. Баранов, А. Ю. Моторин, П. Н. Шебалин	91
Следы сильных разрушительных землетрясений в Ханском дворце и его окрестностях (Бахчисарай, Крым)	
Д. А. Моисеев, А. М. Корженков, А. Н. Овсюченко, Е. А. Рогожин, А. С. Ларьков	101
Вариации электрических характеристик приземной атмосферы при сильных землетрясениях. Результаты наблюдений	
С. А. Рябова, А. А. Спивак	120
Спектр отношения <i>H</i> /V сейсмического шума можно обращать совместно с приемными функциями	
И. М. Алешин, А. Г. Гоев, Г. Л. Косарев, Д. А. Преснов	133
ДИСКУССИЯ	
О геосейсмических шумах и гелиосейсмических колебаниях	
А. В. Гульельми, О. Д. Зотов	142
Спектральный анализ профильных топографических данных с помощью модифицированных F-аппроксимаций	
И. Э. Степанова, И. А. Керимов, А. А. Спесивцев, В. А. Тимофеева, П. С. Михайлов	148
Правила для авторов	158

УДК 550.34,551.24,622.83

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ СКОЛЬЖЕНИЯ В ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ. ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОПРОСА¹

© 2021 г. Г. Г. Кочарян^{1, 2, *}

¹Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия ²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный, Россия *E-mail: gevorgkidg@mail.ru Поступила в редакцию 14.02.2021 г. После доработки 25.02.2021 г. Принята к публикации 03.03.2021 г.

В статье проведен обзор актуальных публикаций, посвященных процессу зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам земной коры. Рассмотрены различные аспекты проблемы — от структуры участков локализации скольжения до инициирования динамических разрывов экзогенными факторами. Судя по опубликованным работам, в настоящее время наблюдается явная тенденция перехода от исследования отдельных эффектов к изучению взаимодействий подмножеств соответствующих процессов в нескольких пространственных и временных масштабах с целью определения потенциальных взаимосвязей различных явлений. Усилия многих научных групп, работающих в области физики очага землетрясения и разломообразования, направлены в сторону создания расчетной модели, основанной на физических принципах и успешно выполняющей прогностические функции. Обзор демонстрирует комплексность и мультимасштабность этой задачи, освещает полученные в последнее время результаты и трудности на пути достижения цели. Сформулированы некоторые перспективные направления развития геомеханики разломов так, как они представляются автору.

Ключевые слова: разлом, режимы скольжения, очаг землетрясения, трение, контактное взаимодействие. **DOI:** 10.31857/S0002333721040062

ВВЕДЕНИЕ

Разломы занимают лишь небольшую долю в объеме земной коры. Тем не менее, их роль в жизни Земли трудно переоценить. Разломные зоны являются связующим звеном между земными недрами и биосферой, каналами перемещения флюидов, структурами, адаптирующими напряжения, накапливаемые в коре. К разломам часто приурочены месторождения полезных ископаемых, гидротермального тепла, границы осадочных бассейнов, содержаших запасы углеводородов и т.д. Если геология изучает разломные зоны, фактически со времени зарождения этой науки, то в последней трети XX в. круг специалистов, исследующих процессы, приуроченные к этим участкам коры, существенно расширился. Сформировались научные коллективы, состоящие из геологов и геофизиков, сейсмологов и механиков, физиков и специалистов в численных методах, которые за последние 30 лет достигли значительных успехов в продвижении по пути построения обобщенной модели деформирования разломных зон. Тенденция такого объединения усилий, объясняемая сложностью задачи и резким увеличением объема поступающей инструментальной информации, началась, пожалуй, в 90-е гг., хотя отдельные группы исследователей, например в ИФЗ АН СССР, Ленинградском Физтехе, Ламонтской обсерватории (США), осознали это значительно раньше. Предлагаемый обзор призван, в какой-то мере, осветить достижения последних 30 лет в области геомеханики разломов.

После осознания роли блочного строения земной коры стало ясно, что для создания прогностических моделей деформационных процессов необходимо учитывать множество связанных физических явлений, происходящих на разных про-

¹ Эта статья – обзор, подготовленный в рамках проекта РФФИ победителем конкурса "Экспансия 2020" Г.Г. Кочаряном.

странственных и временных иерархических уровнях. Пространственные масштабы деформационных процессов простираются от 10⁵-10⁶ м (протяженности разрывов крупнейших землетрясений и характерных размеров систем разломов) до 10⁻⁶-10⁻⁵ м (среднего размера частиц породы в заполнителе зоны магистрального сместителя разлома). Еще более широки соответствующие временные рамки: от ста тысяч лет - характерного времени неотектонических процессов – до миллисекунд — времени нарастания скорости скольжения в некоторых моделях распространения разрыва, например [Соссо, Bizzarri, 2002]. Множество разномасштабных факторов, физических и химических процессов, действующих в разное время на протяжении деформационного цикла, определяют место и время зарождения разрыва, скорость его распространения, динамику сдвига и, наконец, остановку.

Динамические подвижки, главным образом по уже существующим разломам земной коры, являются источниками неглубоких землетрясений. Если наиболее сильные землетрясения происходят, чаще всего, на крупнейших разломах, границах плит, то очаги многих, если не большинства, средних и небольших землетрясений расположены либо в зонах влияния этих крупнейших разломов, либо на более мелких разрывных нарушениях, в том числе и в континентальных областях.

Структура разломной зоны сложна и существенно различается на поверхности и на сейсмогенных глубинах. Построение адекватной структурной модели является непременным условием продвижения в понимании того, как организован процесс деформирования и какие явления доминируют в том или ином пространственно-временном диапазоне. Именно поэтому данный обзор начинается с анализа сведений, полученных в последние годы о структуре зоны скольжения разломов.

Разломы не являются плоскими: как мелкомасштабная шероховатость, так и более крупномасштабные особенности существенно влияют на динамику скольжения.

Ядро сейсмогенных разломов включает сильно локализованные слои сдвига, по которым происходит основная часть косейсмических и более медленных перемещений. Большое количество публикаций посвящено исследованию особенностей сопротивления таких слоев сдвигу.

Свойства зоны влияния разлома, процессов разрушения и залечивания, присутствие флюидов и их перетоки во многом определяют закономерности распространения разрыва и особенности излучения сейсмической волны.

Недавние наблюдения показали, что для разломов характерен гораздо более широкий диапазон режимов деформирования, чем изначально предполагалось. Быстрые динамические явления сосуществуют с гораздо более медленными движениями, которые могут играть существенную роль в инициировании динамических разрывов.

Пространственные и временные условия старта и остановки динамических разрывов до сих пор, несмотря на предпринимаемые усилия, представляют, пожалуй, крупнейшую загадку науки о землетрясениях. Слабые сейсмические события и асейсмические процессы, события в ионосфере и вариации атмосферного давления, разнообразные процессы, связанные с флюидами, антропогенная деятельность перераспределяют тектоническую нагрузку, изменяют свойства разломных зон и, следовательно, могут влиять на место зарождения, время и свойства возможных крупных событий.

Подавляющее большинство цитируемых источников были опубликованы после 2000 г. Стремление осветить наиболее актуальные публикации в отдельных случаях вступало в конфликт с приоритетом более ранних исследований, однако ограниченный объем статьи не позволил сослаться на все работы, лежащие в основе рассмотренных проблем, о чем автор искренне сожалеет. Ссылки на эти публикации можно найти в более ранних обзорах и монографиях.

СТРУКТУРА ЗОНЫ СКОЛЬЖЕНИЯ РАЗЛОМОВ

Проведенные в последние 30 лет геолого-геофизические исследования "*in situ*" внесли значительный вклад в существовавшие представления о структуре разломных зон и происходящих в них деформационных процессах. Большая часть сведений была получена при обследовании участков разломных зон, поднятых (эксгумированных) в ходе геологической истории с большой глубины.

При всей сложности таких объектов, как крупные разломные зоны, систематические исследования позволили выявить и общие ключевые черты строения их ядра, и определенные различия в зависимости от генезиса и истории деформирования. Получены детальные сведения о толщине основной зоны локализации сдвига [Chester et al., 1993; Sibson, 2003; и др.], структуре очага динамической подвижки по данным исследования жил псевдотахилита [Rowe et al., 2018; и др.], P-T-условиях [Faulkner et al., 2006; Ружич и др., 2018а; 2018б; и др.], гидромеханических свойствах разломных зон и распределении повреждений вокруг разломов, которые определяют характеристики разрыва и перетоки флюида [Evans et al., 1997; Faulkner et al., 2018; и др.].

Одним из важных достижений стало установление факта исключительно высокой локализации сдвига по сейсмогенным разломам. Было обнаружено, что макроскопические перемещения оказываются не распределенными по толщине зоны материала, ранее разрушенного в процессе сдвига, а локализованными вдоль узкой поверхности скольжения ("зона магистрального сместителя", "principal slip zone" (PSZ)). Эти образования неоднократно в течение длительного времени аккумулируют большую часть деформации. Важным открытием является то обстоятельство, что толщина этого слоя (пространственная протяженность в направлении, перпендикулярном плоскости разлома), по крайней мере при исследованиях разломов, эксгумированных с достаточной глубины, может быть очень узкой. Сдвиги часто происходят внутри ультракатакластических, глиносодержаших зон толшиной в десятки-сотни миллиметров ("ядро разлома", "магистральная часть разлома"), но участок основного косейсмического сдвига может быть локализован внутри этого ультракатаклазитового ядра в зоне толщиной менее 1-5 мм. Километры (!) относительного перемещения могут происходить в таких узких слоях [Chester, Chester, 1998; Sibson, 2003; Wibberley, Shimamoto, 2003; Faulkner et al., 2003; Sutherland et al., 2012].

Так, например, по данным [Chester, Chester, 1998], на одном из участков разлома Punchbowl fault из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклазитового ядра. При этом внутри слоя толщиной от 4 см до 1 м обнаруживается довольно плоская непрерывная поверхность, которая служила поверхностью магистрального сместителя при последних нескольких километрах перемещения. Она представляет собой слой ультракатаклазитов около 1 мм толщиной [Chester et al., 2005]. Столь большие перемещения свидетельствуют о том, что эти образования могут оставаться стабильными в течение долгого времени, несмотря на происходящие на разломе динамические и медленные подвижки.

Индивидуальные зоны магистрального сместителя редко могут быть прослежены более чем на несколько сотен метров, хотя предполагается, что их протяженность может достигать многих километров [Sibson, 2003]. Вполне вероятно, что на определенных этапах деформирования может иметь место "взаимодействие" отрезков магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних. Картина объединения кулисообразных трещин в единую систему была продемонстрирована в численном эксперименте, детально описанном в работе [Кочарян, 2016]. Результаты расчета показывают, что ширина участка локализации межблоковых перемещений на порядки меньше, чем мощность участков дробления материала при сдвиге.

Зоны локализации скольжения обычно выполнены зернистым материалом с широким гранулометрическим составом от нескольких нанометров до нескольких десятков микрон [Chester et al., 2005]. Прочность многих из этих частиц исключительно велика из-за минимального количества внутренних дефектов. В англоязычной литературе этот материал называют *gouge*. Далее мы будем использовать этот термин, который, скорее всего, не имеет точного перевода. Наиболее близким к нему в русскоязычной научной литературе является термин "разломная глинка трения".

Зоны скольжения некоторых разломов состоят из одной узкой зоны сдвига, что обычно характерно для разломов с большой кумулятивной амплитудой перемещения, эксгумированных с сейсмогенных глубин [Chester, Chester, 1998; Sibson, 2003]. В то же время детальный анализ микроэлементного состава [Rabinowitz et al., 2015] и микротрещиноватости [Keren, Kirkpatrick, 2016] кернов осадочных пород при бурении разрыва землетрясения Тохоку выявил, что перемещение могло происходить не только внутри тонкого слоя разупрочняющейся пелагической глины, как предполагалось ранее [Kirkpatrick et al., 2015], но и еще по нескольким полосам внутри 15-метрового слоя осадочных пород.

В недавней работе [Rowe et al., 2018] сформулирован новый набор критериев, позволяющих определить, какие из обнаруживаемых на обнажении жил псевдотахилитов образовались во время одного и того же землетрясения. Авторы применили свой метод для картирования на обширной эксгумированной древней разломной зоне сетей разрывов, относящихся к одному и тому же землетрясению. Им удалось обнаружить свидетельства сложного строения сейсмогенных разрывов с множеством сместителей, пересекающихся под углами от 0° до ~55°. Были выявлены участки ветвления и коалесценции разрывов, а также зоны "скопления небольших разрывов, связывающих два более длинных". Впрочем, в работе [Lin, 2019] разветвленная сеть жил псевдотахиллитов связывается с инжекцией расплава и раздробленного материала во вторичные трешины в результате термического повышения давления, вызванного трением при косейсмическом скольжении. Заметим, что некоторые сейсмологические и геодезические наблюдения также свидетельствуют о сложной геометрии очагов ряда землетрясений, однако разрешение этих методов позволяет выявить комплексность разрыва, как правило, лишь для событий с большими магнитудами [Hamling et al., 2017; и др.].

Если в 1980—2000-х гг. большая часть исследований структуры сейсмогенных разломов основывалась на результатах исследований денудированных фрагментов, то за последние два десятилетия в рамках обширной программы Deep Fault Drilling Project на многих участках суши и океанического дна были осуществлены проекты по бурению через активные разломные зоны.

Было выполнено бурение разломов Сан-Андреас (проект SAFOD), Nojima (землетрясение M = 7.2, 1995 г., Кобе); Chelungpu (землетрясение Chi-Chi, M = 7.6, Тайвань, 1999 г.); Wenchuan (Тохоку. M = 9.0, 1911 г., Alpine Fault и Kovna). Хотя глубина скважин была относительно невелика -1-3 км - эти исследования являются единственной возможностью достоверно установить, что происходит при динамическом скольжении по разлому в натурных условиях при давлениях порядка килобара. Они позволили получить уникальные данные о строении разломной зоны, *P*-*T*-условиях в зоне скольжения, фрикционных свойствах разломного gouge, проницаемости, процессах массопереноса и быстрого залечивания зоны поврежденного материала. К сожалению, из-за возникших технических сложностей, пока незавершенным остается амбициозный проект NanTro-SEIZE по глубинному бурению Нанкайского меганадвига, в котором поставлена задача достичь зоны межплитного разлома на сейсмогенной глубине около 5200 м под уровнем морского дна [Tobin et al., 2020]. Несмотря на то, что скважина достигла глубины 3262.5 м под уровнем дна рекордной на сегодняшний день для научного бурения в океане, – попытка достичь зоны меганадвига пока не увенчалась успехом.

Детальный обзор результатов бурения зоны Сан-Андреас, разломов Nojima, Chelungpu и землетрясения Тохоку приведен в монографии [Кочарян, 2016]; там же приведены и ссылки на основные работы.

Бурение через Альпийский разлом в Новой Зеландии, который находится в конце своего 200-400-летнего сейсмического цикла (землетрясение $M \sim 8$ в 1717 г.), продемонстрировало необычайные аномалии температуры и давления флюида. Был обнаружен большой температурный градиент 12-15°C на 100 м глубины (при среднем значении для региона около 3°C/100 м) в окрестности основной зоны скольжения. При этом, по оценкам [Sutherland et al., 2017], латеральные изменения температуры и давления флюида могут превышать 50°С и 4 МПа соответственно, на отдельных участках температура порового флюида может превышать 200°С на глубине всего 1 км, а скорости перетока флюида составляют 10⁻⁶-10⁻⁷ м/с. что на 2-3 порядка выше региональных [Janku-Capova et al., 2018]. В зоне влияния разлома выявлен уровень минерализации трещин существенно выше фонового [Sutherland et al., 2012]. Авторы [Janku-Capova et al., 2018] связывают наблюдаемые эффекты, главным образом с тем, что центральная часть разлома является фактически непроницаемой, что приводит к активной циркуляции метеорных флюидов в висячем крыле, динамическому ослаблению разлома из-за термического повышения порового давления и быстрому кальцинированию трещин в зоне влияния. Исследование фрикционных свойств извлеченных из скважины образцов показало очень низкие значения коэффициента трения как для катаклазитов, так и для gouge. Эксперименты на влажных образцах смектитового gouge из PSZ продемонстрировали необычайно низкие значения пикового (0.1-0.2) и остаточного (0.03-0.09) коэффициентов трения при скоростях скольжения порядка 1 м/с, а также низкие значения удельной энергии разрушения ($Eg = 0.01 - 0.69 \text{ МДж/м}^2$) [Boulton et al., 2017].

Крупный проект осуществлен в Китае, где вдоль двух субпараллельных разломов, по которым произошло косейсмическое смещение при землетрясении $M_S = 8.0, 2008$ г., было пробурено шесть скважин глубиной от 552 до 2339 м [Xu, Li, 2019]. Скважины пересекли плоскость косейсмичекого разрыва на глубинах от 589 до 2065 м. Каждой скважиной было вскрыто несколько разломных зон, каждая из которых содержала не одну, а несколько зон сместителя. По результатам петрологического и структурного анализа кернов и скважинных исследований в каждой скважине были идентифицированы PSZ землетрясения 2008 г., которые, располагаясь в сантиметровых слоях свежего черного gauge с размерами зерен <10 мкм, имели толщину в доли миллиметра [Li, 2013]. Методом рентгеновской дифракции было обнаружено, что материал в слое gouge обогащен графитом. Присутствие графита в зоне скольжения может являться индикатором достижения высоких температур и давлений в процессе скольжения, вероятно, из-за повышения давления при нагреве во время проскальзывания по разлому [Lin, 2017]. Непрерывный контроль проницаемости зоны повреждения разлома в течение 18 мес. позволил зарегистрировать быстрое снижение проницаемости в результате заживления разлома [Xue et al., 2013]. Интересно, что этот тренд был прерван резким увеличением проницаемости, причем, по мнению авторов, это произошло в результате воздействия сейсмических колебаний от удаленных землетрясений.

ГЕОМЕТРИЯ ПОВЕРХНОСТИ СКОЛЬЖЕНИЯ

Локализация процесса косейсмического сдвига в узкой области неизбежно ставит вопрос о геометрии поверхностей скольжения. Хорошо известно, что разломы не являются плоскими и сегментированы по диапазону масштабов, причем как мелкомасштабная шероховатость, так и более крупномасштабные сложности (изгибы, перескоки) должны существенно влиять на динамику скольжения.

Интуитивно ясное понятие "шероховатость" определяется инженерами как совокупность неровностей поверхности с относительно малыми шагами, выделенная с помощью базовой длины [Анурьев, 2001], что фактически представляет собой способ оценки этого параметра путем контактного или бесконтактного измерения с помощью профилометра, атомно-силовой микроскопии, лидаров, интерферометрии и т.д. Среднюю высоту неровностей делят на длину профиля: более высокие пропорции указывают на более грубые поверхности. Многочисленные измерения позволили установить, что шероховатость реальных поверхностей горных пород связана с масштабом наблюдений как:

$$A_{av} = KL^{\xi},\tag{1}$$

где: A_{av} — средняя высота шероховатости на масштабе L; K — постоянный множитель; ξ — показатель или степень шероховатости.

Количественные описания шероховатости поверхностей в масштабе от долей нанометров до десятков метров как для природных объектов, так и для лабораторных экспериментов, были получены во многих работах, очертив в качестве наиболее приемлемых величины $\xi \sim 0.8$, а $K \sim 10^{-3} - 10^{-2}$ (подробнее см. [Кочарян, 2016]).

В экспериментах последних лет, проводимых с горными породами [Chen et al., 2020], на микроуровне подтверждены положения, установленные ранее для промышленных материалов: нормальное напряжение на соприкасающихся неровностях (в сейсмологии широко распространен термин *asperity*) σ_A можно грубо считать независимым от номинального приложенного нормального напряжения σ_n :

$$\sigma_A \approx E \mathrm{tg} \theta, \tag{2}$$

где θ — локальный наклон неровности, а *E* — модуль Юнга геоматериала.

При этом существует некоторый критический угол θ_c , такой, что выступы с $\theta_1 > \theta_c$ с высотой выше среднего значения для данной поверхности подвержены разрушению в процессе сдвига, тогда как пологие выступы с $\theta_2 < \theta_c$ деформируются только упруго. Для таких материалов, как гранит и габбро, величина критического угла колеблется в диапазоне от 7° до 20° [Chen et al., 2020].

В результате сдвига шероховатости с углами выше критического постепенно разрушаются. Так, для разрезанного шлифованного образца гранита с зернистостью 600 грит при нормальном напряжении от 10.2 до 14.3 МПа количество выступов с $\theta > 17^{\circ}$ до сдвига составляло ~(54 ± 16)% а после ~(25 ± 15)% [Chen et al., 2020].

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

После сдвига поверхности оказываются заметно более гладкими, чем профили, измеренные до скольжения, и, соответственно, имеют менее крутые спектральные кривые, характеризующие шероховатость. Например, в работе [Chen et al., 2013] получили значения тангенса угла наклона графика спектральной плотности мощности до скольжения ($\beta = 2.3 \pm 0.1$) и после скольжения ($\beta =$ $= 1.4 \pm 0.4$) по разлому в целом ряде экспериментов. Подобное уменьшение первоначального наклона $\beta > 2$ (без сдвига) до $\beta < 2$ (после сдвига) для профиля, параллельного направлению скольжения, было зарегистрировано при измерениях профилометром поверхностей природных разломов после скольжения от десятков до сотен метров [Sagy et al., 2007]. Результаты лабораторного исследования процесса износа плоских поверхностей гранитных блоков длиной около 3 м приведены в недавней работе [Brodsky et al., 2020]. Авторы показали, что характер износа сильно зависит от локального нормального напряжения, которое даже на относительно плоских поверхностях образца изменяется по их данным примерно на порядок вдоль разлома. Натурные измерения также продемонстрировали постепенное сглаживание контактной поверхности в процессе скольжения. При этом снижение высоты шероховатостей с кумулятивным перемещением D оказалось довольно медленным $H \sim D^{-0.1}$, что связано с накоплением разрушенного материала, снижающего эффект абразивного сглаживания [Brodsky et al., 2011].

Шероховатость поверхности существенно влияет на особенности распространения динамического разрыва. Судя по результатам лабораторных экспериментов, возрастающие нормальные напряжения на неоднородностях могут играть определенную роль в стабилизации прерывистого скольжения [Harbord et al., 2017: Tal. Hager. 2018] наряду с реологическими изменениями, вызванными повышением температуры. Численное исследование динамики распространения разрыва по фрактальным шероховатым поверхностям разломов также показывает, что скорость распространения разрыва оказывается весьма чувствительной к локальным изменениям параметров неровностей. Эти ускорения и замедления разрыва приводят к появлению плоских спектров ускорения грунта в области высоких частот, что соответствует наблюдаемым записям сильных движений [Dunham et al., 2011].

Геометрические сложности поверхности могут приводить к реализации широкого спектра деформационных режимов — от динамических до событий медленного скольжения [Romanet et al., 2018], что согласуется с развитыми представлениями о влиянии жесткости разлома на сейсмическую эффективность подвижки [Кочарян, 2016]. По мере увеличения амплитуды шероховатости и уменьшения ее минимальной длины волны, происходит переход от сейсмического скольжения к асейсмическому, при котором нагрузка на разлом снимается большим количеством событий, но с более низкой скоростью скольжения, меньшим сейсмическим моментом на единицу длины и меньшим средним падением статического напряжения на разломе [Tal, Hager, 2018]. Впрочем, как показано в работе [Dieterich, Smith, 2009], многие эффекты сильно выражены именно в упругой постановке, а в реальных материалах с конечной прочностью податливость остановит рост напряжений при взаимодействии неровностей.

Вопрос о соотношении роли взаимодействия неровностей скальных поверхностей и трения внутри магистрального разрыва стоит довольно остро при построении деформационных моделей разломных зон. Многие авторы, рассматривая переход от разломов, находящихся в стадии формирования, к сформировавшимся "зрелым" (таture) разломным зонам, ориентируются на такие параметры, как возраст разлома, кумулятивное перемещение, сопоставляя эти параметры с шириной зоны влияния [Manighetti et al., 2007; Savage, Brodsky, 2011] и крупномасштабной геометрией следа разломной зоны на поверхности [Wesnousky, 2008; Perrin et al., 2016; и др.]. Это приводит к классификации, в которой "сформировавшимися" называют лишь крупнейшие разломы длиной более 1000 км и возрастом более 10 млн лет [Manighetti et al., 2007]. В качестве еще одного параметра для масштабирования используют среднюю скорость деформации за длительный период, полагая, что разломы, распространяющиеся с большей средней скоростью, разрушаются с большим сбросом напряжений [Anderson et al., 2017].

В ИДГ РАН с начала 90-х гг. развивался иной подход к понятию "сформировавшийся разлом", основанный на выявленном изменении масштабных соотношений, начиная с разломов определенного ранга. На основе результатов профилирования трещин и численных экспериментов [Кочарян, 2016] было показано, что скорость роста ширины магистральной зоны разлома при сдвиге резко замедляется (рис. 1а). Оказалось, что все значимые неоднородности поверхности скольжения оказываются разрушенными, если выполняется соотношение:

$$D > 0.05L^{2/3},\tag{3}$$

где длина разлома L и кумулятивная величина перемещения по разлому D выражены в метрах. Оставшиеся неровности поверхности скольжения играют, главным образом, роль концентраторов напряжений. Соответственно, наряду с такими участками концентрации напряжений остаются значительные по площади разгруженные области, площадь которых примерно на два порядка

больше площади, занимаемой локальными контактами [Кочарян, Спивак, 2003]. В предлагаемой модели соотношение (3) определяет, является ли разломная зона сформировавшейся.

На рис. 16 приведена построенная по результатам нескольких исследований зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Можно видеть, что достаточно четко выделяются два интервала. В первый входят трещины и разломы небольшого масштаба L < 500-1000 м. В этом интервале амплитуда перемещения примерно пропорциональна длине нарушения сплошности. Наилучшее приближение данных методом наименьших квадратов (коэффициент корреляции R = 0.83) дает соотношение:

. . .

$$D = 0.02L^{0.93}.$$
 (4)

Причем можно предположить, что в этом интервале длин разломы нельзя считать сформировавшимися, поскольку для большей части данных в этом диапазоне не выполняется условие (3), показанное на рисунке пунктирной линией. Во втором интервале L > 500-1000 м практически все данные находятся в диапазоне для сформировавшихся разломов, а наилучшее приближение (R = 0.91):

$$D = 0.0003L^{1.45}.$$
 (5)

Анализ данных исследований, содержащих сведения об эффективной ширине разломных зон и их механических характеристиках, также приводит к выводу об изменении масштабных соотношений в диапазоне длин разломов $L \sim 500-1000$ м. В этом смысле, согласно подходу ИДГ РАН, в этом диапазоне происходит переход к сформировавшимся разломным зонам [Кочарян, 2016]. Согласно [Kolyukhin, Torabi, 2012], может существовать два участка изменения скейлинговых соотношений. По их данным первый раз показатель степени в соотношениях типа (1), (4), (5) может меняться при превышении кумулятивным смещением величины $D \sim 1-10$ м, а второй — при достижении значений D ~ 1000 м. Численное моделирование, проведенное [Ampuero, Mao, 2017], демонстрирует связь изменения скейлингового соотношения кумулятивное перемещение-толщина зоны влияния с достижением разрывом нижней сейсмогенной границы при накопленных смещениях порядка первых километров.

Основные стадии эволюции разлома показаны на рис. 1в. На стадии распространения "прототрещины" во вмещающем массиве формируется нарушение сплошности материала, окруженное областью повышенной поврежденности, содержащей трещины более низкого иерархического уровня. На начальной стадии эволюции (стадии (I)-(II) на рис. 1в) "неразвитый" разлом представляет собой контакт сомкнутых скальных по-





Рис. 1. Формирование магистральной части сейсмогенного разлома: (а) – зависимость средней приведенной ширины "зоны разрушения" от амплитуды сдвига в численном эксперименте оцифрованных трещин в граните (по работе [Кочарян, 2016]). Величина перемещения нормирована на длину трещины. Значки – результаты расчета для разных трещин. Ширина трещины увеличивается до 0.5-1.5% от длины блока, причем обычно это происходит при небольших смещениях – до 0.03-0.04L, после чего интенсивность разрушения ослабевает, и рост ширины трещины замедляется; (б) – зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Пунктир M – соотношение (3); черные линии – наилучшее приближение данных в диапазоне L < 500 м (a) и L > 500 м (I–II) данные из разных источников (по работе [Кочарян, 2016], там же ссылки на источники данных); (в) – стадии формирования магистральной части сейсмогенного разлома (по работе [Кочарян, 2020]). На рис. (IV)–(V) пунктиром показана зона сместителя (Principal Slip Zone) внутри магистральной части разлома.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

верхностей с участками разрушенного материала. Как было отмечено выше, по мере накопления деформации эффективная ширина разрушенной зоны увеличивается примерно пропорционально амплитуде сдвига (III)-(IV). При малых скоростях и амплитудах перемещения конкурентными могут оказаться процессы гидротермального залечивания, образуя "залеченную" зону. При дальнейшем наборе относительного перемещения слой разрушенного материала (gouge) достигает критической толщины так, что ширина магистральной зоны почти перестает увеличиваться (IV), а эффективная прочность разлома и скорость износа заметно снижаются. Этой стадии в природе соответствует отмеченная выше граница между двумя диапазонами, в которых масштабные соотношения оказываются разными. Поскольку сильно перетертый материал в условиях высоких давлений и температур обладает высокой реакционной способностью, то слой gouge может испытывать упрочнение со временем (V). Увеличение жесткости магистральной части, в конечном итоге, может привести к возникновению нестабильности с динамическим проскальзыванием и образованием вторичных разрывов. Важнейшую роль здесь играют особенности трения горных пород.

ТРЕНИЕ

Структура сейсмогенных разломов включает сильно локализованные тонкие слои сдвига, по которым происходит основная часть косейсмических перемещений. Это приводит к очевидному заключению, что сопротивление таких слоев сдвигу – часто называемое "трением на разломе" – является основным и потенциально доминирующим компонентом общей проблемы определения закономерностей подготовки, старта и остановки динамического разрыва.

Относительно небольшая ширина этих слоев позволяет исследовать многие важные эффекты в лаборатории и при помощи постоянно развиваемых численных и теоретических моделей. Мощный импульс этим работам придало установление в ранних исследованиях важности зависимости трения от скорости скольжения, амплитуды перемещения и от времени, что привело к выводу совокупности эмпирических зависимостей, получивших название "Rate and state friction law" (далее R&S) [Dieterich, 1979; Ruina, 1983; и др.]. Соотношения были первоначально разработаны как феноменологическое описание закономерностей, наблюдаемых в лабораторных экспериментах. Однако в дальнейшем этот подход стал широко применяться для объяснения как лабораторных, так и природных, и индуцированных явлений [Marone, 1998; Scholz, 2019; и др.]. Например, зарождение и распространение разрыва [Ampuero, Rubin, 2008; Lapusta, Rice, 2003; и др.], афтершоковую активность и восстановление прочности разломов после динамического срыва [Chen, Lapusta, 2009; Helmstetter, Shaw, 2009; и др.], постсейсмическое скольжение и крип на межсейсмической стадии эволюции [Barbot et al., 2009; Hetland et al., 2010; и др.], а также события медленного скольжения [Hawthorne, Rubin, 2013; Liu, Rice, 2005; Liu, Rubin, 2010; и др.].

В рамках закона трения R&S-тип зависимости трения от скорости скольжения описывается так называемым фрикционным параметром:

$$(a-b) = \frac{\Delta\mu}{\ln(V/V_0)},\tag{6}$$

где $\Delta \mu$ — вариация коэффициента трения при увеличении скорости скольжения с V_0 до V[Dieterich, 1979]. Положительные значения разности (a - b)свидетельствуют о том, что материал обладает свойством скоростного упрочнения, т.е. увеличения сопротивления сдвигу с ростом скорости, а при (a - b) < 0 – свойством скоростного разупрочнения (рис. 2а). Другим важным параметром является критическое перемещение D_c , требуемое для эволюции трения от одного стационарного значения до другого при изменении скорости скольжения. Для образцов лабораторного размера $D_c \sim 1 - 10$ мкм. Зависимость этой величины от масштаба до сих пор не ясна. Оценка для сейсмогенных разломов $D_c \sim 1-10$ мм [Scholz, 2019], выполненная на основе геометрических соображений, на порядки расходится с данными, полученными из интерпретации результатов сейсмологических наблюдений $D_{\rm c} \sim 0.01 - 5$ м [Ide, Takeo, 1997; Kaneko et al., 2017; Yasuda et al., 2005; и др.].

Экспериментально установлено, что в силу высокой степени локализации сдвига макроскопические эффекты трения определяются процессами, происходящими на мезо- и микроуровне (например, [Proctor et al., 2014]). Авторы работы [Chen et al., 2013], исследовав зависимость коэффициента трения μ_0 для некоторых материалов в зависимости от шероховатости поверхности, получили важный результат. В масштабах размеров неоднородностей ~0.01-10 мкм коэффициенты трения сильно коррелируют с шероховатостью. При этом с ростом микрошероховатости величина μ_0 достаточно быстро выходит на значения $\mu_0 \sim 0.65 - 0.8$, соответствующие универсальному закону Байерли для трения поверхностей горных пород в макромасштабе. Это приводит авторов [Chen et al., 2013] к заключению, что снижение трения разломов в первую очередь контролируется износом (уменьшением шероховатости) в масштабе 0.01-10 мкм, тогда как шероховатость на больших масштабах естественных разломов имеет ограниченное влияние на величину μ_0 .



Рис. 2. Режимы фрикционного поведения: (а) – изменение коэффициента трения в результате резкого изменения скорости скольжения в рамках R&S-модели. Сплошная линия a < b - скоростное разупрочнение (VW-трение); пунктирa > b – скоростное упрочнение (VS-трение); (б) – динамические коэффициенты трения различных горных пород, определенные при разных скоростях скольжения. Значки – экспериментальные данные разных авторов, цитируемые по работе [Wibberley et al., 2008]. Горизонтальный пунктир – типичные значения статического коэффициента трения. Вертикальный пунктир – диапазон скоростей скольжения при динамических подвижках. Градациями серого схематично показаны четыре области разных фрикционных режимов по данным работы [Aharonov, Scholz, 2019]. При низких скоростях скольжения трение не зависит от температуры и подчиняется соотношениям R&S. Здесь трение может быть либо VW, либо VS в зависимости от небольших изменений состава материала. В режиме R&S существует субрежим, при котором в некоторых случаях возникает локальный минимум, за которым далее следует пик. При достаточно высоких скоростях проявляются тепловые эффекты, вызывая заметное ослабление трения. При дальнейшем увеличении скорости скольжения происходит переход к контактному плавлению с дальнейшим снижением трения; (в) фрикционный параметр в зависимости от коэффициента трения для различных материалов (по данным работы [Ikari et al., 2013]). Светлые значки – режим скоростного разупрочнения; (г) – фрикционный параметр в зависимости от амплитуды сдвига в экспериментах с гранитом Вестерли $\sigma_n = 50$ MPa: 1 -скорость протяжки 1 - 3 мкм/с; 2 - 30 - 100 мкм/с (по данным работы [Ikari et al., 2013])

Необходимо иметь в виду, что проведение лабораторных экспериментов с изучением фрикционных свойств некоторых материалов в *P-T*-условиях, отличных от природных, может дать ошибочные результаты. Как отметили авторы работы [Moore, Lockner, 2007], сдвиг водонасыщенного монтмориллонита концентрируется в тонких пленках воды, которые адсорбируются на поверхности зерен. Для таких материалов характерна прямая корреляция коэффициента трения с эффективным напряжением. Существенное влияние оказывает и соленость порового флюида.

Сделаны существенные шаги по выяснению физической природы вариаций трения маги-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

стрального разрыва разломов. Работы последних трех десятилетий позволили уточнить динамику фрикционного сопротивления зернистых слоев в зависимости от множества факторов: как тех, которые выступают в качестве начальных условий (жесткость слоя, *P-T*-условия, минеральный и гранулометрический состав заполнителя, форма частиц, характеристики и давление поровых флюидов и т.д.), так и меняющихся в процессе сдвига (дилатансия/компакция, нагрев при сдвиге, образование флюидов в процессе термического разложения, плавление, образование силикагеля и нанокристаллов и т.д.). Большая часть данных интерпретируется на основе термически активируемой (зависящей от скорости скольжения) ползучести контактов [Beeler et al., 2008; Rice et al., 2001; и др.]. Представляя фрикционное скольжение как процесс ползучести с экспоненциальным реологическим уравнением, можно показать, что значение *а* в R&S-соотношениях (т.е. мгновенная реакция трения на изменение скорости движения) пропорционально абсолютной температуре [Rice et al., 2001; Hatano, 2015; и др.]. Соответствующее соотношение было получено и для параметра эволюции b [He et al., 2013; Ikari et al., 2016; и др]. Однако физические процессы, которые происходят в зонах локализации сейсмогенных смещений, более сложны, чем чистая ползучесть по контактам. Существенную роль играют и другие механизмы, такие как растрескивание и измельчение зерен, катакластическое течение и скольжение по границам зерен [Scuderi et al., 2014; Chen et al., 2017; и др.].

Важным эффектом является изменение объема при слвиге – слвигаемый материал расширяется в случае уплотненных слоев (дилатансия) и уплотняется для изначально рыхлых слоев (компакция) [Segall, Rice, 1995; Гарагаш, Николаевский, 1989; Стефанов, 2010]. Имеются некоторые свидетельства зависимости расширения/уплотнения от скорости скольжения с более высокой дилатансией при высоких скоростях сдвига [Segall, Rice, 1995; Samuelson et al., 2009]. Для флюидонасыщенных слоев, а именно этот случай чаще всего реализуется в природных разломах, расширение/уплотнение сдвигаемой области в сочетании с низкой проницаемостью вызывает значительные локальные изменения порового давления, что приводит к заметным вариациям результирующего сопротивления сдвигу. Влияние флюида может быть как стабилизирующим, например в результате уменьшения порового давления из-за вызванной сдвигом неупругой дилатансии (дилатантное упрочнение), так и дестабилизирующим, например из-за увеличения порового давления вследствие нагрева при сдвиге [Segall, Rice, 1995; Samuelson et al., 2009; Faulkner et al., 2018]. В присутствии химически активных жидкостей более активно идут процессы залечивания контактов, такие как растворение под давлением и минерализация. В стационарном положении или при скольжении с малой скоростью контакты растут и/или укрепляются, что приводит к зависящему от времени увеличению фрикционной прочности [Marone, 1998; Niemeijer et al., 2008; и др.]. Восстановление прочности (залечивание разломов), учитываемое стандартными формулировками R&S-трения и их дополнениями, не учитывает весь спектр потенциальных механизмов, таких как цементация, снижение пористости, уровень сдвиговых напряжений [Rvan et al., 2018], однако эти эффекты пока изучены недостаточно.

Пожалуй, одна из ключевых особенностей трения сейсмогенных разломов заключается в том, что сдвиг с большой скоростью может резко ослабить сдвигаемый слой из-за ряда механизмов, связанных с нагревом, влиянием флюидов и химическими изменениями. К таким механизмам относятся фрикционное плавление [Di Toro et al., 2011; и др.], локализация нагрева на площади "действительного" контакта [Rice, 2006; Beeler et al., 2008], динамическая смазка твердыми веществами [Brodsky, Kanamori, 2000], снижение эффективного трения под воздействием вибраций [Melosh, 1996; и др.], макроскопический подъем температуры и эффект скоростного разупрочнения [Noda, 2008], термальное разложение минералов, связанное с этим эффектом увеличение порового давления и генерация слабого материала [Brantut et al., 2008; и др.], смазка поверхности разлома силикагелем, образующимся при аморфизации кварца при высоком давлении и значительных деформациях [Goldsby, Tullis, 2002; Nakamura et al., 2012; Kirkpatrick et al., 2013; и др.]. Заметим, что коэффициент трения, вообще говоря, не является монотонной функцией скорости скольжения.

В последние несколько лет получены результаты, описывающие новый механизм уменьшения коэффициента трения за счет преобразования строения поверхностей на наноуровне [Соболев и др., 2016]. Исследования изменений, происходящих в строении поверхностей различных геоматериалов при трении, выполненные в развитие этих работ, показали, что трение приводит к частичному разрушению кристаллов кварца, альбита и других минералов. Вместо них на поверхности образуется тонкий слой глинистых минералов с низким коэффициентом трения — каолинита, монтмориллонита и др. [Веттегрень и др., 2018; 2019; 2020; Морозов и др., 2016].

Данные ряда исследований влияния скорости скольжения на трение, обобщены, например в работе [Wibberley et al., 2008] и приведены на рис. 26 значками.

И жесткость разлома, и параметры R&S зависят от вещественного состава зоны скольжения, обводненности, химического состава флюида, *P-T*условий. Наиболее чувствительны эти характеристики именно к вещественному составу зоны магистрального сместителя. Так, например, присутствие обводненных глин (либо некоторого количества талька, который часто замещает минералы группы серпентина вдоль стенок трещин в результате химической реакции серпентина с двуокисью кремния, содержащейся в термальных флюидах) резко снижает сдвиговую жесткость разлома: так, что эта величина может составлять менее 10% от нормальной величины. Зависимость сдвиговой и нормальной жесткости разломов от вещественного состава заполнителя детально исследована в монографии [Кочарян, 2016]. Исследование фрикционного параметра (a-b) для широкого круга gouges (см., например, [Ikari et al., 2013]) четко продемонстрировало, что фрикционное поведение этих материалов коррелирует с их коэффициентом трения покоя μ_0 . Материалы с самыми низкими коэффициентами трения (тальк, монтмориллонит, биотит, мусковит и др.) при любых условиях проявляют свойства скоростного упрочнения (a-b) > 0 (рис. 2в, 2г). Так, например, такой материал, как сапонит, обладающий низким коэффициентом трения, увеличивающимся с ростом скорости скольжения, определяет деформационное поведение крипующей секции разлома Caн-Aндреас [Scholz, 2019].

Глинки трения, содержащие материалы с большими коэффициентами трения (кварц, полевой шпат, каолинит и др.), демонстрируют в зависимости от *P-T*-условий, скорости нагружения и амплитуды сдвига как скоростное упрочнение, так и разупрочнение (рис. 2г). Отмечается, что с ростом базового коэффициента трения μ_0 растут оба параметра *a* и *b*, но рост последнего происходит опережающими темпами, что приводит к отрицательным значениям параметра (*a*-*b*), т.е. к эффекту скоростного разупрочнения [Carpenter et al., 2016]. Природных материалов, демонстрирующих только фрикционное разупрочнение с ростом скорости скольжения, пока не обнаружено.

В недавней работе [Roesner et al., 2020] отмечено, что лабораторные исследования фрикционных свойств *gouge* необходимо проводить на "неповрежденных" образцах керна. Использование размолотых образцов может приводить к неверному определению характеристик вплоть до смены знака зависимости коэффициента трения от скорости сдвига (скоростному разупрочнению вместо скоростного упрочнения).

Хотя эмпирическая природа законов R&Sтрения остается их недостатком и определяет ограниченность применения этой модели для натурных объектов, в последние годы ведутся интенсивные работы по построению физической модели, удовлетворяющей закономерностям R&S-трения. Большая часть этих моделей основана на физике взаимодействия микроконтактов частиц gouge и шероховатостей. Так, авторы работы [Chen et al., 2017] вывели аналитические выражения для параметров трения R&S, получили новое масштабное соотношение для величины критического перемещения D_c и численно исследовали полученные соотношения [Chen, Niemeijer, 2017]. Авторы работы [Ikari et al., 2016] на основе анализа большого объема данных лабораторных экспериментов разработали микрофизическую модель, в которой скорость фрикционного упрочнения зависит от твердости

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

материала и активационного объема пластической деформации. Подход успешно описывает изменение характеристик сейсмичности с глубиной в верхней коре. В модели из работы [Barbot, 2019] рассматривается эволюция размера зерен gouge в процессе скольжения и количественно объясняется корреляция между параметром D_c и толщиной слоя gouge, корреляция статического коэффициента трения с параметрами закона R&S и его зависимость от температуры, предсказывается диапазон размеров зерен gouge, который соответствует результатам наблюдений. Рассматривая физические эффекты на контактах зерен, авторы работы [Aharonov, Scholz, 2018] продемонстрировали наличие четырех режимов трения в зависимости от скорости скольжения (рис. 2б). В работе [Rattez, Veveakis, 2020] подчеркнута важность тепловых эффектов на микроконтактах и предложена схема, описывающая, по мнению авторов, фрикционное поведение разломов в диапазоне скоростей скольжения (от 10⁻⁹ до 10 м/с).

В настоящее время проводится систематическое исследование всех обнаруженных зависимостей и комплексирование их в связную, теоретически обоснованную систему на основе формулировок трения R&S и хорошо оборудованных лабораторных экспериментов, в том числе с использованием материалов, извлеченных из природных разломов.

СТРУКТУРА И СВОЙСТВА ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ

Сильно локализованные участки сдвига окружены зонами поврежденного материала, которые обычно ассоциируются с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин, которая снижается по экспоненциальному закону по мере удаления от магистрального разрыва [Рац, Чернышев, 1970; Faulkner et al., 2011; и др.]. Подобные зоны были выделены и детально описаны в серии статей и в монографиях [Шерман и др., 1983; Шерман, 2014] и названы зонами "динамического влияния разломов" (damage zone в англоязычной литературе). Зону влияния иногда дифференцируют на подзоны интенсивной и повышенной трещиноватости [Семинский, 2003]. Ширина и свойства зон повреждения сильно различаются с глубиной из-за увеличивающихся с глубиной среднего давления и температуры, а также по простиранию из-за неплоской геометрии разлома. [Anders, Wiltschko, 1994; Wilson et al., 2003; Faulkner et al., 2018; и др.]. Их ширина, определяемая расстоянием, на котором уровень повреждений возвращается к фоновым значениям, масштабируется с перемещением по разлому, вплоть до очень малых смещений [Рац, Чернышев, 1970; Кочарян, 2016; Faulkner et al., 2011; и др].

Дополнительные наблюдения ширины зоны повреждения по данным сейсмологии, геодезии и геоморфологии показывают гораздо большие масштабы, чем результаты полевых геологических исследований [Кочарян, 2016; и др.]. Наблюдаемые зоны повреждения километровой ширины могут быть ограничены приповерхностной областью.

Образование широко распространенных эшелонированных систем разрывов хорошо описывается на основе фундаментальных положений физики длительной прочности, например широко известной модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ), которая впервые была представлена в 1971 г. [Соболев, 2019].

Зоны влияния разломов играют существенную роль в распределении локальных напряжений [Faulkner et al., 2006], механических свойств [Heap et al., 2010; Blake, Faulkner, 2016; Yang et al., 2015] и в значительной степени определяют структуру проницаемости [Wibberley, Shimamoto, 2003].

В механике горных пород хорошо известен эффект снижения прочностных характеристик и деформационных модулей массива по сравнению с характеристиками образца, причем эта разница возрастает в зонах влияния выработки и в разломных зонах. Так, по данным из работы [Barton, 2007], если на глубине 300 м эффективный модуль деформации неповрежденной породы достигает величины $E \sim 80 \ \Gamma \Pi a$, то в окрестности мелких разломов эта величина составляет $E \sim 20 \ \Gamma \Pi a$, а в зоне влияния крупного разлома всего $E \sim 10 \ \Gamma \Pi a$. Интересно, что, несмотря на сниженные прочностные характеристики, внутри зоны влияния локализуется очень небольшая доля сдвигового смещения, по сравнению с магистральным сместителем [Sibson, 2003; Faulkner et al., 2010; и др.].

Важнейшим свойством разломных зон, отличающим их от большинства других областей земной коры, является быстрая, по сравнению с вмещающим массивом, эволюция их геометрии, механических характеристик и реологических свойств. Породы в зонах влияния подвергаются циклическим нагрузкам так, что сумма статических и динамических напряжений может кратковременно превышать предел прочности. В лабораторных экспериментах квазистатическое циклическое нагружение с возрастающей амплитудой влияет на упругие свойства различных горных пород. Тенденция снижения величины модулей упругости по мере увеличения поврежденности с номером цикла была удивительно похожей для каждого типа горных пород, за исключением практически не содержащего трещин интрузивного базальта, который претерпел очень незначительные изменения. В целом модуль Юнга снизился на 10-30%, а увеличение коэффициента Пуассона достигало 600% [Heap et al., 2010; Trippetta et al., 2013; Yang et al., 2015]. Эти изменения объясняются увеличением уровня анизотропной трещиноватости в образцах.

Со временем, в условиях высоких давлений и температур, под воздействием флюидов микротрещины закрываются, "заживают" и кольматируются за счет диффузионных процессов и процессов растворения-осаждения. В результате глубокого преобразования материала наблюдается практически полное восстановление прочностных свойств материала (метаморфогенное залечивание). Характерное время этих процессов, происходящих в нижней части континентальной коры (*T* ~ 650–1000°С, *P* > 400 МПа), составляет 10⁶—10⁷ лет [Ружич и др., 1990]. В средней и верхней части земной коры типичным механизмом залечивания, по-видимому, является осаждение твердой фазы из гидротермальных растворов. Этот тип залечивания не приводит к полному восстановлению прочности материала. Так, в лабораторных экспериментах с образцами песчаника [Tenthorey et al., 2003] значения сдвиговой прочности образца, содержащего "залеченную" трещину, достигали величины 60-70% прочности ненарушенного образца. Исследование микроструктуры образцов показало, что механизм восстановления прочности связан с цементацией и уплотнением разрушенного материала, а также с заполнением микротрещин в зоне разрушения. В лабораторном эксперименте пористость разрушенной зоны снизилась в процессе залечивания примерно вдвое, по сравнению с состоянием после первичного разрушения (36.5 и 19.8% соответственно), оставаясь при этом много выше, чем пористость образца (5%) [Tenthorey et al., 2003]. Скорость восстановления прочности радикально зависит от пористости разрушенной зоны. При возрастании пористости образца с 5 до 7%, значение пористости нарушенной зоны выросло с 36.5 до 47.5%, а время восстановления прочности до 50% первоначального значения увеличилось примерно в пять раз. Пересчет результатов модельных экспериментов на *P*-*T*-условия, характерные для глубин 10-20 км, дает оценку времени 50% восстановления прочности микротрещин 5-50 лет [Tenthorey et al., 2003]. Эксперименты на образцах известняка в водонасыщенных условиях [Brantut, 2015] показали, что при статической выдержке в течение двух дней скорости сейсмических волн восстановились примерно на 5% из-за закрытия трещин. Эксперимент показывает, что сети микротрещин заживают быстрее, чем крупные трещины, что приводит к появлению выраженных неоднородностей [Richard et al., 2015].

Залечивание повреждений в межсейсмический период, а также связанные с этим флюидные эффекты могут существенно повлиять на энергетический баланс землетрясения, динамику скольжения и эволюцию прочности разломов. Временные и пространственные масштабы, связанные с этими процессами, определяют, насколько быстро поврежденные породы восстанавливают прочность и жесткость и регулируют поток флюидов в разломной зоне. Фрикционная прочность трещин также может возрастать со временем вследствие увеличения реальной площади контакта и адгезии.

Сейсмологические наблюдения позволили получить инструментальные свидетельства нарушения разломных зон в верхней коре при косейсмических подвижках, проявляющиеся в изменении скорости распространения и затухания сейсмических волн, а также последующего восстановления этих параметров в течение нескольких месяцев или лет [Vidale, Li, 2003; Li et al., 2006; Brenguier et al., 2008; Kelly et al., 2013; и др.].

Интересное наблюдение отмечено в работе [Perrin et al., 2016], где авторы утверждают, что более зрелые сегменты разлома с высокой амплитудой кумулятивного сдвига имеют уплощенную, менее сегментированную структуру и более узкие зоны влияния. Это связано с бо́льшим временем залечивания повреждений, связанных с этапом распространения разлома. Авторы работы [Perrin et al., 2016] также обнаружили более высокие скорости разрыва в зрелых участках разлома, что согласуется с предсказанным влиянием низкоскоростных приразломных зон на динамику разрыва.

Процессы, ответственные за формирование зоны повреждения, были рассмотрены многими авторами и включают взаимодействие геометрических неоднородностей, объединение структур, высокие напряжения на вершине динамического разрыва. Как показало численное моделирование, эти процессы могут действовать вместе; например, образование динамических повреждений в носике разрыва может быть модулировано и усилено геометрией/шероховатостью разломов [Dieterich, Smith, 2009; Fang, Dunham, 2013; Shi, Day, 2013]. Обширная зона влияния в окрестности зоны сдвига, как полагают, образуется вследствие нескольких причин. К ним относятся: изменение геометрии зоны скольжения при резких сменах направления распространения разрыва [Sibson, 1986]; формирование сдвига преимущественно в менее прочных пропластках в пределах зоны разломов [Fagereng, Sibson, 2010]; концентрация напряжений, превышающих прочность пород в окрестности разлома при образовании динамического разрыва [Andrews, 2005], и т.д.

Значительные усилия предпринимаются для численных исследований влияния параметров зоны повреждений разлома на характеристики очага землетрясения. Крупномасштабные численные модели сейсмогенных разломов не могут в явном виде включать мелкомасштабные трещины в зоне влияния и поэтому основываются на моделях сплошной среды с эффективными характеристиками. Моделирование зоны влияния в виде упругого, более низкоскоростного слоя, показывает, что волны, отраженные от границ нарушенной зоны, могут производить модуляцию свойств разрыва – скорости распространения и скорости скольжения (например, [Huang et al., 2014; 2016]). Это приводит к возникновению пространственно-периодической картины участков пластических деформаций как внутри, так и за пределами зоны влияния разлома. С другой стороны, использование моделей Кулона-Мора или Друкера-Прагера показывает, что пластическая диссипация в зонах повреждения снижает напряжения и скорости скольжения на фронте разрыва, что приводит к уменьшению амплитуды косейсмического скольжения на малых глубинах, где накопление пластической деформации усиливается низким уровнем литостатического сжатия [Andrews, 2005; Roten et al., 2017; Erickson et al., 2017; Ampuero, Mao, 2017]. В недавней работе [Preuss et al., 2020] рассчитана эволюция сложной разломной зоны с несколькими магистральными разрывами в процессе ряда циклов динамических подвижек и асейсмического скольжения. Интересно, что в широком диапазоне вариаций условий расчета вклад "сейсмического" удлинения разломной зоны ограничен по сравнению с вкладом асейсмического роста. Авторы отмечают, что динамические подвижки скорее приводят к большей локализации в областях распределенной деформации вблизи "носика трещины".

Различные реологические соотношения связывают эволюцию поврежденности (например, плотности трещин) с изменением эффективных модулей среды. Наряду с известными подходами, например, [Kachanov, 1992], развиваются модели нового типа, основанные на механике микротрещин, которые учитывают динамическую эволюцию модулей среды, зависящую от скорости деформации, что особенно важно в процессах, связанных с землетрясениями [Bhat et al., 2012; Thomas, Bhat, 2018].

Известную проблему при построении адекватной модели зоны разлома составляют так называемые парадокс напряжений и парадокс теплового потока - несоответствие многих наблюдаемых/оцениваемых параметров закону трения Байерли и теории разломообразования Андерсона. Длительные дебаты вокруг результатов измерений теплового потока в окрестности разлома Сан-Андреас не привели к консенсусу между сторонниками "высокой" и "низкой" прочности крупных разломов (подробнее см., например, [Scholz, 2019]). В пользу последнего, кроме низкого теплового потока, говорит такой аргумент, как малое количество расплава, редко обнаруживаемого в зонах локализации скольжения. Его отсутствие ограничивает максимальную температуру ниже солидуса минералов в ядре разлома. В ходе проведенных в последнее время работ по быстрому бурению после землетрясения не удалось получить никаких свидетельств макроскопического плавления, которого можно было бы ожидать от сильно локализованного косейсмического сдвига при высоких напряжениях [Tanikawa, Shimamoto, 2009; Fulton et al., 2013; Yang et al., 2013; 2016].

Основные гипотезы, выдвинутые для объяснения этих наблюдений, хорошо известны. Первая повышенное поровое давление флюида [Киссин, 2015; Родкин, Рундквист, 2017; и др.]. Считается, что такая схема применима, главным образом, к надвигам, для которых напряжение, нормальное к плоскости разлома, максимальное. Для того, чтобы поровое давление оказалось столь высоким для сбросов или сдвигов, необходимо вводить дополнительные предположения, например наличие изолированных слоев в центральной части разлома, ограниченных малопроницаемыми формациями, а избыточное давление ограничивается каким-то внешним источником, расположенным, по предположению Дж. Райса, в верхней мантии [Rice, 1992]. По оценкам автора работы [Scholz, 2019], эта схема требует аномально малой величины отношения горизонтальной и вертикальной проницаемости ~10⁻⁶, что в большинстве случаев представляется маловероятным. К тому же многие измерения в глубоких скважинах в континентальных областях дают величину порового давления, близкую к гидростатическому, как, например, в сверхглубокой скважине КТВ, пробуренной в Германии до глубины 9101 м [Sibson, 2011; Киссин, 2015]. В то же время на Кольской сверхглубокой скважине (12261 м), на глубинах свыше 4.5 км наблюдалось высокое, близкое к литостатическому, давление воды, источником которой являлась метаморфическая дегидратация минералов. По крайней мере, некоторые участки субдукционных меганадвигов также имеют повышенное давление порового флюида [Saffer, Tobin, 2011; и др.].

Вторая гипотеза предполагает крайне низкие статические коэффициенты трения материалов, слагающих центральную зону разлома [Мооге, Rymer, 2007; Lockner et al., 2011]. Подходящими минералами с подобными свойствами являются набухающие глины – каолинит и монтмориллонит, а также некоторые формы серпентинита. Так, например, анализ состава образцов, полученных при бурении скважины SAFOD, обнаружил значительное количество иллита и смектита в узких низкоскоростных зонах [Jeppson et al., 2010]. Рекордно низкие значения пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения продемонстрировали образцы смектитового gouge из PSZ Альпийского разлома [Boulton et al., 2017].

Третья гипотеза, интенсивно развиваемая в последнее время, состоит в резком разупрочне-

нии разломов во время косейсмического сдвига из-за снижения коэффициента трения и/или кратковременного повышения порового давления. Судя по результатам лабораторных экспериментов, подобное динамическое разупрочнение при скольжении может быть связано с широким спектром процессов, включая макроскопическое плавление, повышение давления, связанное с нагревом, термическое разложение геоматериала, образование силикагеля, эффекты преобразования минералов и т.д. (подробнее см., например, [Кочарян, 2016] и ссылки там). Большая часть моделей третьей группы не описывает механизм снижения величины трения покоя. Это означает, что если коэффициент трения покоя соответствует закону Байерли, а динамический коэффициент трения падает до низких величин ($\mu \sim 0.2$), то амплитуда сброса напряжений при землетрясении должна составлять величину Δσ ~ 100 МПа, что более чем на порядок превышает обычные значения. Авторы работ [Lapusta, Rice, 2003; Noda et al., 2011; и др.] попытались преодолеть эту проблему. Они предложили модель, в которой коэффициент трения по разлому соответствует закону Байерли, однако с сильным динамическим разупрочнением, назвав такой тип разломов "очень прочные, но очень хрупкие". В этой модели землетрясения зарождаются в локализованных областях повышенного напряжения сдвига или пониженной прочности, а затем разрыв распространяется динамически через прочные участки, благодаря концентрации напряжений в окрестности носика и динамическому разупрочнению. На параметры последнего также может влиять формирование пластических областей в зоне влияния разломов [Dunham et al., 2011a; Gabriel et al., 2013] и сложная геометрия [Fang, Dunham, 2013; Jiang, Lapusta, 2016; 2017]. Таким образом, уровень сдвиговых напряжений в прочных сегментах разлома остается все время ниже величины статического трения, так что величина сброшенного напряжения может оказаться небольшой.

Оценить пригодность той или иной модели применительно к конкретному разлому можно по параметрам микросейсмичности. Участки разломов с постоянно низкой прочностью (первая гипотеза) должны быть более чувствительными к внешнему воздействию и более микросейсмически активными, чем области, на которых средние напряжения значительно ниже их статической прочности (третья гипотеза) [Jiang, Lapusta, 2016]. Дополнительные возможности дает анализ характеристик сейсмичности, вызванной закачкой или извлечением флюида [Maurer, Segall, 2018].

Как показывают результаты многочисленных исследований, значительная часть активных разломов, расположенных в стороне от границ тектонических плит, обладает прочностью на уровне трения Байерли [Townend, Zoback, 2000; и др.]. Высокую прочность обычно связывают с более высокой структурной сложностью и, как следствие, с недостаточной степенью локализации сдвига — отсутствием развитых магистральных разрывов, проходящих непрерывно вдоль разлома, а также с дополнительным сопротивлением сдвигу, связанным с взаимодействием крупномасштабных неровностей [Dieterich, Smith, 2009; Fang, Dunham, 2013].

МЕДЛЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ

Развитие систем наблюдений позволило обнаружить несомненную причинно-следственную связь между медленными движениями по разломам и крупными землетрясениями. В этой связи, перед тем как перейти к обсуждению проблем зарождения динамических разрывов, рассмотрим актуальные свеления о мелленных лвижениях по разломам. Традиционные воззрения механики разломообразования в течение многих лет предполагали существование двух режимов деформирования. Считалось, что в тех областях, где скорость деформации достаточно велика, происходит накопление упругих напряжений с последующим динамическим разрушением горных пород, сопровождаемым интенсивным излучением сейсмических волн. Если же скорость деформации ограниченного объема среды настолько низкая, что напряжения на всех структурных неоднородностях успевают релаксировать, то реализуется режим крипа — деформации с постоянной скоростью без разрушения [Родионов и др., 1986].

По мере накопления наблюдательного материала, сейсмологами стали обнаруживаться качественные и количественные различия между событиями одного и того же размера. Так, например, оказалось, что сейсмическая энергия, излучаемая землетрясениями с приблизительно одинаковым сейсмическим моментом, может различаться на несколько порядков. Отсюда появились термины "мягкие", "вялые" и "жесткие" очаги [Ризниченко, 1974; Шебалин, 1997; и др.], которые, впрочем, не получили широкого распространения.

В последние два-три десятилетия радикальное увеличение точности и плотности сейсмологических и геодезических систем наблюдений позволило выявить широкий диапазон типов движений по разломам. Были открыты и классифицированы режимы перемещений, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения к динамическому разрушению. К таким режимам относятся сейсмогенные явления скольжения по разломам, трещинам, границам раздела со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при "нормальных" землетрясениях, а также эпизоды асейсмического скольжения (SSE – slow slip events) [Ide et al., 2007;

Peng, Gomberg, 2010; Кочарян, 2016; и др.]. В первой группе явлений излучаются низкочастотные колебания довольно малой амплитуды. Во второй сейсмическое излучение не регистрируется, однако скорость перемещения значительно превышает фоновые значения. Обнаружение во многих субдукционных зонах явления эпизодического тремора (ETS), сопровождающее эпизоды медленного скольжения, признается одним из крупных достижений геофизики за последние десятилетия [Seismological..., 2009]. Начиная с работ Эльзассера, регулярно обсуждаются модели генерации медленных деформационных волн и их влияние на режимы скольжения разломов [Быков, 2019; Кузьмин, 2020; Шерман, 2014; Борняков и др., 2017; и др.]. В работах Ю.О. Кузьмина на большом наблюдательном материале обосновывается наличие так называемых раздвиговых движений [Кузьмин, 2018а; 2018б; 2019; и др.].

Открытие этих явлений в значительной степени изменило понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры: медленные движения по разломам воспринимаются уже не как особый вид деформаций, а образуют единый ряд режимов скольжения от крипа до землетрясения [Peng, Gomberg, 2010]. На некоторых участках разломов медленное скольжение может быть относительно устойчивым, а на других может происходить в виде кратковременных событий медленного скольжения (SSE). Если участок разлома реализует большую часть тектонической деформации за счет асейсмического скольжения, то его сейсмический потенциал снижается. С другой стороны, медленное скольжение может увеличить нагрузку на близлежащие заблокированные участки разлома и, таким образом, приблизить их к разрушению. Явления медленного скольжения возникают спонтанно и, в отличие от постсейсмического скольжения, имеют фазу нарастания скорости, а зависимость перемещения от времени на стадии затухания процесса скорее экспоненциальная, что свидетельствует о значительном вкладе вязкоупругой составляющей [Кочарян, 2016]. Для SSE характерны небольшие величины амплитуды сброшенного напряжения, малые скорости смешения. хотя реализованный сейсмический момент может достигать весьма значительных величин 10²¹-10²² Н · м. Масштабные соотношения для очаговых параметров явлений медленного скольжения радикально отличаются от "нормальных" землетрясений [Ide, 2007; Gao, 2012; Gomberg et al., 2016].

R. Bürgmann, рассмотрев данные геодезических, сейсмологических и геологических наблюдений, продемонстрировал, что асейсмические сдвиги происходят в коре по всей глубине как на разломах сдвигового типа, так и в межплитных зонах [Bürgmann, 2018]. В частности, он подчеркнул, что свидетельства SSE проявляются в геологической структуре разломов, поднятых с разных глубин.

Исследования последних лет показали, что медленные землетрясения и гигантские мегаземлетрясения могут быть локализованы в соседних областях сейсмогенной зоны и иметь похожие механизмы [Obara, Kato, 2016]. Некоторым крупным землетрясениям предшествовали SSE и связанные с ними последовательности форшоков. Продолжительность этих процессов – предвестников скольжения – колеблется от секунд до лет, а размеры областей, охваченных скольжением, изменяются в широком диапазоне [Roeloffs, 2006; Kato et al., 2012; Radiguet et al., 2016; Socquet et al., 2017]. Предсейсмический сдвиг часто происходит рядом с будущим косейсмическим разрывом, а не в зоне его возможного зарождения [Avouac, 2015; Bürgmann, 2018]. Хотя прямая корреляция между SSE и некоторыми крупными землетрясениями определенно установлена, например [Uchida et al., 2016], большинство SSE не влечет за собой сильных землетрясений. Судя по всему, SSE является возможной, но не обязательной частью процесса зарождения землетрясений. В этой связи едва ли стоит рассчитывать на использование информации об этих явлениях в интересах краткосрочного прогноза, однако их изучение дает ценную информацию о физике очага.

В явном виде инициирование динамических срывов медленным скольжением наблюдалось в натурном эксперименте при проведении инжекции флюида в скважину глубиной 518 м, пройденную в массиве известняка [Guglielmi et al., 2015]. Динамические срывы начали происходить лишь после того, как размер зоны скольжения превысил определенную величину. В.Ю. Рига и С.Б. Турунтаев численно моделировали подобный процесс с использованием двухпараметрического закона трения R&S [Riga, Turuntaev, 2019]. Ими было показано, что закономерности скольжения по разлому существенно зависят от проницаемости вмещающего массива.

Влияние закачки флюида на инициирование медленного скольжения по разлому более крупного масштаба показано в работе [Wei et al., 2015]. Проведенный в этой работе анализ разнообразных данных — записей широкополосных датчиков, датчиков сильных движений, геодезических наблюдений и т.д. — позволил выявить детальную картину сейсмогенных и асейсмичных деформационных событий, связанных с закачкой флюида на геотермальном поле вблизи г. Brawley в Южной Калифорнии.

Исследование этих, пока слабо изученных, переходных режимов деформирования разломов представляет большой интерес и с прикладной точки зрения. Построение модели этих событий может оказаться крайне полезным при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков массива горных пород, например в горнодобывающей промышленности [Кочарян, 2016; Ружич и др., 2020].

СТАРТ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОСТАНОВКА ДИНАМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА

Одними из важнейших являются вопросы о том, как начинаются землетрясения и когда определяется их окончательный размер — до начала землетрясения или в процессе развития разрыва. По выражению J. Gomberg "...эти вопросы продолжают ставить в тупик науку о землетрясениях" [Gomberg, 2018].

Можно выделить два основных подхода к объяснению процесса инициирования землетрясения на "подготовленном" участке разлома (рис. 3а).

Первый подход, называемый "детерминистской моделью", связывает инициирование земле-

Рис. 3. Подготовка, старт и распространение разрыва: детерминистская (а), стохастическая (б) и комплексная (в) модели инициирования динамической подвижки по разлому. (a), (б): *1-8 –* разрушающиеся динамически участки разлома (форшоки). Большой эллипс – очаг крупного события; прямая линия – фронт распространения события медленного скольжения (по работе [Gomberg, 2018]); (в): (I) – постепенная локализация сдвиговой деформации и фоновой сейсмичности вокруг большой зоны разрушения; (II) – локализация сдвига и несколько последовательностей форшоков до возникновения нестабильности, ведущей к большому разрыву; (III) – пространственно-временная диаграмма ступенчатого увеличения сдвига разлома перед сильным землетрясением, связанного с сочетанием медленного сдвига и форшоков. В качестве примера показаны две последовательности форшоков, сопровождаемых медленным скольжением (по работе [Kato, Ben-Zion, 2021]); (г): изменение спектрального центроида, рассчитанного в диапазоне 0.01-0.5 Гц для станции LCO. Момент землетрясения 16.09.2015 г., $M_w = 8.3$, показан стрелкой. Черными вертикальными линиями показаны телесейсмические землетрясения по всему миру, серыми – локальные события (по работе [Беседина и др., 2020]); (д): эпюры скорости смещения материала в направлении, параллельном поверхности скольжения в варианте расчета с четырьмя одинаковыми участками скоростного разупрочнения. Расположение участков/пятен показано толстыми отрезками на левой оси. Вне пятен – кулоновское трение. Цифры около кривых – расстояние от точки старта разрыва, нормированное на диаметр пятна *D*. Сплошные линии – эпюры, соответствующие точкам внутри пятен; пунктирные – вне пятен. Амплитуда массовой скорости нормирована на величину скорости смещения внешнего края блока. Для лучшей читаемости рисунка показаны только первые фазы движения. На вставке – фрагмент модели гетерогенного контакта; 1 – зона скоростного разупрочнения; 2 – переходная зона; 3 – зона скоростного упрочнения [Батухтин и др., 2019; Кочарян, Кишкина, 2020].



трясений с такими процессами, как медленное, ускоряющееся скольжение по разлому (преслип), или распространение фронта изменения порового давления [Elthworth, Bulut, 2018; Shelly et al., 2016; Guglielmi et al., 2015; и др.]. В этом случае землетрясения, предшествующие главному толчку, являются лишь пассивными индикаторами, показывающими развитие деформационного процесса.

Измерения, проведенные в последние годы, дали многочисленные примеры проявления крупной сейсмичности вслед за медленным скольжением либо проявления сейсмичности в виде невулканического тремора на фоне событий медленного скольжения [Frank et al., 2016; Radiguet et al., 2016; Mavromatis et al., 2014; Schurr et al., 2014; Obara, Kato, 2016; Uchida et al., 2016; и др.]. Нагружение участков сейсмогенных разломов медленным скольжением в окружающих областях в процессе подготовки более крупного события является одним из вероятных объяснений механизма возникновения форшоков [Dodge et al., 1995; 1996; Bouchon et al., 2013; Huang et al., 2020; и др.].

С другой стороны, перед некоторыми землетрясениями не найдено никаких доказательств, подтверждающих влияние асейсмического скольжения. Напротив, обнаруживается, что форшоки образуют непрерывную серию разрывов, которые систематически продвигаются в направлении будущего гипоцентра главного толчка. Так, например, 44-минутная последовательность форшоков землетрясения в Измите M = 7.6, 1999 г. выглядела как инициированный каскад, в котором один форшок нагружает соседний участок разлома, вызывая его разрушение, причем инициирование главного удара ничем не отличалось от инициирования форшоков [Ellsworth et al., 2018].

На основе таких наблюдений основан второй подход – стохастический, в котором инициирование основного землетрясения рассматривается как случайный процесс, являющийся результатом реакции разлома на возмущения, вызванные предыдущими, как правило, небольшими землетрясениями – форшоками (каскадная модель) [Mignan, 2014; Kato et al., 2016; Tape et al., 2018; и др.]. Триггерами могут являться как динамические напряжения (сейсмические волны) [Hill, Prejean, 2007; Соболев и др., 2016; и др.], так и изменения поля статических напряжений вследствие подвижки в очаге соседнего события [King et al., 1994]. Заметим, что последовательности форшоков признаются такими, как правило, лишь постфактум и менее чем за одним событием из 20 следует более крупное [Christophersen, Smith, 2008].

Несмотря на возрастающую плотность сетей наблюдений и тщательный анализ данных, сейсмологические и геодезические наблюдения, как правило, пока не в состоянии аргументированно различить эти два случая [Mignan, 2014; Gomberg,

2018]. Проводя измерения вблизи поверхности, практически невозможно выявить небольшие пятна нуклеации на сейсмогенной глубине. Скорее всего, на заключительной фазе подготовки крупного землетрясения имеют место как медленные переходные процессы, так и форшоковая активность. Какой механизм будет превалировать, зависит от конкретных условий. Так, в условиях относительно более высоких температур и обилия флюидов (например, в зонах субдукции) создаются условия для реализации механизма инициирования крупных землетрясений событиями медленного скольжения. В более структурносложных разломах континентальной коры сильным землетрясениям предшествует генерация повреждений, которая проявляется в виде прогрессирующей сейсмичности в окрестности будущего очага. В недавней работе [Kato, Ben-Zion, 2021] предложена феноменологическая модель для объяснения разнообразия деформационных процессов, происходящих на заключительной стадии подготовки крупного землетрясения в разных тектонических условиях. Модель включает стадии (I) постепенной локализации повреждений среды и фоновой сейсмичности, (II) локализации сдвига, включая образование нескольких последовательностей форшоков и (III) перевод разлома в динамическую стадию комбинацией медленного слипа и форшоков (рис. 3в).

В последнее десятилетие на лабораторном уровне подтвердилась гипотеза о радикальном изменении механических характеристик разломной зоны при переходе очаговой области будущего землетрясения в метастабильное состояние. Было показано, что переход модельного разлома в метастабильное состояние сопровождается снижением сдвиговой жесткости разлома, предшествующим динамическому событию. Это снижение, вероятно, связано с динамикой трения и возникновением за счет микропроскальзываний локальных необратимых деформаций в окрестности будущей зоны макроскопического скольжения [Johnson, Jia, 2005].

В этом смысле снижение жесткости аналогично снижению величины эффективного упругого модуля материала при переходе к квазипластическому течению. В экспериментах [Кочарян и др., 20186; Kocharyan et al., 2018а] было продемонстрировано снижение величины спектрального центроида спектра шума непосредственно перед эпизодами прерывистого скольжения. Позже авторы работы [Беседина и др., 2020] обнаружили аналогичный эффект при обработке параметров микросейсмического фона перед крупнейшими землетрясениями в Чилийской зоне субдукции. Было показано, что длительность снижения величины спектрального центроида в диапазоне 0.008–0.45 Гц может достигать 2 сут (рис. 3г).

Что касается места старта разрыва, то мнения разных авторов расходятся в вопросе о том, определяется ли расположение будущей зоны нуклеации вариациями напряженного состояния или локальными особенностями фрикционных свойств участка разлома. Лабораторные эксперименты, в зависимости от постановки, позволяют заключить о приемлемости как первого [Ke et al., 2018], так и второго предположения [Батухтин и др., 2019]. В работах [Батухтин и др., 2019; Кочарян, Кишкина, 2020] предложена простая иерархическая модель, которая позволяет соединить эти подходы. Модель основана на том, что сложная топография поверхности скольжения приводит, как отмечалось выше, к появлению областей концентрации напряжений и относительно разгруженных областей. В разгруженных областях происходит осаждение минералов, переносимых флюидами, что способствует формированию прослоев слабых материалов, богатых филлосиликатами, т.е. участков поверхности с фрикционными свойствами скоростного упрочнения. В зоне концентрации напряжений образуются области прочного gouge, сформированные преимущественно из кварца и полевого шпата, изначально почти не содержащие филлосиликатов. Из-за более высокого уровня напряжений растет и степень локализации сдвига. Таким образом, именно контакты шероховатостей (области концентрации напряжений) оказываются динамически неустойчивыми при скольжении по разлому, тогда как для участков разломной зоны, расположенных между контактирующими неровностями, характерны фрикционные свойства стабильного скольжения. Области концентрации напряжений считаются зонами, обладающими свойствами скоростного разупрочнения. Области максимальной разгрузки (3 на вставке рис. 3д), напротив, зонами увеличения коэффициента трения при сдвиге. Между этими областями расположена переходная зона (2 на вставке рис. 3д), в которой материал не обладает выраженной зависимостью трения от скорости и перемещения. Использование сведений о параметрах шероховатости разломов позволяет в рамках упругого подхода оценить характерный размер зоны разупрочнения, который составляет примерно 10% от расстояния между соседними пятнами [Кочарян, Кишкина, 2020]. Понятно, что в действительности и расположение неровностей поверхности не является регулярным, и свойства материала-заполнителя определяются множеством факторов, а не только уровнем напряжений. В этой связи размеры зон упрочнения и разупрочнения могут быть разными. Большие участки, сложенные материалами, упрочняющимися в процессе скольжения, могут оказаться непреодолимым препятствием для динамического разрыва.

В работе [Батухтин и др., 2019] приведены результаты численного моделирования процесса относительного сдвига двух упругих блоков, разделенных поверхностью скольжения. При задании граничного условия на контакте трение описывалось с помощью R&S-закона. При этом на плоскости скольжения выделялись одно или несколько пятен, на которых коэффициенты модели обеспечивали режим скоростного разупрочнения. На остальной поверхности скольжения сила трения либо не зависела от скорости и смещения, либо описывалась тем же законом R&S, но с константами, обеспечивающими режим скоростного упрочнения. В расчетах контролировались кинематические параметры движения, компоненты тензора напряжений, пространственное распределение изменения плотности энергии сдвиговой деформации блоков, кинетической энергии в различные моменты времени относительно начала срыва. Судя по результатам расчета, пример которых приведен на рис. 3д, разрыв распространяется по напряженному тектоническому разлому до зоны, внутри которой контакт обладает свойством скоростного упрочнения, где скорость смещения быстро снижается. Если размеры зоны упрочнения достаточно велики, то происходит остановка разрыва. Небольшую зону разрыв "проскакивает", потом вновь "разгоняясь" на пятнах разупрочнения. Этот вопрос является сложным для изучения, т.к. до последнего времени не удавалось создать в лабораторном эксперименте контролируемый разрыв конечного размера на фрикционном контакте скальных пород. Первые работы в этом направлении выполнены в Корнельском университете США [Ke et al., 2018].

Ясно, что кроме зон упрочнения, преградой для дальнейшего роста разрывов являются резкие изменения геометрии разлома – изгибы, ступенчатые перескоки, зоны распределенных катакластических деформаций. Автор работы [Wesnousky, 2006] исследовал поверхностные разрывы длиной от 10 до 420 км от 22 землетрясений сдвигового типа и заключил, что примерно 2/3 разрывов были остановлены ступенчатым строением разлома. Он предложил амплитуду ступеньки $L_t = 3-4$ км как непреодолимую преграду для распространения разрыва. По данным [Li, Zhou, 2018], эта величина меняется от $L_t = 3$ км для разрывов землетрясений с $M_s = 6.5-6.9$ до $L_t = 8$ км для $M_s = 8.0-8.5$.

Анализ результатов лабораторных экспериментов, численных расчетов и полевых наблюдений показывает, что скольжение обычно начинается с небольшой, по сравнению с окончательными размерами разрыва, области разлома — "зоны нуклеации землетрясения" — участка, на котором скорость разрыва возрастает до динамического значения [Scholz, 2019]. Эту величину в настоя-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

щее время оценить можно лишь очень приблизительно. По сейсмологическим данным [Ide, Takeo, 1997; Kaneko et al., 2017; Yasuda et al., 2005; и др.] размер зоны нуклеации L_n может достигать величины порядка нескольких процентов от длины разрыва булушего землетрясения (подробнее см. [Кочарян, 2016 и ссылки там]).

В рамках модели R&S для развития процесса необходимо, чтобы размер этой зоны превышал некоторую критическую величину L_c, которая, согласно [Scholz, 2019], определяется выражением:

$$L_c \approx \frac{\eta G D_c}{\sigma_n (b-a)},\tag{7}$$

где: G – модуль сдвига материала; σ_n – эффективное напряжение, нормальное к плоскости скольжения; D_c , b, a – константы R&S, определяемые фрикционными свойствами контакта; n – коэффициент формы — величина ~1.

Область проскальзывания (разрыв) распространяется вдоль разлома, при этом скорость ее фронта (известная как скорость разрыва) составляет значительную долю, 0.7-0.8, скорости поперечной волны C_s, независимо от размера события [Костров, 1975; Kostrov, Das, 2005; и др.]. Скорости распространения трещины в однородной среде выходят на предельные значения – C_s и скорость распространения волны Релея C_R для соответствующих типов разрушения. В лействительности. скорость распространения разрыва, особенно для крупных событий, может быть существенно ниже, что связано с геометрией разрыва, когда один из размеров определяется сейсмогенной глубиной, а доля энергии, идущей на разрушение, увеличивается по мере распространения разрыва [Viesca, Garagash, 2015].

В последние годы значительное внимание уделяется исследованию возможности распространения разрывов со скоростью распространения $V > C_{\rm s}$. Возможность существования таких разрывов, которые становятся стабильными при скорости распространения $C > \sqrt{2}C_s$, была показана около полувека назад в ряде теоретических работ и в лабораторных экспериментах. Ссылки на эти работы и их описание можно найти в только что вышедшей электронной монографии [Bhat, 2021], где собрана обширная библиография, включающая и сведения о регистрации таких "сверхсдвиговых" разрывов при землетрясениях 2002 г. $M_w = 7.9$ Denali Earthquake (Аляска), 2001 г. $M_w = 7.8$ Kunlun (Китай) и др. Обычно сверхсдвиговый разрыв наблюдается на очень прямых сегментах разлома на расстоянии более десятков километров от гипоцентра (например, [Bruhat et al., 2016] и ссылки там). Интерес к изучению таких разрывов понятен изза интенсивного излучения высокочастотных колебаний, приводящих к повышенному ущербу.

Существует множество работ, в которых численно моделируется процесс распространения линамического разрыва вдоль шероховатого контакта [Bruhat et al., 2016; Fang, Durham, 2013; и др.]. Установлено, что взаимодействие напряжений и характеристики скольжения разломов со случайной фрактальной волнистостью в упругой среде качественно и количественно отличаются от таковых для разломов с плоскими поверхностями. Взаимодействие скальных шероховатостей может приводить к возникновению разнообразных эффектов, таких как торможение разрыва, вторичные импульсы скольжения, которые повторно разрушают ранее сдвинутые участки разлома, переходы к сверхбыстрым разрывам с "межзвуковой" скоростью распространения ($C > C_s$). При этом устойчивое распространение такого разрыва более характерно для локально более гладких участков [Bruhat et al., 2016].

Любопытный подход предложен в работе [Ye et al., 2018], где использован новый параметр для оценки сейсмической эффективности подвижки по разлому – коэффициент увеличения излученной энергии (Radiated Energy Enhancement Factor, REEF). Этот параметр определяется как отношение измеренной величины излученной энергии землетрясения к расчетной минимальной величине для источника с таким же сейсмическим моментом и продолжительностью. Измеренные величины REEF для 119 крупных землетрясений показали вариацию от 5 до 150. Авторы полагают, что величина этого параметра отражает сложность разрыва. Маленькие значения REEF соответствуют "гладким разрывам", чаще с единственной разрываемой областью, а большие разрушающим несколько asperities.

СБРОС НАПРЯЖЕНИЙ

Важным параметром, характеризующим механику динамического скольжения по разлому, является величина падения статического напряжения Δτ_s ("стресс-дроп"), представляющая собой среднюю разницу между начальным и конечным напряжением, касательным к плоскости разлома. В отличие от действующих напряжений, величина $\Delta \tau_{s}$ может быть определена из сейсмологических данных и давно исследуется в сейсмологии. Хотя некоторое время назад были попытки вывести масштабную зависимость сброса напряжений от иерархического уровня события [Осокина, 1987], огромный набор данных, в том числе полученных в последние годы при проведении качественных измерений, демонстрирует инвариантность $\Delta \tau_s$ во всем диапазоне магнитуд – от лабораторных событий с $M_w \sim 8$ до сильнейших землетрясений с $M_w \sim 9$ [Allmann, Shearer, 2009;



Рис. 4. Вариации величины сброса напряжений в зависимости от значения сейсмического момента. На верхней оси показаны значения моментной магнитуды M_w. Обозначения и источники данных (см. в работе [Соссо et al., 2016]).

Соссо et al., 2016; Сычева, Богомолов, 2020; и др.] (рис. 4).

Квазистатическое падение напряжения при землетрясении составляет от 0.1 до 100 МПа при среднем значении около 3 МПа. Также нет систематической зависимости от глубины для сбросов напряжения в целом, хотя недавние наблюдения обнаружили некоторое увеличение величины Δτ_s с глубиной в определенных регионах [Uchide et al., 2014], корреляцию с величиной теплового потока [Oth, 2013], а также с типом разломов, изменениями средней скорости тектонического сдвига, минералогическим составом пород и т.д. [Goebel et al., 2015; Trugman, Shearer, 2017], в том числе и для техногенно индуцированных событий [Wu et al., 2018].

В целом, анализ имеющихся сведений позволяет заключить, что величина сброшенного напряжения слабо зависит от перечисленных факторов, а перепады $\Delta \tau$ разбросаны вокруг средних значений ~1-10 МПа. Однако в пределах отдельных последовательностей землетрясений и участков локализации зависимость величины сброшенного напряжения от размера землетрясения может быть довольно сильной. Аналогичный эффект наблюдается при анализе зависимости вели-

чины кажущегося напряжения $\sigma_a = \mu \frac{E_s}{M_0}$ от раз-

мера землетрясения [Кочарян, 2016]. Этот факт представляется удивительным, учитывая различия в уровнях напряжений, механических свойствах и тектонических условиях. В простой модели фрикционного разрушения линейное увеличение эффективного нормального напряжения должно приводить к пропорциональному росту величины $\Delta \tau_s$. Остается предположить, что либо величина эффективного нормального напряжения существенно не меняется с глубиной (например, из-за избыточного порового давления), либо рост нормального давления приводит к изменению соотношения между максимальной и остаточной сдвиговой прочностью.

Необходимо подчеркнуть, что определение величины падения напряжения сильно зависит от используемых моделей и подходов. Так, например, сейсмологи обычно используют модель круговой осесимметрично расширяющейся трещины, с постоянной скоростью разрыва и равномерным падением напряжения. При этом каждый из таких факторов, как неопределенность в скорости разрыва, учет отличия формы очага от эллиптического пятна, неоднородность фрикционных свойств, может исказить величину $\Delta \tau_s$ более чем на порядок [Noda et al., 2013; Lin, Lapusta, 2018; Perry et al., 2020; и др.].

Тем не менее, в целом, инвариантность средней величины падения напряжения при землетрясении дает уверенность в том, что важнейшие свойства разрыва, включая величину излученной энергии, определяются ограниченным числом основных физических процессов с относительно небольшим количеством управляющих параметров. Это дает надежду на возможность построения адекватных расчетных моделей для воспроизведения процесса возникновения и распространения разрыва.

О ХАРАКТЕРНЫХ РАЗМЕРАХ ASPERITIES

Косвенные сведения о размерах и расположении зон упрочнения (asperities) в природе можно почерпнуть из двух типов наблюдений. Первый – данные о расположении очагов так называемых повторных землетрясений - событий близкой магнитуды, которые происходят практически в одном и том же месте в разные моменты времени [Uchida, Burgmann, 2019 и ссылки там]. Совпадение местоположения очагов свидетельствует о том, что повторные землетрясения с большой вероятностью "разрывают" один и тот же участок разлома – asperity. На это указывает и практически полная идентичность форм сейсмограмм, зарегистрированных от разных событий из одного мультиплета на одной и той же станции. "Повторные" события весьма распространены. Например, среди 7409 событий, зарегистрированных за 15 лет наблюдений на Calaveras Fault (Калифорния), 4890 (66%) имели хотя бы 1 повторное событие на расстоянии не более 25 м. Повторные землетрясения обнаруживаются как в "фоновой" сейсмичности, так и в последовательностях афтершоков более крупных событий в разных регионах мира [Uchida, Burgmann, 2019]. Локация источника и определение размеров разрыва повторных землетрясений происходит с очень высокой точностью, так что их анализ может дать неплохую оценку размеров asperities-источников небольших сейсмических событий. В работе [Bourouis, Bernard, 2007] были описаны и проанализированы повторные события в микросейсмичности, наведенной при закачке воды в глубокую скважину. Распределение этих мультиплетов по размерам исследовано в работе [Смирнов и др., 2010], где показано, что наклон спадающей ветви, при формальном переходе к моментным магнитудам, составляет величину b = 0.8, "...что близко к среднемировому значению параметра Гуттенберга-Рихтера".

Другой источник данных — геодезический мониторинг. По результатам GPS-измерений определяется коэффициент сейсмической эффективности χ или сейсмическое сцепление (англ. термин *seismic coupling*) [Scholz, 2019]:

$$\chi = \frac{\dot{P}_s}{v_p S_f}.$$
(8)

В выражении (8) $P_s = \frac{M_0}{G} = \int_S u dS$, где: M_0 сейсмический момент; G – модуль сдвига; u – вектор косейсмического смещения; S_f – площадь разрыва; v_p – скорость смещения плиты под действием тектонических сил.

Предполагается, что в районе *asperities*, где разлом заперт в межсейсмический период, $\chi \approx 1$, т.е. все перемещение набирается за счет подвижки при землетрясении. В окружающей области скольжение условно стабильно (скольжение стабильно при квазистатической нагрузке, но может стать нестабильным при динамической нагрузке выше определенной величины), а коэффициент сейсмической эффективности $0 < \chi < 1$. На участ-ках крипа, где крупных землетрясений нет, величина коэффициента χ невелика.

По понятным причинам такие измерения информативны, главным образом, на участках типа зон субдукции, где достаточно велики скорости смещения плит и происходят крупные землетрясения. На рис. 5а приведен пример распределения сейсмической эффективности (верхняя линия) в зависимости от широты участка субдукционной зоны Чили. Здесь же показано распределение косейсмического слипа (нижняя линия) при трех крупнейших землетрясениях. Затененные серым цветом вертикальные области соответствуют зонам низкой сейсмической эффективности, которые ограничивают "сцепленные участки". Хорошо видно, что разрыв почти не проникает в области низкого сцепления (предположительно, области с доминированием фрикционных свойств скоростного упрочнения).

Используя сведения о расположении разрывов крупных палеоземлетрясений вдоль субдукционной зоны Чили [Меtois et al., 2017], была построена суммарная плотность длины разрывов по простиранию зоны субдукции. Как видно из графика, участки максимальной плотности разрывов примерно соответствуют распределению сейсмической эффективности, полученной по результатам GPS-наблюдений (рис. 56), и позволяют предположить, что характерные размеры *asperities* мегаземлетрясений с $M_w > 8$ составляют величину в 100–200 км, причем разрыв землетрясения Maule $M_w = 8.8$ включает две таких области.

Установить достоверно размеры зон *asperities* как физических объектов – областей с определенными фрикционными характеристиками – в настоящее время затруднительно. Проблема в том, что и из анализа размеров областей максимальной амплитуды скольжения, и из данных о коэффициенте сейсмической эффективности трудно установить границу между областью фрикционного разупрочнения ("истинной" *asperity*) и условностабильными областями, куда разрыв может распространяться при условии, что скорость подвижки достаточно высока.

На рис. 5в приведены опубликованные данные о характерных размерах *asperities* в зависимости от размера землетрясения. Несмотря на то, что эти сведения относятся к различным регионам, а разные авторы идентифицировали *asperities* по разным признакам, совокупность данных с коэффициентом детерминации R = 0.986 описывается соотношением:

$$\sqrt{S} = 6.33 \times 10^{-6} M_0^{0.34},\tag{9}$$

где: S – площадь *asperity* в км², M_0 – сейсмический момент землетрясения в Н · м. Показатель степени в соотношении (9) соответствует геометрическому подобию, которое обычно хорошо выполняется при рассмотрении характеристик сейсмичности в широком диапазоне магнитуд. Величина \sqrt{S} довольно близка к эмпирическим зависимостям, используемым для оценки характерных длин разрывов землетрясения от величины сейсмического момента, которые приведены во многих рабо-



Рис. 5. Оценка размеров зон *asperiities*: (a) – распределение сейсмической эффективности вдоль субдукционной зоны Чили по данным работы [Metois et al., 2017]. Верхняя кривая – распределения сейсмической эффективности в зависимости от широты участка (правая ось ординат). Вертикальные области – зоны низкой сейсмической эффективности. Нижние кривые – распределение амплитуды косейсмического перемещения при трех крупнейших землетрясениях (левая ось ординат); (б) – суммарная плотность длины разрывов крупных землетрясений (1615–2015 гг.) по простиранию субдукционной зоны Чили; (в) – зависимость среднего размера *asperities* от размера землетрясения; *S* – эффективная площадь *asperity*. Источники данных см. в работе [Кочарян, Кишкина, 2020].

тах и для удобства собраны в монографии [Кочарян, 2016]. Некоторые из них показаны на рис. 5в пунктиром. Можно видеть, что параметр \sqrt{S} областей, интерпретируемых как *asperities*, в среднем в 1.5–3 раза меньше длины разрыва. По-видимому, размеры зон разупрочнения все-таки должны быть заметно меньше. Более достоверно установить размеры и тонкую структуру этих зон может позволить тщательный анализ высокочастотных сейсмограмм и результатов регистрации деформаций датчиками GPS в окрестности очага.

ИНИЦИИРОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ ПО РАЗЛОМАМ ЭКЗОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

Активные разломы земной коры находятся в состоянии, близком к предельному равновесию [Townend, Zoback, 2000]. Как и любая метастабильная система, они способны с одной стороны неопределенно долго сохранять равновесие, а с другой, некоторое значимое возмущение может привести к возникновению динамической неустойчивости. Хотя постепенное "подведение" участка разломной зоны к критическому состоянию есть процесс, детерминированный эволюцией соответствующего участка коры, сам момент динамического срыва во многом случаен и может определяться, порой, довольно слабыми воздействиями.

Инициирование тектоническими движениями в виде событий медленного скольжения и/или форшоков было обсуждено выше. В этом разделе рассматривается ряд потенциально возможных, внешних, по отношению к очаговой зоне, природных и антропогенных триггерных воздействий.

При любом типе инициирования должны выполняться геомеханические условия возникновения неустойчивости: (I) — близость величины эффективных напряжений, касательных к плоскости разлома, к локальному или текущему пределу прочности; (II) — снижение величины фрикционного сопротивления с ростом скорости скольжения и/или амплитуды перемещения ("скоростное разупрочнение"); (III) — необходимое соотношение между скоростью динамического высвобождения упругой энергии деформации K и скоростью расходования энергии на распространение трещины k_s [Кочарян и др., 2019а; 2019б]. При фрикционном скольжении первый параметр есть скорость, с которой напряжение может быть упруго разгружено в материале с модулем упругости G, вмещающим разлом: $K = \eta \frac{G}{\hat{L}}$, а второй

 $|k_s| = \left|\frac{\partial \tau}{\partial D}\right| -$ скорость, с которой трение изменяется с кумулятивным смещением *D*. В этих выражениях *G* – модуль сдвига вмещающего массива; $\eta \sim 1 -$ коэффициент формы; \hat{L} – характерный размер, связанный с магнитудой землетрясения. Если условие $\psi = \frac{|k_s|}{K} > 1$ выполняется, то энергия излучается из системы. В противоположном случае, динамическое скольжение и, соответственно, излучение энергии невозможны. Величина отношения $\psi = \frac{|k_s|}{K}$ определяет не только возможность, но и характер скольжения – динамический срыв, крип или переходные режимы [Кочарян, 2016].

Важным триггером являются динамические напряжения, распространяющиеся в виде сейсмических волн от сильных землетрясений. Детальные обзоры дистанционного инициирования деформационных событий сейсмическими волнами приведены в нескольких работах [Freed, 2005; Hill, Prejean, 2015; Кочарян, 2016]. В них обсуждены как конкретные примеры, так и возможная физика явления. В большинстве случаев возникновение динамически инициированной сейсмичности начинается не с первого вступления P-волны, а через некоторое время после вступления высокоамплитудных поверхностных волн. Инициирование относительно высокочастотными объемными волнами менее эффективно на больших расстояниях, хотя несколько таких случаев известно. Задержки между временем прихода сейсмических волн и инициированным событием изменяются от секунд до недель и более. Данные о больших временах задержки, конечно, менее надежны, но величины Δt в десятки часов можно считать установленными.

Зарегистрированные и оцененные максимальные величины скорости колебаний, инициирующих динамические события, в большинстве случаев находятся в диапазоне от 0.1 до 10 см/с (напряжения 0.01-1 МПа, деформации $5 \times 10^{-7}-5 \times 10^{-5}$), хотя по некоторым данным порог инициирова-

ния может быть существенно ниже — вплоть до уровня динамических деформаций ~ 10^{-8} [Соболев и др., 2016].

Важным является наблюдение, что в тех случаях, где проводились деформографические и наклономерные измерения, на участках, проявивших инициированную сейсмичность, неизменно регистрировались деформации, нараставшие со скоростями, на порядки превышавшими фоновые значения [Кочарян, 2016]. Это наводит на мысль, что сейсмические волны инициируют медленное скольжение, которое, в свою очередь, приводит к динамической подвижке по разлому. Возможность реализации такого сценария была продемонстрирована в лабораторных экспериментах [Kocharyan et al., 2018b].

Хотя случаи динамического инициирования встречаются в регионах с различной тектонической обстановкой, большая часть данных ассоциируется с зонами растяжения, участками увеличенной фоновой сейсмичности, геотермальными областями и зонами четвертичного и современного вулканизма. Воздействие низкочастотных сейсмических колебаний может оказаться эффективным механизмом изменения флюидодинамического режима разломной зоны, локального перераспределения порового давления и, как следствие, инициирования подвижек по разломам. Механизм такого воздействия рассмотрен в работе [Brodsky et al., 2003].

В качестве одного из популярных триггерных механизмов генерации сейсмической активности рассматриваются медленные деформационные волны [Шерман, 2014]. Эта проблема остается пока дискуссионной. Вопрос о механизмах возбуждения, закономерностях распространения и о самой природе этих псевдо-волн неоднократно обсуждался в литературе и пока не привел к появлению общепризнанных представлений [Быков, 2019; Кузьмин, 2020; и др.].

Один из традиционных, длительное время обсуждаемых вопросов связан с возможным вкладом приливов во временное распределение землетрясений. На сегодняшний день четкой причинноследственной связи между землетрясениями и фазами приливного напряжения не выявлено. Общепризнанными исключениями являются рои неглубоких землетрясений в вулканических и геотермальных областях [Hill, Prejan, 2015], а также модуляция приливным воздействием пространственно-временного распределения коровых землетрясений в некоторых регионах тихоокеанского бассейна [Cochran et al., 2004]. В.А. Салтыков предложил новый механизм приливных эффектов на основе модели амплитудно-зависимой диссипации [Салтыков, 2014]. В работе [Ide et al., 2016] вычислены приливные напряжения на плоскостях разломов в течение

двух недель до начала крупных землетрясений по всему миру. Авторы обнаружили, что очень большие землетрясения, в том числе Суматра 2004 г., Maule 2010 г., землетрясения Чили 2010 г. и Тохоку-Оки 2011 г. в Японии, как правило, происходят вблизи времени максимума амплитуды приливных напряжений. Эта тенлениия не очевилна для небольших землетрясений. Однако b-value в соотношении Гутенберга-Рихтера уменьшается по мере того, как амплитуда приливных сдвиговых напряжений возрастает. Это означает, что доля крупных землетрясений увеличивается в периоды высоких приливных напряжений. Авторы связывают этот эффект с ростом, по их мнению, вероятности каскадного развития разрыва до очень большой величины при увеличении уровня приливных напряжений. В работах [Баранов и др., 2019; Shebalin, Baranov, 2020] исследовано свыше 30 последовательностей афтершоков с $M \ge 6$ в двух регионах с высокими океанскими приливами у побережья Камчатки и Новой Зеландии. Отмечена устойчивая модуляция афтершоковых последовательностей на фоне закона Омори-Утсу. Авторы подчеркивают различие в характере воздействия приливов на фоновую сейсмичность и на афтершоки и предлагают в качестве основного механизма инициирования снижение эффективного трения в зоне разлома из-за увеличения порового давления при высокой воде или снижения нормального напряжения при низкой воде.

Рассматриваются корреляции времени возникновения сильных землетрясений с атмосферными явлениями, в частности циклонами и тайфунами. Имеющиеся наблюдательные данные довольно противоречивы. Анализ связи 102 тайфунов, произошедших вблизи о. Тайвань с 1995 по 2011 гг., с сейсмичностью региона, выполненный в работе [Lin, 2013], показал, что после сентября 1999 г. 78% тайфунов выступают в качестве триггеров землетрясений, тогда как до этого времени доля тайфунов-триггеров составляла только 16.67%. Автор связывает этот эффект с изменением напряженно-деформированного состояния коры в результате землетрясения $M_w = 7.6$ Chi-Chi, произошедшего 21.09.1999 г. Рассматривая в качестве потенциальных механизмов инициирования эффект изменения атмосферного давления и влияние обильных осадков, автор на основе статистического подхода обнаруживает превалирование барической составляющей. Авторы работы [Liu et al., 2009] в этом же регионе обнаружили вероятную связь с тайфунами медленных землетрясений. Они предположили, что инициируемые метеорологическими факторами периодически повторяющиеся события медленного скольжения могут быть причиной того, что в восточной части Тайваня, находящейся в условиях сильного сжатия, сильные землетрясения крайне редки.

В то же время авторы работы [Соболев и др., 2012], исследовав в диапазоне нескольких десятков лет влияние мощных тихоокеанских циклонов на сейсмичность Камчатки, Японии и Филиппин, установили, что возникающие на западе Тихого океана циклоны в целом не оказывают значимого триггерного эффекта на сейсмичность указанных регионов. Позже эти же авторы установили, что статистически не случайное совпадение по времени аномалий низкочастотного сейсмического шума и нескольких произошедших землетрясений в районе Тянь-Шаня совпадало с увеличением амплитуды вариаций атмосферного давления [Соболев Закржевская, 2020].

Г.А. Соболевым с коллегами рассматривалось возможное влияние на сейсмичность и на параметры низкочастотного сейсмического шума магнитных бурь. Сопоставление энергии, закачиваемой бурями E_m , с выделившейся сейсмической энергией показало, что величины E_m недостаточно для прямого преобразования в сейсмические колебания, т.е. влияние магнитных бурь на сейсмичность носит, вероятно, триггерный характер [Соболев, Пономарев, 2003; Соболев и др., 2020].

Авторы работы [Новиков и др., 2020] на основе представленной теоретической модели показали, что поглощение ионизирующего излучения солнечных вспышек может вызвать вариации плотности теллурических токов в сейсмогенных разломах, сопоставимые с плотностями тока, генерируемыми в земной коре искусственными импульсными источниками, используемыми для активного электромагнитного мониторинга (МГД-генераторы и электроимпульсные установки) [Авагимов, Зейгарник, 2016; Закупин и др., 2014]. Современное состояние проблемы влияния электромагнитного поля на процессы деформирования в образцах горных пород рассмотрено в работе [Мубассарова и др., 2019].

Многие техногенные факторы, влияющие на инициирование процессов скольжения по разломам, рассмотрены в недавних обзорах [Адушкин, Турунтаев, 2015; Foulger et al., 2018; Grigoli et al., 2017; и др.], где можно найти ссылки на соответствующие публикации.

Авторы [Foulger et al., 2018] собрали обширную базу данных, которая содержит сведения о техногенно индуцированных событиях с M > 2 за период с 1868 по 2016 гг. Около 38% из них связаны с горными работами, 15% с традиционными методами добычи углеводородов, а большая часть остальных — с изменением гидродинамического режима в том или ином виде — с заполнением водохранилищ, закачкой и откачкой больших объемов флюидов при добыче геотермального тепла, сланцевой нефти, закачкой отходов и т.д.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

Большой резонанс вызвало беспрецедентное увеличение сейсмичности в центральных и восточных областях США, связанное с возросшими темпами добычи углеводородов. Если в 1973-2008 гг. в среднем происходило 24 сейсмических события в год с магнитудой $M \ge 3$, то в течение только одного 2014 г. было зарегистрировано 688 таких землетрясений. Наряду с общим увеличением количества сейсмических событий произошло и несколько достаточно сильных землетрясений с магнитудой до M = 5.6, возникновение которых также связывают с добычей углеводородов [Ellthworth, 2013; Weingarten et al., 2015]. PaccMotрев особенности статистики землетрясений в Оклахоме, связанных с закачкой больших объемов флюида, авторы работы [Vorobieva et al., 2020] отмечают повышенную вероятность инициирования крупных событий на периферии области закачки в будущем, что необходимо учитывать при прогнозе в регионах интенсивной добычи углеводородов, используя данные по скорости закачки.

В качестве основного физического механизма обычно рассматривается повышение внутрипорового или пластового давления и, соответственно, снижение эффективной кулоновской прочности разломов и трещин в результате техногенного вмешательства.

В недавней работе [Goebel, Brodsky, 2018] анализ наведенной сейсмичности в окрестности изолированно расположенных нагнетательных скважин по всему миру показал, что в некоторых случаях скважины могут вызывать землетрясения на расстоянии до 10 км. Авторами утверждается, что вопреки общепринятому мнению, инжекция флюида в осадочные породы, а не в более твердые породы кристаллического фундамента, часто вызывает более сильные и отдаленные землетрясения за счет эффекта пороупругости.

Что касается предельной магнитуды землетрясения, которое может быть инициировано закачкой флюида, то в настоящее время эту величину часто оценивают, следуя работе [McGarr, 2014], согласно которой эта величина пропорциональна объему закачанного флюида, хотя все больше авторов подвергают эту модель сомнению. Так, например, сильнейшее в Корее за все время инструментальных наблюдений землетрясение магнитудой $M_w = 5.5$ в Роhang произошло вблизи участка, на котором проводились работы по гидроразрыву и закачке флюида после того, как было закачано ~10⁴ м³ воды [Grigoli et al., 2018]; тогда как, согласно [McGarr, 2014], для инициирования землетрясения такой магнитуды требуется объем закачки на три порядка больше.

Если инжекция производится непосредственно в разлом, то может произойти аномально сильное землетрясение. Это положение подтверждается целым рядом свидетельств о влиянии на сейсмичность настолько слабых вариаций гидростатического давления (порядка миллибар), что гипотеза вариаций кулоновского напряжения становится маловероятной [Foulger, 2018; и др.]. Это означает, что инжекция или откачка флюида способна изменять характеристики геоматериала.

Фрикционный параметр материала (a-b) в R&S законе резко снижается, т.е. скоростное разупрочнение становится более выраженным даже при добавлении очень небольшого количества флюида. В лабораторных опытах добавки флюида в 0.1% от массы материала-заполнителя лабораторного разлома оказывается достаточно для радикального изменения характера скольжения от крипа до выраженного стик-слипа [Кочарян, 2016]. Инжекция значительно меньшего количества воды в экспериментах с нагружением монолитного гетерогенного образца [Соболев, Пономарев, 2011] вызывала значимые вариации режима акустической эмиссии и кинетики процесса макроразрушения. Эти процессы обусловлены, вероятно, физико-химическими взаимодействиями в носиках трещин, типа эффекта Ребиндера.

Отдельное крупное направление составляют исследования закономерностей сейсмичности, индуцированной вариациями уровня воды в водохранилищах. Ссылки на эти работы можно найти, например, в работах [Адушкин, Турунтаев, 2015; Foulger et al., 2018]. Пожалуй, наиболее обследованным с этой точки зрения является регион расположения водохранилищ Койна–Варна, где наблюдения ведутся свыше 50 лет [Gupta, 2018; и др.]. Так, детальные исследования позволили рассмотреть тонкие механизмы сезонных вариаций наведенной сейсмичности, связав ее с активизацией различных систем разломов [Смирнов и др., 2017; 2018].

Начиная с 60-70-х гг. прошлого века, времени проведения наиболее мощных подземных ядерных взрывов, в литературе регулярно обсуждается вопрос об инициировании землетрясений взрывами [Кочарян, 2016; Foulger et al., 2018; и ссылки там]. Следует отметить, что убедительных доказательств способности сейсмических волн взрыва изменять сейсмический режим на больших расстояниях так и не было представлено. Как правило, отмечается "заметная активизация сейсмичности" в некоторых ограниченных областях, однако природа этих активизаций не обсуждается. например [Тарасов, Тарасова, 2019]. В любом случае, это явление достаточно редкое. По данным работы [Foulger et al., 2018], из проведенных 1352 подземных ядерных взрывов лишь с 22 связывают доказанные инициированные землетрясения. Большая часть сейсмических событий происходили немедленно после взрыва, их эпицентры располагались на глубине <5 км, ближе чем в 15 км до центра взрыва и контролировались расположением тектонически нарушенных зон. Максимальное расстояние, на котором произошло доказанное индуцированное землетрясение, составляло 40 км, и активность спадала в течение нескольких дней или недель [Foulger et al., 2018].

Подземные взрывы мегатонного класса инициировали смещение по разломам до 1 м по вертикали и 15 см по горизонтали для разломов до 8 км длиной, главным образом в эпицентральной области — зоне откола. Однако после взрыва Faultless (19.01.1968 г.) мощностью 1 Мт было обнаружено выраженное смещение по разлому на расстоянии 40 км от эпицентра [Foulger et al., 2018].

Сопоставив эффекты инициирования от подземных ядерных взрывов на Невадском полигоне и от землетрясений близкой магнитуды, произошедших в этом же регионе, авторы работы [Parsons, Velasco, 2009] пришли к выводу, что инициирующий потенциал взрывов крайне мал по сравнению с землетрясениями. Авторы предполагают две причины, определяющие подобный эффект. Во-первых, изменения статического поля напряжений при взрывах практически отсутствуют, тогда как в ближней зоне землетрясений афтершоки определяются именно вариациями статического поля в результате подвижки по разлому. Во-вторых, триггерный эффект от взрыва на большом расстоянии оказывается слабее, поскольку при взрыве относительно невелики амплитуды колебаний в низкочастотных поверхностных волнах, которые являются основным инициирующим фактором при землетрясениях.

В последние годы, в связи с широким обсуждением природы крупных сейсмических событий, происходящих в окрестности горнодобывающих предприятий, способность инициировать довольно крупные землетрясения с магнитудой M > 3иногда приписывается массовым взрывам при наземной и подземной разработке месторождений [Адушкин, 2016; 2018]. При этом механика инициирования динамической неустойчивости, как правило, не обсуждается. Проведенный анализ результатов детальных сейсмических наблюдений при массовых взрывах на карьерах и рудниках показывает, что максимальные амплитуды сейсмических колебаний на глубинах более 2 км, где наиболее вероятно расположение потенциальных очагов крупных техногенных землетрясений, как правило, составляет величину менее 1 мм/с. Выполненные оценки и их сопоставление с результатами прецизионных деформографических наблюдений показывают, что на сейсмогенных глубинах величины остаточных смещений по разломам при воздействии массовых взрывов, как правило, не превышают десятков-сотен микрон. По сейсмологическим данным, таких воздействий недо-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

статочно для инициирования землетрясений с магнитудами M > 4, хотя более мелкие индуцированные события, несомненно, могут иметь место [Кочарян и др., 2019а; 2019б].

Как отмечалось выше, значительная часть крупных землетрясений, индуцированных техногенной деятельностью, связана с добычей твердых полезных ископаемых и с горными работами. Развитие новых технологий добычи и беспрецедентное увеличение объемов извлекаемой породы привели к заметному росту числа и энергии довольно крупных землетрясений, связываемых с техногенной деятельностью. Рост сейсмичности в Кузбассе, крупные инциденты на месторождениях Тимано-Печерского региона, всплеск сейсмичности в окрестностях угольных карьеров в Новосибирской области – далеко не полный перечень подобных событий [Адушкин, 2016; 2018;]. Землетрясение с магнитудой $M_L = 6.1$, произошедшее в Кузбассе 18.06.2013 г., стало самым крупным сейсмическим событием, связанным с горными работами [Еманов, 2016; и др.]. Механика инициирования горными работами динамических подвижек по разломам обсуждалась во многих публикациях, например [Адушкин, Турунтаев, 2015; Адушкин, 2016; Foulger et al., 2018; и ссылки там]. Принимая в качестве основных техногенных воздействий на массив горных пород изменение флюидодинамического режима, воздействие сейсмических колебаний, выемку и перемещение больших объемов породы при ведении горных работ, в серии публикаций был исследован возможный вклад этих факторов в процесс инициирования динамических подвижек по разлому [Кочарян и др., 2018а; 2019а; 2019б; 2019в]. В качестве основы для анализа использовались геомеханические критерии возникновения нестабильности, сформулированные выше. Проведенный анализ показал, что наиболее сильным техногенным инициирующим фактором является перемещение породы при ведении горных работ. Выемка материала в крупном добывающем карьере приводит к изменению кулоновских напряжений на плоскостях разломов до единиц МПа на глубине в несколько километров. Этой величины, составляющей незначительную долю от уровня литостатических напряжений, может оказаться достаточно для инициирования сейсмогенерирующих подвижек по напряженным разломам. Об этом, в частности, свидетельствуют известные расчеты изменения поля статических напряжений в окрестности гипоцентров афтершоков крупных землетрясений [King et al., 1994], а также результаты исследований влияния морских приливов (вариация напряжения около 0.1 МПа) на статистику афтершоковых последовательностей [Баранов и др., 2019; Shebalin, Baranov, 2020]. Заметим, что динамическое проскальзывание по сформированному макроразрыву в образце песчаника в лабораторном эксперименте инициировалось на стадии нагружения, скачками напряжений значительно меньше Кулоновской прочности [Смирнов и др., 2019]. Важно подчеркнуть, что для крупных карьеров размер зоны, в которой изменение кулоновских напряжений на плоскости разлома превышает несколько десятых МПа, значительно превышают размер зоны нуклеации землетрясений с магнитудой $M \le 6$. При этом открытые горные работы едва ли влияют на локализацию очагов крупных землетрясений: они способны только приблизить момент события, уже подготовленного естественной эволюцией коры [Кочарян и др., 20196].

Иная ситуация может сложиться при подземной отработке месторождений. В этом случае выемка породы меняет эффективные упругие свойства породного массива в значительной области в окрестности активного разлома. В этой связи, вполне вероятно, что при отсутствии антропогенного вмешательства накопленная энергия деформирования реализовалась бы не через динамическую подвижку (землетрясение), а иным способом; например, путем медленного крипа или событий медленного скольжения [Кочарян и др., 2018а; 2019а].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный обзор недавних публикаций по геомеханике разломных зон демонстрирует готовность научного сообщества к постановке и проведению согласованных исследований, направленных на построение комплексной, основанной на физических принципах, модели деформационных процессов в разломных зонах, происходящих на протяжении всего цикла их эволюции.

Генерация динамических движений включает сложные многомасштабные процессы, которые могут иметь различные доминирующие черты в разных тектонических условиях. Понятно, что явное включение всех пространственно-временных масштабов и соответствующих физических и химических процессов в единую модель едва ли возможно в обозримом будущем. Тем не менее, налицо наблюдаемая во многих сериях публикаций тенденция перехода от исследования отдельных эффектов к изучению взаимодействий подмножеств соответствующих процессов в нескольких пространственных и временных масштабах с целью определения потенциальных взаимосвязей различных явлений, что совершенно необходимо для корректной интерпретации результатов наблюлений.

Ряд сделанных обобщений, например выявленное постоянство сброса напряжений при динамических подвижках, дает надежду, что существует ограниченное количество ключевых факторов, которые должны быть включены в будущую комплексную модель.

На основе выполненного обзора можно сформулировать перечень некоторых направлений перспективного развития работ в интересах создания такой модели.

1. Построение широких, в том числе принципиально новых, наблюдательных сетей в окрестности разломных зон. Наблюдения развиваются как по линии создания постоянных обсерваторий. так и путем построения плотных систем наблюдений на относительно небольшой плошади. Примерами является использование для измерений в окрестности разломной зоны 1000 дешевых короткопериодных приборов, расположенных с плотностью 10-30 м [Meng, Ben-Zion, 2017], или применение телекоммуникационных оптоволконных сетей в качестве плотных сейсмических групп [Yu et al., 2019] и т.д. Длительное использование в окрестности активных разломов плотных групп, включающих акселерометры, широкополосные сейсмические станции, чувствительные геодезические приборы, дает надежду на успех решения давней задачи – регистрации эволюции процесса скольжения на сейсмогенной глубине в преддверии главного толчка.

2. Продолжение геологических изысканий, особенно работ по быстрому бурению очагов крупных землетрясений, с постановкой измерений *in situ* и детальными камеральными исследованиями свойств извлеченного керна.

3. Продуманные и хорошо оснащенные лабораторные эксперименты будут по-прежнему составлять основу для развития понимания физических процессов, происходящих в разломных зонах. Некоторыми очевидными тенденциями развития являются: укрупнение размера установок, что позволяет резко улучшить измерительное оснащение опытов и моделировать недоступные ранее процессы; разработка лабораторного оборудования для проведения исследований процесса высокоскоростного скольжения на образцах достаточно большого размера в более реалистичном диапазоне *Р*-*Т*-условий и в присутствии флюидов; исследование, наряду с процессами скольжения, эффектов деформирования, накопления повреждения и залечивания в зонах влияния разломов; изучение механизмов взаимодействия микрочастиц, которые, в зависимости от Р-Т- условий, давления и состава порового флюида, разной скорости деформации обеспечивают тип фрикционного поведения - упрочнение или разупрочнение; использование новых методов визуализации и обработки (рентгеновская томография, атомная микроскопия и др.).

4. В связи с резким увеличением объема поступающей информации непременным атрибутом передовых исследований становится анализ полевых и лабораторных данных с помощью методов машинного обучения, искусственного интеллекта и других передовых методов. Уже первые опыты применения новых подходов к обработке продемонстрировали потенциальную возможность построения успешных прогнозов развития деформационного процесса на основе ограниченного ряда наблюдений [Ren et al., 2020; Johnson et al., 2021]. Успех этого направления может привести к созданию системы мониторинга состояния разломной зоны в реальном времени.

5. Проведение численного моделирования отдельных стадий процесса с целью определения связи между различными физическими механизмами и оценки их относительной важности.

6. Развитие новых подходов к комплексному численному моделированию процессов зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам. Одним из перспективных способов преодоления широкого диапазона временных и пространмасштабов физических ственных пронессов. которые должны быть учтены при построении комплексной расчетной модели, является интегрирование методов искусственного интеллекта и машинного обучения в численные коды. Вполне вероятно, что обученная глубокая нейронная сеть сможет эффективно моделировать многие процессы намного быстрее, чем расчеты на основе учета полной физики явлений. Это может позволить приблизиться к решению глобальной задачи построения расчетной модели, основанной на физических принципах и успешно выполняющей прогностические функции.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 20-15-50255.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен рецензентам статьи А.В. Пономареву и П.Н. Шебалину и куратору от редколлегии В.Б. Смирнову, чьи замечания и советы помогли улучшить изложение материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Анализ тригтерного воздействия электромагнитными полями на геологическую среду, количественные оценки взаимодействия // Физика Земли. 2016. № 2. С. 87–95.

Адушкин В.В. Тектонические землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. 2016. № 2. С. 22–44.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

Адушкин В.В. Развитие техногенно-тектонической сейсмичности в Кузбассе // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 709–724.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН. 2015. 364 с.

Баранов А.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н. Количественная оценка степени воздействия морских приливов на активность афтершоков в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 67–82.

Батухтин И.В., Будков А.М., Кочарян Г.Г. Особенности старта и разрыва на разломах с гетерогенной поверхностью. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы V международной конференции / Под ред. Адушкина В.В., Кочаряна Г.Г. М.: ТОРУС ПРЕСС. 2019. С. 137–149.

Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Ряховский И.А. Анализ микросейсмического фона до и после сильных землетрясений на примере Чилийской зоны субдукции // Физика Земли. 2020. № 2. С. 10–20.

Борняков С.А., Салко Д.В., Семинский К.Ж., Дэмбэрэл С., Ганзориг Д., Батсайхан Ц., Тогтохбаяр С. Инструментальная регистрация медленных деформационных волн на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 355–358.

Быков В.Г. Формирование режимов скольжения в разломах и медленные деформационные волны // Физическая мезомеханика. 2019. Т. 22. № 4. С. 39–46. https://doi.org/10.31857/S0002333720040055

Веттегрень В.И., Арора К., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П., Кулик В.Б. Изменение строения поверхностей базальта и гранита при трении // Физика твердого тела. 2018. Т. 60. № 5. С. 965–969.

Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Разрушение кварцевого диорита при трении // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 4. С. 35–50.

Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П., Кулик В.Б., Ермаков В.А. // Изменение строения поверхности гетерогенного тела (ксенолита) при трении // Физика твердого тела. 2018. Т. 60. № 10. С. 1982–1985.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. № 1. С. 131–183.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В. Техногенное Бачатское землетрясение 18.06.2013 г. (M_L = 6.1) в Кузбассе – сильнейшее в мире при добыче твердых полезных ископаемых // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т.43. № 4. С. 34–60.

Закупин А.С., Богомолов Л.М., Мубассарова В.А., Ильичев П.В. Сейсмоакустические проявления воздействий мощных импульсов тока по данным скважинных измерений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Физика Земли. 2014. № 5. С. 105–120.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2015. 328 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

Кочарян Г.Г., Батухтин И.В., Будков А.М., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б., Павлов Д.В. Об инициировании динамических подвижек по разломам техногенным воздействием // Геофизические процессы и биосфера. 2019а. Т. 18. № 3. С. 104–116.

https://doi.org/10.21455/GPB2019.3-7

Кочарян Г.Г., Будков А.М., Кишкина С.Б. Об инициировании тектонических землетрясений при подземной отработке месторождений // ФТПРПИ. 2018а. № 4. С. 34–44.

Кочарян Г.Г. Кишкина С.Б. Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23 № 6. С. 9–24.

Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Будков А.М., Иванченко Г.Н. О генезисе Бачатского землетрясения 2013 года // Геодинамика и тектонофизика. 20196. Т. 10. № 3. С. 741–759. https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0439

Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В. О влиянии массовых взрывов на устойчивость тектонических разломов // ФТПРПИ. 2019в. № 6. С. 49–58. https://doi.org/10.15372/FTPRPI20190605

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В., Будков А.М. О перспективе обнаружения процесса подготовки землетрясения в спектре сейсмического шума. Лабораторный эксперимент // Физика Земли. 2018б. № 6. С. 117–129.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ "Академ-книга". 2003. 423 с.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018а. № 6. С. 87–105.

Кузьмин Ю.О. Современные аномальные деформации земной поверхности в зонах разломов: сдвиг или раздвиг? // Геодинамика и тектонофизика. 20186. Т. 9. № 3. С. 967–987.

Кузьмин Ю.О. Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019б. № 5. С. 61–75.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.

Морозов Ю.А., Букалов С.С., Лейтес Л.А. Механохимические преобразования шунгита в зоне динамической подвижки // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 5–18.

Морозов Ю.А., Юдин Д.С., Травин А.В., Смульская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Первые находки и ⁴⁰AR/³⁹AR – датирование псевдотахилитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном ладожском комплексе фенноскандии // Докл. РАН. 2020. Т. 493. № 1. С. 5–9.

Мубассарова В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Пантелеев И.А. Вариации акустической эмиссии и деформации горных пород при триггерных воздействиях электромагнитных полей (обзор). Часть 1 // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 2. С. 155–174.

Новиков В.А., Сорокин В.М., Ященко А.К. Может ли солнечная вспышка инициировать землетрясение? // Вестник ОИВТ. 2019. Т. 3. № 2. С. 15–21.

Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений и деформаций в земной коре.

Поля напряжений и деформаций в земной коре / Под ред. Буланже Ю.Д. М.: Наука. 1987. С. 136–151.

Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра. 1970. 160 с.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 405 с.

Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 301 с.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: издательский дом "Интеллект". 2017. 288 с.

Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Левина Е.А., Сверкунов С.А., Шилько Е.В. Об управлении режимами сейсмической активности в сегментах тектонических разломов с применением вибрационных воздействий и закачки растворов через скважины // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 3. С. 55–69.

Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений. Сейсмичность байкальского рифта. Прогностические аспекты / Под ред. Павлова О.В., Мишариной А.Л. Новосибирск: Наука. 1990. С. 44–50.

Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Травин А.В., Савельева В.Б., Остапчук А.А., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Юдин Д.С. Определение Р-Т-условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва сибирского кратона // Докл. РАН. 2018а. Т. 481. № 4. С. 434–437.

Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В. О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018б. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0383

Салтыков В.А. Механизм приливных эффектов в сейсмичности на основе модели амплитудно-зависимой диссипации // Физическая мезомеханика. 2014. Т. 17. № 5. С. 103–110.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: изд-во СО РАН, Филиал "Гео". 2003. 243 с.

Смирнов В.Б., Михайлов В.О., Пономарев А.В., Arora K., Chadha R., Srinagesh D., Потанина М.Г. О динамике сезонных компонент наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, западная Индия // Физика Земли. 2018. № 4. С. 100–109.

Смирнов В.Б., Пономарев А., В., Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурного моделирования // Физика Земли. 2010. № 2. С. 17–49.

Смирнов В. Б., Пономарев А. В., Станчиц С. А., Потанина М. Г., Патонин А. В., Dresen G., Narteau C., Bernard P., Строганова С.М. Лабораторное моделирование афтершоковых последовательностей: зависимость параметров Омори и Гуттенберга–Рихтера от напряжений // Физика Земли. 2019. № 1. С. 149–165.

Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В., Чадда Р., Михайлов В.О., Потанина М.Г., Карташов И.М., Строганова С.М. Режим сезонных вариаций наведенной сейсмичности в области водохранилищ Койна-Варна, западная Индия // Физика Земли. 2017. № 4. С. 40–49.

Соболев Г.А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – ЛНТ // Физика Земли. 2019. № 1. С. 166–179.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А. Локальные тектонические деформации и близкие по месту и времени землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 3–11.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Динамика разрушения моделей геологической среды при триггерном влиянии жидкости // Физика Земли. 2011. № 10. С. 48–63.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Соболев Д.Г. К вопросу о влиянии циклонов на сейсмичность // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 1–12.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Соболев Д.Г. Триггерное возбуждение повторных землетрясений // Физика Земли. 2016. № 2. С. 3–21.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г., Бойко А.Н. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // Физика Земли. 2020. № 3. С. 3–28.

Соболев Г.А., Киреенкова С.М., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Веттегрень В.И., Кулик Б.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС. 2016. 110 с.

Стефанов Ю.П. Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13: Спец. выпуск. С. 44–52.

Сычева Н.А., Богомолов Л.М. О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии // Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 4. С. 393–446.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние на сейсмичность электромагнитных полей и взрывов, геодинамические последствия. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы V международной конференции / Под. ред. Адушкина В.В., Кочаряна Г.Г. М.: ТОРУС ПРЕСС. 2019. С. 113–122.

Шебалин Н.В. Сильные землетрясения: Избранные труды. М.: изд-во Академии горных наук. 1997. 542 с.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР. 1983. 110 с.

Aharonov E., Scholz C.H. A physics-based rock friction constitutive law: Steady state friction // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. № 2. P. 1591–1614.

https://doi.org/10.1002/2016JB013829

Allmann B.P., Shearer P.M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2009. V. 114. P. B01310.

https://doi.org/10.1029/2008JB005821

Ampuero J.P., Mao X. Upper limit on damage zone thickness controlled by seismogenic depth. Fault zone dynamic

processes / Eds. M.Y. Thomas, T.M. Mitchell, H.S. Bhat. John Wiley and Sons, Inc. 2017. V. 227. 243 p.

Ampuero J.-P., Rubin A.M. Earthquake nucleation on rateand-state faults: Aging and slip laws // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2008. V. 113. P. B01302.

https://doi.org/10.1029/2007JB005082

Anders M.H., Wiltschko D.V. Microfracturing, paleostress and the growth of faults // J. Struct. Geol. 1994. V. 16. No 6. P. 795–815.

Anderson J., Biasi G., Wesnousky S. Fault-scaling relationships depend on the average fault slip rate // BSSA. 2017. V. 107. \mathbb{N} 6. P. 2561–2577.

https://doi.org/10.1785/0120160361

Andrews D.J. Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2005. V. 110. № B1. P. B01307

Avouac J.P. From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dy-namic modeling of the seismic cycle // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2015. V. 43. P. 233–271. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105302

Barbot S. Modulation of fault strength during the seismic cycle by grain-size evolution around contact junctions // Tectonophysics. 2019. V. 765. P. 129–145.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.004

Barbot S., Fialko Y., Bock Y. Postseismic deformation due to the Mw 6.0 2004 Parkfield earthquake: Stress driven creep on a fault with spatially variable rate-and-state friction parameters // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. P. B07405. https://doi.org/10.1029/2008JB005748

Barton N. Rock quality, seismic velocity, attenuation, and anisotropy. London, UK: Taylor & Francis Group. 2007. 729 p.

Beeler N.M., Tullis T.E., Goldsby D.L. Constitutive relationships and physical basis of fault strength due to flash heating // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2008. V. 113. № B1. P. B01401. https://doi.org/10.1029/2007JB004988

Bhat H.S. Supershear earthquakes. Theory. Experimenrs. Observations. 2020.

https://harshasbhat.github.io/files/Bhat2021a.pdf

Bhat H.S., Biegel R.L., Rosakis A.J, Sammis C.G. The effect of asymmetric damage on dynamic shear rupture propagation II: with mismatch in bulk elasticity // Tectonophysics. 2010. V. 493. \mathbb{N} 3–4. P. 263–271.

Blake O.O., Faulkner D.R. The effect of fracture density and stress state on the static and dynamic bulk moduli of Westerly granite // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 2382–2399.

https://doi.org/10.1002/2015JB012310

Boneh Y., Reches Z. Geotriboloty-friction, wear, and lubrication of faults // Tectonophysics. 2018. V. 733. P. 171–181. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.022

Bourouis S., Bernard P. Evidence for couplet seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 723–732.

Boulton C., Janku-Capova L., Williams J.N., Coussens J.P. A window into thousands of earthquakes: Results from the Deep Fault Drilling Project (DFDP) // N. Z. Sci. Rev. 2017a. V. 74. P. 27–35.

Boulton C., Menzies C.D., Toy V.G., Townend J., Sutherland R. Geochemical and microstructural evidence for interseismic

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

changes in fault zone permeability and strength, Alpine Fault, New Zealand // Geochem., Geophys., Geosyst. 2017. V. 18. № 1. P. 238-265.

Boulton C., Yao L., Faulkner D.R., Townend J., Toy V.G., Sutherland R., Ma S., Shimamoto T. High-velocity frictional properties of Alpine fault rocks: Mechanical data, microstructural analysis, and implications for rupture propagation // J. Struct. Geol. 2017b. V. 97. P. 71-92.

Bouchon M., Durand V., Marsan D., Karabulut H., Schmittbuhl J. The long precursory phase of most large interplate earthquakes // Nat. Geosci. 2013. V. 6. P. 299-302.

Brantut N. Time-dependent recovery of microcrack damage and seismic wave speeds in deformed limestone // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2015. V. 120. № 12. P. 8088-8109. https://doi.org/10.1002/2015JB012324

Brantut N., Schubnel A., Rouzaud J.-N., Brunet F., Shimamoto T. High-velocity frictional properties of a clay bearing, fault gouge and implications for earthquake mechanics // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. B10401.

https://doi.org/10.1029/2007JB005551

Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N.M., Nadeau R.M., Larose E. Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations // Science. 2008. V. 321. № 5895. P. 1478-1481.

Brodsky E.E., Kanamori H. Elastohydrodynamic lubrication of faults // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2000. V. 106. P. 16357-16374.

Brodsky E.E., Gilchrist J.J., Sagy A., Collettini C. Faults smooth gradually as a function of slip // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 302. № 1-2. P. 185-193.

Brodsky E.E., McLaskey G.C., Ke C.Y. Groove generation and coalescence on a large scale laboratory fault // AGU Advances. 2020. V. 1. P. e2020AV000184. https://doi.org/10.1029/2020AV000184

Brodsky E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M. A mechanism for sustained ground water pressure changes induced by distant earthquakes // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 2390-2400.

Bruhat L., Fang Z., Dunham E.M. Rupture complexity and the supershear transition on rough faults // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 210-224. https://doi.org/10.1002/2015JB012512

Bürgmann R. The Geophysics, geology and mechanics of slow fault slip // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 495. P. 112-134.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062

Carpenter B.M., Ikari M.J., Marone C. Laboratory observations of time-dependent frictional strengthening and stress relaxation in natural and synthetic fault gouges // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 1183-1201.

https://doi.org/10.1002/2015JB012136

Chen T., Lapusta N. Scaling of small repeating earthquakes explained by interaction of seismic and aseismic slip in a rate and state fault model // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. P. B01311.

https://doi.org/10.1029/2008JB005749

Chen J., Niemeijer A.R. Seismogenic potential of a gougefilled fault and the criterion for its slip stability: Constraints from a microphysical model // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. V. 122. P. 9658-9688.

https://doi.org/10.1002/2017JB014228

Chen X., Carpenter B.M., Reches Z. Asperity failure control of stick-slip along brittle faults // Pure Appl. Geophys. 2020. V. 177. P. 3225-3242.

https://doi.org/10.1007/s00024-020-02434-v

Chen X., Madden A.S., Bickmore B.R., Reches Z. Dynamic weakening by nanoscale smoothing during high-velocity fault slip // Geology. 2013. V. 41. № 7. P. 739–742. https://doi.org/10.1130/G34169.1

Chen J., Niemeijer A.R., Spiers C.J. Microphysically derived expressions for rate-and-state friction parameters a, b, and Dc // J. Geophys. Res. 2017. V. 122. P. 9627-9657.

Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. V. 295. P. 199-221. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8

Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K. Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system // Nature. 2005. V. 437. № 7055. P. 133-136.

Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1993. V. 98. № B1. P. 771-786.

Christophersen A., Smith E.G. Foreshock rates from aftershock abundance // BSSA. 2008. V. 98. P. 2133-2148.

Cocco M., Bizzarri A. On the slip-weakening state-dependent constitutive laws // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 11. P. 11-1-11-4.

Cocco M, Tinti E., Cirella A. On the scale dependence of earthquake stress drop // J. Seismol. 2016. V. 20. № 4. P. 1151-70.

Cochran E.S., Vidale J.E., Tanaka S. Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes // Science. 2004. V. 306. P. 1164-1166.

Dieterich J.H. Modeling of Rock Friction: 1. Experimental results and constitutive equations // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 2161–2168.

Dieterich J.H., Smith D.E. Nonplanar faults: mechanics of slip and off-fault damage // Pure Appl. Geophys. 2009. V. 166. P. 1799-1815.

https://doi.org/10.1007/s00024-009-0517-y

Di Toro G., Han R., Hirose T., De Paola N., Nielsen S., Mizoguchi K., Ferri F., Cocco M., Shimamoto T. Fault lubrication during earthquakes // Nature. 2011. V. 471. № 7339. P. 494-498.

https://doi.org/10.1038/nature09838

Di Toro G., Hirose T., Nielsen S., Pennacchioni G., Shimamoto T. Natural and experimental evidence of melt lubrication of faults during earthquakes // Science. 2006. V. 311. P. 647-649.

https://doi.org/10.1126/science.1121012

Dodge D.A., Beroza G.C., Ellsworth W.L. Foreshock sequence of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications for earthquake nucleation // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 9865-9880.

Dodge D.A., Beroza G.C., Ellsworth W.L. Detailed observations of California foreshock sequences: Implications for the earthquake initiation process // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 22371–22392.

Dunham E.M., Belanger D., Cong L., Kozdon J.E. Earthquake ruptures with strongly rate-weakeningfriction and off-fault plasticity, Part 1: Planar faults // BSSA. 2011. V. 101. № 5. P. 2296–2307.

Ellsworth W.L., Bulut F. Nucleation of the 1999 Izmit earthquake by a triggered cascade of foreshocks // Nat. Geosci. 2018. V. 11. P. 531–535.

https://doi.org/10.1038/s41561-018-0145-1

Ellsworth W.L. Injection-Induced Earthquakes // Science. 2013. V. 341. P. 142–149.

Erickson B.A., Dunham E.M., Khosravifar A. A finite difference method for off-fault plasticity throughout the earthquake cycle // J. Mech. Phys. Solids. 2017. V. 109. P. 50–77. https://doi.org/10.1016/j.jmps.2017.08.002

Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V. Permeability of faultrelated rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones // J. Struct. Geol. 1997. V. 19. № 11. P. 1393– 1404.

Fagereng A., Sibson R.H. Melange rheology and seismic style // Geology. 2010. V. 38. P. 751–754. https://doi.org/10.1130/G30868.1

Fang Z., Dunham E.M. Additional shear resistance form fault roughness and stress levels on geometrically complex faults // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 7. P. 3642–3654.

Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J.R., Schlische W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones // J. Struct. Geol. 2010. V. 32. № 11. P. 1557–1575.

Faulkner D.R., Mitchell T.M., Healy D., Heap M.J. Slip on weak faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone // Nature. 2006. V. 444. № 7121. P. 922–925. https://doi.org/10.1038/nature05353

Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J. Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2011. V. 116. \mathbb{N} 5. P. 1–11. https://doi.org/10.1029/2010JB007788

Faulkner D.R., Sanchez-Roa C., Boulton C., den Hartog, S.A.M. Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. № 1. P. 226–241. https://doi.org/10.1002/2017JB015130

Foulger G.R., Wilson M.P., Gluyas J.G., Julian B.R., Davies R.J. Global review of human-induced earthquakes // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 178. P. 438–514.

Frank W.B. Slow slip hidden in the noise: The intermittence of tectonic release // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 19. P. 10125–10133.

https://doi.org/10.1002/2016GL069537

Freed A.M. Earthquake triggering by static, dynamic, and post-seismic stress transfer // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2005. V. 33. P. 335–367.

https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505

Fulton P.M., Brodsky E.E. In situ observations of earthquakedriven fluid pulses within the Japan Trench plate boundary fault zone // Geology. 2016. V. 44. № 10. P. 851–854. https://doi.org/10.1130/G38034.1

Fulton P.M., Brodsky E.E., Kano Y., Mori J., Chester F., Ishikawa T., Harris R.N., Lin W., Eguchi N., Toczko S. and the Expedition 343, 343T, and KR13-08 Scientists Low coseismic friction on the Tohoku-Oki fault determined from temperature measurements // Science. 2013. V. 342. P. 1214– 1217. *Gabriel A.A., Ampuero J.P., Dalguer L.A., Mai P.M.* Source properties of dynamic rupture pulses with offfault plasticity // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2013. V. 118. № 8. P. 4117–4126. https://doi.org/10.1002/jgrb.50213

Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J. Scaling relationships of source parameters for slow slip events // BSSA. 2012. V. 102. № 1. P. 352–360.

https://doi.org/10.178510120110096

Goebel T.H.W., Brodsky E.E. The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences // Science. 2018. V. 361. P. 899–904.

Goebel T.H.W, Hauksson E., Shearer P.M., Ampuero J.P. Stress-drop heterogeneity within tectonically complex regions: a case study of San Gorgonio Pass, southern California // Geophys. J. Int. 2015. V. 202. № 1. P. 514–528. https://doi.org/10.1093/gji/ggv160

111ps://doi.org/10.1093/gji/ggv100

Goldsby D.L., Tullis T.E. Low frictional strength of quartz rocks at sub seismic slip rates // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 9. P. 1844.

https://doi.org/10.1029/2002GL015240

Gomberg J. Unsettled earthquake nucleation // Nat. Geosci. 2018. V. 11. P. 463–464.

https://doi.org/10.1038/s41561-018-0149-x

Gomberg J., Wech A., Creager K., Obara K., Agnew D. Reconsidering earth-quake scaling // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. N. 12. P. 6243–6251.

https://doi.org/10.1002/2016GL069967

Grigoli F., Cesca S., Priolo E., Rinaldi A.P., Clinton J.F., Stabile T.A., Dost B., Fernandez M.G., Wiemer S., Dahm T. Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective // Rev. Geophys. 2017. V. 55. P. 310–340.

https://doi.org/10.1002/2016RG000542

Grigoli F., Cesca S., Rinaldi A.P., Manconi A., López-Comino J.A., Clinton J.F., Westaway R., Cauzzi C., Dahm T., Wiemer S. The November 2017 M_w 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea // Science. 2018. V. 360. No 6392. P. 1003–1006.

https://doi.org/10.1126/science.aat2010

Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip // Science. 2015. V. 348. P. 1224–1226.

https://doi.org/10.1126/science.aab0476

Gupta H.K. Reservoir Triggered Seismicity (RTS) at Koyna, India, over the Past 50 Yrs // BSSA. 2018. V. 108. № 5B. P. 2907–2918.

Hamling I.J., Hreinsdóttir S., Clark K., Elliott J., Liang C., Fielding E., Stirling M. Complex multi-fault rupture during the 2016 M_w 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand // Science. 2017. V. 356. Nº 6334. P. eaam7194.

https://doi.org/10.1126/science.aam7194

Harbord C.W.A., Nielsen S.B., De Paola N., Holdsworth R.E. Earthquake nucleation on rough faults // Geology. 2017. V. 45. P. 931–934.

https://doi.org/10.1130/G39181.1

Hatano T. Rate and state friction law as derived from atomistic processes at asperities // Statistical Mechanics. 2015. https://doi.org/arXiv:1512.05078 [cond-mat.stat-mech]

Hawthorne J.C., Rubin A.M. Laterally propagating slow slip events in a rate and state friction model with a velocity-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

weakening to velocity-strengthening transition // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2013. V. 118. P. 3785–3808. https://doi.org/10.1002/jgrb.50261

Hawthorne J.C., Bartlow N.M. Observing and modeling the spectrum of a slow slip event // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123.

https://doi.org/10.1029/2017JB015124

He C., Wong T.-f., Beeler N.M. Scaling of stress drop with recurrence interval and loading velocity for laboratory derived fault strength relations // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2003. V. 108. No B1. P. 2037.

https://doi.org/10.1029/2002JB001890

Heap M.J., Faulkner D.R., Meredith P.G., Vinciguerra S. Elastic moduli evolution and accompanying stress changes with increasing crack damage: implications for stress changes around fault zones and volcanoes during deformation // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 225–236.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04726.x

Helmstetter A., Shaw B. Afterslip and aftershocks in the rateand-state friction law // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. P. B01308.

https://doi.org/10.1029/2007JB005077

Hetland E.A., Simons M., Dunham E.M. Post-seismic and interseismic fault creep I: Model description // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 81–98.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04522.x

Hill D.P., Prejean S.G. Dynamic Triggering. Treatise on Geophysics / Ed. G. Schubert. 2015. P. 273–304.

https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00078-6

Huang Y., Ampuero J.-P., Helmberger D.V. Earthquake ruptures modulated by waves in damaged fault zones // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 3133–3154. https://doi.org/10.1002/2013JB010724

Huang Y., Ampuero J.-P., Helmberger D.V. The potential for supershear earthquakes in damaged fault zones – Theory and observations // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 433. P. 109–115.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.046

Hui H., Lingsen M., Roland B., Wei W., Kang W. Spatiotemporal foreshock evolution of the 2019 M 6.4 and M 7.1 Ridgecrest, California earthquakes // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 551.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116582

Ide S., Takeo M. Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B12. P. 27379–27391.

https://doi.org/10.1029/97JB02675

Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T. A scaling law for slow earthquakes // Nature. 2007. V. 447. P. 76–79.

Ide S., Yabe S., Tanaka Y. Earthquake potential revealed by tidal influence on earthquake size–frequency statistics // Nat. Geosci. 2016. V. 9. P. 834–837.

https://doi.org/10.1038/ngeo2796

Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // Nat. Geosci. 2013. V. 6. P. 468–472.

https://doi.org/10.1038/NGEO18198

Janku-Capova L., Sutherland R., Townend J., Doan M.L., Massiot C., Coussens J., Celerier B. Fluid flux in fractured rock of the Alpine fault hanging-wall determined from temperature logs in the DFDP-2B borehole, New Zealand // Geochem., Geophys., Geosyst. 2018. V. 19. № 8. P. 2631–2646.

https://doi.org/10.1029/2017GC007317

Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P. Geophysical properties within the San Andreas fault zone at the San Andreas fault observatory at depth and their relationships to rock properties and fault zone structure // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. B12423.

https://doi.org/10.1029/2010JB007563

Jiang J., Lapusta N. Deeper penetration of large earthquakes on seismically quiescent faults // Science. 2016. V. 352. N_{P} 6291. P. 1293–1297.

Jiang J., Lapusta N. Connecting depth limits of interseismic locking, microseismicity, and large earthquakes in models of long-term fault slip // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. V. 122. N_{2} 8. P. 6491–6523.

https://doi.org/10.1002/2017JB014030

Johnson P.A., Jia X. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // Nature. 2005. V. 437. \mathbb{N}_{2} 6. P. 871–874.

Johnson P. A., Rouet-Leduc B., Pyrak-Nolte L.J., Beroza G.C., Marone C.J., Hulbert C., Howard A., Singer P., Gordeev D., Karaflos D., Levinson C.J., Pfeiffer P., Puk K.M., Reade W. Laboratory earthquake forecasting: A machine learning competition // Proc. Natl. Acad. Sci. 2021. V. 118. № 5. P. e2011362118.

https://doi.org/pnas.2011362118

Kachanov M. Effective elastic properties of cracked solids: critical review of some basic concepts // Appl. Mech. Rev. 1992. V. 45. \mathbb{N} 8. P. 304–335.

https://doi.org/10.1115/1.3119761

Kaneko Y., Fukuyama E., Hamling I.J. Slip-weakening distance and energy budget inferred from near-fault ground deformation during the 2016 M_w 7.8 Kaikoura earthquake // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. No 10. P. 4765–4773. https://doi.org/10.1002/2017GL073681

Kato A., Ben-Zion Y. The generation of large earthquakes // Nat. Rev. Earth Environ. 2021. V. 2. P. 26–39.

https://doi.org/10.1038/s43017-020-00108-w

Kato A., Obara K., Igarashi T., Tsuruoka H., Nakagawa S., Hirata N. Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake // Science. 2012. V. 335. Nº 6069. P. 705–708.

https://doi.org/10.1126/science.1215141

Kato A., Fukuda J., Kumazawa T., Nakagawa S. Accelerated nucleation of the 2014 Iquique, Chile M_w 8.2 earthquake // Sci. Rep. 2016. V. 6. P. 24792.

https://doi.org/10.1038/srep24792

Ke C.-Y., McLaskey G.C., Kammer D.S. Rupture termination in laboratory-generated earthquakes // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. P. 12784–12792.

https://doi.org/10.1029/2018GL080492

Kelly C.M., Rietbrock A., Faulkner D.R., Nadeau R.M. Temporal changes in attenuation associated with the 2004 *M* 6.0 Parkfield earthquake // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2013. V. 118. P. 630–645.

https://doi.org/10.1002/jgrb.50088

Keren T.T., Kirkpatrick J.D. The damage is done: low fault friction recorded in the damage zone of the shallow Japan Trench décollement // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. No 5. P. 3804-3824.
King G.C.P., Stein R.S., Lin J. Static stress changes and the triggering of earthquakes // BSSA. 1994. V. 84. P. 935–953.

Kirkpatrick J.D., Rowe C., White J.C., Brodsky E.E. Silica gel formation during fault slip: Evidence from the rock record // Geology. 2013. V. 41. № 9. P. 1015–1018. https://doi.org/10.1130/G34483.1

Kirkpatrick J.D., Rowe C.D., Ujiie K., Moore J.C., Regalla C., Remitti F., Toy V., Wolfson-Schwehr M., Kameda J., Bose S., Chester F.M. Structure and lithology of the Japan Trench subduction plate boundary fault // Tectonics. 2015. V. 34. P. 53–69.

https://doi.org/10.1002/2014TC003695

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V. Traces of laboratory earthquake nucleation in the spectrum of ambient noise // Sci. Rep. 2018a. V. 8. P. 10764. https://doi.org/10.1038/s41598-018-28976-9

11(1)(1010)(1

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Markov V.K. The effects of weak dynamic pulses on the slip dynamics of a laboratory fault // BSSA. 2018b. V. 108. № 5B. P. 2983–2992. https://doi.org/10.1785/0120170363

Kolyukhin D., Torabi A. Statistical analysis of the relationships between faults attributes // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. P. B05406.

https://doi.org/10.1029/2011JB008880

Kostrov B.V., Das Sh. Principles of Earthquake Source Mechanics. Cambridge Univ. Press. 2005. 286 p.

Lapusta N., Rice J.R. Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustalearthquake model // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2003. V. 108. № B4.

Leclere H., Faulkner D., Llana-Funez S., Bedford J., Wheeler J. Reaction fronts, permeability and fluid pressure development during dehydration reactions // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. V. 496. P. 227–237.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.005

Li Z., Zhou B. Influence of fault steps on rupture termination of strike-slip earthquake faults // J. Seismol. 2018. V. 22. P. 487–498.

https://doi.org/10.1007/s10950-017-9719-4

Li Y.G., Chen P., Cochran E.S., Vidale J.E., Burdette T. Seismic evidence for rock damage and healing on the San Andreas fault associated with the 2004 *M* 6 Parkfield earthquake // BSSA. 2006. V. 96. № 4B. P. 349–363.

Li H., Wang H., Xu Z., Si J., Pei J., Li T., Huang Y., Songe S.-R., Kuoe L.-W., Sunac Z., Chevalier M.-L., Liu D. Characteristics of the fault-related rocks, fault zones and the principal slip zone in the Wenchuan earthquake fault scientific drilling project Hole-1 (WFSD-1) // Tectonophysics. 2013. V. 584. P. 23–42.

Lin A. Thermal pressurization and fluidization of pulverized cataclastic rocks formed in seismogenic fault zones // J. Struct. Geol. 2019.V. 125. P. 278–284.

Lin J.W. An empirical correlation between the occurrence of earthquakes and typhoons in Taiwan: a statistical multivariate approach // Natural Hazards. 2013. V. 65. № 1. P. 605–634.

Lin Y.-Y., Lapusta N. Microseismicity Simulated on asperity-like fault patches: on scaling of seismic moment with duration and seismological estimates of stress drops // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. № 16. P. 8145–8155. https://doi.org/10.1029/2018GL078650 *Lin A., Nishiwaki T.* Repeated seismic slipping events recorded in a fault gouge zone: Evidence from the Nojima fault drill holes, SW Japan // Geophys. Res. Lett. 2019. V. 46. P. 1276–1283.

https://doi.org/10.1029/2019GL081927

Liu C.-C., Linde A.T., Sacks I.S. Slow earthquakes triggered by typhoons // Nature. 2009. V. 459. P. 833–836.

Liu Y.J., Rice J.R. Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. P. B08307.

https://doi.org/10.1029/2004JB003424

Liu Y., Rubin A.M. Role of fault gouge dilatancy on aseismic deformation transients // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. B10414.

https://doi.org/10.1029/2010JB007522

Lockner D.A., Morrow C., Moore D., Hickman S. Low strength of deep San Andreas fault gouge from SAFOD core // Nature. 2011. V. 472. P. 82–85.

https://doi.org/10.1038/nature09927

Manighetti I., Campillo M., Bouley S., Cotton F. Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 253. P. 429–438. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.004

Maurer J., Segall P. Magnitudes of Induced Earthquakes in Low-Stress Environments // BSSA. 2018. V. 108. № 3A. P. 1087–1106.

https://doi.org/10.1785/0120170295

Marone C. Laboratory–derived friction laws and their application to seismic faulting // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. V. 26. № 1. P. 643–696.

https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.643

Marone C., Vidale J.E., Ellsworth W.L. Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 3095–3098.

Mavrommatis A.P., Segall P., Uchida N., JohnsonK.M. Long-term acceleration of aseismic slip preceding the $M_w 9$ Tohoku-Oki earthquake: constraints from repeating earthquakes // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. P. 9717–9725.

McGarr A. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 1008–1019.

McGuire J.J., Boettcher M.S., Jordan T.H. Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on East Pacific Rise transform faults // Nature. 2005. V. 434. P. 457–461.

Melosh H.J. Dynamical weakening of faults by acoustic fluidization // Nature. 1996. V. 379. P. 601–606.

Meng H., Ben-Zion Y. Detection of small earthquakes with dense array data: Example from the San Jacinto fault zone, southern California // Geophys. J. Int. 2017. V. 212. № 1. P. 442–457.

Metois M., Vigny C., Socquet A. Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone $(38^\circ-18^\circ \text{ S})$ // Pure Appl. Geophys. 2017. V. 173. No 5. P. 1431–1449.

https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5

Mignan A. The debate on the prognostic value of earthquake foreshocks: A meta-analysis // Sci. Rep. 2014. V. 4.

P. 4099.

https://doi.org/10.1038/srep04099

Moore D.E., Rymer M.J. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault // Nature. 2007. V. 448. № 7155. P. 795.

Moore D.E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / Eds. T.H. Dixon, J.C. Moore. The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults: New York, USA, Columbia University Press. 2007. P. 317-345.

http://cup.columbia.edu/book/the-seismogenic-zone-ofsubduction-thrust-faults/9780231138666

Nakamura Y., Muto J., Nagahama H., Shimizu I., Miura T., Arakawa I. Amorphization of quartz by friction: Implication to silica gel lubrication of fault surfaces // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. P. L21303.

https://doi.org/10.1029 /2012GL053228

Niemeijer A., Marone C., Elsworth D. Healing of simulated fault gouges aided by pressure solution: results from rock analogue experiments // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. B04204.

https://doi.org/10.1029/2007JB005376

Noda H. Frictional constitutive law at intermediate slip rates accounting for flash heating and thermally activated slip process // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. B09302. https://doi.org/10.1029/2007JB005406

Noda H., Dunham E.M., Rice J.R. Earthquake ruptures with thermal weakening and the operation of major faults at low overall stress levels // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2009. V. 114. № B7.

https://doi.org/10.1029/2008JB006143

Noda H., Lapusta N., Kanamori H. Comparison of average stress drop measures for ruptures with heterogeneous stress change and implications for earthquake physics // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. № 3. P. 1691-1712. https://doi.org/10.1093/gji/ggt074

Obara K., Kato A. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes // Science. 2016. V. 353. P. 253-257. https://doi.org/10.1126/science.aaf1512

Oth A. On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 377. P. 132-141.

Peng Z., Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nat. Geosci. 2010. V.3. P. 599-607.

https://doi.org/10.1038/ngeo940

Perrin C., Manighetti I., Ampuero J.P., Cappa F., Gaudemer Y. Location of largest earthquake slip and fast rupture controlled by along-strike change in fault structural maturity due to fault growth // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. № 5. P. 3666-3685.

Perry S.M., Lambert V., Lapusta N. Nearly Magnitude-invariant stress drops in simulated crack-like earthquake sequences on rate-and-state faults with thermal pressurization of pore fluids // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125. № 3.

https://doi.org/10.1029/2019JB018597

Proctor B., Mitchell T.M., Hirth G., Goldsby D., Zorzi F., Di Toro G. Dynamic weakening of serpentinite gouges and bare-surfaces at seismic slip rates // J. Geophys. Res. 2014.

V. 119. P. 8107-8131.

https://doi.org/10.1002/2014JB011057

Rabinowitz, H.S., Savage H., Plank T., Polissar P.J., Kirkpatrick J.D., Rowe C. Multiple major faults at the Japan Trench: Chemostratigraphy of the plate boundary at IODP Expedition 343: JFAST // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 423. P. 57–66.

Radiguet M., Perfettini H., Cotte N., Gualandi A., Valette B., Kostoglodov V., Lhomme T., Walpersdorf A., Cabral Cano E., Campillo M. Triggering of the 2014 M_w 7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico // Nat. Geosci. 2016. V. 9. P. 829-833.

https://doi.org/10.1038 /ngeo2817

Rattez, H., Veveakis M. Weak phases production and heat generation control fault friction during seismic slip // Nat. Commun. 2020. V. 11. № 1.

https://doi.org/10.1038/s41467-019-14252-5

Reches Z., Lockner D.A. Fault weakening and earthquake instability by powder lubrication // Nature. 2010. V. 467. P. 452-455.

https://doi.org/10.1038/nature09348.39

Ren C. X., Hulbert C., Johnson P.A., Rouet-Leduc B. Chapter two - machine learning and fault rupture. Advances in geophysics / Eds. B. Moseley, L. Krischer. Elsevier. 2020. V. 61. P. 57-107.

Rice J.R. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault. In Fault mechanics and transport properties of rocks / Eds. B. Evans, T.-F. Wong. 1992. P. 475-504.

Rice J.R. Heating and weakening of faults during earthquake slip // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № B5. P. B05311. https://doi.org/10.1029/ 2005JB004006

Rice J. R., Lapusta N., Ranjith K. Rate and state dependent friction and the stability of sliding between elastically deformable solids // J. Mech. Phys. Solids. 2001. V. 49. № 9. P. 1865-1898.

Richard J., Doan M.L., Gratier J.P., Renard F. Microstructures induced in porous limestone by dynamic loading, and fracture healing: an experimental approach // Pure Appl. Geophys. 2015. V. 172. № 5. P. 1269-1290.

https://doi.org/10.1007/s00024-014-0958-9

Riga V., Turuntaev S. Modeling of fault deformation driven by fluid injection. Trigger effects in Geosystems. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences / Eds. G. Kocharyan, A. Lyakhov. Springer. 2019. P. 279-288.

Roeloffs E.A. Evidence for aseismic deformation rate changes prior to earthquakes // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2006. V. 35. P. 591-627.

https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.124947

Roesner A., Ikari M.J., Saffer D.M., Stanislowski K., *Eijsink A.M., Kopf A.J.* Friction experiments under in-situ stress reveal unexpected velocity-weakening in Nankai accretionary prism samples // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 538. P. 116180.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020

Romanet P., Bhat H.S., Jolivet R., Madariaga R. Fast and slow slip events emerge due to fault geometrical complexity // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. № 10. P. 4809–4819. https://doi.org/10.1029/2018GL077579

Roten D., Olsen K.B., Day S.M. Off-fault deformations and shallow slip deficit from dynamic rupture simulations with

ФИЗИКА ЗЕМЛИ <u>№</u> 4 2021 fault zone plasticity // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. № 15. P. 7733–7742.

https://doi.org/10.1002/2017GL074323

Rowe C.D., Ross C., Swanson M.T., Pollock S., Backeberg N.R., Barshi N.A. et al. Geometric complexity of earthquake rupture surfaces preserved in pseudotachylyte networks // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 7998-8015. https://doi.org/10.1029/2018JB016192

Ruina A. Slip instability and state variable laws // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № B12. P. 10359-10370. https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359

Rvan K.L., Rivière J., Marone C. The role of shear stress in fault healing and frictional aging // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123.

https://doi.org/10.1029/2018JB016296

Saffer D.M., Tobin H.J. Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2011. V. 39. P. 157-186.

Sagy A., Brodsky E.E., Axen G.J. Evolution of fault-surface roughness with slip // Geology. 2007. V. 35. № 3. P. 283-286.

Samuelson J., Elsworth D., Marone C. Shear-induced dilatancy of fluid-saturated faults: Experiment and theory // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2009. V. 114.

https://doi.org/10.1029/2008jb006273

Savage H.M., Brodsky E.E. Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2011. V. 116. № B3.

https://doi.org/10.1029/2010JB007665

Schmitt S.V., Segall P., Dunham E.M. Nucleation and dynamic rupture on weakly stressed faults sustained by thermal pressurization // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2015. V. 120. № 11. P. 7606-7640.

https://doi.org/10.1002/2015JB012322

Schoenball M., Ellsworth W.L. A systematic assessment of the spatiotemporal evolution of fault activation through induced seismicity in Oklahoma and Southern Kansas // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. V. 122. № 12. P. 10189-10206.

Scholz, C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. 3rd edition. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 2019. 517 p.

Schurr B., Asch G., Hainzl S., Bedford J., Hoechner A., Palo M., Wang R., Moreno M., Bartsch M., Zhang Y., Oncken O., Tilmann F., Dahm T., Victor P., Barrientos S., Vilotte J.-P. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake // Nature. 2014. V. 512. P. 299-302.

https://doi.org/10.1038/nature13681

Scuderi M.M., Carpenter B.M., Marone C. Physicochemical processes of frictional healing: Effects of water on stick-slip stress drop and friction of granular fault gouge // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 4090-4105. https://doi.org/10.1002/2013JB010641

Segall P., Rice J.R. Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid-infiltrated fault // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B11. P. 22155-22171.

https://doi.org/10.1029/95JB02403

Seismological grand challenges in understanding Earth's dynamic systems / Ed. T. Lay. Report to the National Science Foundation. IRIS Consortium. 2009. 76 p.

Shebalin P.N., Baranov A.A. Aftershock rate changes at different ocean tide heights // Frontiers in Earth Science. 2020. V. 8. P. 559624.

https://doi.org/10.3389/feart.2020.559624

Shelly D.R., Ellsworth W.L., Hill D.P. Fluid-faulting evolution in high definition: connecting fault structure and frequency-magnitude variations during the 2014 Long Valley Caldera, California, earthquake swarm // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. V. 121. P. 1776-1795.

Shi Z., Day S.M. Rupture dynamics and ground motion from 3-D rough-fault simulations // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 3. P. 1122–1141.

Sibson R.H. Brecciating processes in fault zones // Pure Appl. Geophys. 1986. V. 124. P. 159-175.

Sibson R.H. Thickness of the seismic slip zone // BSSA. 2003. V. 93. № 3. P. 1169-1178. https://doi.org/10.1785/0120020061

Sibson R.H. The scope of earthquake geology: geology of the earthquake source: a volume in honour of Rick Sibson / Eds. A. Fagereng, V.G. Toy, J.V. Rowland. Geological Society, London, Special Publications. 2011. V. 359. P. 319-331.

Socquet A., Valdes J.P., Jara J., Cotton F., Walpersdorf A., Cotte N., Specht S., Ortega-Culaciati F., Carrizo D., Norabuena E. An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust // Geophys Res. Lett. 2017. V. 44. P. 4046-4053.

https://doi.org/10.1002/2017GL073023

Sutherland R., Townend J., Toy V.G., Upton P., Coussens J., Allen M. et al. Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault // Nature. 2017. V. 546. № 7656. P. 137-140.

https://doi.org/10.1038/nature22355

Sutherland R., Toy V.G., Townend J., Cox S.C., Eccles J.D., Faulkner D.R., Prior D.J., Norris R.J., Mariani E., Boulton C., Carpenter B.M., Menzies C.D., Little T.A., Hasting M., De Pascale G.P., Langridge R.M., Scott H.R., Lindroos Z.R., Fleming B., Kopf A.J. Drilling reveals fluid control on architecture and rupture of the Alpine fault, New Zealand // Geology. 2012. V. 40. № 12. P. 1143–1146.

Tal Y., Hager B.H. The slip behavior and source parameters for spontaneous slip events on rough faults subjected to slow tectonic loading // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123. № 2. P. 1810–1823.

https://doi.org/10.1002/2017JB014737

Tanikawa W., Shimamoto T. Frictional and transport properties of the Chelungpu fault from shallow borehole data and their correlation with seismic behavior during the 1999 Chi-Chi earthquake // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № B1 https://doi.org/10.1029/2008JB005750

Tape C., Holtkamp S., Silwal V., Hawthorne J., Kaneko Y., Ampuero J.P., Ji C., Ruppert N., Smith K., West M.E. Earthquake nucleation and fault slip complexity in the lower crust of central Alaska // Nat. Geosci. 2018. V. 11. P. 536–541. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0144-2

Tenthorey E., Cox S.F. Todd H.F. Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 206. P. 161–172.

Thomas M.Y., Bhat H.S. Dynamic evolution of off-fault medium during an earthquake: A micromechanics based

ФИЗИКА ЗЕМЛИ **№** 4 2021 model // Geophys. J. Int. 2018. V. 214. № 2. P. 1267-1280. https://doi.org/10.1093/GJI/GGY129

Tobin H., Hirose T., Ikari M. et al. NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser 4: Nankai Seismogenic/Slow Slip Megathrust. Proceedings of the International Ocean Discovery Program. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2020. V. 358.

https://doi.org/10.14379/ iodp.proc.358.101.2020

Townend J., Zoback M.D. How faulting keeps the crust strong // Geology. 2000. V. 28. P. 399–402.

https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFK-TCS>2.0.CO;2

Trippetta F., Collettini C., Meredith P.G., Vinciguerra S. Evolution of the elastic moduli of seismogenic Triassic Evaporites subjected to cyclic stressing // Tectonophysics. 2013. V. 592. P. 67–79.

https://doi.org/10.1016/i.tecto.2013.02.011

Trugman D.T., Shearer P.M. Application of an improved spectral decomposition method to examine earthquake source scaling in Southern California // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. V. 122. P. 2890-2910.

https://doi.org/10.1002/2017JB013971

Uchida N, Burgmann R. Repeating earthquakes // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2019. V. 47. P. 305-32.

Uchida N., Iinuma T., Nadeau R.M., Bürgmann R., Hino R. Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan // Science. 2016. V. 351. P. 488-492. https://doi.org/10.1126/science.aad3108

Uchide T., Shearer P.M., Imanishi K. Stress drop variations among small earthquakes before the 2011 Tohoku-oki, Japan, earthquake and implications for the main shock // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 7164-7174. https://doi.org/10.1002/2014JB010943

Ujiie K., Tanaka H., Saito T., Tsutsumi A., Mori J.J., Kameda J., Brodsky E.E., Chester F.M., Eguchi N., Toczko S., Expedition 343 and 343T Scientists Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments // Science. 2013. V. 342. № 6163. P. 1211-1214. https://doi.org/10.1126/science.1243485

Vidale J.E., Li Y.G. Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake // Nature. 2003. V. 421. P. 524-526.

Viesca R.C., Garagash D.I. Ubiquitous weakening of faults due to thermal pressurization // Nat. Geosci. 2015. V. 8. P. 875-879.

https://doi.org/10.1038/ngeo2554

Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C. Condition of Occurrence of Large Man-Made Earthquakes in the Zone of Oil Production, Oklahoma // Izv., Phys. Solid Earth. 2020. V. 56. № 6. P. 911–919.

Wei S., Avouac J.-P., Hudnut K.W., Donnellan A., Parker J.W., Graves R.W., Helmberger D., Fielding E., Liu Z., Cappa F., Eneva M. The 2012 Brawley swarm triggered by injectioninduced aseismic slip // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 422. P. 115-122.

Weingarten M., Ge S., Godt J.W., Bekins B.A., Rubinstein J.L. High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity // Science. 2015. V. 348. P. 337-1340.

Wesnousky S.G. Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications

for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture // BSSA. 2008. V. 98. № 4. P. 1609–1632. https://doi.org/10.1785/0120070111

Wibberley C.A.J., Shimamoto T. Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan // J. Struct. Geol. 2003. V. 25. № 1. P. 59-78. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00014-7

Wibberley C.A.J., Yielding G., Di Toro G. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review // Geological Society, London, Special Publications. 2008. V. 299. № 1. P. 5–33. https://doi.org/10.1144/sp299.2

Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M. Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California // J. Struct. Geol. 2003. V. 25. P. 1855–1873.

Wu Q., Chapman M., Chen X. Stress-drop variations of induced earthquakes in Oklahoma // BSSA. 2018. V. 108. № 3A. P. 1107–1123. https://doi.org/10.1785/0120170335

Xu Z., Li H. The Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling (WFSD) Project. Earthquake and Disaster Risk: Decade Retrospective of the Wenchuan Earthquake / Ed. Y.G. Li. Singapore: Springer. 2019. https://doi.org/10.1007/978-981-13-8015-0_3

Xue L., Li H.-B., Brodsky E.E., Xu Z.-Q., Kano Y., Wang H., Mori J.J., Si J.-L., Pei J.-L., Zhang W., Yang G., Sun Z.-M., Huang Y. Continuous permeability measurements record healing inside the Wenchuan earthquake fault zone // Science. 2013. V. 340. № 6140. P. 1555–1559.

Yang T., Dekkers M.J., Zhang B. Seismic heating signatures in the Japan Trench subduction plate-boundary fault zone: evidence from a preliminary rock magnetic "geothermometer" // Geophys. J. Int. 2016. V. 205. P. 332-344.

Yang H., Liu, Y., Lin J. Geometrical effects of a subducted seamount on stopping megathrust ruptures // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 2011–2016. https://doi.org/10.1002/grl.50509

Yang S., Ranjith P.G., Huang Y., Yin P., Jing H., Gui Y., Yu Q. Experimental investigation on mechanical damage characteristics of sandstone under triaxial cyclic loading // Geophys. J. Int. 2015. V. 201. P. 662-682.

Yasuda T., Yagi Y., Mikumo T., Miyatake T. A comparison between Dc0-values obtained from a dynamic rupture model and waveform inversion // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L14316.

Ye L., Kanamori H., Lay T. Global variations of large megathrust earthquake rupture characteristics // Science Advances. 2018. V. 4. eaao4915. https://doi.org/10.1126/sciadv.aao4915

Yu C., Zhan Z., Lindsey N.J., Ajo-Franklin J.B., Robertson M. The potential of distributed acoustic sensing (DAS) in teleseismic studies: insights from the Goldstone experiment // Geophys. Res. Lett. 2019. V. 46. P. 1320-1328. https://doi.org/10.1029/2018GL081195

Origin and Development of Sliding Processes in the Continental Fault Zones under the Action of Natural and Man-Made Factors: A State-of-the-Art Review

G. G. Kocharyan^{a, b, *}

^aSadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bMoscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudnyi, 141701 Russia *e-mail: gevorgkidg@mail.ru

A review of the state-of-the-art publications devoted to the origin and evolution of sliding processes along the faults in the Earth's crust is presented. Various aspects of the problem—from the structure of the localization segments of sliding to the initiation of dynamic ruptures by exogenous factors—are considered. The publications currently show a clear trend from studying individual effects to exploring interactions between subsets of the corresponding processes on several spatial and time scales to establish probable correlations between different phenomena. The efforts of many research teams in the field of the physics of earthquake source and fault formation are focused towards the creation of a computational model based on the physical principles and is effective in performing the prognostic functions. The review demonstrates the multi-aspect and multi-scale nature of the discussed problem and presents the recent results and challenges in achieving the objectives. Some promising directions in the development of the geomechanics of faults, as they are seen from the author's standpoint, are formulated.

Keywords: fault, sliding modes, earthquake source, friction, contact interaction

УДК 550.384

ОБЪЕМНЫЕ ТОКИ СОВРЕМЕННОГО МАГНИТНОГО ДИПОЛЯ В ЯДРЕ ЗЕМЛИ

© 2021 г. С. В. Старченко^{1, *}, А. Ю. Смирнов¹

¹Институт Земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, Россия

г. москва, Россия

**E-mail: sstarchenko@mail.ru* Поступила в редакцию 11.09.2020 г. После доработки 29.12.2020 г. Принята к публикации 19.01.2021 г.

Возможно, впервые мы получили распределенные объемные электрические токи, определяющиеся наблюдаемым геомагнитным диполем. Для этого из уравнений Максвелла и устоявшихся геодинамо-оценок мы показали, что средняя плотность тока в жидком ядре Земли на несколько порядков превосходит плотность токов в твердом ядре. Соответственно, наша модельная плотность тока обнуляется в твердом ядре, а в жидком она, из соображений максимально реалистичных упрощений, пропорциональна расстоянию до оси диполя и направлена вокруг этой оси. Из стандартных разложений, интегрирований и общепринятой IGRF-модели нами получены суммарные токи, связанные с ними мощности омической диссипации, плотности объемных токов и ориентированные как дипольный полюс направления токовой оси с 1900 по 2020 гг.

Ключевые слова: распределенные объемные электрические токи, жидкое ядро, твердое ядро, модельная плотность тока.

DOI: 10.31857/S0002333721040086

1. ВВЕДЕНИЕ

В работе [McNish, 1940], по-видимому, впервые были оценены электрические токи, текущие в ядре Земли. Следуя этой работе, авторы долгое время (а в некоторых работах и до сих пор) подобные токи преимущественно аппроксимировали локальными диполями (см. в работе [Зидаров, Бочев, 1969]), которые, по сути, являются физически абсолютно невозможными бесконечно малыми и тонкими петлями тока. Чуть более реалистичны были протяженные, но по-прежнему физически невозможные бесконечно тонкие токовые петли [Peddie, 1979], которые противопоставляли гармоникам Гаусса [Alldredge, 1987] и использовали для долговременных оценок [Старченко, Ботвиновский, 2003]. Еще реалистичнее, но по-прежнему физически нереализуемые, модели с токовыми слоями [Stum, Pollack, 1998] и с опирающимися на токовые петли частично-объемными формами [Demina et al., 2016]. Удивительно, но мы нигде не обнаружили моделей простейших токовых систем, распределенных по всему динамо-объему подобно системам в успешных численных и аналитических моделях (см. [Starchenko, Jones, 2002; Christensen, 2010; Starchenko, 2014; Aubert et al., 2017; и ссылки в них]). Поэтому мы надеемся, что в этой работе впервые представлены наипростейшие физически реалистичные объемно распределенные токовые системы для современного геомагнитного диполя.

В следующем разделе 2 из электромагнитных уравнений и устоявшихся геодинамо оценок мы показали, что средняя плотность тока в жидком ядре Земли превосходит плотность токов в твердом ядре. Исходя из этого и геодинамо оценок, в заключительном разделе 3 моделируемая нами плотность тока обнуляется в твердом ядре, а в жидком она пропорциональна расстоянию до оси диполя и направлена вокруг оси. Из стандартных разложений, интегрирований и общепринятой IGRF-модели нами получены объемные токи геомагнитного диполя и их омическая диссипация с 1900 по 2020 гг.

2. ОЦЕНКИ ТОКОВ В ЖИДКОМ/ТВЕРДОМ ЯДРЕ

Классические уравнения Максвелла и Ампера [Parkinson, 1983; Davidson, 2001] в верном для ядра Земли МГД приближении связывают векторы скорости течений U, плотности тока J, магнитного B и электрического E полей:

$$\partial \mathbf{B}/\partial t = -\nabla \times \mathbf{E},$$
 (1a)



Рис. 1. Схематически изображены вектор угловой скорости вращения ядра Земли Ω , вектор современного магнитного дипольного момента M, вектора плотности тока J, силовые линии геомагнитного поля B и отсчитываемое от центра расстояние x.

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \sigma (\mathbf{E} + \mathbf{U} \times \mathbf{B}), \tag{1b}$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J}. \tag{1c}$$

Здесь: σ – электрическая проводимость; μ – магнитная проницаемость, которая в ядре Земли практически совпадает с проницаемостью в вакууме $\mu = 4\pi \times 10^{-7}$ Гн/м.

Поскольку геодинамо — пороговое явление, и для его осуществления нужна достаточно большая типичная (или средняя) скорость U, то естественно из (1b), (1c) оценить типичную плотность тока в жидком ядре J_0 , пренебрегая электрическим полем:

$$J_{\rm o} = \sigma U B_{\rm o}. \tag{2}$$

Здесь B_0 – типичное магнитное поле в жидком ядре.

В твердом ядре U = 0 и из (1a), (1b) получаем известное диффузионное уравнение:

$$\partial \mathbf{B}/\partial t = -\nabla \times (\nabla \times \mathbf{B}/\mu\sigma).$$
 (3)

Это уравнение имеет точное решение, которое дает наиболее медленно затухающий и потому доминирующий диполь [Parkinson, 1983; Старченко, 2011] со временем затухания: $\tau_i = \mu \sigma (r_i / \pi)^2. \tag{4}$

Здесь r_i — радиус твердого ядра Земли. Подставляя (4) в (3) и аппроксимируя производные отношениями величин, получим электромагнитный масштаб в твердом ядре r_i/π . Подставляя этот масштаб в (1с), оценим типичную плотность тока в твердом ядре:

$$J_i = \pi B_i / (\mu r_i). \tag{5}$$

Соответственно, отношение плотностей тока в жидком (2) и твердом (5) ядре очень велико:

$$\frac{J_{\rm o}}{J_i} = \mu \sigma U r_i \frac{B_{\rm o}}{\pi B_i} \gg 1.$$
(6)

Для конкретной оценки отметим, что число магнитного Рейнольдса $\mu \sigma Ur_i$ от 10^2 до 10^3 в ядре Земли, а отношение полей B_o/B_i намного больше единицы во всех известных нам геодинамо-моделях. Поэтому далее мы пренебрегаем токами в твердом ядре, которые пренебрежимо малы (в $10^2...10^5$ раз) по сравнению с токами в жидком ядре.

3. ОБЪЕМНЫЕ ТОКИ, ПОДДЕРЖИВАЮЩИЕ ГЕОМАГНИТНЫЙ ДИПОЛЬ

Исходя из симметрии задачи, направим полярную ось сферической системы координат (r, θ, φ) вдоль геомагнитного диполя **M**, представленного на рис. 1. При этом плотность тока **J** не зависит от угла φ и задается нами в наипростейшем виде:

$$\mathbf{J} = \begin{cases} Gr\sin\theta\mathbf{1}_{\varphi} | r \ge r_i \\ \mathbf{0} | r < r_i \end{cases}.$$
(7)

Здесь G(t) — зависящий от времени t коэффициент, который нам предстоит определить, а "жирной" единицей обозначаются единичные вектора. Выбранное нами представление (7) (см. рис. 1) удовлетворяет следующему из (1с) условию $\nabla \cdot \mathbf{J} = \mathbf{0}$ и естественной для любого геодинамо слабой зависимости от высоты вдоль вектора угловой скорости вращения Ω [Starchenko, Jones, 2002; Christensen, 2010; Aubert et al., 2017].

Рассмотрим точку на оси диполя, удаленную от центра Земли на расстояние $x c |x| > r_i$. Осевое магнитное поле, создаваемое в этой точке тонким слоем тока радиусом $r \sin \theta$ из жидкого ядра, согласно закону Био–Савара–Лапласа [Davidson, 2001], равно:

$$dB(x) = \mu \frac{Gr\sin\theta r^3\sin^2\theta dr d\theta}{\left(x^2 + r^2 - 2xr\cos\theta\right)^{3/2}}.$$
 (8)

Здесь уже проведено интегрирование по углу ф. Для суммарного поля *В* запишем:

43



Рис. 2. Суммарный ток (левая ось) и мощность его омической диссипации (правая) для геомагнитного диполя с 1900 по 2020 гг.

$$B(x) = \mu G \int_{0 \le \theta \le \pi} \int_{r_i \le r_{\le r_o}} \frac{r^4 \sin^3 \theta dr d\theta}{(x^2 + r^2 - 2xr \cos \theta)^{3/2}}, \quad (9)$$

где $r_i = 1220$ км и $r_o = 3481$ км — радиусы твердого и жидкого ядер соответственно. Разложим знаменатель подынтегрального выражения (9) в ряд Тейлора по малому (для удаленных от ядра точек) r/|x|. В главном порядке этого разложения, по определению [Davidson, 2001], получим вклад чисто дипольной составляющей *D* в суммарное поле *B*:

$$D = \frac{\mu G}{x^3} \int_{0}^{\pi} \int_{r_i}^{r_o} r^4 \sin^3 \theta dr d\theta = \frac{4\mu G}{15x^3} \left(r_o^5 - r_i^5 \right).$$
(10)

Для получения единственной неизвестной G приравняем наиболее достоверно определяемое в полюсе диполя у поверхности Земли (x = R = 6371 км) дипольное поле к (10). И через стандартные коэффициенты Гаусса [Parkinson, 1983] получим:

$$G = 7.5R^3 \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} / \left[\mu \left(r_o^5 - r_i^5 \right) \right].$$
(11)

Используя находящиеся в свободном доступе IGRF коэффициенты Гаусса (см. http://www.ngdc. noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html), определим G из (11) и (7) с 1900 по 2020 гг. Исходя из этих G, на рис. 2 строим физически интересный суммарный ток I через меридиональное сечение и мощность Wомической диссипации во всем объеме ядра:

$$I = \int_{0}^{\pi} \int_{r_i}^{r_o} Jr dr d\theta = \frac{2G}{3} \left(r_o^3 - r_i^3 \right),$$
(12a)

$$W = \frac{2\pi}{\sigma} \int_{0}^{\pi} \int_{r_{o}}^{r_{o}} J^{2} r^{2} dr \sin \theta d\theta = \frac{8\pi G^{2}}{15\sigma} \left(r_{o}^{5} - r_{i}^{5} \right).$$
(12b)

При определении мощности для всюду постоянной электрической проводимости принято компромиссное значение $\sigma = 5 \times 10^5$ см/м [Старченко, 2011; Williams, 2018]. Также физический интерес представляет эволюция токовой оси (совпадает тут с осью диполя) по географической широте и долготе, которые представлены на рис. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы получили оценку динамики токов внутри жидкого ядра Земли из простейших соображений, основываясь на сравнении поля, создаваемого объемно-распределенными токами с земным диполем. Наша *объемная* оценка является, насколько нам известно, новой в плане общей теории и учебной методики, будучи хотя и достаточно частной, надеемся, важной, для геомагнетизма.

Возможно, впервые в мировой практике, из общефизических и математически обоснованных порядковых оценок, мы установили весьма существенное (суммарно от $\sim 10^2$) доминирование величин токов в жидком ядре Земли над токами в твердом ядре. Таким образом, вкладом токов твердого ядра в создаваемое геомагнитное поле можно пренебречь. И хотя это обстоятельство представляется несколько самоочевидным, но мы, надеемся, впервые, обосновали его из самых общих соображений и получили численные оценки, которые могут быть полезны не только для



Рис. 3. Широта (левая ось) и долгота (правая) в градусах для положения полюса оси тока и поддерживаемого им геомагнитного диполя с 1900 по 2020 гг.

геодинамо, но и как для динамо планет, так и для МГД-динамо быстро вращающихся звезд. Еще раз подчеркнем, что, насколько нам известно, такая оценка из первых принципов проведена нами впервые, хотя в численных детальных и потому всегда частных моделях это обстоятельство используется не только широко, но и было неоднократно доказано.

Сравнительно элементарными методами получены новые явные формулы, позволяющие непосредственно сравнивать наблюдаемые значения поля земного диполя и поля, создаваемого токами жидкого ядра. Несмотря на то, что распределение токов выбрано достаточно простым, сам наш новый подход, очевидно, применим более широко — для любой разумной зависимости плотности токов от радиуса можно провести аналогичное рассмотрение.

Несмотря на то, что рассмотренная модель не учитывает сложного пространственного распределения (как, например, в работе [Glatzmaier, Roberts, 1995]), она позволяет получить оценку токов, дающих главный вклад в наблюдаемое магнитное поле Земли. Таким образом, мы не обсуждали здесь собственно механизм геодинамо, но оценили динамику плотности токов и изучили движение оси геодиполя в нашем приближении за последние сто лет. Вместе с тем из бурно развивающейся численной теории геодинамо нами явно использован ее основополагающий тезис о том,

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

что наблюдаемая дипольная конфигурация доминирует над остальными мультиполями вплоть до границы с ядром Земли. Поэтому мы сосредоточились только на тех токах, которые дают непосредственно наблюдаемый геомагнитный диполь, а практически все остальные геодинамо-токи, в этом плане, принципиально ненаблюдаемые, хотя и могут доминировать в глубине жидкого ядра.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Эта работа была преимущественно выполнена по госбюджетной тематике ИЗМИРАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы глубоко признательны анонимному рецензенту за существенные и конструктивные замечания, которые мы использовали для значительного улучшения этой статьи в плане обсуждения ее результатов и более яркого представления их новизны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зидаров Д., Бочев А. Представление вековых вариаций магнитного поля Земли как изменение поля оптимальных геомагнитных диполей // Геомагнетизм и Аэрономия. 1969. Т. 9. № 2. С. 315–320.

Старченко С.В., Ботвиновский В.В. Азимутальные токи и палеомагнитные уровни // Физика Земли. 2003. № 5. С. 85–93. *Старченко С.В.* Гармонические источники главного геомагнитного поля // Геомагнетизм и Аэрономия. 2011. Т. 51. № 3. С. 412–418.

Alldredge L.R. Current loops fitting to geomagnetic model spherical harmonic coefficients // Geomag. Geoelectr. 1987. V. 39. № 5. P. 271–296.

Aubert J. et al. Spherical convective dynamos in the rapidly rotating asymptotic regime // J. Fluid Mech. 2017. V. 813. P. 558–593.

Christensen U.R. Dynamo Scaling Laws and Applications to the Planets // Space Sci Rev. 2010. V. 152. P. 565–590.

Davidson P.A. An Introduction to Magnetohydrodynamics. Cambridge University Press. 2001.

Demina I.M. et al. Field of volume current systems on the Earth's surface and near the core-mantle boundary. Proceedings of the 11th Intl School and Conference "Problems of Geocosmos". (Oct. 03–07.2016. St. Petersburg, Russia). 2016. P. 30–36.

McNish A.G. Physical representations of the geomagnetic field // Trans. Amer. Geophys. Union. 1940. V. 21. P. 287–291.

Parkinson U. Introduction to Geomagnetism, Edinburgh: Scottish Acad. Press. 1983.

Peddie N.W. Current loop models of the Earth's magnetic field // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 4517–4523.

Starchenko S.V. Analytic base of geodynamo-like scaling laws in the planets, geomagnetic periodicities and inversions // Geomagnetism and Aeronomy. 2014. V. 54. № 6. P. 694–701.

Starchenko S.V., Jones C.A. Typical velocities and magnetic field strengths in planetary interiors // Icarus. 2002. V. 157. P. 426–435.

Stum D.R., Pollack G.L. A current sheet model for the Earth's magnetic field // Am. J. Phys. 1998. V. 66. P. 802–810.

Williams Q. The Thermal Conductivity of Earth's Core: A Key Geophysical Parameter's Constraints and Uncertainties // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2018. V. 46. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-082517-010154

Volume Currents of the Present-Day Magnetic Dipole in the Earth's Core

S. V. Starchenko^{*a*,*} and A. Yu. Smirnov^{*a*}

^aPushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia *e-mail: sstarchenko@mail.ru

Perhaps for the first time, we have obtained the distributed volume electric currents determined by the observed geomagnetic dipole. To do this, based on the Maxwell's equations and the well-established geodynamo estimates, we have shown that the average current density in the liquid core of the Earth is several orders of magnitude higher than in the solid core. Correspondingly, our model current density vanishes in the solid core whereas in the liquid core, from the maximally realistic simplifications, it is proportional to the distance to the dipole axis and directed around this axis. Using standard expansions, integrations, and the generally accepted IGRF model, we obtained the total currents, the associated ohmic dissipation powers, the volume current densities, and the directions of the current axis oriented as a dipole pole from 1900 to 2020.

Keywords: distributed volumetric electric currents, liquid core, solid core, model current density

УДК 550.347

КАВКАЗ И КАСПИЙ: ТОПОГРАФИЯ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

© 2021 г. Л. П. Винник^{1,} *, Г. Л. Косарев¹, Л. И. Макеева¹, С. И. Орешин¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

**E-mail: vinnik@ifz.ru* Поступила в редакцию 05.11.2020 г. После доработки 19.01.2021 г. Принята к публикации 29.01.2021 г.

Совместное обращение приемных функций *P*- и *S*-волн и дисперсионных кривых волн Рэлея для 16 сейсмических станций позволяет осветить структуру Кавказа до глубины 700 км. Мощность коры Кавказа находится в диапазоне от 30 до 50 км. В верхней коре систематически наблюдается аномально высокое (2.0 и более) отношение скоростей *P*- и *S*-волн. В верхней мантии выделяется слой с высокой скоростью поперечных волн (4.5–4.8 км/с, мантийная литосфера) и подстилающий низкоскоростной слой (4.0–4.2 км/с, астеносфера). Граница между литосферой и астеносферой (LAB) находится в диапазоне глубин от 90 до 145 км. Под восточным Кавказом глубина 410-км границы близка к стандартной (IASP91), а 660-км граница опущена в среднем на 10 км. Прогиб может быть связан с охлаждением и/или гидратацией переходной зоны мантии в результате субдукции лито-сферной плиты Heo-Tetuca. Под западной окраиной Каспия наблюдается структура, характерная для зон субдукции: низкоскоростная (*Vs* менее 4.2 км/с) астеносфера, находящаяся непосредственной) литосферы. Приемные функции *S*-волн свидетельствуют о прогибе 410-км границы под Каспий корем с амплитудой около 10 км. Этот прогиб может быть эффектом повышенной на 100°С температуры. Поднятие 410-км границы обнаружено под Скифской плитой.

Ключевые слова: литосфера, астеносфера, верхняя мантия, приемные функции *P*- и *S*-волн, поверхностные волны, 410-км граница, 660-км граница, субдукция.

DOI: 10.31857/S0002333721040104

введение

Кавказ (рис. 1) имеет сложную геологическую историю и разделяется на Большой Кавказ, Закавказье и Малый Кавказ. Одна из последних компиляций [Sosson et al., 2016] связывает формирование Кавказа с закрытием Нео-Тетиса. Субдукция океанической плиты Нео-Тетиса на север под континент Евразии началась в юре и продолжалась до позднего мела и раннего палеоцена. Конвергенция литосферных плит затем продолжалась в форме столкновения континентальных микроплит. Современный рельеф Кавказа с амплитудой около 4 км сформировался в течение последних нескольких миллионов лет. Современная скорость сокращения коры Кавказа составляет около 15 мм/год [Reilinger et al., 2006].

На востоке Кавказ граничит с Южно-Каспийской впадиной, одной из самых глубоких в мире. Ее фундамент интерпретируется как необычно мощная океаническая кора или тонкая континентальная кора. Сейсмичность и данные гравиметрии позволяют считать, что этот район находится на ранней стадии субдукции [Allen et al., 2002].

Глубинная структура Кавказа и Каспия в течение десятилетий находится в фокусе геологических и геофизических исследований. Прогресс глубинных сейсмических исследований в последние 20 лет связан с применением томографии, приемных функций и других методов, использующих естественные волновые поля (например, [Lei, Zhao, 2007; Zor, 2008; Gök et al., 2011; Koulakov et al., 2012; Рогожин и др., 2015]). Тем не менее, детали глубинного строения Кавказа до сих пор изучены слабо. В частности, недостаточно исследованы латеральные вариации структуры мантии и их связь с тектоникой, глубинной сейсмичностью и вулканизмом. Почти не исследована топография границ в переходной зоне, зависящая от температуры.

Мы исследуем структуру коры, верхней мантии и переходной зоны под Кавказом и Каспийской впадиной до глубины порядка нескольких сотен километров с помощью приемных функций продольных и поперечных волн [Vinnik, 1977;



Рис. 1. Карта Кавказа с сейсмическими станциями (треугольники) и потухшими вулканами (звезды).

Farra, Vinnik, 2000]. Приемные функции получены по записям 16 сейсмических станций (рис. 1): AKH, ANN, BGD, GNI, GUDG, DDFL, KIV, KZRT, LGD, MAK, NCK, ONI, SOC, TBLG, TRLG, VLK. Станции GNI и KIV принадлежат мировой сейсмической сети GSN. Остальные станции принадлежат национальным сетям Грузии и России. Несколько доступных нам станций оказались очень шумными. Эти станции не показаны на рис. 1 и их записи исключены из рассмотрения. Мы объединили некоторые станции в группы: AKH + BGD, DDFL + LGD, KIV + NCK, ONI + GUDG + VLK, TBLG + TRLG + KZRT, AKH + BGD + TBLG + TRLG + KZRT. Записи станций ANN, SOC, MAK и GNI анализировались по отдельности.

ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ Р-ВОЛН

Приемные функции продольных волн (PRF) позволяют получить волновые формы и времена пробега обменных волн Ps. PRF рассчитывается в системе координат LQ, где ось L параллельна главному направлению смещений в волне P, а ось Q направлена по нормали к оси L в плоскости распространения волны P. В нашей работе индивидуальные PRF получаются в результате деконволюции Q-компоненты с помощью L-компоненты во временной области [Berqhout, 1977]. Чтобы увеличить отношение сигнал/шум исходные записи подвергаются низкочастотной филь-

трации с угловым периодом около 5 с. Обменные волны Ps выделяются в Q-компоненте. Эпицентры землетрясений, использованных для вычисления PRF, находятся в азимутах от 0° до 120° (рис. 2). Представляющие интерес сейсмические сигналы выделяются миграцией PRF в диапазоне эпицентральных расстояний от 30° до 90°. Временные сдвиги при миграции вычисляются для проходящих обменных волн *Pds*, где глубина обмена *d* задается в интервале от 0 до 800 км (рис. 3). Число суммируемых функций обычно составляет около 100 (табл. 1).

В контексте данной статьи специальный интерес представляют времена обменных проходящих волн P410s и P660s с обменом на глубине около 410 и 660 км. По этим временам оценивается глубина соответствующих границ. Фаза P410s выделяется в приемных функциях групп KIV + NCK, AKH + BGD, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG и одиночной станции МАК на времени около 44 с. Фаза Р660s выделяется на времени около 69 с в приемных функциях групп KIV + NCK, AKH + BGD, ONI + GUDG + VLK, KZRT + TBLG + TRLG, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG и одиночной станции ANN. Положение точек обмена P410s и P660s показано на рис 4. Стандартная ошибка времени P410s и P660s, оцениваемая методом Bootstrap resampling [Efron, Tibshirani, 1991], coставляет 0.2-0.3 с. На станциях DDFL + LGD, GNI и SOC фазы P410s и P660s не выделяются.



Рис. 2. Эпицентры землетрясений, использованных при построении приемных функций *P*-волн (квадраты) и *S*-волн (кружки).

Наклон кривой фазового равновесия на глубине 660 км составляет —2.1МРа/К [Віпа, Helffrich, 1994]. Зависимость глубины 660-км границы от температуры выражается как —0.05 км/К. Понижение температуры величиной —200 К приводит к прогибу границы на 10 км. Соответствующее увеличение времени пробега Р660s близко к 1 с. Понижение температуры повышает скорость распространения волн в переходной зоне и уменьшает время пробега Р660s на 0.3 с. Это небольшой эффект, которым допустимо пренебречь.

Помимо аномалий глубины 410-км и 660-км границ значительные аномалии времени P410s и P660s могут быть связаны с объемными скоростными неоднородностями на глубине менее 410 км. Чтобы определить глубину границ в переходной зоне по времени соответствующих фаз, необхо-

димо учесть эффект неоднородности на глубинах менее 410 км и ввести соответствующие поправки. Мы оцениваем аномалии времени, связанные со скоростными аномалиями в коре и верхней мантии, с помощью дисперсионных кривых групповой скорости основной гармоники волн Рэлея в диапазоне периодов от 35 до 150 с. Дисперсионные кривые заимствованы из работы [Ritzwoller et al., 2002]. Значения групповой скорости получены для географических координат с шагом 2° по широте и долготе. Дисперсионные кривые используются для определения скорости поперечных волн как функции глубины для тех же координат [Hermann, Ammon, 2002]. Полученные модели имеют хорошее разрешение на глубинах до 200 км. Телесейсмические аномалии времени пробега поперечных волн dTs оценены трассированием лучей

Станция	Ν	$D, ^{\circ}$	<i>t</i> (410), c	<i>T</i> (410c), c	<i>h</i> 1, км	<i>t</i> (660), c	<i>T</i> (660c), c	<i>h</i> 2, км
ANN	53	73				67.8	67.8	-1
KIV + NCK	110	72	44.3	44.1	1	69.1	68.8	9
ONI + GUDG + VLK	139	71				69.3	68.8	9
AKH + BGD	116	72	44.3	43.6	-4	70.3	69.6	17
KZRT + TRLG + TBLG	96	71				69.1	68.4	5
AKH + BGD + KZRT + TRLG + TBLG	212	72	44.1	43.4	-6	69.9	69.2	13
MAK	47	69	45.0	44.7	7			

Примечание: N — количество суммированных PRF; D — среднее эпицентральное расстояние; t(410) — наблюдаемое время волны P410s; t(410c) то же, что t(410), но с поправкой за объемную скоростную неоднородность коры и верхней мантии; h1 — аномалия глубины 410-км границы; t(660) — то же, что t(410), но с поправкой за объемную скоростную неоднородность коры и верхней мантии; h1 — аномалия глубины 410-км границы; t(660) — то же, что t(410), но для 660-км границы; t(660c) — то же, что t(660), но с поправкой за объемную скоростную неоднородность коры и верхней мантии; h2 — аномалия глубины 660-км границы.



Рис. 3. Результаты миграции PRF. Вступления сейсмических фаз P410s и P660s помечены стрелками.

для медленности 6.4 с/град. Полученные значения dTs относительно модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] показаны для тех же географических координат, что и значения групповой скорости (рис. 5). Аномалии времени пробега *P*-волн определяются из соотношения dTs/dTp = 3.0. Это приблизительное соотношение основано на многочисленных исследованиях аномалий времени пробега телесейсмических *P*- и *S*-волн, например [Robertson, Woodhouse, 1997]. Аномалии времени



Рис. 4. Точки обмена волн P410s и P660s на глубине 410 и 660 км показаны соответственно пустыми и черными кружками. Сейсмические станции показаны треугольниками. Среднее положение точек обмена P410s и P660s показано ромбами и квадратами.

обменных волн P410s и P660s оцениваются как dTps = dTs - dTp.

Исправленные значения времени для сейсмических фаз P410s и P660s показаны в табл. 1. Время Р410s для группы KIV + NCK (44.1 с) практически совпадает со стандартным временем (44.0 с). Время для группы AKH + BGD (43.6 с) на 0.4 с меньше стандартного времени, время для группы



Рис. 5. Аномалии времени пробега S-волн (dTs) в секундах, рассчитанные по групповым скоростям волн Рэлея.

АКН + BGD + KZRT + TBLG + TRLG (43.4 с) на 0.6 с меньше стандартного времени. Полученные оценки означают, что время P410s на станциях восточного Кавказа в среднем на 0.3 с меньше стандартного времени, а 410-км граница приподнята на 3 км. Эта величина сравнима с погрешностями оценок. На станции МАК, освещающей западную окраину Каспия, волна P410s запаздывает относительно стандартного времени на 0.7с, а 410-км граница погружена примерно на 7 км.

Время P660s для станции ANN (67.8 с), находящейся на крайнем севере района, практически за пределами Кавказа, совпадает со стандартным временем (67.9 с). Остальные оценки относятся к восточному Кавказу. Время для группы KIV + NCK (68.8 с) на 0.9 с больше стандартного времени. Эта аномалия требует погружения 660-км границы на 9 км. Сходная аномалия (0.9 с) присутствует в данных группы ONI + GDG + VLK. Время группы АКН + BGD (69.6 с) содержит аномалию величиной 1.7 с, которой соответствует прогиб 660-км границы на 17 км. Время группы TBLG + TRLG + KZRT (68.4 с) больше стандартного на 0.5 с, а граница на км глубже стандартной. Время группы 5 AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG (69.2 c) на 1.3 с больше стандартного, а глубина границы на 13 км больше стандартной. Средняя величина аномалии времени составляет около 1.0 с, значительно больше статистической ошибки измерения. Средняя глубина 660-км границы для восточного Кавказа превышает стандартную глубину на 10 км.

ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ *S*-ВОЛН И СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ PRF И SRF

Обменные волны Pds от глубоких границ вступают на тех же временах, что и многократно отраженные волны от неглубоких границ. В частности, проходящие обменные волны от границы LAB вступают на временах, характерных для многократных волн от границы Мохо. Проблема интерференции с многократно отраженными волнами решается использованием приемных функций S-волн [Farra, Vinnik, 2000]. В этих приемных функциях многократно отраженные волны вступают много позже проходящих волн. Расчет приемных функций S-волн (SRF) включает разложение сейсмограммы на Q- и L-компоненты, но они определяются иначе, чем в PRF. Ось Q соответствует главному направлению смещений в плоскости распространения волны. Ось *L* направлена по нормали к *Q* в той же плоскости и оптимальна для выделения обменных волн Sp. В принципе способ построения SRF сходен со способом построения PRF и включает деконволюцию L-компоненты во временной области и миграцию – суммирование стандартизованных L-компонент с временными поправками. Временные поправки вычисляются как произведение отклонения медленности обменной волны от медленности S-волны (дифференциальная медленность) и отклонения эпицентрального расстояния от референтного расстояния (дифференциальное расстояние). Использованные землетрясения находятся в интервале эпицентральных расстояний от 65° до 95° (рис. 2). Для повышения

Таблица 2	. Параметры	SRF
-----------	-------------	-----

Станция	Ν	D, (°)	<i>t</i> (410), c	<i>t</i> (410c), c	<i>h</i> , км
ANN	40	80	-52.1	-54.0	399
SOC	55	78	-52.9	-56.4	390
KIV + NCK	138	79	-56.3	-55.4	417
ONI + GUDG + VLK	45	79	-57.0	-56.0	421
AKH + BGD + KZRT + TRLG + TBLG	78	80	-55.6	-54.0	420
GNI	62	79	-57.0	-55.3	422

Примечание: *N* – количество суммированных SRF; *D* – референтное эпицентральное расстояние; *t*(410) – наблюдаемое время волны S410p; *t*(410c) – расчетное время волны S410p для комбинированной скоростной модели; *h* – оценка реальной глубины 410-км границы.

отношения сигнал/помеха записи подвергаются низкочастотной фильтрации с угловым периодом 8 с и приемные функции суммируются в количестве нескольких десятков для одной станции или группы станций (табл. 2).

Миграция показана для 7 групп и отдельных станций (рис. 6). При изображении SRF мы принимаем, что отрицательная полярность обменной волны Sp отвечает увеличению скорости поперечной волны на границе обмена в направлении сверху вниз. Наибольшую амплитуду (около 0.1 или 10% от амплитуды S-волны) среди выделяемых фаз имеет волна Sp от границы кора-мантия, опережающая поперечную волну на 3-5 с. Как правило, эту волну предваряет вступление с противоположной полярностью и сравнимой амплитудой. В литературе это вступление часто интерпретируется как волна Sp от границы литосфера астеносфера или от границы внутри литосферы. Однако в действительности оно может быть боковым лепестком волны Sp от границы Мохо, возникающим в результате низкочастотной фильтрации. Интерпретация этой сейсмической фазы в терминах отдельной границы ошибочна. Избежать этой ошибки можно с помощью строгого обращения SRF и PRF.

В шести случаях SRF на рис. 6 на времени около -54 с содержит отчетливую фазу с отрицательной полярностью и наибольшей амплитудой при медленности 0.4–0.6 с/град. Это волна S410p от глобальной границы на глубине около 410 км. Стандартная ошибка оценки времени этой волны составляет 0.4-0.5 с. Ее амплитуда обычно составляет около 0.03 при амплитуде шума менее 0.01. В приемных функциях для группы DDFL + LGD эта фаза не видна, но есть фаза с противоположной полярностью, вступающая с запозданием на несколько секунд. Это может быть обменная волна от кровли низкоскоростного слоя над 410-км границей [Vinnik, Farra, 2007]. Данные о волне S410p собраны в табл. 2, а точки обмена показаны на рис. 7.

резы методом Монте-Карло, который ранее применялся в нескольких исследованиях (например. [Vinnik et al., 2007]). Кора и мантия предполагаются локально латерально однородными. L-составляющие PRF используются для расчета синтетических О составляющих методом Томсона-Хаскелла [Haskell, 1962] для плоских волн и плоско-слоистой среды. Для применения к реальной среде применяется уплощение [Biswas, 1972]. Сходным образом *Q*-составляющие SRF используются для расчета синтетических *L*-составляющих. Моделируемая среда представляет пачку из 9 слоев. Каждый слой характеризуется тремя параметрами: скоростью S- и P-волн (Vs и Vp) и толщиной. Плотность определяется по скорости *Р*-волн законом Берча. Для стабилизации обращения используются аномалии времени пробега телесейсмических S-и P-волн (dTs и dTp). Способ определения dTs и dTp описан в предыдущем разделе. Поиск оптимальных значений параметров мо-

PRF, SRF и телесейсмические аномалии вре-

мени S- и P-волн обращаются в скоростные раз-

дели выполняется для нескольких случайно выбранных начальных точек в пространстве моделей с использованием итеративной процедуры, сходной с имитацией отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991]. Степень близости между наблюденными и синтетическими функциями определяется среднеквадратическим значением разности. Для каждой начальной точки рассматривается 10⁵ скоростных моделей. Чтобы дополнительно стабилизировать обращение, скорости в моделях на глубине 300 км фиксируются на значениях модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Последние 5% тестированных моделей используются для оценки постериорного распределения параметров модели. Мы разделяем пространство моделей на ячейки и представляем результаты поиска решения количеством попаданий в каждую ячейку.



Рис. 6. Результаты миграции SRF. Выделенные сейсмические фазы показаны стрелками. Вступления волны S410p наблюдаются на времени около – 54 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАЩЕНИЯ

Полученные профили Vp, Vs и Vp/Vs (рис. 8– рис. 10) показывают, что разброс значений Vs существенно меньше, чем Vp, и при анализе результатов мы принимаем во внимание более высокую точность оценок *Vs*. Мощность коры меняется в пределах от 30 км (станции ANN, SOC, KIV + NCK) до 50 км (ONI + GUDG + VLK). На почти всех станциях отношение Vp/Vs в верхней коре (верхние 15–20 км) аномально велико (2.0 и более), то-



Рис. 7. Точки обмена волны S410p (кружки). Среднее положение точек обмена показано квадратами. Сейсмические станции показаны треугольниками.

гда как стандартная величина составляет около 1.7. Высокое отношение скоростей обычно сопровождается низким (около 3.0 км/с) значением *Vs*.

На ряде станций в подкоровом слое наблюдается высокая скорость поперечных волн (4.5-4.8 км/с), характерная для мантийной литосферы. Ниже находится слой пониженной скорости поперечных волн (4.0-4.2 км/с) - астеносфера. Литосфера и астеносфера разделяются сейсмической границей LAB. Характерная глубина LAB в условиях Кавказа составляет 90-100 км. Такая глубина получена для группы AKH + BGD (90 км), AKH + + BGD + KZRT + TBLS + TRLG (90 км), ONI + + GUD + VLK (100 км), SOC (100 км). Существенно большая глубина (130 км) наблюдается на станции ANN, но эта станция находится на крайнем севере района, практически за пределами Кавказа. Относительно большая глубина получена на станции GNI и группе DDFL + LGD, соответственно 120 и 145 км. В обоих случаях подкоровая литосфера имеет более сложную, чем обычно, двухслойную структуру. Мы предполагаем, что в этих случаях наблюдаются поддвиги литосферы под соседние сооружения. Отношение Vp/Vs в верхней мантии на глубинах до 100 км в

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

большинстве случаев аномально низкое (1.5–1.6) в сравнении с 1.8 для модели IASP91.

Необычный скоростной разрез для поперечных волн получен под западной окраиной Каспия (станция МАК). Низкая скорость (менее 4.2 км/с), характерная для астеносферы, обнаружена между границей Мохо (40 км) и глубиной 140 км. В диапазоне от 140 до 300 км этот слой подстилается слоем высокой скорости (около 4.8 км/с). Заметим, что модель верхней мантии, полученная по записям группы KIV + NCK к северу от Большого Кавказа, не обнаруживает астеносферы с отчетливой верхней границей. Возможно, что кровля этой астеносферы находится в коре.

Чтобы обратить время сейсмической фазы S410p в глубину 410-км границы, наблюденное время надо исправить за эффект объемных скоростных неоднородностей на глубинах менее 410 км (рис. 8-рис. 10). Коррекция времени выполняется следующим образом. Мы рассчитываем методом рефлективити [Fuchs, Müller, 1971] синтетические SRF для комбинированной скоростной модели. Верхняя часть комбинированной модели от поверхности Земли до глубины 300 км соответствует медианам апостериорных скоростных моделей *P*- и *S*-волн на рис. 8-рис. 10 и соответству-



Рис. 8. Скоростные разрезы, полученные совместным обращением PRF, SRF, *dTs* и *dTp* для станций ANN, SOC, KIV + NCK, MAK. Постериорное распределение *Vs*, *Vp*, *Vp*/*Vs* показано цветовым кодом. Медианы показаны пунктиром. Границы поиска показаны красными линиями. Значения модели IASP91 показаны черными линиями. Границы Мохо и LAB отмечены стрелками. Распределение синтетических PRF и SRF показано тем же цветовым кодом, что и параметры модели; значения, полученные миграцией реальных данных, показаны пунктиром.

ющей плотности. Глубже 300 км комбинированная модель соответствует модели IASP91 со стандартной глубиной 410-км границы. Мы рассчитываем синтетические SRF для этой модели и находим время S410p. Найденные таким образом времена S410p как правило отличаются от наблю-



Рис. 9. То же что на рис. 8, но для станций ONI + VLK + GUDG, AKH + BGD, AKH + BGD + KZRT + TBLG + TRLG, DDFL + LGD.

денных значений в табл. 2, и, чтобы устранить расхождение, мы изменяем глубину 410-км границы методом проб и ошибок. Найденные значения глубины приведены в табл. 2, а точки обмена показаны на рис. 7.

Данные табл. 2 и рис. 7 показывают что под Скифской плитой к западу от северного Каспия 410-км граница поднята на 11 км (данные станции ANN) или 20 км (станция SOC). Данные других станций (KIV + NCK, ONI + GDG + VLK, AKH +



Рис. 10. То же, что и на рис 8, но для станции GNI.

+ BGD + KZRT + TBLG + TRLG, GNI) согласованно свидетельствуют о прогибе 410-км границы под центральным Каспием примерно на 10 км.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наш анализ обнаруживает в районе исследования ранее неизвестные особенности структуры коры и верхней мантии. В верхней коре на большинстве станций отношение Vp/Vs составляет около 2.0 и больше, много больше стандартного значения 1.7—1.8. Высокое отношение сопровождается низким значением скорости *S*-волн (около 3.0 км/с) и меньше. Эти свойства верхней коры легче всего объяснить присутствием открытых и заполненных водой трещин и пор. Примечательно, что большинство землетрясений в коре Кавказа происходит в том же диапазоне глубин (до 25 км).

В верхних горизонтах подкорового слоя *Vs* обычно находится в диапазоне от 4.5 до 4.7 км/с. Слой высокой скорости подстилается слоем пониженной до 4.0–4.2 км/с скорости поперечных волн. Эти слои разделяются сейсмической границей, которую мы интерпретируем как границу литосферы и астеносферы (LAB). Резкость границы (около 10 км) указывает на частичное плавление как возможную причину понижения скорости. Глубина LAB находится в диапазоне от 90

до 145 км. Наибольшая глубина LAB отмечается под восточным Кавказом. Она практически совпадает с наибольшей глубиной мантийных землетрясений (150 км), известных в этой части Кавказа [Шевченко, Лукк, 2020]. Наименьшая на Кавказе глубина LAB (90 км) наблюдается в Закавказье. Если LAB ассоциируется с началом частичного плавления в присутствии воды, температура на глубине LAB близка к 1100°C [Vinnik et al., 2016].

В большинстве разрезов верхней мантии полученное отношение *Vp/Vs* на глубинах менее 100 км составляет 1.5—1.6, значительно меньше стандартного значения 1.8. Низкое отношение скоростей представляет возможный эффект высокого содержания ортопироксена (энстатита) в обедненной мантии [James et al., 2004].

Самый необычный разрез скорости поперечных волн в верхней мантии обнаружен под западной окраиной Каспия (станция МАК). Значения *Vs* в диапазоне глубин от границы Мохо до 140 км составляют менее 4.2 км/с, тогда как скорость 4.8 км/с наблюдается на глубинах от 140 до 300 км. Весьма вероятно, что высокоскоростное тело на глубинах от 140 до 300 км представляет результат субдукции литосферы южного Каспия. Эта интерпретация согласуется с данными о сейсмичности и гравитационном поле [Allen et al., 2002].

Времена P410s и P660s в PRF накладывают ограничения на рельеф 410-км и 660-км границ. 410-км граница имеет стандартную глубину к северу от Большого Кавказа (станции KIV + NCK) и приподнята на 4-6 км в Закавказье (АКН + + BGD + KZRT + TBLG + TRLG). Для 660-км границы характерна повышенная глубина. Самая глубокая депрессия 660-км границы (17 км) найдена в восточном Закавказье (станции AKH + BGD). Средняя амплитуда прогиба по данным всех станций составляет около 10 км. Депрессия 660-км границы наблюдается в районе направленной к северу субдукции плиты Heo-Teтиca [Sosson et al., 2016]. Эта граница соответствует фазовому переходу рингвудита в перовскит и магнезиовюстит с отрицательным наклоном кривой фазового равновесия. Поэтому прогиб границы может быть связан с понижением температуры. Переход оливин-валслеит на глубине 410 км имеет положительный наклон фазового равновесия с большей абсолютной величиной. Относительно глубокий прогиб на глубине 660 км и небольшой эффект на глубине 410 км, которые наблюдаются на Кавказе, возможны, если холодная субдуктированная плита стагнирует на глубине около 660 км. Это в общих чертах согласуется с результатами анализа тектоники [Sosson et al., 2016]. Качественно близкая картина наблюдается под Альпами [Lombardy et al., 2009]. Заметим, что опускание 660-км границы может быть результатом не только низкой температуры, но и присутствия воды [Karato, 2011].

Наши наблюдения содержат данные о глубине 410-км границы под впадиной Каспия. В частности, анализ PRF показывает, что 410-км граница под западной окраиной Каспия опущена на 7 км (данные станции МАК). Другие районы Каспийской впалины освешаются волной S410р в SRF (рис. 7). Данные SRF о глубине 410-км границы суммированы в табл. 2. Станции KIV + NCK, ONI + GUDG + VLK, AKH + BGD + KZRT ++ TBLG + TRLG, GNI согласованно свидетельствуют о погружении 410-км границы под Каспийским морем (417, 421, 422, 420 км при нормальной глубине 410 км). Эти данные хорошо согласуются с данными PRF на станции МАК. Погружение 410-км границы может быть эффектом повышенной на величину порядка 100°С температуры. Таким образом, сейсмические данные содержат намек на возможное присутствие горячей точки под Каспийским морем.

Под Скифской плитой к западу от Каспийской впадины 410-км граница поднята на 11 км (по данным SRF на станции ANN) и 20 км (по данным SRF на станции SOC). Это может быть эффектом пониженной температуры или воды в переходной зоне. Происхождение этой аномалии требует дополнительных исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Сейсмограммы станций АКН, BGD, DDFL, GNI, GUDG, KZRT, LGD, ONI, TBLG и TRLG получены от IRIS DMC. Сейсмограммы станций ANN, SOC, KIV, MAK, NCK и VLK получены от геофизической службы России, г. Обнинск. Выражаем благодарность за помощь в получении этих данных Р.А. Дягилеву и за помощь в получении данных о скоростях волн Рэлея – А.Л. Левшину и М.П. Бармину. Обработка сейсмических записей выполнена с помощью программы Seismic Handler K. Штаммлера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсюченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегаантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.

Шевченко В.И., Лукк А.А. Глубокофокусные мантийные землетрясения восточной части Кавказского перешейка // Физика Земли. 2020. № 2. С. 50–68.

Allen M.B., Jones St., Ismail-Zadeh A., Simmons M., Anderson L. Onset of subduction as the cause of rapid PlioceneQuaternary subsidence in the South Caspian basin // Geology. 2002. V. 30(9). P. 775–77.

Berkhout A.J. Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics. 1977. V. 42 (7). P. 1369–1383.

Bina C.R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // J. Geophys. Res. 1994. V. 99(B8). P. 15853–15860.

Biswas N.N. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave // Pure Appl. Geophys. 1972. V. 96. P. 61–74.

Efron B., Tibshirani R. Statistical data analysis in the computer age // Science. 1991. V. 253(5018). P. 390–395.

Farra V., Vinnik L. Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // Geophys. J. Int. 2000. V. 141(3). P. 699–712.

Fuchs K., Müller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations // Geophys. J. Int. 1971. V. 23(4). P. 417–433.

Gök R., Mellors R.J., Sandvol E., Pasyanos M., Hauk T., Takedatsu R., Yetirmishl G., Teoman U., Turkell N., Godoladze T., Javakishvirli Z. Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region // J. Geophys. Res., 2011. V. 116(B05303).

https://doi.org/10.1029/2009JB000837

James D.E., Boyd F.R., Schutt D., Bell D.R., Carlson R.W. Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa // Geochem., Geophys., Geosyst. 2004. V. 5(1).

https://doi.org/10.1029/2003GC000551

Haskell N.A. Crustal reflection of plane *P* and *SV* waves // J. Geophys. Res. 1962. V. 67(12). P. 4751–4768.

Hermann R.B., Ammon C.J. Computer Programs in Seismology: Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure, Version 3.30. St Louis, MO, USA: Saint Louis University. 2002. 110p.

Karato S.-I. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 301(3–4). P. 413–423.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105(2). P. 429–465.

Koulakov I., Zabelina I., Amanataschvili I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region // Solid Earth. 2012. V. 3. P. 327–337.

Lei J., Zhao D. Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 257(1–2). P. 14–28.

Lombardi D., Braunmiller J., Kisslimg E., Giardini D. Alpine mantle transition zone imaged by receiver functions // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 278(3–4). P. 163–174.

Mosegaard K., Vestergaard P.D. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // Geophys. Prospect. 1991. V. 39(5). P. 599–611.

Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence S. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. 2006. V. 111(B05411).

https://doi.org/10.1029/2005JB004051

Ritzwoller M.E., Shapiro N.M., Barmin M.P., Levshin A.L. Global surface wave diffraction tomography // J. Geophys.

Res. 2002. V. 107(B12). https://doi.org/10.1029/2002JB001777

Robertson G.S., Woodhouse J.H. Comparison of P and S station corrections and their relationship to upper mantle structure // J. Geophys Res. 1997. V. 102(B12). P. 27355–27366.

Sosson M., Stephenson R., Sheremet Ye., Rolland Y. et al. The eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: New evidence to constrain its tectonic evolution // C. R. Geosci. 2016. V. 348(1). P. 23–32.

Vinnik L., Farra V. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 262(3–4). P. 398–412.

Vinnik L., Singh A., Kiselev S., Ravi Kumar M. Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya: subducted lithospheric slab or a keel of the Indian shield? // Geophys. J. Int. 2007. V. 171(3). P. 1162–1171.

Vinnik L., Kozlovskaya E., Oreshin S., Kosarev G., Piiponen K., Silvennoinen H. The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions // Tectonophysics. 2016. V. 667. P. 189–198.

Zor E. Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus // Geophys. J. Inter. 2008. V. 175(3). P. 1273–1282.

The Caucasus and the Caspian: Topography of the Deep Seismic Boundaries

L. P. Vinnik^{a, *}, G. L. Kosarev^a, L. I. Makeeva^a, and S. I. Oreshin^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia *e-mail: vinnik@ifz.ru

The joint inversion of the *P*- and *S*-wave receiver functions and the Rayleigh wave dispersion curves for 16 seismic stations illuminates the structure of the Caucasus down to a depth of 700 km. The thickness of the Caucasus crust ranges from 30 to 50 km. In the upper crust, an anoma-lously high (2.0 and higher) *P*- to *S*-wave velocity ratio is systematically observed. In the upper mantle, a layer with a high *S*-wave velocity (4.5-4.8 km/s, mantle lithosphere) and an underlying low-velocity layer (4.0-4.2 km/s, asthenosphere) are revealed. The boundary between the litho-sphere and the asthenosphere (LAB) lies in the depth interval from 90 to 145 km. Beneath the Eastern Caucasus, the depth of the 410-km boundary is close to the standard (IASP91) whereas the 660-km boundary is, on average, by 10 km lower than the standard. The depression can be associated with cooling and/or hydration of the mantle transition zone as a result of the subduc-tion of the Neo-Tethys lithospheric plate. The structure beneath the western margin of the Caspi-an is characteristic of the subduction zones: here, a low-velocity asthenosphere (*Vs* below 4.2 km/s) located directly below the Moho is underlain by a high-velocity (subducted) lithospheric layer at a depth of 140 km. The *S*-wave receiver functions indicate a depression of the 410-km boundary beneath the Caspian Sea with amplitude of about 10 km. This depression can probably be the effect of the increase in temperature by 100°C. An uplift of the 410-km boundary is es-tablished below the Scythian plate.

Keywords: lithosphere, asthenosphere, upper mantle, *P*- and *S*-wave receiver functions, surface waves, 410-km boundary, 660-km boundary, subduction

УДК 550.372

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮИДА В КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОМ РЕГИОНЕ

© 2021 г. В. В. Белявский*

Центр геоэлектромагнитных исследований, филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), г. Троицк, г. Москва, Россия *E-mail: victor.belyavsky@list.ru Поступила в редакцию 13.07.2020 г.

После доработки 12.01.2021 г. Принята к публикации 29.01.2021 г.

Проведенная трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных в Корякско-Камчатском регионе, в режиме интерактивного подбора 3D-модельных кривых магнитотеллурического зондирования и магнитовариационных матриц к их экспериментальным аналогам, позволила составить геоэлектрические разрезы верхней части литосферы. На этой основе оценено содержание водной фракции флюида и расплава в коре и верхней мантии рассматриваемого региона. Величина флюидонасыщения определялась с учетом роста с глубиной температуры и давления, при насыщении горных пород водой, минерализованной солями хлорида натрия с концентрациями 100 или 170 г/л. Выбор степени минерализации флюида осуществлялся с учетом распределения скоростей продольных волн в методах глубинного сейсмического зондирования и томографии. Оценка содержания водной фракции флюида и мантийных расплавов выполнялась по упрощенной формуле Шенкленда—Ваффа (модифицированный закон Арчи). Максимальным содержанием флюида и расплава характеризуются блоки литосферы, расположенные в наиболее активизированных в сейсмическом и вулканическом отношениях структурах и в пределах пересекающих их региональных разломов. Положение блоков с повышенным содержанием расплава и флюида коррелирует с доменами, характеризующимися пониженными скоростями продольных волн.

Ключевые слова: флюиды насыщения, степень минерализации, электропроводность, метод глубинного сейсмического зондирования, геоэлектрические разрезы.

DOI: 10.31857/S0002333721040037

введение

В пределах Корякско-Камчатского региона за последние тридцать лет произошли: катастрофические землетрясения Корякское (1988 г., M > 5.4). Хаилинское (1991 г., M > 6.6), Олюторское (2006 г., *M* > 7.6), Ильпырское (2013 г., *M* > 5.8); извержения вулканов Шивелучского, Жупановского, Авачинского, Ключевского, Начикинского и ряда других, которые побудили череду землетрясений меньшей интенсивности. Восточной части Камчатского полуострова свойственна повышенная вулканическая деятельность и сейсмичность с магнитудой M > 5. Также предполагается решающее значение промежуточных камер на глубине 50-80 и около 30 км и дополнительная роль малоглубинных камер (10-15 и 2-5 км) как этапов подготовки к главным извержениям" [Добрецов и др., 2017]. Все эти факторы стимулировали проведение полевых геофизических исследований и переинтерпретацию ранее полученных магнитотеллурических и магнитовариационных данных (МТЗ-МВЗ), по технологиям объемного трехмерного математического моделирования электромагнитных полей.

Решение обратных задач магнитотеллурики на первом этапе выполнялось с помощью программ

одномерной [Белявский, 2011] или двумерной [Варенцов, 2002] инверсий инвариантных кривых магнитотеллурического зондирования [Counil et al., 1986]. На втором этапе применялся метод интерактивного подбора к наблюденным МТ данным 3D-модельных, рассчитанных по программам Maxwellf [Druskin, Knizhnerman, 1994] и адаптированных к ним инвариантных кривых МТЗ [Белявский, 2011]. Построенные на первом этапе геоэлектрические модели рассматривались как стартовые.

Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных (рис. 1), полученных в Корякско-Камчатском регионе с 2003–2010 гг. (Белявский и др.¹;

¹ Белявский В.В., Попруженко С.В., Егоркин А.В., Нурмухамедов А.Г. и др. "Глубинные геолого-геофизические исследования сейсморазведочными (МОВЗ) и электроразведочными (МТЗ, ГМТЗ, АМТЗ) методами на региональных профилях Ейск—Ставрополь—Нефтекумск—Каспийское море (850 пог. км) и Корф—Верхнее Пенжино (500 пог. км). Анализ и обобщение данных глубинных геофизических исследований, проведенных на Северном Кавказе, Камчатке и юге Сибири". 2006. Инв. Росгеолофонда № 487225. Государственное федеральное унитарное предприятие "ВНИИГеофизика", Фонды Министерства природных ресурсов Российской федерации.

Нурмухамедов и др.²), учитывала геоэлектрические 2D-3D-модели, представленные в работах [Нурмухамедов, 2010; Мороз и др., 2001; Гонтовая и др., 1993; Мороз, 1991]. Это позволило построить 3D-модели распределения удельного электрического сопротивления – $\rho_m(X_m, Y_m, Z_m)$ в пределах Камчатского полуострова и южной Корякии [Белявский и др., 2008; Белявский, Николаев, 2011; Белявский, Алексанова, 2015; Белявский, Яковлев 2016; 2020], по которым оценивалось распределение водной фракции флюида и расплава в литосфере рассматриваемого региона. Особое внимание уделялось очаговым зонам землетрясений и вулканической деятельности.

В основу геолого-тектонической схемы, используемой при составлении стартовых и результирующих геоэлектрических моделей, принимались структурные построения работ^{1, 2} и статей [Апрелков и др., 1991; 1997; Мишин и др., 2003; Шарапова и др., 1984]. Оценка распределения водной фракции флюида в коре и мантии региона выполнена с учетом лабораторных данных, оценивающих электрическую проводимость насыщенных минерализованною водою кварцитов [Shimojuku et al., 2014] и расплавов при плавлении перидотитов и базальтов [Pommier, Garnerol, 2013]. Знание величины насыщения флюидом или расплавом позволяет оценивать и контролировать проницаемость литосферных блоков в зонах повышенной сейсмической и вулканической деятельности, проводить сейсмотектоническое районирование и выделять зоны, перспективные на рудную минерализацию [Файф, 1981].

1. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Интерпретация МТ данных включает в себя циклы: определения направления главных осей экспериментальных матриц импедансов $[Z_{ob}]$ и их размерности; снятие влияния приповерхностных неоднородностей на экспериментальные кривые МТЗ-индукции (ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH}) [Counil et al., 1986] и фазового тензора [Caldwell et al., 2004]; проверки выполнения дисперсионных соотношений между максимальными (минимальными) модулями импедансов индукции Z^{maxH} (Z^{minH}) и их фазами; построения стартовых геоэлектрических моделей с помощью программ одномерной и двумерной инверсий кривых МТЗ (рис. 2); использование программ трехмерного математического моделирования МТ полей [Druskin, Knizhnerman, 1994] при решении обратной задачи геоэлектрики методом подбора к кривым $\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$ и векторам Визе–Паркинсона 3D-модельных; оценки разрешающей способности 3D-модельных кривых МТЗ и векторов Визе-Паркинсона к определению УЭС проводящих блоков коры; расчет коэффициентов проявления структур в нижней части разреза на фоне изменения параметров в верхней части модели [Белявский, Николаев, 2011; Белявский, Алексанова, 2014; Белявский, Яковлев, 2016]. Для оценки УЭС блоков коры предпочтительнее выполнять подбор 3D-модельных кривых МТЗ к кривым индукции или фазового тензора, хотя погрешность оценки по ним УЭС в модельных блоках коры с $\rho_m(X_m, Y_m, Z_m)$ может достигать и 100%.

Распределение УЭС в осадочном чехле впадин и верхней части разломов в стартовых 3D-моделях задавалось с учетом результатов 1D-инверсии кривых МТЗ и сейсмических построений^{1, 2}. Результирующие блочные 3D-модели с более детальным заданием модельных точек (м.т.) расчета МТ полей, по сравнению со стартовой моделью на рис. 2, представлены на рис. 3, а проекции на плоскости *X*-*Y*, *Z*-*X* и *Z*-*Y* призм низкоомных блоков, полученных методом подбора к экспериментальным кривым ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH} 3D-модельных ρ_m^{maxH} , ρ_m^{minH} , показаны на рис. 4-рис. 5.

Одномерная инверсия $\rho_m^{yx}(H_m)$ модельных кривых $\rho_m^{yx}(T)$ показала, что блоки с $\rho_m = 8-25$ Ом · м и подошвой, расположенной до глубин $Z_m = 5$ км, проявляются в значениях $\rho_m^{yx}(H_m) = 20-100$ Ом · м и глубже 20 км (рис. 26), а с подошвой, залегающей на глубинах $Z_m = 15-20$ км и на $H_m = 70$ км (рис. 46). Поэтому при составлении стартовых моделей учитывалось, что низкоомные аномалии в высокоомной литосфере региона, выделяемые при 1D-инверсии кривых ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH} , могут являться следствием искажения кривых МТЗ. Опыты по двумерной инверсии МТ данных [Белявский, 2011; Белявский и др., 2008] также показали целесообразность проведения трехмерной интерпретации МТ данных.

Относительные среднеарифметические погрешности построения экспериментальных кривых МТЗ составляют 6–8%, а погрешности фаз импедансов Arg Z_{ob}^{max} и Arg Z_{ob}^{min} 3°–4°. Относительные среднеарифметические погрешности подбора 3D-модельных кривых ρ_m^{maxH} , ρ_m^{minH} и ρ_m^{yx} к медианным кривым групп экспериментальных кривых ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH} и ρ_{ob}^{yx} в усеченном диапазоне периодов со стороны высоких и/или низких частот варьировали от 5 до 50%. Среднеарифмети-

² Нурмухамедов А.Г., Яковлев А.Г., Белявский В.В и др. "Разработка геолого-геофизической модели глубинного строения Корякско-Камчатской складчатой области (Региональный увязочный профиль МОВЗ-МТЗ мыс Лопаткас. Хаилино)". 2010 г. Инв. Росгеолофонда № 8394. ОАО "Камчатгеология". Федеральное агентство по недропользованию (РОСНЕДРА).



Рис. 1. Расположение в Корякско-Камчатском регионе профилей МТЗ: 1 – А–А, Б–Б, В–В, Г–Г, Д–Д, Е–Е, Ж–Ж, З–З, групп МТЗ (III, IV, VI, X, XI, XII, XIII); 2 – И–И, Верхнее Пенжино–Пенжинская губа (МТЗ 1–252) – Корф (МТЗ 1–250), р. Вывенка V – р. Пахача (МТЗ 1–54); МТЗ 1–85, МТЗ 86–287, МТЗ 288–354–562; 3 – а – вулканы, б – эпицентры катастрофических землетрясений (ОЛ – Олюторское, Хл – Хаилинское, Кр – Корякское, Ил – Ильпырское); температура на глубине расположения: 4 – проводящего блока; 5 – поверхности Мохо [Моисеенко, Смыслов, 1986]. На врезке – схема глубин до границы Мохо¹ (курсив) и с учетом данных МОВЗ^{1,2} (широкий шрифт).



Рис. 2. Сечения стартовой 3D-модели на уровнях *Z*: 0 км (а), 18 км (б) и результаты 1D-инверсии – $\rho_m^{YX}(H_m)$ модельных кривых $\rho_m^{YX}(T)$ для $H_m = 5$ км (а) и 20 км (б). Ось *У* ориентирована по азимуту 30°. В кругах даны номера зон (рис. 8), для которых оценивалось насыщение литосферы флюидом ϕ_{ρ}^f и расплавом ϕ_{ρ}^m . Справа – шкала УЭС блоков (ρ_m). Изолинии $\rho_m^{YX}(H_m)$ даны в lg (ρ), Ом · м. Показаны интервалы пр. И–И, МТЗ № 462–562 (Оссора–Корф) и № 1–54 (р. Вывенка–р. Пахача).

ческая погрешность подбора 3D-модельных фаз импедансов Arg Z_m^{max} и Arg Z_m^{min} к средним значениям фаз в группах Arg Z_{ob}^{max} и Arg Z_{ob}^{min} составляла 4°–10°. Пример подбора 3D-модельных кривых ρ_m^{maxH} , ρ_m^{minH} к экспериментальным ρ_{ob}^{maxH} , ρ_{ob}^{minH} для центральной части профиля **И–И** показан на рис. 6, а сами трехмерные модели и их сечения на рис. 2–рис. 4.

По построенным блочным 3D-моделям распределения удельного электрического сопротивления оценивалось содержание в низкоомных блоках водной фракции флюида $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$, при ее минерализации солями NaCl с C = 100 - 170 г/л, или долей расплава $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m}$. Степень минерализации флюи-

да принята с учетом распределения дефицита скорости продольных волн в литосфере Камчатского полуострова, зарегистрированного при изучении методами ГСЗ и сейсмической томографии [Федотов, 2006]. Корреляция положения этих доменов с областями пониженного УЭС и дефицита плотности^{1, 2} позволила допустить их насыщение флюидом или расплавом. Полученные по сейсмическим данным значения ϕ_v^f и ϕ_v^m принимались за реперные, относительно которых для низкоомных блоков УЭС оценивались пределы изменения водной фракции флюида ϕ_ρ^f и долей расплава ϕ_ρ^m . Достоверность такого определения зависит не только от надежности получаемых 3D-распределений $\rho_m(X_m, Y_m, Z_m)$, но и от:



Рис. 3. Блочные модели южной (а) и северной (б) частей п-ва Камчатка. На блоках показаны их УЭС. Курсивом дано положение модельных точек (рис. 2) и экспериментальных (подчеркнуты) МТЗ, римскими цифрами вынесены номера групп МТЗ на профиле Е–Е и профиле Ж–Ж (рис. 1). Ю-К – Южно-Камчатский прогиб, Н – Начикинский грабен, Ср – Срединный выступ, ХПП – Хавывенское погребенное поднятие. Региональные и глубинные разломы: Пп – Петропавловский, Жп – Жупановский, Ун – Унанский, Кр – Крестовский, Шв – Шивелучский, У-К – Усть-Камчатский, Ха – Харьюзовский. Звезды – Авачинский и Шивелучский вулканы. Ось У ориентирована по азимуту 30°.

(a) JIA 270-278 Kp 194-201 216-223 236-246 264-270 55 66 Πп Жп 143-151 88-94 116-124 184-190 156 - 17612 72 92 112 132 32 52 0 Ом · м 10 5. 7.6 10 22 20 25 33 $\frac{23}{50}$ -M 166 44 333 400 3000 55 км -260 212 -161 -109 58 44 96 147 198 км (б) хпп O-B-K <-- X-XI --▶^{ХПП} <--VI-IX--► «-XII--» «-XIII--» 116 114 118 120 90 88 92 96 М.Т. Ом • м Ом · м 7.6 10 10 0.1 0.1 25 20 40 33 62 50 333 1 1 2000 400 2000 $10 \cdot$ 10 100 100 12 82 км 47 153 км KM -94-59 24 47 82 117 Пр. 6*zx* Пр. 5*zx*

Рис. 4. Сечения 3D-модели центральной части полуострова (рис. 2) и результаты 1D-инверсии кривых MT3: $a - \rho_{ob}^{maxH}$ на профиле И–И (MT3 88–287) и ρ_{ob}^{yx} для MT3 55–72; б – модельных ρ_m^{yx} для модельных точек 88–96 и 114–120 (рис. 2), отвечающих ρ_{ob}^{yx} на профиле Д–Д (рис. 1). Изолинии УЭС даны в lg(ρ), Ом · м. Выше модельных точек показаны: номера экспериментальных МТ3 (курсив) или их групп и положение разломов: Пп – Петропавловский, Жп – Жупановский, ЛА – Лаучан-Андриановский, Об – Облуковский, Кр – Крестовский (рис. 8). Горизонтальные линии – границы Мохо М и М1, вертикальные – разломы (МОВ3). Справа – УЭС блоков.

изменения с глубиной пористости, отклонения природной минерализации флюида от принятой при оценке ϕ_{ρ}^{f} , связанности долей флюида и расплава в проводящие цепи, химического состава расплава, типа проводящих включений – флюид или/и расплав. В настоящей работе рассмотрено влияние на ϕ_{ρ}^{f} и ϕ_{ρ}^{m} последних четырех факторов.

2. УДЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ ФЛЮИДА И РАСПЛАВА

2.1. Оценка долей водной фракции флюида

Содержание связанных долей водной фракции флюида **ф** в коре и верхней мантии оценивалось по приближенной формуле [Shankland, Waff, 1977; Baньян, 1997]

$$\sigma' \approx 2\sigma_f \cdot \phi/3, \tag{1}$$

где σ^l и σ_f — удельные электропроводности обводненных блоков литосферы и насыщающего их водных фракций флюида. При этом принималось, что УЭС матрицы сухой горной породы значительно превышает ρ_f , а содержание воды составляет не более 10% от объема горной породы. Эта формула отвечает модифицированному закону Арчи, используемому для оценки флюидонасыщенности горных пород при полной связанности всех долей водного флюида, обволакивающего кубические или сферические высокоомные включения. При этом учитываются и связанные доли флюида, не участвующие в переносе тока.

Высокая проводимость коры на глубинах 20– 30 км может быть вызвана процессами дегидратации пород амфиболитовой фации метаморфизма при температурах 700–800°С [Браун, Массет, 1984]. Флюид может поступать и из погружающейся океанической коры, содержащей до 30%



Рис. 5. Сечения блочной 3D-модели Корякии и Камчатского перешейка для: (а) Y = 850 км, (б) Y = 720 км, (в) X = 20 км (рис. 2). Интервалы профиля И–И: (а) – Верхнее Пенжино–Пенжинская губа–р. Вывенка–р. Пахача; (б) – р. Вывенка–Корф; (в) – от межплитного разлома МП1 до МП2 (рис. 1). Пунктир – разломы, М и М1 границы Мохо (МОВЗ); звезды – гипоцентры Ильпырского, Олюторского и Хаилинского землетрясений. Сверху – номера модельных и экспериментальных (курсив) точек МТ3 и аббревиатуры структур (рис. 8). Справа – УЭС блоков в $lg(\rho)$, Ом · м.

серпентинитов и 60–70% перидотитов, обогащенных водою [Рингвунд, 1981]. Объем образовавшейся свободной воды достигает двух процентов от объема коры, а всех ее долей – до четырех процентов [Каракин и др., 2003]. При температурах 200–500°С и давлении 10–30 кбар вода может находиться в жидком состоянии и до глубины 70 км [Кузин, 2014]. Миграции флюида вдоль разломов по зонам трещиноватости и сланцеватости ведет к концентрации его водной фракции в коре при протекании процессов дилатансионного расширения [Файф и др., 1981]. В магме континентальной коры вода (до 5–7%) находится в растворенном и диссоцированном состоянии. При ее остывании большая часть воды выделяется в виде пара. Этот гидротермальный флюид может быть

БЕЛЯВСКИЙ



Рис. 6. Сопоставление экспериментальных $\rho_{ob}^{\max H}$, $\rho_{ob}^{\min H}$ и модельных $\rho_m^{\max M}$, $\rho_m^{\min H}$ кривых индукции (рис. 2) на профиле И–И для точек МТЗ: (а) – 116–124 (м.т. 12); (б) – 143–151 (м.т. 32–52, разлом Петропавловский); (в) – 156–176 (м.т. 52, разлом Жупановский); (г) – 184–190 (модельные точки 72–92); (д) – 194–202 (м.т. 92); (е) – 216–223 (модельные точки 92–112, разлом Облуковский); (ж) – 236–246 (м.т. 112); (з) – 264–270 (модельные точки 112–132, разлом Лаучан-Андриановский).

представлен, в первом приближении, системой NaCl— H_2O [Hedenquist, 1995], который существует в виде единой надкритической фазы при высоком давлении.

Лабораторные исследования, проведенные на обводненных образцах кварцита, с учетом части адсорбированных ионов Na⁺, Cl⁻, не переносящих ток или находящихся в карманах горных пород [Shimojuku et al., 2014], показали, что при давлении 10 кбар и температуре $525^{\circ} < T < 825^{\circ}$ С понижение их УЭС до 10 Ом · м возможно при минерализации флюида солями хлорида натрия с C = 50 г/л и его насыщением до $\Phi^{50} = 10-14\%$ или с C = 100 г/л при $\Phi^{100} = 3.5-4\%$, а также с C = 170 г/л и $\Phi^{170} = 0.75-0.9\%$. Последним двум минерализация и насыщениям водной фракции флюида Φ^f_{ρ} отвечают значения Φ^f_{v} , определенные по дефициту скорости продольных волн, так как оцененное в регионе содержание Φ^f_{v}

оценки проводить по уравнению среднего времени [Wyllie et al., 1956]. Полученные зависимости УЭС водных долей флюида ρ^f от температуры, давления, степени минерализации приведены на рис. 7а. Видно, что значения ρ_{ϕ} , полученные для всех связанных водных долей флюида (нижние графики, рис. 7а), согласно данным работы [Физические ..., 1984], почти на порядок ниже удельного электрического сопротивления флюида, у которого часть ионов воды не участвует в токовом процессе (верхние графики) [Shimojuku et al., 2014], при том же самом ее объеме.

Для доменов литосферы, характеризующихся дефицитом скорости продольных волн ($\Delta V_p = V_{po} - V_p$) относительно вмещающих их блоков с V_{po} , величина водного флюида $\mathbf{\phi}_v^f$ или базальтового расплава $\mathbf{\phi}_v^b$ оценивалась из уравнения [Wyllie et al., 1956]:

$$1/V_p = \mathbf{\phi}_{\mathbf{v}}/V_f + (1 - \mathbf{\phi}_{\mathbf{v}})/V_{po}, \qquad (2)$$



Рис. 7. Зависимость удельного электрического сопротивления от температуры и давления: (а) – водной фракции флюида, минерализованной солями NaCl в 100 и 170 г/л для всех связанных его долей, переносящих ток (нижние графики); с учетом части адсорбированных долей [Shimojuku et al., 2014] (верхние графики); (б) – долей расплавов сухого перидотита (ρ_m^p) и базальта (ρ_m^b) от температуры и его объемного содержания [Pommier, Garnero1, 2013].

где: V_p – скорость в низкоскоростном блоке; V_f = 1.7 км/с скорость в водной фракции флюида или V_f = 3 км/с в базальтовом расплаве [Физические..., 1984].

Содержание водной фракции флюида или расплава магм оценивалось по УЭС проводящих блоков литосферы с учетом распределения вблизи них температуры и давления (рис. 1). На севере

Камчатского полуострова и в Корякии, у границы Moxo, на глубинах 30–45 км температура достигает 800–1000°С, а на юго-западе и под Срединным выступом 600–700°С, возрастая под восточным вулканическим поясом Камчатки до 800–900°С [Моисеенко, Смыслов, 1986].

2.2. Оценка долей расплава магматических пород

Величина расплава (ϕ_{ρ}^{m}) определялась с учетом проведенных лабораторных исследований [Pommier, Garnero1, 2013] о влиянии на электрическое сопротивление базальтовых, толеитовых и пери-

дотитовых пород УЭС расплава ρ_m и его долей ϕ_{ρ}^m , переносящих ток. Влияние на электрическое сопротивление расплавленных блоков литосферы ρ_f водного флюида выполнялось с учетом данных работы [Shimojuku et al., 2014]. Рассматривалось два сценария:

– плавление сухого базальта наступает, если на глубинах свыше 30 км температура превышает 1200°, а при наличии свободной воды (0.1–1%) и в интервале 600° < T < 900°C [Браун, Массет, 1984]. При минерализации флюида в 100–170 г/л и T > 500° его УЭС не превышает 0.013 Ом · м, что значительно ниже УЭС расплава, и электрическое сопротивление литосферных блоков определяется, в основном, значениями ρ_f и связанностью в них капель воды (рис. 7а);

– если в расплаве свободная вода отсутствует, то электрическое сопротивление низкоомных блоков, содержащих расплав, зависит от ρ_m^b базальтового или ρ_m^p перидотитового расплавов, давления, температуры, связанности капель расплава и доли $\boldsymbol{\phi}_n^m$ расплава (рис. 7б).

В пользу первого сценария свидетельствуют данные: о выделении водяного пара в зонах подвига океанической коры при ее десерпентинизации или преобразовании амфиболитов, что ведет к плавлению перидотита на глубинах 50-90 км при $T = 700 - 900^{\circ}$ С и образованию обводненных базальтовых магм [Браун, Массет, 1984]; о "преобладании магматической формы транспортировки водных флюидов из мантии. при кристаллизации подкоровых лав которой выделяется вода" [Файф, 1981]; о существовании жидких водных флюидов в надкритической ее фазе при температуре $T > 374^{\circ}$ С в мантии и зонах активизации литосферы [Hedenquist, 1995], содержание воды в мантии достигает 0.1% [Рингвунд, 1981]. В пользу второго сценария приводятся факты о наличии мантийных расплавов пород, содержащих амфиболит [Yoshino et al., 2011], а также то, что при температурах $T > 650^{\circ}$ С флюиды с H₂O не могут существовать в нижней коре и переходной

зоне, так как их растворяют метаморфические реакции [Jones, 1992].

Таким образом, повышенная проводимость литосферных блоков может определяться расплавами обводненных ($T = 700-900^{\circ}$ C) или сухих ($T > 1200^{\circ}$ C) пород и водной фракцией флюида. В последнем случае электрическая проводимость мантийных пород определяется в основном УЭС флюида, а не расплава. Ввиду отсутствия надежных сведений об присутствии мантийных водных растворов, проводились оценки содержания расплавов сухих (мантийных) и обводненных (коровых и мантийных) пород, если вода остается в свободном состоянии после плавления литосферных комплексов.

2.3 Удельное электрическое сопротивление расплавов

Зависимость УЭС пород расплавов сухих перидотитов и базальтов от роста температуры с 1260 до 14408°С и величины расплава Φ^m с 2 до 20%, при давлении 10 кбар представлена на рис. 76, согласно данным работы [Pommier, Garnerol, 2013]. Усредненные значения электрического сопротивления расплавов составляют: в интервале T = 1260-1380°С для базальта $\rho_m^b = 0.13$ Ом · м, что близко к значениям $\rho_m^p = 0.12$ Ом · м у истощенного перидотита (при T = 1345-1440°С), а у насыщенного перидотита $\rho_m^p = 0.07$ Ом · м (1260–1380°С). Содержание расплавов в литосфере региона оценивалось для $\rho_m^b = 0.13$ Ом · м и $\rho_m^p = 0.07$ (при P = 10 кбар). Если в блоках T < 1260°С, то ρ_m^p и ρ_m^b корректировались с учетом их зависимости от температуры [Физические..., 1984].

Лабораторные исследования, проведенные на образцах оливин-базальтовых и оливин-карбонитовых пород, показали [Yoshino et al., 2011]:

— зависимость электрического сопротивления мантийных пород от содержания в них базальтового расплава описывается формулой (1), но с показателем степени у ϕ не 1, а 0.9;

— выделяемые в нижней коре и верхней мантии (при $T = 1200-1300^{\circ}$ С) блоки с $\rho_m = 10-20$ Ом ··м связаны не с оливин-карбонитовыми породами, имеющими $\rho_m = 0.01$ Ом · м, а с базальтовыми расплавами, имеющими $\rho_m = 0.1$ Ом · м, что близко к среднему значению ρ_m^b и ρ_m^p , используемых в статье для определения $\mathbf{\Phi}_n^m$.

Содержание в мантийных породах водной фракции флюида $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$ оценивалось при его минерализации солями хлорида натрия с C = 100 г/л для $\rho_{f}^{100} =$ = 0.15 Ом · м и при C = 170 г/л для $\rho_{f}^{170} = 0.035$ Ом · м, отвечающих $T = 1100^{\circ}$ С и частичной связанности водной фракции флюида в проводящие цепи [Shimojuku et al., 2014]. Учитывалась зависимость от температуры и давления [Физические..., 1984;

Ваньян, 1997] электрических сопротивлений ρ_{f}^{100} ,

 ρ_f^{170} (рис. 7а) и УЭС расплавов ρ_m^b и ρ_m^p (рис. 76). Она дополняет обзор работы [Li et al., 2003], в которой показано, что: для увлажненных пород с уменьшением температуры с 1000 до 600°С при давлении 8 кбар ρ_m увеличивается с 0.06 до 0.5 Ом · м, а при P = 4 кбар с $\rho_m = 0.09$ до 1 Ом · м. При температуре 1200°С расплавы сухих андезитовых и толеитовых пород ρ_m соответственно составляют 1.3 и 0.9 Ом · м.

В Камчатском регионе на глубинах 40–50 км температура достигает 800–1200° (рис. 1), которой достаточно для плавления водосодержащих амфиболитов. Проведенное для базальтовых магм срав-

нение, получаемых значений $\mathbf{\phi}_{\rho}^{b}$ с реперными $\mathbf{\phi}_{v}^{b}$, оцененными по скоростям продольных волн (таблица) в зависимости от степени связанности (α) капель расплавов в непрерывные цепи [Ваньян, 1997], показало, что при $\alpha \approx 60$ и 80% их УЭС растет, по сравнению с ρ_m , полученным для всех связанных капель ($\alpha \approx 100\%$) в пять и два раза. При $\alpha \approx 60\%$ расчетные значения $\mathbf{\phi}_{\rho}^{b}$ приближаются к $\mathbf{\phi}_{v}^{b}$ в большинстве районов региона, за исключением Прибрежного горста, в котором принято $\alpha = 80\%$. Содержание расплава базальта $\mathbf{\phi}_{v}^{b}$ оценивалось для доменов с дефицитом скорости ΔV_{ρ} продольных волн, представленных в работе¹ и монографии [Федотов, 2006].

3. СОДЕРЖАНИЕ ВОДНОЙ ФРАКЦИИ ФЛЮИДА И РАСПЛАВА В ЛИТОСФЕРЕ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Корякско-Камчатский регион включает в себя структуры: континентального типа (Омолонский массив и Срединный выступ), залеченные зоны Заваринского-Беньофа (Пенжинская-Западно-Камчатская СФЗ), аккреционные покровы (Корякское нагорье), зоны субдукции (Прибрежный горст), структуры с роевой сейсмичностью и вулканической активностью (Южно-Камчатский прогиб и Начикинский грабен), области высокой сейсмичности (Вывенская и Кичинская впадины, восточное побережье Камчатки) и вулканические пояса (Олюторско-Восточно-Камчатская СФЗ). Под перечисленными тектонотипами глубина расположения границы Мохо (рис. 1) изменяется от 20-35 км (Олюторско-Восточно-Камчатская СФЗ) и до 35-45 км (Омолонский, Укэлаятско-Срединный массивы и Срединный выступ). Она имеет двухъярусное строение с границей М1, расположенной глубже основной М (рис. 1, вставка) на 5-10 км, что связано с активизацией^{1, 2} большей части структур региона (рис. 4—рис. 5). Величина водной фракции флюида $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$ оценивалась, в основном, при минерализациях 170 г/л (1) и реже с C = 100 г/л (2), а расплавов $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m}$, в основном для их связанности, в 60% (табл. 1).

Южная часть Камчатского полуострова

В Южно-Камчатском прогибе (зона 5, блок с $\rho_m = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, рис. 2–рис. 3; рис. 8а), "задуговой" структуре с роевой сейсмичностью и гидротермальной активностью, глубже 13 км насыщение водной фракцией флюида составляет $\mathbf{\phi}_{\rho}^f = 0.9$ – 1.3%. Расположенные ниже (Z = 30 км) домены с дефицитом скорости 0.3–0.4 км/с [Федотов, 2006] и плотности¹ в $\Delta \sigma = 0.03$ –0.05 г/см³ могут быть связаны с флюидонасыщением до $\mathbf{\phi}_{v}^f \approx \mathbf{\phi}_{\sigma}^f = 1.6$ –2.4% [Физические свойства..., 1984; Белявский, Алексанова, 2014]. Относительно спокойный в сейсическом и вулканическом отношении Срединный выступ, граничащий с прогибом, характеризуется понижением УЭС только глубже 50 км.

В зоне подвига океанической коры под вулканы Прибрежного горста (рис. 3а; рис. 8б) глубже 70 км, где температура достигает 1200°С, картируется проводящий блок с содержанием перидотитовых и базальтовых расплавов до $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1.6-3\%$ (таблица).

В этом блоке наблюдается повышенное поглощение обменных волн землетрясений², а дефицит скорости в $\Delta V_p = 0.1-0.2$ км/с [Федотов, 2006] отвечает насыщению его расплавом до $\mathbf{\phi}_v^b = 0.8-1.6\%$ (таблица). Альтернативный вариант связи мантийной проводимости с водным флюидом дает

 $\phi_{\rho}^{f} = 0.35 - 0.26\%$ при $\phi_{v}^{f} = 0.3 - 0.6\%$. Региональные субширотные сдвиговые разломы Больше-Банный, Асачинский и Ходутковский, пересекающие

Прибрежный горст, характеризуются $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.2 - 0.02\%$, а отделяющий его от Начикинского грабена Вилючинский (с $\rho_{m} = 10 \text{ Om} \cdot \text{м}$) до глубины 3 км

имеет $\phi_{0}^{f} \approx 2\%$ (рис. 8а).

Под Начикинским грабеном и Ганальским выступом (МТЗ 60–66–94, пр. **Б**–**Б**, рис. 1; м.т. 49– 55, рис. 3а; рис. 8б, зоны **4** и **6**), расположенными на продолжении Императорского палеорифта под п-ов Камчатка [Мелихов, Лыгин, 2008] на глубине 40 км, глубже границы Мохо могут формироваться расплавы, вызванные плавлением обводненных мантийных пород ($T = 900^{\circ}$) с $\phi_v^b \approx \phi_\rho^m =$ = 1.6–3% (табл. 1). Если повышенная проводимость мантийного домена обусловлена присутствием в них водной фракции флюида, то $\phi_\rho^f \approx$ $\approx 0.7-1\%$ при $\phi_v^f = 0.6-1.8\%$. Расположенные вы-

Структуры, зоны, глубина <i>Z_m</i> (км) до блока с ρ _m (Ом · м); температура <i>T_m</i> , на глубине <i>Z_m</i>	Доля воды во флюиде – ϕ_{ρ}^{f} , при минерализации солями NaCl с $C = 170$ (1) и 100 (2), (г/л)	Φρb и Φρp, в % при α = 80% (1), α = 60% (2); у расплава базальта с ρ _m ^b = 0.13 Ом · м и перидотита с ρ _m ^p = 0.07 Ом · м	ΔV_p — дефицит скорости, км/с; V_{po} — скорость вне блока с ΔV_p . Содержание: флюида — $\mathbf{\Phi}_{\mathbf{v}}^f$, % и расплава — $\mathbf{\Phi}_{\mathbf{v}}^b$, %
Прибрежный горст $Z_m = 70, \rho_m = 15 - 20,$ $T_m = 1100 - 1200^{\circ} \text{ C}$	1) $\phi_{\rho}^{f} = 0.35 - 0.26\%$	1) $\phi_{\rho}^{b} = 3\%$, $\phi_{\rho}^{p} = 1.6\%$	$V_{po} = 7.8, \Delta V = 0.2 - 0.1,$ $\Phi_{v}^{b} = 0.3 - 0.6$ $\Phi_{v}^{b} = 0.8 - 1.6\%$
Начикинский грабен, зона 4, <i>Z_m</i> = 40, ρ_m = 40–50, <i>T_m</i> = 900°C	2) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{f} = 0.75 - 1\%$	(2) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{b} = 3\%, \mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{p} = 1.6\%$	$V_{po} = 7.1 - 7.2, \Delta V = 0.4,$ $\Phi_v^f = 1.8\%,$ $\Phi_v^b = 4\%$
ЦКВП, зона 6, Ганальский выступ, $Z_m = 40, \rho_m = 40-50,$ $T_m = 900^{\circ}$ С	1) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{f} = 0.14 - 0.18\%$ 2) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{f} = 0.75 - 1\%$	(2) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{b} = 3\%, \mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{p} = 1.6\%$	$V_{po} = 7.2, \Delta V = 0.1 - 0.2,$ $\Phi_{v}^{f} = 0.3 - 0.6\%,$ $\Phi_{v}^{b} = 0.9 - 1.6\%$
У-С, зона 11 (пр. Ж–Ж,V–VI), <i>Z_m</i> = 50, ρ _m = 33, <i>T_m</i> = 1200°С	1) $\phi_{\rho}^{f} = 0.2\%$ 2) $\phi_{\rho}^{f} = 1.2\%$	(2) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{b} = 3.5\%, \mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{p} = 1.9\%$	$V_{po} = 7.8, \Delta V = 0.2,$ $\mathbf{\phi}_{\mathbf{v}}^{f} = 0.6\%,$ $\mathbf{\phi}_{\mathbf{v}}^{b} = 1.6\%,$
ОВК, зона 7 (пр. Ж–Ж, VII–IX), $Z_m = 50, \rho_m = 50, T_m = 1200^{\circ}\text{C}$	2) $\phi_{\rho}^{f} = 0.72\%$	(2) $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{b} = 2\%, \mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{p} = 1.1\%$	$V_{po} = 7.8, \Delta V = 0.2,$ $\mathbf{\phi}_{v}^{f} = 0.6\%,$ $\mathbf{\phi}_{v}^{b} = 1.6\%$

Таблица 1. Оценки содержания водной фракции флюида и расплава

ше блоки с $\rho_m = 25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 3), аппроксимирующие зоны глубинных разломов Петропавловского (пр. **Б**–**Б**, МТЗ 66, рис. 1, рис. 3а) и Жупановского (МТЗ 100, пр. **Г**–**Г** и МТЗ 94, пр. **Б**–**Б**, рис. 3а), охватывающие вулканы Авачинская, Жупановская и Карымская сопки, характеризуются насыщением водной фракции до $\mathbf{\phi}_0^f = 0.3-0.7\%$.

Центральная часть Камчатского полуострова

Под Хавывенским поднятием (**ХПП**) и Олюторско–Восточно-Камчатской СФЗ (O–B–K) низкоомные разломы Жупановский, Крестовский, Шивелучский, Лаучан-Андриановский и субмеридиональные зоны вдоль действующих вулканов Безымянный, Толбачинский, Ключевской и Шивелучский (рис. 4) на глубинах 10–20 км содержат водную долю флюида в $\phi_{\rho}^{f} = 0.7-2\%$ (зоны 2, 3, 6, рис. 8а). Вблизи этих сдвиговых, сейсмогенерирующих разломов Камчатки и под ее восточным вулканическим поясом (O–B-K) на глубинах 5–50 км концентрируются гипоцентры землетрясений¹ с магнитудой M = 2-5.

В пределах Ключевской группы вулканов [Мороз, 1991; Гонтовая и др., 1993] и под Шивелучским разломом (зоны 2 и 3, рис. 36; рис. 46) на глубинах от 15 до 30 км блоки коры с $\rho_m = 5-20$ Ом · м [Белявский, Яковлев, 2016] характеризуются $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$ = = 2-1%, а вблизи границы Мохо – $Z_m = 30$ км (T == 800°С) повышенная проводимость может быть связана и с расплавом – $\phi_0^m = 5 - 10\%$ (зона 2) (рис. 8б). Под грядой вулканов Ключевская-Толбачевский сопки глубже 20 км картируется домен с дефицитом скорости $\Delta V_p = 0.6 - 1.0$ км/с при фоновой $V_p = 6.6$ км/с [Федотов, 2006; Ермаков и др., 2014], что можно объяснить наличием расплава базальта с $\mathbf{\phi}_{v}^{b} \approx 5-10\%$ и $\mathbf{\phi}_{v}^{b} \approx \mathbf{\phi}_{\rho}^{m}$. Под южной частью Шивелучской долины, дефицит скорости в $\Delta V_P = 0.2$ км/с в домене расположенном на глубине 30 км [Федотов, 2006], может быть связан и с содержанием воды с $\mathbf{\phi}_{\mathbf{v}}^{f} = 0.6\%$, что также близко к $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{f} = 0.4 - 1\%$ (рис. 8а). Это область западного окончания Алеутской дуги, проникающей под Хавывенское поднятие [Шарапова и др., 1984], где глубже 30 км температура достигает


Рис. 8. Распределение в литосфере Камчатско-Корякского региона водной фракции флюида (а), (б) и расплава (б). На схеме тектонического районирования [Апрелков и др., 1991]: *1* – срединные массивы, платформы, породы мафического ряда, верхнемеловые офиолитовые формации и вулканиты; *2* – кайнозойские прогибы; *3* – границы Центрально-Камчатского вулканического пояса; *4* – границы поднятий, впадин, СФЗ и их названия: ОМ – Омолонский массив, О–В-К – Олюторско–Восточно-Камчатская СФЗ, П–З-К – Пенжинско–Западно-Камчатская СФЗ, У-С – Укэлаятско-Срединный массив, Ср – Срединный выступ, Структуры второго порядка: Вв – Вывенская впадина, Гн – Ганальский выступ, Г-Пп – Гывенско-Пылговаямское поднятие, Г-П – Гывенско-Пахачинский прогиб, Кн – Корякское нагорье, Н – Начикинский грабен, И-Т – Ильпино-Тыгловаямский прогиб, Пв – Пенжинская впадина, Пр – Прибрежный горст, П-П – Парапольско-Пусторев, Ю-К – Южно-Камчатский прогиб, ХПП – Хавывенское погребенное поднятие, Шп – Шипунский полуостров, Ю-К – Южно-Камчатский, ГК – Главный Камчатский, Жп – Жупановский, Кр – Крестовский, ЛА – Лаучан-Андриановский, МП1 и МП2 – межплитные, Об – Об-луковский, О-М – Орловско-Микинский, Пп – Петропавловский, Ун – Унанский, У-К – Усть-Камчатский, Хд – Ходутковский, Ха – Харьюзовский, Ши – Шивелучский, Шб – Шайбовеемский; *56* – разломы и зоны повышенной сейсмичности; *6* – границы главных тектонических элементов; *7* – объем водной фракции флюида **ф**⁶ (%): *7а* – в ко-

ровом блоке (верхний ряд) и его глубина (нижний ряд); 76 - в мантийном блоке (средний ряд) и его глубина его (нижний ряд); сверху – среднее значение ϕ_{ρ}^{m} для расплавов: насыщенного перидотита ρ_{m}^{p} и базальта ρ_{m}^{b} , 8 - объем водной фракции в разломах (в %); 9 - зоны определения ϕ_{ρ}^{f} и ϕ_{ρ}^{m} .

800°С, которой достаточно для плавления обводненных перидотитов [Рингвунд, 1981].

Под Укэлаятско-Срединным массивом (зоны 7 и 11, пр. **Ж**–**Ж**, V–VII и VII–IX, рис. 36), севернее Усть-Камчатского разлома, расположенные на глубине 50 км (где $T = 1200^{\circ}$) низкоомные блоки

отвечают насыщению расплавленным базальтом с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1.9-3.5\%$ при $\mathbf{\phi}_{v}^{b} = 1.6\%$ (таблица), а под Олюторско–Восточно-Камчатской СФЗ севернее Харьюзовского разлома – $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1.1-2\%$. Если принять, что высокая проводимость блоков обуслов-

73

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

лена содержанием водного флюида, то $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.7\%$ при $\mathbf{\phi}_{v}^{f} = 0.6\%$. Это северо-западная граница области повышенной сейсмичности и вулканической активности.

Камчатский перешеек

Западная часть перешейка сопрягается на глубинах 10-40 км (МТЗ 351-390, пр. И-И; зона 11, рис. 8а) с Укэлаятско-Срединным массивом и с Усть-Камчатским разломом через блок с $\rho_m = 100 \text{ Om} \cdot \text{м}$ (рис. 3б), что отвечает водной фракции с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.04 - 0.13\%$. На пересечении Командорского и межплитного МП1 глубинных разломов (МТЗ 425-430, зона 11), на глубине от 5 до 30 км расположена призма с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.6 - 0.2\%$, которая протягивается до восточного побережья перешейка (рис. 5в) вдоль глубинного межплитного разлома МП1. На восточном побережье глубже 5 км низкоомные межплитные разломы МП1, МП2 и очаговая зона Ильпырского землетрясения (M > 5.8) [Чебров идр., 2014] (МТЗ 464–470, МТЗ 550–562, пр. И–И, рис. 5в; зона 8 на рис. 8) характеризуются содержанием водной фракции флюида с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.2 - 0.7\%$. Это зона повышенной сейсмичности¹, отделяющей Охотскую плиту от Колымской.

Южная часть Корякского региона

В ее пределах стыкуются структуры северо-западной ориентации Камчатского перешейка и Берингова моря с северо-восточным простиранием структур Корякии. Здесь низкоомная зона межплитного разлома **МП2** контактирует с проводящими блоками с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.2-0.3\%$ (зоны 1 и 8, рис. 8; МТЗ 170–230, пр. **И–И**, рис. 5), расположенными под Вывенской впадиной на глубине 35 км и на $Z_m = 20$ км под южной частью Ильпино-Тылговаямского (МТЗ 230–250) и Гывенско-Пахачинского прогибов, вблизи Хаилинского (M = 7.0) и Олюторского (M = 7.8) гипоцентров землетрясений.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдаемое многообразие тектонотипов, включающие в себя структуры континентального типа, зоны с высокой сейсмичностью и вулканической активностью, субдукции и рифтогененза, позволяет понять их влияние на распределение глубинной электропроводности, которая в изучаемом регионе контролируется флюидонасыщением и концентрацией расплавов горных пород. Положение блоков пониженного электрического сопротивления коррелирует с областями повышенной сейсмической и вулканической активностью, с доменами, характеризующимися пониженными скоростями продольных волн. Блоки литосферы с высоким содержанием флюида и расплава расположены: на пересечении субмеридиональных структур Олюторско-Восточно-Камчатской СФЗ со структурами широтной ориентации, такими как Императорский палеорифт, Алеутская вулканическая дуга, Баренцево море. В этих областях разгрузки тектонических напряжений и дилатансии аккумулируется флюид и расплав. Оцениваемые в них величины флю-

идонасыщения ($\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$) и/или расплава ($\mathbf{\phi}_{\rho}^{m}$), в основном, отвечают наблюдаемому дефициту скорости продольных волн [Федотов, 2006].

1. Под Южно-Камчатским прогибом, задуговой структурой, на глубине 35 км выделены блоки

с содержанием водной фракции до $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 1.6 - 2.4\%$. Температура здесь достигает 800°С, которых достаточно как для развития процесса плавления обводненных мантийных пород, так и для дегидратации содержащих амфиболит блоков [Браун, Массет, 1984]. Дальнейшая миграция флюида вдоль вулканических систем и по ослабленным зонам коры ведет к росту его насыщения

на глубинах 13–15 км до $\phi_v^f = 1.5-2\%$ (рис. 8а). Положение этой границы, объясняется понижением проницаемости верхней коры [Каракин и др., 2003]. Насыщение коры водной фракцией флюида коррелирует здесь с высокой сейсмической и гидротермальной активностью этой структуры, что свойственно зоне поддвига океанической коры под континентальную плиту. На ее переднем фланге расположены интрузивные высокоомные структуры Прибрежного горста, под которыми глубже 70 км формируется расплав

с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1.5 - 3\%$ (при $\mathbf{\phi}_{v}^{b} = 1 - 4\%$), вызванный плавлением субдуцированных океанических пород [Рингвунд, 1981].

2. Под Ничикинской грабенообразной структурой, с высокой вулканической и сейсмичностью активностью, расположенный глубже 40 км (рис. 3а) низкоомный и низкоскоростной мантийный блок [Федотов, 2006] можно связать с его насыщением расплавом до $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1.5-3\%$, образующимся при плавлении обводненных пород, расположенных на пересечении субдукционных и палеорифтовых структур [Мелихов, Лыгин, 2008]. Этот блок с повышенным содержанием расплава (и/или связанных долей воды с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} \approx 0.7-1$) прослеживается и западнее под Ганальским горстом и Олюторско–Восточно-Камчатской СФЗ (рис. 8). В него упирается низкоомный Петропавловский

глубинный разлом (рис. 3а) с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.3 - 0.7\%$, повышенное флюидонасыщение которого коррелирует с расположенными вблизи каналами фильтрации магматических флюидов Авачинской группы вулканов [Добрецов, 2017].

3. Под зонами действующих вулканов Безымянный, Шивелучский, Толбачинский, Ключевская сопка (рис. 3; рис 46; зоны 2, 3, рис. 8) выделены блоки с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 1-2\%$ на глубине 10 км и вблизи границы Мохо – Z = 30 км ($T = 800^{\circ}$ C), где возможно присутствие расплава с $\mathbf{\phi}_{v}^{b} \approx \mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 5-10\%$, возникшего при плавлении обводненных пород или при транспортировке его с более глубоких горизонтов. Под Ключевской группой вулканов на глубинах 25–35, 10 и 5 км существуют магматические очаги, верхняя часть которых формируется перед мощными извержениями [Ермаков и др., 2014]. Они проявляются повышенными значениями $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$ и $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m}$, что позволяет контролировать их

ями ϕ_{ρ} и ϕ_{ρ} , что позволяет контролировать их накопление.

4. Вблизи низкоомных зон Жупановского, Лаучан-Андриановского, Крестовского и Шивелучского разломов, с содержанием водной фракции в $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.4 - 2\%$ (зоны 2, 3, 6 рис. 8), в интервале глубин 5–50 км концентрируются гипоцентры землетрясений¹ (с магнитудой до M = 5) и наблюдается повышенная вулканическая деятельность, что отражается в росте содержания флюида. Меньшие значения $- \mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.2 - 0.7\% -$ свойствен-ны межплитным разломам **МП1** и **МП2**, расположенным в более спокойном в сейсмическом и вулканическом отношении Камчатском перешейке, а также Харьюзовскому и Усть-Камчатскому разломам, отделяющих его от Камчатского полуострова. Расположенный под ними на глубине 50 км блок имеет $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.1 - 0.2\%$ ($\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1 - 3.5\%$), что значительно ниже, чем в расположенных южнее, активизированных зонах Олюторско-Восточно-Камчатской СФЗ (рис. 8). Разломы, ограничивающие тектонотипы региона, характеризуются высоким содержанием $\mathbf{\phi}_{\mathbf{o}}^{f} = 0.2-2\%$ по сравнению с субширотными разломами с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f} = 0.02 -$ 0.1%, секущими Прибрежный горст Камчатского полуострова (рис. 8а).

5. Очаговые зоны Ильпырского, Хаилинского и Олюторского катастрофических землетрясений, с гипоцентрами, расположенными на глубинах 10–30 км ($T = 800^{\circ}$ С) в Олюторско–Восточно-Камчатской СФЗ (рис. 56; зоны 1 и 8 на рис. 8), характеризуются содержанием $\phi_{\rho}^{f} = 0.2-0.6\%$ (или $\phi_{\rho}^{m} = 2-4.5\%$). Под юго-восточной частью Олюторско–Восточно-Камчатской СФЗ мощность коры уменьшается до 20–25 км, и она рассматривается как кора переходного типа, при этом границы изменения волновой картины обменных волн и проводящих блоков наклонены в

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

сторону Корякского нагорья, и наблюдается повышенное поглощение сейсмических волн¹ (до 900 × $\times 10^{-6}$ м⁻¹).

Под относительно спокойным в сейсмическом отношении Корякским нагорьем, представляющим собою систему покровов с двухъяростным строением¹, на глубинах 10 и 50 км содержание водной фракции флюида достигает 0.12-0.16% (зона 10, рис. 8) или расплава с $\mathbf{\phi}_{\rho}^{m} = 1.6 - 3.5\%$ на глубинах $Z_m > 50$ км ($T > 1000^\circ$). С северо-запада Корякское нагорье граничит с Пенжинско-Западно-Камчатской СФЗ, которая возникла в пределах океанического рифта [Апрелков и др., 1997], закрывшегося в меловое время. Под его восточной частью – Парапольско-Пусторецком прогибом, на глубине 40 км $\mathbf{\phi}_{\rho}^{f}$ возрастает до 0.2% (зона 9, рис. 8, рис. 5а), а под западной — Пенжинской впадиной, блок с $\mathbf{\phi}_{\mathbf{\rho}}^{f} = 0.3 - 0.4\%$ воздымается до $Z_{m} = 10 - 15$ км (зона 12, рис. 8а; рис. 5а). Под Омолонским срединным массивом проводимость литосферы возрастает только глубже 60 км. Его западная граница картируется Шайбовеемским глубинным разломом с $\mathbf{\phi}_{\mathbf{0}}^{f} = 0.3 - 0.7\%$.

Такая картина распределения УЭС и сейсмических границ, блоков с высоким флюидонасыщением и поглощением сейсмических волн¹ напоминает палеосубдукционную схему погружения с юго-востока и северо-запада под Укэлаятский срединный массив зон трещиноватости и сланцеватости [Белявский и др., 2008].

6. Проведенные исследования магнитотеллурическими методами показывают, что они помогают восстановить картину развития региональных структур картировать активизированные региональные и глубинные разломы выделять очаги землетрясений, блоки с высокой сейсмичностью и действующие вулканы, насыщенные водной фракцией флюида от 0.3 до 2% и расплавами (ф^m_o) с 2.5 до 10%. Дальнейшее изучение магнитотеллурическими методами Корякско-Камчатского региона позволит повысить надежность сейсмического районирования, а мониторинг МТ методами может улучшить прогноз сейсмических и вулканических событий. Более детальную картину распределения флюида и расплавов дадут крупномасштабные МТ исследования. Построение геоэлектрических моделей следует проводить с помощью программ трехмерного математического моделирования или 3D-инверсии МТ данных, а оценивать величину флюидонасыщения и концентрации расплавов с учетом распределения скоростей сейсмических волн.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа составлена по материалам отчетов организаций ОАО "Камчатгеология" и "ВНИИГеофизика", которым автор выражает благодарность за предоставленные материалы и возможность с ними работать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеанская геология. 1991. № 3. С. 62–74.

Апрелков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины // Тихоокеанская геология. 1997. № 16. С. 1–7.

Белявский В.В., Золотов Е.Е., Нурмухамедов А.Г., Ракитов В.А., Шпак И.П., Храпов А.В., Яковлев А.Г., Сейсмоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны по профилю Верхнее Пенжино-Корф // Геофизика. 2008. № 2. С. 30–44.

Белявский В.В., Николаев Ю.И. Анализ экспериментальных и модельных МТ полей на основе трехмерного математического моделирования на примере профиля Верхнее Пенжино–Корф // Физика Земли. 2011. № 1. С. 1–14.

Белявский В.В. Геоэлектрическая модель Камчатско-Корякского региона. LAP LAMBRERT Academic Publishing, Germany, Saarbucken. 2011. 163 с. ISBN: 978-3-8454-7841-8.

Белявский В.В., Алексанова Е.Д. Трехмерная геоэлектрическая модель южной части полуострова Камчатка // Физика Земли. 2014. № 1. С. 11–32.

Белявский В.В., Яковлев А.Г. Профильная 1D–3D-инверсия данных МТЗ–МВЗ на примере Шивелучской вулканической зоны полуострова Камчатка // Физика Земли. 2016. № 1. С. 1–10.

Белявский В.В., Яковлев А.Г. Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных по Камчатскому перешейку // Геофизика. 2020. № 1. С. 23–35.

Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир. 1984. 262 с.

Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир. 1997. 219 с.

Варенцов И.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. 2002. № 11. С. 11–33.

Гонтовая Л.И., Зубин М.И., Мороз Ю.Ф. Глубинная модель литосферы Ключевской группы вулканов на Камчатке (по геофизическим данным). Геофизические исследования литосферы. Киев: Институт геофизики им. С.Б. Субботина ВН Украины. 1993. С. 92–105.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 701–722.

Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая И.А. Модель тектономагматических процессов в Ключевской группе вулканов (по геолого-геофизическим данным) //

Вестник КраУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 116–128.

Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: Государственный научный центр Российской Федерации – ВНИИгеосистем. 2003. 222 с. ISBN 5-8481-0020-9.

Кузин А.М. О флюидной составляющей процесса образования зон трещиноватости и разрывных нарушений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 5. С. 43–50.

Мелихов В.Р., Лыгин И.В. Тектонические катастрофы и их место в эволюционном развитии Земли // Геофизика. 2008. № 2. С. 1–20.

Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П. Палеосубокеанический тип земной коры на северо-востоке Камчатки // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 58–72.

Мороз Ю.Ф. Обобщенная геоэлектрическая модель Камчатки. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра. 1991. 184 с.

Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Мороз Т.А. Глубинная геоэлектрическая модель Петропавловского геодинамического полигона на Камчатке // Физика Земли. 2001. № 6. С. 38–66.

Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. Л.: Недра. 1986. 180 с.

Мелихов В.Р., Лыгин И.В. Тектонические катастрофы и их место в эволюционном развитии Земли // Геофизика. 2008. № 2. С. 11–19.

Нурмухамедов А.Г. Глубинное строение Северо-Восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным. Дис. ... канд. геол.мин. наук. Иркутск. 2010. С. 17.

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

Файф У., Прайс Н., Томпсон Ф. Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 433 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Дортман Н.В. М.: Недра. 1984. 455 с.

Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука. 2006. 455 с.

Чебров В.Н., Абубакиров И.Р., Богданов В.В. Сильные Камчатские землетрясения 2013 года / Чебров В.Н. Петропавловск-Камчатский: Новая книга. 2014. 252 с. Шарапова Н.В., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сеймофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. 1984. 198 с.

Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor // Geophys. J. Int. 2004. V. 158. P. 457–469.

Counil, J.L., le Mouel J.L., Menvielle M. Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Ann. Geophys. 1986. V. 4B. № 2. P. 115–130.

Druskin V., Knizhnerman L. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // Radio Sci. 1994. V. 29. № 4. P. 937–953.

Li S., Unsworth M.J., Booker J.R., Wei W., Tan H., Jones A.G. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Ti-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

77

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮИДА

bet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data // Geophys. J. Int. 2003. V. 153. P. 289–304.

Hedenquist J.W. The ascent of magmatic fluids: Eruption *versus* mineralization. Fluids and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Shortcourse. Victoria, Canada. May. 1995. P. 263–289.

Jones A. Electrical conductivity of the continental lower crust // Geological Survey of Canada Contribution. 1992. \mathbb{N} 17492. P. 81–143.

Pommier A, Garnero1 E. J. Petrology-based modeling of mantle melt electrical conductivity and joint interpretation of electrical conductivity and joint interpretation of electromagnetic and seismic results // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2013. V. 119. P. 4001–4016. https://doi.org/10.1002/2013JB010449 *Shankland T.I., Waff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomalie in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 33. P. 5409–5417.

Shimojuku A., Yoshino T., Yamazaki D. Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust // Earth, Planets Space. 2014. http://www.earth-planets-space.com/cohtene/66/1/2

Wyllie M.R.J., Gregory A.R. Gardner L.W. Elastic Wave velocities in heterogeneous and porous media // Geophysics. 1956. P. 41–70.

Yoshino T., Laumonier M., Mcisaac E., Katsura T. Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotites at high pressures: Implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 295. № 3–4. P. 593–602.

Electrical Conductivity and Fluid Distribution in the Koryak-Kamchatka Region

V. V. Belyavskii*

Geoelectromagnetic Research Centre, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia *e-mail: victor.belyavsky@list.ru

The three-dimensional (3D) interpretation of the magnetotelluric (MT) data in the Koryak–Kamchatka region with interactive fitting of the 3D model MT curves and magnetovariational matrices to their empirical counterparts is carried out to construct geoelectric sections of the upper part of the lithosphere. Based on the obtained sections, water content in the fluid and in the melt in the crust and upper mantle is estimated. Fluid saturation is determined with the allowance for temperature and pressure growth with depth for the rocks saturated with NaCl brine with concentrations 100 or 170 g/L. The degree of fluid mineralization is specified based on the *P*-wave velocity distributions obtained by deep seismic sounding and tomography. Water content in the fluid and mantle melts is estimated by the simplified Shankland–Waff formula (modified Archie's law). The maximum fluid and melt content is characteristic of the lithospheric blocks located within seismically and volcanically most active structures and within regional faults crossing these structures. The blocks with high melt and fluid content are spatially correlated with the domains having low *P*-wave velocities.

Keywords: saturation fluids, degree of mineralization, electrical conductivity, deep seismic sounding method, geoelectric sections

УДК 551.24.02:551.243

РАННИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ КРАТКОСРОЧНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ В ДИНАМИКЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЮЖНОЙ КАЛИФОРНИИ

© 2021 г. В. Г. Бондур^{1, *}, М. Б. Гохберг^{1, 2}, И. А. Гарагаш^{1, 2}, Д. А. Алексеев^{1, 2, 3, 4}

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС",

г. Москва, Россия ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия ³Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный, Московская обл., Россия ⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия *E-mail: vgbondur@aerocosmos.info Поступила в редакцию 19.11.2020 г. После доработки 26.12.2020 г.

Принята к публикации 03.03.2021 г.

Анализ напряженно-деформированного состояния перед землетрясением Риджкрест M = 7.1 в Южной Калифорнии проводится по пространственно-временному распределению сдвиговых деформаций, вычисляемых в геомеханической модели по локальным участкам земной коры размерами порядка 100×100 км на глубине 3-7 км. В эпицентральной зоне за три года до события обнаружен последовательный ряд промежутков времени вплоть до момента землетрясения, когда полностью отсутствуют сдвиговые деформации и породы максимально удалены от предела прочности – так называемые зоны "затишья". Проанализировано пространственное распределение сдвиговых деформаций в окружающем эпицентральную зону пространстве во времена затишья и последующих всплесков максимальной амплитуды в самой эпицентральной зоне. Такие промежутки времени названы "экскурсами". Последовательное возникновение максимумов амплитуды сдвиговых деформаций в эпицентральной зоне и окружающем пространстве в периоды экскурсов соответствует ситуации "качелей", когда вся область подготовки вплоть до события испытывает раскачивание. Проводится обсуждение по связи с существующими теоретическими моделями подготовки землетрясения.

Ключевые слова: геомеханическая модель, сдвиговая деформация, землетрясение, экскурсы, напряженно-деформированное состояние, Южная Калифорния.

DOI: 10.31857/S0002333721040049

введение

Краткосрочные предвестники землетрясений это одно из наиболее важных звеньев при возможном прогнозе землетрясений. В литературе этой проблеме уделено достаточно внимания [Гохбергидр., 1985; Соболев, Любушин, 2006; Реresan et al., 2015]. Важную роль в регистрации краткосрочных предвестников значительных сейсмических событий (с магнитудами M > 6) играют космические методы. позволяющие выявлять аномалии различных геофизических полей на больших территориях, в том числе геодинамические аномалии, проявляющиеся в деформации систем линеаментов [Бондур, Зверев, 2005а; 2005б; 2007] и смещениях земной поверхности [Cenni et al., 2015], вариации ионосферных параметров [Бондур, Смирнов, 2005; Бондур и др., 2007], тепловые аномалии [Ouzounov et al., 2007] и другие проявления, возникающие в процессе подготовки и протекания землетрясений. Вместе с тем, трудности прогноза связаны в основном с отсутствием надежных краткосрочных предвестников [Geller, 1997; Короновский и др., 2019].

В работе [Бондур и др., 20206] высказана одна из возможных причин этих трудностей, связанная с тем, что аномалии различных параметров деформационной природы при процессе подготовки землетрясения приурочены к глубинным слоям земной коры, где концентрируется вся сейсмичность, а на поверхности их проявление оказывается существенно слабее. Предлагается один из возможных путей решения на основе геомеханического моделирования с использованием данных по текущей локальной сейсмичности.

Созданная авторами геомеханическая модель Южной Калифорнии [Бондур и др., 2007; 2010; Bondur et al., 2017] позволяет проводить мониторинг динамики напряженно-деформированного состояния (НДС) с использованием данных по локальной текущей сейсмичности (каталог USGS https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/) и выделять краткосрочные предвестники сильных землетрясений [Бондур и др., 2020a; 2021; Bondur et al., 2020]. Наиболее информативными являются вариации приращений сдвиговых деформаций (CД), а также параметра *D*, отражающего степень близости пород к пределу прочности, рассчитанные в модели на временном промежутке 0.5 мес. Используемый в работе термин "сдвиговая деформация" соответствует именно приращениям сдвиговой деформации, а не абсолютным значениям, накопленным за весь период геомеханического мониторинга.

В работе [Бондур и др., 2016] показано, что имеется широкомасштабное взаимодействие тектонически различных провинций Южной Калифорнии – северной и южной, разделенных по широте примерно на 34-м градусе. Северная провинция обладает достаточно сложным строением, связанным с сочленением разлома Сан-Андреас и субширотных разломов Гарлок и Моунт, а южная — относительно простым строением, связанным с разломом Сан-Андреас. Показано, что при наличии сдвиговых деформаций в северной провинции в южной практически отсутствуют аномалии напряженно-деформированного состояния. С другой стороны, при отсутствии СД на севере, на юге начинают резко накапливаться напряжения и породы земной коры становятся максимально приближенными к пределу прочности.

В данной работе исследование взаимодействий при динамике деформационного процесса продолжено детально на более локальных областях геомеханической модели. Землетрясение Риджкрест 2019 г. с M = 7.1 произошло в сложной в тектоническом отношении северной провинции, в отличие от землетрясения Баха Калифорния 2010 г. с M = 7.2. В работе [Бондур и др., 2021] показано, что для выявления краткосрочного предвестника данного события более эффективно проводить анализ динамики НДС в локальном окне модели северной провинции непосредственно вблизи эпицентра, что и будет принято за основу при обсуждении нижеследующих результатов.

АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ В ПЕРИОД 2016—2019 гг.

В настоящей работе для выявления детальных пространственных особенностей и взаимодей-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

ствий в динамике НДС вся область моделирования разделена на 25 окон от A1 до E5 (рис. 1). В каждом окне размером порядка 100×100 км содержится 400 ячеек (элементов дискретизации) модели 5 × 5 км. Эпицентральная зона (ЭЗ) землетрясения Риджкрест 06.07.2019 г. приходится на окно C1.

На рис. 2а. 26 приведены графики максимальных значений приращений сдвиговых деформаций (СД) на временном промежутке 0.5 мес. в окне С1 и В2 с ноября 2012 по август 2019 гг., а на рис. 2в в окне С1 на интервале с 01.05.2016 по 01.08.2019 гг. показан график параметра D (приближение к пределу прочности) во втором слое верхней земной коры (3-7 км), к которому приурочена практически вся сейсмичность рассматриваемой территории. Начиная с мая 2016 г. обнаруживается ряд характерных временных промежутков затишья, когда никаких значимых сдвиговых деформаций не наблюдается, и породы максимально удалены от предела прочности. Такая ситуация наблюдается в основном в ЭЗ в окне C1, а также, в меньшей степени, в окнах D1, D2, В1. В то же время на большем удалении от ЭЗ в других окнах (B2, C3, D3, C4, D4) подобные характерные затишья отсутствуют; вместо этого наблюдаются непрерывные вариации СД (рис. 26). В других окнах отмечается слабая проявленность СД, либо полное их отсутствие.

Таким образом, примерно за 3 года до анализируемого сейсмического события в районе ЭЗ обнаружены последовательные чередования промежутков времени "затишья" (СД отсутствуют, породы удалены от предела прочности) и резкого возрастания амплитуды СД с максимальным приближением пород к пределу прочности. Такие процессы в зоне подготовки землетрясения могут быть названы "экскурсами НДС", когда после периода "затишья" породы максимально приближаются к пределу прочности и испытывают значительные сдвиговые деформации, что, однако, не приводит к катастрофическому событию, а впоследствии вновь сопровождается релаксацией (возвращением к очередному "затишьо").

Перед землетрясением Риджкрест можно выделить 5 экскурсов, отмеченных на рис. 2 цифрами; их анализу и будет посвящено нижеприведенное изложение. Анализ проводится по вариациям СД по окнам модели; основное внимание уделяется закономерностям пространственного распределения НДС в периоды затишья и последующих всплесков активности, что является важным звеном в понимании процесса подготовки землетрясения. На серии рис. 3-рис. 8 схематично приведены контуры аномалий СД в слое 2 верхней земной коры на глубине 3-7 км для набора характерных моментов затишья вне ЭЗ и во время последующих максимумов СД внутри ЭЗ.



Рис. 1. Разбиение на окна области моделирования для Южной Калифорнии. Градациями серого показано начальное распределение поврежденности, ассоциированной с разломной тектоникой. Область внутри овала соответствует территории с балльностью 6–8. Звездочкой показан эпицентр землетрясения, черной линией – примерные размеры и ориентация поверхности вспарывания.

Экскурс 1. Перед данным экскурсом, начиная с ноября 2012 г., амплитуда вариаций СД сохраняется на уровне 1×10^{-4} . После некоторого спада в ноябре 2014 по март 2015 гг., амплитуда вариаций увеличивается, но затишья не наблюдается.

На рис. За представлено пространственное распределение приращения СД в период затишья в мае 2016 г. Видно, что зона максимальных СД концентрируется к югу (окно C2 с максимумом 3×10^{-4}) в непосредственной близости от области затишья в эпицентральной зоне (ЭЗ) в окне C1 (помечено звездочкой). После данного затишья в ЭЗ происходит резкое увеличение амплитуды СД до значения 5.2×10^{-4} (это наивысшее значение СД за весь период). Из рис. Зб видно, что зона максимальных СД концентрируется только в ЭЗ (окно C1) с резким спадом на изолинии 2.6×10^{-4} . Экскурс 1 – это максимальный по амплитуде и "пространственной концентрации" СД экскурс в ЭЗ.

Экскурс 2. Аномальное, наиболее длительное затишье в сдвиговых деформациях и параметре D занимает промежуток времени порядка 8 мес. с октября—ноября 2016 г. по май—июнь 2017 г. (рис. 2a, 2в). На рис. 4а приведено простран-

ственное распределение СД для промежутка времени в феврале 2017 г., когда наблюдаются максимальные амплитуды 4×10^{-4} вне зоны затишья. Видно, что область максимальных СД сконцентрирована в непосредственной близости к юго-западу от ЭЗ с изолинией на 2×10^{-4} . В период такого длительного затишья породы ЭЗ, вообще говоря, должны испытывать воздействие со стороны близлежащих СД относительно большой амплитуды. В результате такого воздействия в июле 2017 г. в ЭЗ породы резко приближаются к пределу прочности и начинают испытывать существенные СД за минимально короткий в модели промежуток времени 0.5 мес. (рис. 2а).

На рис. 4б приведено пространственное распределение СД во время максимальной активизации ЭЗ 01.07.2017 г. Видно, что активизация СД присуща только ЭЗ с максимумом на 2.8×10^{-4} и резким убыванием в окружающем пространстве на уровне изолинии 1.7×10^{-4} . ЭЗ, по-видимому, близка к событию, но землетрясения не произошло, а в начале 2018 г. наступил новый период затишья (рис. 2а), и такое поведение повторялось



Рис. 2. Вариации параметров напряженно-деформированного состояния по результатам геомеханического моделирования: (а) – графики максимальных деформаций сдвига (СД) в окне С1 (ЭЗ). Цифрами в верхней части обозначены номера экскурсов; (б) – графики максимальных деформаций сдвига (СД) в окне В2; (в) – вариации максимума параметра D в окне С1 (ЭЗ). Черными звездочками показаны моменты землетрясений M > 5, произошедших в пределах области моделирования.

еще 3 раза вплоть до самого землетрясения Риджкрест 06.07.2019 г.

Экскурс 3. На рис. 5а дано аналогичное распределение СД для периода затишья 01.02.2018 г. Максимум СД (2×10^{-4}) находится к югу от ЭЗ, в непосредственной близости от нее (окно С2). Из рис. 5б видно, что резкое увеличение амплитуды СД до 2.8×10^{-4} приходится в основном на ЭЗ. Вместе с тем, слабый максимум 1.7×10^{-4} появляется к юго-востоку от ЭЗ на разломе Сан-Андреас в окнах D3, D4.

Экскурс 4. Максимумы СД на 01.08.2018 г. располагаются вокруг зоны затишья в ЭЗ (к западу в В1 1.2×10^{-4} , к востоку в D1 1.6×10^{-4} и к юго-востоку вдоль разлома Сан-Андреас в окне D5 1.7×10^{-4}).

Расположение максимумов СД вокруг продолжающейся зоны затишья на 15.08.2018 г. дано на рис. ба, и оно оказывается аналогично предыдущему, со сравнительно большими амплитудами. Распределение аномального увеличения амплитуды СД после затишья представлено на рис. бб. Кроме максимума в ЭЗ (2.2 × 10⁻⁴) выделятся максимум 1.8 × 10⁻⁴ к югу в окнах B5, C5, D5. Таким образом, в экскурсе 4 наблюдается пространственное расширение как зоны СД вокруг затишья, так и самого максимума СД.

Экскурс 5. На период затишья 01.03.2019 г. появляются 2 максимума к юго-западу от ЭЗ в окнах A2, B2 (1.6×10^{-4}) и к юго-востоку на южной оконечности разлома Сан-Андреас в окнах C5, D5 (рис. 7а). Последний перед землетрясением Ри-



Рис. 3. Экскурс 1. Контуры аномалий сдвиговой деформации (СД): (a) – затишье, май 2016 г. (сплошная изолиния на 1.0×10^{-4} , пунктир на 2.0×10^{-4} , максимум 3.0×10^{-4} в окне C2); (б) – аномалия СД 01.07.2016 (сплошная изолиния на 2.6×10^{-4} , пунктир на 4.0×10^{-4} , максимум 5.2×10^{-4}).



Рис. 4. Экскурс 2. Контуры аномалий сдвиговой деформации (СД): (a) – затишье, февраль 2017 г. (сплошная изолиния 2.0×10^{-4} , пунктир 1.5×10^{-4} , максимум 4.0×10^{-4} в окне В2 на ЮЗ); (б) – аномалия СД 01.07.2017 г. (сплошная изолиния на 1.5×10^{-4} , максимум 3.0×10^{-4}).

джкрест всплеск СД, описанный в статьях [Бондур и др., 20206; 2020в], несмотря на сравнительно малую амплитуду 1×10^{-4} , имеет наибольшие пространственные размеры. Кроме максимума в ЭЗ, активизация СД проявляется вдоль всей протяженности разлома Сан-Андреас от A1 до E5 (рис. 76; такая же ситуация имеет место в процессе подготовки землетрясения Баха Калифорния 2010 г.) Следует отметить, что подобные протяженные области активизации СД отвечают размерам зоны подготовки землетрясения с M = 7.

Во время затишья непосредственно перед событием, 15.06.2019 г. и 01.07.2019 г. аномалии СД в окружении ЭЗ были большой амплитуды ($2-3 \times 10^{-4}$), с существенно измененным пространственным распределением. На затишье 15.06.2019 г. (рис. 8а) размер аномальной зоны СД покрывает в модели



Рис. 5. Экскурс 3. Контуры аномалий сдвиговой деформации (СД): (a) – затишье 01.02.2018 г. (сплошная изолиния на 1×10^{-4} , максимум 2×10^{-4} в C2 на Ю); (б) – аномалия СД 15.03.2018 г. (сплошная изолиния на 1.4×10^{-4} , максимум 2.8×10^{-4} в C1 – ЭЗ, пунктир на 2.0×10^{-4}).



Рис. 6. Экскурс 4. Контуры аномалий сдвиговой деформации (СД): (a) – затишье, 15.08.2018 г. (сплошная изолиния на 1×10^{-4} ; максимумы 2.7×10^{-4} в В1 к 3, 2.0×10^{-4} в D5 к ЮВ, 1.6×10^{-4} в D1 к В); (б) – амплитуда СД 01.09.2018 г. 2.2×10^{-4} (сплошная изолиния на 1×10^{-4} , максимумы 2.2×10^{-4} в С1 и С2 к Ю, 1.8×10^{-4} в В5, С5, D5 на Ю).

всю длину разлома Сан-Андреас с максимумами в юго-восточной и северо-западной его оконечностях и амплитудами 2.7×10^{-4} и 2×10^{-4} соответственно. На 01.07.2019 г. (рис. 8б), т.е. за 5дней до события, пространственное распределение СД аномально меняет свою конфигурацию.

Максимум с амплитудой 3 × 10⁻⁴ появляется вне зоны разлома Сан-Андреас, фактически с другой (восточной) стороны от ЭЗ. Следует предположить, что подобное распределение СД создает возможно более предпочтительное, чем в другие экскурсы, воздействие на ЭЗ, которая как бы охватывается со всех сторон. При этом максимальная амплитуда СД находится на продолжении будущего очага примерно в 100 км от его юго-восточной оконечности. В этом, возможно, и состоит одно из искомых отличий предвестника непосредственно перед событием.

Для затишья на 01.07.2019 г., за 5 дней до события, рассчитано пространственное распределение амплитуд и направлений вектора смещений

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021



Рис. 7. Экскурс 5. Контуры аномалий сдвиговой деформации (СД): (а) – затишье СД 01.03.2019 г. (сплошная изолиния на 1×10^{-4} , максимумы 1.6 × 10^{-4} в А2, В2 к ЮЗ, 1.7×10^{-4} в С5, D5 к Ю и ЮВ); (б) – амплитуда СД на 01.05.2019 г. (сплошная изолиния на 0.5×10^{-4} , максимумы: 1.3×10^{-4} в А1 к З, 1.0×10^{-4} в С3, D5 к Ю и ЮВ).



Рис. 8. Контуры аномалий сдвиговой деформации (СД) для последнего затишья перед событием: (a) – затишье на 15.06.2019 г. (сплошная изолиния на 1×10^{-4} , максимумы 2.3×10^{-4} в B2 на ЮЗ и в D5 на ЮВ); (б) – затишье на 01.07.2019 г. (сплошная изолиния на 1×10^{-4} , пунктир на 2×10^{-4} , максимумы 3×10^{-4} в D2 на ЮВ и 2×10^{-4} в B2 на ЮЗ, 2.7×10^{-4} в D5 на ЮВ).

во втором слое земной коры на глубине 3-7 км в окружающем ЭЗ пространстве (рис. 96). Максимум амплитуды смещения (порядка 0.15 м) в модели находится на расстоянии $R \sim 100$ км к юговостоку от ЭЗ. Для сравнения в ЭЗ нанесены распределения поверхностных смещений в окрестности очага по данным спутникового мониторинга Sentinel-2 (рис. 9а, 9б) за период с 28.06.2019 по 08.07.2019 гг. [Chen et al., 2020]. Максимальный сдвиг в очаге оценивается в 1.6 м. Направление сдвига в очаге по северо-восточному борту разрыва отмечается в направлении с северо-запада на юго-восток (область с красноватыми оттенками), а по юго-восточному борту – с юго-востока на северо-запад (область с синеватыми оттенками), что соответствует результатам геомеханического моделирования в непосредственной близости от юго-восточной оконечности очага в окружающем пространстве во время последнего перед событием затишья.



Рис. 9. (а) — Карта поверхностных смещений в районе землетрясений Риджкрест из работы [Chen et al., 2020] по данным спутникового мониторинга Sentinel-2, построенная за период с 28.06.2019 по 08.07.2019 гг.; (б) — сопоставление смещений на глубине 3—7 км, рассчитанных в модели за 5 дней до события, и смещений в очаге по данным космических снимков, полученных аппаратом Sentinel-2.

Таким образом, в период последнего затишья, за 5 дней до события отмечается некоторая согласованность как в направлении смещений, так и в распределении амплитуд СД между окружающим ЭЗ пространством на глубинах второго слоя земной коры и будущим очагом землетрясения на поверхности Земли.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Часть 1

Проанализирован ряд последовательных экскурсов напряженно-деформированного состояния, начиная с мая 2016 г. за время около 3-х лет до события Риджкрест 2019 г. Показано, что в каждом экскурсе в период затишья в окружении ЭЗ возникают максимумы СД, пространственное распределение которых меняется в процессе подготовки события.

В начале (экскурсы 1, 2, 3) активизация СД как в ЭЗ, так и вне ее носит локальный характер. В период затишья области максимальных СД концентрируются в основном в непосредственной близости к югу и юго-западу от ЭЗ.

Начиная с 01.08.2018 г. (экскурс 4), за год до события, в период затишья область активизации СД расширяется вокруг ЭЗ в форме отдельных максимумов с запада, востока и юго-востока, и, помимо возрастания амплитуды СД в ЭЗ, появляется дополнительный максимум на юге.

Максимального расширения области СД достигают в последнем перед событием экскурсе 5 на 15.06.2019 г., охватывая практически все протяжение разлома Сан-Андреас в модели, что соответствует размерам зоны подготовки землетрясения с M = 7.

Во время последнего затишья на 01.07.2019 г., за 5 дней до события аномалия СД начинает снова концентрироваться в непосредственной близости от ЭЗ, охватывая ее со всех сторон. При этом, в отличие от предыдущих распределений, максимум амплитуды находится в непосредственной близости с юго-востока от ЭЗ. Таким образом, в процессе последовательного чередования экскурсов происходит постепенное расширение аномальных областей СД вне ЭЗ в периоды затишья и во время всплесков СД после затишья.

Землетрясение Риджкрест 06.07.2019 г. происходит после последнего 6-го затишья, когда зона аномальных СД окружает ЭЗ со всех сторон, причем максимальное воздействие возникает в непосредственной близости с юго-восточной стороны.

Следует отметить, что несмотря на то, что землетрясение Риджкрест произошло в окрестности разлома Гарлок, на всем протяжении процесса подготовки разлом Сан-Андреас играет значительную роль. Как видно из рис. 76 и рис. 8, при приближении к моменту события вся зона разлома Сан-Андреас испытывает аномальные СД.

Таким образом, можно говорить о том, что по расчетам динамики НДС в геомеханической модели Южной Калифорнии обнаружены ранние проявления краткосрочных предвестников, состоящие в последовательном чередовании периодов затишья в СД при максимальном удалении пород ЭЗ от предела прочности по параметру *D* (упрочнение) и всплесков СД с приближением пород к пределу прочности по параметру *D*.

Нужно отметить, что на основании этих результатов могут быть выполнены расчеты усилий при воздействии СД, окружающих ЭЗ в периоды затишья, но это выходит за рамки настоящей работы.

Можно предположить, что неоднократные периоды затишья предшествовали медленным землетрясениям (*slow earthquake*). Такие землетрясения, которые продолжаются порядка недель или месяцев без выделения сейсмической энергии, были ранее зарегистрированы американскими геофизиками на разломе Сан-Андреас [Linde et al., 1996]. Бесшумные землетрясения могут вызвать множество землетрясений небольшой магнитуды, что, в свою очередь, готовит почву для более катастрофического события.

Последовательное появление максимумов СД в окружающем ЭЗ пространстве во время затишья, а затем аномальные всплески амплитуды СД в самой ЭЗ при отсутствие таковых в окружающем пространстве соответствует ситуации так называемых "качелей". Возникновение аномалий СД происходит попеременно в ЭЗ и окружающем пространстве (ОП) на расстояниях порядка 100– 400 км с периодами $T \sim 1-8$ мес. в соответствии с временами экскурсов. При этом амплитуда в каждом цикле раскачивания меняется более чем на порядок: от 10^{-5} до 5 × 10^{-4} .

В период возникновения экскурсов, за 3 года до события идет как бы "раскачивание" всей области подготовки землетрясения, что может быть продемонстрированно на следующем рисунке (рис. 10).

Вообще говоря, если следовать такой модели – раскачивания, то при краткосрочном прогнозе можно полагать, что начался процесс, связанный с реализацией самого события. На каком же именно цикле раскачивания произойдет землетрясение, в рамках данного анализа остается не ясным, пока не будут найдены надежные отличительные особенности последовательности экскурсов. В данной ситуации приобретает большое значение изучение пространственно-временного распределения векторов смещений, представленных на рис. 9, которое как новый параметр сможет способствовать выявлению различий на разных этапах "раскачивания".



Рис. 10. Схематическая модель "раскачивания" области подготовки землетрясения Риджкрест за 3 года до события. Расстояние *R* составляет порядка 100–400 км, период раскачивания T – от 1 до 8 мес., амплитуда вариаций деформации – от 1 × 10⁻⁵ до 5 × 10⁻⁴, продолжительность циклического раскачивания – около 3 лет.

Часть 2

Образование зоны затишья перед землетрясением можно объяснить, отталкиваясь от известных моделей подготовки землетрясений – дилатантно-диффузионной модели (ДД-модель) [Nur, 1972; Whitcomb et al., 1973; Scholz et al., 1973; Rice, 1975] и модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель) [Мячкин и др., 1974; 1975].

Неупругое деформирование земной коры при приближении к пределу прочности сопровождается дилатансией — увеличением объема трещиноватой породы [Николаевский, 1971]. В результате раскрытия трещин поровое давление в породе падает и возрастают эффективные нормальные напряжения, что приводит к дилатантному упрочнению массива в очаге (зоны затишья в ЭЗ-с1) по отношению к продолжающемуся деформированию (зоны вокруг окна C1 в период затишья). Далее, при восстановлении порового давления эффективные напряжения уменьшаются и процесс растрескивания возобновляется, что ведет к разупрочнению материала, выражающемуся в реализации нисходящей ветви диаграммы деформирования. Выполненный в работе [Rice, 1975] количественный анализ показал, что при этом дилатантное упрочнение становится неустойчивым в области отрицательных значений пластического модуля.

После достижения пикового напряжения в характере распределения трещин наступают заметные изменения. Наблюдается появление преимущественной ориентации дефектов в результате частичного закрытия одних из них и ускоренного роста других, что ведет к разупрочнению материала, выражающемуся в реализации нисходяшей ветви диаграммы деформирования. и переходу материала в состояние реологической неустойчивости [Гарагаш, Николаевский, 1989]. При этом формируются узкие трещиноподобные макроскопические нарушения, связывающие большое число микродефектов. Такие нарушения, называемые полосами сдвига, представляют собой зоны локализации пластической деформации, вдоль которых и происходит окончательное разрушение материала, приволяшее к выделению сейсмической энергии. На рис. 11 показаны полосы сдвига, сформированные в образцах песчаника в условиях трехосного сжатия [Desrues, Viggiani, 2004]. Характерно, что две параллельные полосы сдвига сформировались при переходе на падающую ветвь диаграммы деформирования в точке 5.

Таким образом, особенности деформирования земной коры в готовящемся очаге землетрясения укладываются в представления теорий подготовки



Рис. 11. Картина распределений деформаций сдвига (а) и объемной деформации (б), соответствующих точкам 2, 3, 5 и 6 на кривой деформирования.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

землетрясений и находят подтверждение в экспериментах с образцами горных пород.

Поскольку в данной работе анализ проводится в основном по распределениям сдвиговых деформаций (СД), абсолютные значения которых могут отличаться от реально измеряемых, ниже приводится некоторая калибровка.

Распределение расчетных деформаций сдвига за месяц в верхнем слое земной коры Южной Калифорнии несколько превышает типичный средний уровень деформаций, фиксируемых экспериментально [Габсатаров, 2012] Это связано с тем, что задаваемые в модели значения механических параметров поврежденности и нагрузок являются ориентировочными и, конечно, не могут дать полного совпадения расчетных и наблюдаемых параметров. Поэтому если оперировать абсолютными величинами, то расчетные значения нуждаются в калибровке, и для совпадения среднего уровня сдвиговых деформаций с экспериментальными значениями нужно расчетные значения принимать с коэффициентом k = 0.3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При детальном анализе НДС локальных участков земной коры на геомеханической модели Южной Калифорнии перед землетрясением Риджкрест 06.07.2019 г. с M = 7.1 обнаружены ранние проявления краткосрочных предвестников за три года до события.

Непосредственно в эпицентральной зоне выявлено последовательное чередование промежутков времени порядка нескольких месяцев с отсутствием сдвиговых деформаций (СД) и максимальным удалением пород от предела прочности по параметру D и последующих всплесков активности в СД с резким приближением пород к пределу прочности.

Такие временные промежутки названы "Экскурсами", и перед данным событием их наблюдается 5. Наибольший по амплитуде — экскурс 1 (май—август 2016 г.). Экскурсы не противоречат существующим теориям подготовки землетрясений и возможно сопровождаются "медленными землетрясениями", имеющими место в Калифорнии. Детальный анализ пространственного распределения СД во время экскурсов в период затишья показал, что вокруг ЭЗ на различных расстояниях и с разных сторон происходит активизация СД, размеры областей которой последовательно увеличиваются при приближении к моменту события.

Поочередное появление сдвиговых деформаций в эпицентральной зоне и окружающем пространстве соответствует ситуации "раскачивания" области подготовки землетрясения Риджкрест за 3 года до события. Во время последнего затишья за 5 дней до события область максимальных СД концентрируется в непосредственной близости от ЭЗ с существенно отличающейся конфигурацией. Имеется корреляция направлений векторов смещений на глубине второго слоя земной коры и смещений в очаге на поверхности Земли, определенных по космическим снимкам.

Усилия при воздействиях СД окружающего пространства на ЭЗ могут быть рассчитаны в модели на основе полученных результатов, однако это выходит за рамки настоящей работы.

Полученные результаты находятся в согласии с теоретическими моделями процессов подготовки землетрясений. Наличие обнаруженных экскурсов может осложнить возможности реального краткосрочного прогноза количеством "ложных тревог" без нахождения новых особенностей пространственно-временных распределений СД и *D* перед самим событием. Более детальные расчеты с приращениями параметров НДС на меньших промежутках времени с привлечением новых параметров, возможно, помогут решить данную проблему.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России, выполняемого в НИИ "АЭРОКОСМОС" (тема № АААА-А19-119081390037-2), а также ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // Докл. РАН. 2016. Т. 466. № 5. С. 598–601. https://doi.org/10.7868/S0869565216050170

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.

Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Локальная аномалия напряженного состояния земной коры перед сильным землетрясением (*M* = 7.1) 05.07.2019 г. в районе г. Риджкрест (Южная Калифорния) // Докл. РАН. 2020а. Т. 490. № 1. С. 17–21.

Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Некоторые причины трудностей краткосрочного прогноза землетрясений и возможные пути решения // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020б. Т. 495. № 2. С. 40–50. Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Динамика напряженного состояния Южной Калифорнии по данным геомеханического мониторинга перед землетрясением 06.07.2019 г. с *M* = 7.1 // Физика Земли. 2021. №1. С. 3–23.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линеаментного анализа космических изображений // Докл. РАН. 2005а. Т. 402. № 1. С. 98–105.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Космический метод прогноза землетрясений на основе анализа динамики систем линеаментов // Исслед. Земли из космоса. 2005б. № 3. С. 37–52.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Механизмы формирования линеаментов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 47–56.

Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.

Габсатаров Ю.В. Анализ деформационных процессов в литосфере по геодезическим наблюдениям на примере разлома Сан-Андреас // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. З. № 3. С. 275–287.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.

Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Герасимович Е.А., Матвеев И.В. Оперативные электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука. 1985. 114 с.

Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? // Вестник. Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. № 3. С. 3–11.

Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1974. № 10. С. 107–122.

Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. Физика очага землетрясения. М.: Наука. 1975. С. 6–29.

Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучих сред // Прикладная математика и механика. 1971. Т. 35. № 6. С. 1070–1082.

Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // Физика Земли. 2006. № 9. С. 5–17. *Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B.* The dynamics of the stress state in Southern California based on the geomechanical model and current seismicity: Short term Earthquake prediction // Russ. J. Earth Sci. 2017. V. 17. ES105.

Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A. Revealing short-term precursors of the strong M > 7 earthquakes in Southern California from the simulated stress– strain state patterns exploiting geomechanical model and seismic catalog data // Frontiers in Earth Science. 2020. V. 8. P. 391.

https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700

Cenni N., Viti M., Mantovani E. Space geodetic data (GPS) and earthquake forecasting: examples from the Italian geodetic network // Boll. Geofis. Teor. Appl. 2015. V. 56. № 2. P. 129–150.

Chen K., Avouac J.-P. Aati S., Milliner C., Zheng F., Shi C. Cascading and pulse-like ruptures during the 2019 Ridgecrest earthquakes in the Eastern California Shear Zone // Nat. Commun. 2020.

https://doi.org/10.1038/s41467-019-13750-w

Desrues J., Viggiani G. Strain localization in sand: an overview of the experimental results obtained in Grenoble using stereophotogrammetry // Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech. 2004. V. 28. P. 279–321.

Geller R.J. Earthquake prediction: a critical review // Geophys. J. Int. 1997. V. 131. P. 425–450.

Linde A.T., Gladwin M.T., M.S.Jonston, Gwyther R.L., Bil-ham R.G. A slow earthquake sequence on the San Andreas fault // Nature. 1996. V. 283. P. 65–68.

Nur A. Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of travel times // Bull. Seism. Soc. Am. 1972. V. 62. P. 1217–1222.

Ouzounov D., Liu D., Chunli K., Cervone G., Kafatos M., Taylor P. Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes // Tectonophysics. 2007. V. 431. P. 211–220.

Peresan A., Gorshkov A., Soloviev A., Panza G.F. The contribution of pattern recognition of seismic and morphostructural data to seismic hazard assessment // Boll. Geofis. Teor. Appl. 2015. V. 56. № 2. P. 295–328.

Rice J.R. On the stability of dilatant hardening for saturated risk masses // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 11. P. 1531–1536.

Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: a physical basis // Science. 1973. V. 181. P. 803–810.

Whitcomb J.H., Garmany J.D., Anderson D.L. Earthquake prediction variation of seismic velocities before the San-Fernando earthquake // Science. 1973. V. 180. P. 623–635.

Early Manifestations of Short-Term Precursors in the Dynamics of the Stress-Strain State of Southern California

V. G. Bondur^{a, *}, M. B. Gokhberg^{a, b}, I. A. Garagash^{a, b}, and D. A. Alekseev^{a, b, c, d}

^aAEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, 105064 Russia

^bSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^cMoscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudnyi, 141701 Russia

^dShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117218 Russia

*e-mail: vgbondur@aerocosmos.info

89

БОНДУР и др.

The stress-strain state before the M = 7.1 Ridgecrest earthquake in Southern California is analyzed based on the spatiotemporal distribution of shear strains calculated in the geomechanical model on the local crustal segments with a size of $\sim 100 \times 100$ km at a depth of 3-7 km. Starting from three years before the event up to the time of its occurrence, a successive series of the time intervals when shear deformations are completely absent and rocks are maximally far from the ultimate strength—the so-called quiescence zones—are established in the epicentral zone of the earthquake. The spatial distribution of shear strains in the vicinity of the epicentral zone is analyzed during the quiescence intervals and during the subsequent bursts of maximum amplitude in the epicentral zone itself. The time intervals of the bursts are called the excursions. The successive emergence of the maxima in the shear strain amplitudes in the epicentral zone and in the surrounding medium during the excursions corresponds to the situation of a swing experienced by the entire region of the preparation of the future earthquake up to the occurrence of the event. The correspondence of the revealed pattern with the existing theoretical models of earthquake preparation is discussed.

Keywords: geomechanical model, shear strain, earthquake, excursions, stress-strain state, Southern California

90

УДК 550.343.6

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВТОРНЫХ ТОЛЧКОВ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

© 2021 г. С. В. Баранов^{1,} *, А. Ю. Моторин^{2,} **, П. Н. Шебалин^{3,} ***

¹Кольский филиал ФГБУН ФИЦ "Единая геофизическая служба РАН", г. Апатиты, Россия

²Кировский филиал АО "Апатит", г. Кировск, Россия

³ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия *E-mail: bars.vl@gmail.com

E-mail: AYuMotorin@phosagro.ru* *E-mail: p.n.shebalin@gmail.com* Поступила в редакцию 19.11.2020 г. После доработки 19.01.2021 г. Принята к публикации 25.01.2021 г.

Исследованы особенности пространственного распределения повторных сейсмических событий в условиях добычи полезных ископаемых в тектонически нагруженных массивах горных пород (на примере сейсмичности Хибин). Показано, что распределение расстояний от событий-триггеров до инициированных ими толчков в среднем подчиняется степенному распределению, параметр которого не зависит от магнитуды события триггера. Получена модель максимальных расстояний от гипоцентра события-триггера, на которых ожидаются повторные толчки с заданной вероятностью. Показано соответствие модели реальным данным. На основе анализа диаграммы ошибок обоснованы рекомендации по использованию данной модели на практике.

Ключевые слова: техногенная сейсмичность, повторные толчки, степенное распределение, область повторных толчков, диаграмма ошибок.

DOI: 10.31857/S0002333721040025

введение

Настоящая работа является продолжением исследований авторов в области пространственно-временных закономерностей сейсмической активности в районах добычи полезных ископаемых. В процессе разработки этой темы мы подтвердили ранее установленный нами закон продуктивности [Баранов, Шебалин, 2020; Shebalin, et al., 2020] для условий техногенной сейсмичности, показав, что число повторных толчков, инициированных более ранним событием (продуктивность), подчиняется экспоненциальному распределению [Баранов и др., 2020]. При этом единственный параметр экспоненциального распределения не зависит от магнитуды событиятриггера.

В настоящей работе на примере сейсмичности Хибинского массива будет показано, что расстояния от повторных толчков до инициирующих их сейсмических событий-триггеров подчиняются степенному распределению. Этот вывод согласуется с известными результатами, полученными раннее для афтершоков тектонических землетрясений районов Калифорнии и Японии [Huc, Main, 2003; Felzer, Brodsky, 2006; Richards-Dinger et al., 2010]. Отметим, что последние две работы являются отражением известной дискуссии о способности динамического переноса напряжений вызывать афтершоки.

Авторы работы [Felzer, Brodsky, 2006] сделали вывод, что наблюдаемое степенное распределение расстояний от афтершоков до их основных толчков согласуется с тем, что вероятность возникновения афтершоков практически пропорциональна амплитуде сейсмических волн. Там же авторы показали, что это распределение плохо согласуется с моделями типа rate-state, которые описывают движения по разлому с трением, зависящим от изменения статического напряжения, скорости и состояния [Dieterich, 1994; Scholz, 1998]. Учитывая эту особенность, а также, что изменения статических напряжений для более удаленных афтершоков незначительны, авторы предположили, что афтершоки могут быть инициированы динамическим переносом напряжений от основного толчка. Позднее авторы работы [Richards-Dinger et al., 2010], используя алгоритм работы [Felzer, Brodsky, 2006] для выделения основных толчков и афтершоков, показали, что степенное спадание числа повторных толчков по расстоянию имеет место и для афтершоков, произошедших до прихода сейсмической волны от основного толчка, что в случае динамического переноса напряжений нарушает причинность. Таким образом, степенное спадание числа афтершоков по расстоянию не указывает на то, что динамический перенос напряжений вызывает повторные толчки.

По нашему мнению, также нет основания полагать, что степенной характер пространственного распределения повторных толчков указывает на их инициирование динамическим переносом напряжений от основного толчка, поскольку такое же распределение имеет место и для расстояний между парами землетрясений (без выделения основных толчков и афтершоков) на глобальном и региональном уровнях (см., например, [Kagan, Knopoff, 1980; Kagan 2007] и ссылки там же), отражая фрактальную геометрию сейсмичности. Отметим, что в лабораторных экспериментах по разрушению Ошимского гранита также получена фрактальная структура распределения трещин. [Hirata et al., 1987].

Актуальность настоящего исследования определяется тем, что оно подтверждает, что степенное распределение расстояний от основных толчков до их афтершоков, установленное для тектонической сейсмичности с $M \ge 2$, также справедливо и для слабой техногенной сейсмичности ($0 \le M \le 3.3$, $10^4 \le E \le 8.7 \times 10^9 \,\text{Дж}$). Это свидетельствует в пользу универсальности степенного характера пространственного распределения повторных толчков. Вместе с тем, чтобы принять справедливость степенного распределения на всех энергетических масштабах (подобно законам Гутенберга-Рихтера и Омори-Утсу) необходимы лабораторные исследования, аналогичные описанным в работах [Hirata et al., 1987; Смирнов и др., 2019; 2020; Смирнов, Пономарев, 2020].

Добыча полезных ископаемых в тектонически нагруженных массивах горных пород приводит к возникновению техногенной сейсмичности (см., например, [Адушкин, 2013; 2016; Козырев и др., 2018; Адушкин и др., 2020]). В этом случае под воздействием горного давления в подземных выработках действующих рудников происходит нарушение сплошности массива, в том числе и в их приконтурной части, что проявляется в динамических формах в виде шелушения и стреляния пород, динамического заколообразования, микроударов и горных ударов и техногенных землетрясений [Козырев и др., 2016]. Как и в случае тектонической сейсмичности, техногенные землетрясения могут инициировать повторные толчки (афтершоки) [Plenkers et al., 2010; Woodward, Wesseloo, 2015; Козырев и др., 2018; Баранов и др., 2019а; 2020]. После такого землетрясения необходимо быстро принимать решение о приостановке

работ, выводе из опасной зоны людей и техники. В этой связи исследования, направленные на изучение пространственно-временных закономерностей постсейсмических процессов в районах добычи полезных ископаемых, имеют выраженную практическую направленность.

В качестве приложения закона продуктивности техногенной сейсмичности, установленного ранее, а также выявленного в настоящем исследовании степенного характера пространственного распределения повторных толчков, аналитически получена модель, позволяющая с заданной вероятностью оценивать размер зоны, где ожидаются повторные толчки. Подчеркнем, этот результат имеет важное значение для обеспечения безопасности горных работ.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ВЫДЕЛЕНИЕ ИНИЦИИРОВАННЫХ СОБЫТИЙ

Как и в работе [Баранов и др., 2020], в настояшем исслеловании использован каталог сейсмических событий, зарегистрированных сетью сейсмического мониторинга КФ АО "Апатит" [Корчак и др., 2014] за период с 1996 по август 2020 гг. (рис. 1). В настоящее время сеть состоит из 50 трехкомпонентных сейсмических датчиков, расположенных на Кировском и Расвумчоррском рудниках с частотой дискретизации входных сигналов 1000 Гц. Мониторинговая сеть позволяет определять положение гипоцентров сейсмических событий с энергией $E \ge 10^4 \, \text{Дж}$ с точностью до 25 м в районе уверенной регистрации. Для событий меньших энергий точность определения гипоцентров ниже, например, гипоцентры событий с $E = 10^3 \, \text{Д}$ ж опрелеляются с точностью до 100 м в районе уверенной регистрации и до 25 м в зоне повышенной точности.

При обработке данных сети сейсмического мониторинга КФ АО "Апатит" рассчитывается энергия события *E*, Дж. В статье пересчет энергии в магнитуду выполнялся по формуле Т.Г. Раутиан [Раутиан, 1960] $\lg E(Дж) = 1.8M + 4.0$.

Начиная с 1996 г., энергия представительной регистрации сети $E_c = 10^4$ Дж, что соответствует представительной магнитуде $M_c = 0$. Используемый каталог содержит сведения о 71883 сейсмических событиях с $0 \le M \le 3.3$. Такая представительность и точность расчета положения гипоцентров до 25 м позволяет проводить исследования для очень слабой сейсмичности, что заполняет разрыв между лабораторными экспериментами и натурными наблюдениями. Это является дополнительной проверкой универсальности закономерностей, выявленных как в результате лабораторных исследований, так и в результате анализа глобальных и региональных каталогов тектонических землетрясений.



33°50' E

Рис. 1. Эпицентры сейсмических событий с $1.5 \le M \le 3.3$, зарегистрированные в Хибинском массиве с 1996 по август 2020 гг. на фоне рельефа. Прямоугольником на врезке отмечено местоположение района исследований. Цифрами обозначены месторождения: 1 -Кукисвумчоррское, 2 -Юкспорское (отрабатывает Кировский рудник); 3 -Апатитовый Цирк (Расвумчоррский рудник); 4 -Плато Расвумчорр (до 2014 г. Центральный, в настоящее время – Восточный рудник).

Выделение событий-триггеров и инициированных ими толчков осуществлялось методом ближайшего соседа [Zaliapin, Ben-Zion, 2016], основанным на использовании функции близости в области пространства-времени-магнитуды [Baiesi, Paczuski, 2004], которая зависит от параметров сейсмического режима: наклона графика повторяемости b, фрактальной размерности гипоцентров землетрясений d_f . Суть метода заключается в том, что для каждого события из каталога кроме первого находится его "предок", определяемый по минимуму значений функции близости, рассчитанных по всем предыдущим событиям. Если минимальное значение функции близости меньше некоторого порогового значения η_0 , то "предок" объявляется триггером анализируемого события. В противном случае связь между этими событиями отвергается. Здесь мы рассматриваем только верхний уровень иерархии, когда триггер и инициированные им толчки составляют одну серию. Если какой-то из инициированных толчков сам является триггером, то он формирует другую серию. События, не имеющие триггеров, считаются фоновыми независимо от того, инициируют они повторные толчки или нет. Для выбора значения

 η_0 были предложены различные способы (см., например, [Bayliss et al., 2019; Баранов, Шебалин, 2019; Shebalin et al., 2020]). Здесь мы воспользуемся модельно-независимым методом [Shebalin et al., 2020], который в условиях техногенной сейсмичности является более предпочтительным [Баранов и др., 2020].

Применение метода ближайшего соседа к сейсмичности Хибинской ПТС подробно рассмотрено нами ранее в работе [Баранов и др., 2019а; 2020]. Там же были получены следующие оценки параметров: b = 1.25, $d_f = 1.55$, $\lg \eta_0 = -6.25$.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАССТОЯНИЙ ОТ ПОВТОРНЫХ ТОЛЧКОВ ДО ИХ ТРИГГЕРОВ

Для сейсмических событий-тригтеров с $M_m \ge 1.5$ мы построим распределение расстояний до инициированных ими толчков с магнитудой $M \ge M_m - 1.5$. Согласно работам [Huc, Main, 2003; Felzer, Brodsky, 2006; Richards-Dinger et al., 2010], расстояния от основных толчков до их афтершоков *r*,



Рис. 2. Распределение эпицентральных расстояний от событий-триггеров с различными магнитудами M_m до инициированных ими толчков с магнитудой $M \ge M_m - 1.5$. Кружки – фактические значения; сплошная линия – аппроксимация степенным распределением (2) $n = 2.28 \pm \sigma$; пунктирная прямая соответствует значению r_0 , начиная с которого расстояния подчиняются степенному распределению; (а) – $M_m \ge 1.5$, $\sigma = 0.06$, $r_0 = 0.134$ км; (б) – $M_m \ge 1.8$, $\sigma = 0.10$, $r_0 = 0.130$ км; (в) – $M_m \ge 2.1$, $\sigma = 0.124$, $r_0 = 0.137$ км (значения r_0 превышают точность определения гипоцентров равную 0.03 км).

начиная с некоторого значения r_0 , подчиняются степенному распределению:

$$F_r(x) = P(r < x) = 1 - \left(\frac{x}{r_0}\right)^{1-n}, \quad x \ge r_0,$$
(1)

плотность которого имеет вид:

$$f_r(x) = (n-1)r_0^{n-1}x^{-n}, \quad x \ge r_0.$$
 (2)

Здесь *n* — параметр распределения, характеризующий наклон графика в логарифмическом масштабе по обеим осям.

Оказалось, что для сейсмичности Хибинского массива расстояния от эпицентров событийтриггеров до инициированных ими толчков, начиная со значения $r_0 = 0.13$ км, также подчиняются степенному распределению (рис. 2) с параметром n = 2.28 для различных диапазонов магнитуд M_m событий-триггеров. Стандартные ошибки σ (для параметра *n*) и значения r_0 приведены в подписи к рис. 2, а характеристики серий – в табл. 1. Оценка выполнялась методом максимального правдоподобия по работе [Clauset et al., 2009]. Более того, как и в случае работы [Felzer, Brodsky, 2006], значение параметра n не зависит от магнитуды основного толчка.

Аналогичный результат справедлив и для расстояний по глубине от событий-триггеров до инициированных ими толчков (рис. 3). В этом случае расстояние в формулах (1) и (2), начиная с которого выполняется степенное распределение, обозначим через h_0 . Значения параметра n, стандартные ошибки σ и значения h₀ приведены в подписи к рис. 3, а характеристики серий – в табл. 1. Отметим, что для расстояний по глубине разброс значений параметра п для различных магнитуд больше, чем при эпицентральных расстояниях. Это связано с большими погрешностями в определении глубин в сравнении с погрешностями определения эпицентров и, возможно, с неоднородностями поля напряжений по глубине, увеличивающими вероятность проявлений горного

Таблица 1. Характеристики серий инициированных толчков с магнитудами $M \ge M_m - 1.5$ для различных диапазонов магнитуд событий-триггеров M_m

Магнитуда триггера	N _s	Ν	<i>r</i> ₀ , км	$N(r < r_0)$	<i>h</i> ₀ , км	$N(h \le h_0)$
$M_m \ge 1.5$	447	1407	0.134	868	0.06	822
$M_m \ge 1.8$	122	366	0.130	187	0.08	207
$M_m \ge 2.1$	61	196	0.137	91	0.08	105

Примечание: N_s — число серий, инициированных триггерами с магнитудой M_m ; N — число инициированных толчков в сериях; r_0 , км — значение расстояния, начиная с которого распределение эпицентральных расстояний от событий-триггеров до инициированных толчков подчиняется степенному распределению (1); $N(r < r_0)$ — число инициированных толчков с эпицентральными расстояниями до их триггеров меньше r_0 ; h_0 — значение расстояния, начиная с которого распределению (1); $N(r < r_0)$ — число инициированных толчков с эпицентральными расстояниями до их триггеров меньше r_0 ; h_0 — значение расстояния, начиная с которого распределение расстояния и по глубине от событий-триггеров до инициированных толчков подчиняется степенному распределению (1); $N(h < h_0)$ — число инициированных толчков с расстояниями по глубине до их триггеров меньше h_0 .



Рис. 3. Распределение расстояний по глубине от событий-тригтеров с различными магнитудами M_m до инициированных ими толчков с магнитудой $M \ge M_m - 1.5$. Кружки – фактические значения; сплошная линия – аппроксимация степенным распределением (2) с параметром *n*; пунктирная прямая соответствует значению h_0 , начиная с которого расстояния по глубине подчиняются степенному распределению; (а) – $M_m \ge 1.5$, n = 2.29, $\sigma = 0.05$, $h_0 = 0.06$ км; (б) – $M_m \ge 1.8$, n = 2.42, $\sigma = 0.11$, $h_0 = 0.08$ км; (в) – $M_m \ge 2.1$, n = 2.49, $\sigma = 0.16$, $h_0 = 0.08$ км (значения h_0 превышают точность определения гипоцентров равную 0.03 км).

давления в динамической форме [Козырев и др., 2019], которые могут приводить к вариациям затухания числа инициированных толчков с глубиной (параметр *n*). В любом случае, интервалы $\pm 3\sigma$ для значений *n* перекрываются, что свидетельствует о незначимых расхождениях значений этого параметра.

МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАСТИ ПОВТОРНЫХ ТОЛЧКОВ

Поскольку параметр степенного распределения *n* практически не зависит от магнитуды события-триггера, то радиус круга *R*, где ожидаются инициированные события с магнитудой $M \ge M_m - \Delta M$, определяется числом толчков заданной магнитуды, инициированных триггером (продуктивность триггера).

Событие-триггер может инициировать несколько зависимых от него толчков, составляющих серию. Поскольку мы рассматриваем только один уровень иерархии, то можно предположить, что события в серии независимы между собой. Пусть для каждой серии число инициированных событий с магнитудами $M \ge M_m - \Delta M$ подчиняется распределению Пуассона со средним A [Zoller et al., 2013]. В этом случае вероятность того, что все k инициированных толчков произойдут на расстоянии меньше x от триггера, равна $F_r(x)^k$, где $F_r(x)$ распределение (1). Используя формулу полной вероятности, получим распределение максимального эпицентрального расстояния R_{max} от события-триггера до самого удаленного афтершока в серии:

$$F_{\Lambda}(x) = P(R_{\max} < x) = \sum_{k=0}^{\infty} F_r(x)^k \frac{\Lambda^k}{k!} e^{-\Lambda} =$$

= $e^{-\Lambda[1-F_r(x)]}, \quad x \ge r_0.$ (3)

Согласно закону продуктивности землетрясений [Shebalin et al., 2020], подверженному для сейсмичности Хибинского массива [Баранов и др., 2020], число инициированных толчков подчиняется экспоненциальному распределению с плотностью:

$$f_{ex}\left(\Lambda\right) = \frac{1}{L}e^{-\Lambda/L}.$$
(4)

Здесь оценкой параметра *L* является среднее число инициированных событий.

Для получения распределения расстояний от повторных толчков до их триггеров по множеству серий объединим (3) и (4) при $x \ge r_0$. Получим функцию распределения:

$$F_{a}(x) = \int_{0}^{\infty} F_{\Lambda}(x) f_{ex}(\Lambda) d\Lambda =$$

$$= \frac{1}{L} \int_{0}^{\infty} e^{-\Lambda/L} e^{-\Lambda[1-F_{r}(x)]} d\Lambda = \frac{1}{1+L[1-F_{r}(x)]}$$
(5)

и плотность:

$$f_a(x) = \frac{Lf_r(x)}{\{1 + L[1 - F_r(x)]\}^2},$$
(6)

где F_r – функция степенного распределения (1), f_r – его плотность (2).

Поскольку расстояния по глубине от повторных толчков до их триггеров также подчиняются степенному распределению (рис. 3), то аналогич-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021



Рис. 4. Плотность вероятности максимальных эпицентральных расстояний R_{max} , км (а) и расстояний по глубине H_{max} , км (б) от триггеров с $M_m \ge 1.5$ до инициированных ими толчков с $M \ge M_m - 1.5$. Кружки — фактические данные по 447 сериям; сплошная линия — аппроксимация формулой (6).

ные соотношения справедливы для максимальных расстояний по глубине *H*_{max}.

Выражения (5), (6) — модель распределения максимальных расстояний, на которых ожидаются повторные толчки. Соответствие этой модели данным о сейсмичности Хибинского массива показано на рис. 4 (значение параметра $L \approx 3$ взято из работы [Баранов, Шебалин, 2020], эту оценку также можно получить по табл. 1, посчитав отношение колонок N и N_s).

ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Рассмотрим аспекты применения усредненной модели распределения максимальных расстояний на практике. Непосредственное применение распределения (5) для оценки области повторных толчков с магнитудами $M \ge M_m - \Delta M$ с заданной вероятностью затруднительно, поскольку степенное спадание возникает лишь на некотором, пусть и небольшом, удалении от события-триггера, на котором происходит около половины всех инициированных толчков (табл. 1). Чтобы учесть эту особенность, а также ограниченность зоны горнодобывающей активности мы использовали диаграмму ошибок Молчана [Molchan, 2010], которая представляет собой график зависимости доли пропусков цели v от доли тревоги τ.

При оценке эпицентральных расстояний за пространство Ω , содержащее 100% всех повторных толчков, примем круг радиуса 2.5 км с центром в эпицентре события-триггера. Такое Ω соответствует зоне контроля объединенного Ки-

ровского рудника. Для Расвумчоррского рудника примем такое же пространство Ω . Оценкой эпицентральной области тревоги, где ожидаются повторные толчки, будем считать круг с центром в эпицентре события-триггера и радиусом R_q , рассчитанным для значения вероятности q по обрат-

ной функции для распределения (5): $R_q = F_a^{-1}(q)$. (Параметры распределения (5): n = 2.28, $r_0 = 0.134$ км (рис. 2a), L = 3 [Баранов и др., 2020].) Эту область обозначим как G_q , а ее площадь как S_q . Тогда доля пространства тревоги τ определяется как отношение S_q к площади Ω (обозначим ее как S_Ω), то есть $\tau = S_q/S_\Omega$. Доля пропусков цели ν – это доля повторных толчков вне области тревоги G_q .

При оценке по глубине за пространство Ω примем отрезок длиной $H_{\Omega} = 1$ км с центром в гипоцентре основного толчка, что соответствует зоне контроля по глубине рудников и содержит 100% всех повторных толчков. Тогда оценкой области тревоги по глубине, где ожидаются повторные толчки, будем считать вертикальный отрезок V_q с центром в гипоцентре события-триггера и длиной H_q , рассчитанной для значения вероятности q по обратной функции для распределения F_a (5) для глубины с параметрами n = 2.29, $h_0 = 0.06$ км (рис. За) и L = 3 [Баранов и др., 2020]. В этом случае доля пространства тревоги $\tau = H_q/H_{\Omega}$. Доля пропусков цели \vee – это доля повторных толчков, оказавшихся вне отрезка V_q .

Рассмотренная форма области соответствует цилиндру с радиусом R_q и высотой H_q , центр цилиндра совпадает с эпицентром события-тригге-



Рис. 5. Диаграмма ошибок для оценки эпицентрального расстояния (а) и расстояния по глубине (б) от события-триггера с $M_m \ge 1.5$ до самого удаленного инициированного толчка с $M \ge M_m - 1.5$; $\tau - доля$ пространства тревоги; v - доляпропусков цели. Диагональ (0.1)–(10) соответствует случайному прогнозу (пунктирная прямая). Толстая кривая – траектория ошибок. Кружками показаны точки, соответствующие "нейтральной" (0), "мягкой" (1), и "жесткой" (2) стратегиям прогноза (см., основной текст; соответствующие стратегиям значения v и τ приведены в табл. 2). Тонкими прямыми показаны касательные к траектории ошибок в точках 1 и 2 (на панели (б) касательная к точке 2 совпадает с осью абсцисс).

ра. Выбор такой формы области позволяет независимо определять радиус и высоту цилиндра в зависимости от степени важности прогноза.

Зависимость V от τ для различных значений q – траектория ошибок. Диагональ (0; 1) (1; 0) соответствует случайному прогнозу. Чем сильнее траектория ошибок отклоняется от этой диагонали, тем лучше прогноз. Параметр q задает размер области тревоги: чем больше q, тем больше область G_q или V_q. Диаграмма ошибок, построенная для разных значений q по ретроспективному прогнозу области повторных толчков с $M \ge M_m - 1.5$ (рис. 5), отражает компромисс между ошибками двух родов: увеличение q влечет уменьшение вероятности пропуска, но приводит к увеличению области тревоги и наоборот. Скалярный параметр q, таким образом, можно характеризовать как "функцию тревоги" [Zechar, Jordan, 2008; Shebalin et al., 2014].

Выбор значения q должен зависеть от целей прогноза. В некоторых случаях важна низкая вероятность ошибки второго рода, то есть пропуска цели. Например, если сильный афтершок может привести к нежелательным последствиям. В другой ситуации может оказаться необходимым минимизировать размер области, где ожидаются повторные толчки, с целью сокращения расходов на поддержание тревоги. В работе [Баранов, Шебалин, 2017] для формализованного выбора значения параметра q нами был предложен метод трех стратегий. Идея метода заключа-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

ется в определении предельных точек на траектории ошибок, соответствующих "нейтральной", "мягкой" и "жесткой" стратегиям.

Точка, соответствующая "нейтральной" стратегии (точка 0 на рис. 5), определяется исходя из минимума функции потерь $\gamma = \nu + \tau$, представляющей собой сумму ошибок двух родов. Эта стратегия применяется, когда цены ошибок двух родов примерно одинаковы или неизвестны. Точка, соответствующая "мягкой" стратегии (точка 1 на рис. 5), определяется положением касательной к траектории ошибок, при котором из-за близости траектории к вертикали даже небольшое изменение размера области тревоги за счет уменьшения q приведет к большому росту вероятности пропуска цели. И наконец "жесткой" стратегии соответствует точка (2 на рис. 5), в которой касательная к траектории ошибок характеризуется тем, что увеличение области тревоги не приведет к снижению доли пропусков цели из-за близости траектории к горизонтали. Значения q, v, τ, R_{max} *H*_{max}, соответствующие "нейтральной", "мягкой" и "жесткой" стратегиям приведены в табл. 2.

Полученная по совокупности серий модель (5), (6) может использоваться в качестве первого приближения области, где ожидаются повторные толчки, инициированные сейсмическим событием с $M \ge 1.5$, как только оно произошло. Независимость оценок эпицентрального расстояния и оценок по глубине позволяет использовать различные стратегии для выбора радиуса и высоты

Стратегия	q	τ	ν	
Эпице	<i>R</i> _{max} , км			
Нейтральная	0.75	0.08	0.12	0.7
Мягкая	0.56	0.01	0.30	0.25
Жесткая	0.83	0.26	0.05	1.28
Оце	$H_{ m max}$, км			
Нейтральная	0.66	0.24	0.14	0.24
Мягкая	0.41	0.11	0.35	0.11
Жесткая	0.88	0.69	0.002	0.69

Таблица 2. Значения $q, \tau, v, R_{\text{max}}$ и H_{max} , соответствующие различным стратегиям прогноза (см. основной текст)

цилиндрической области в зависимости от местоположения основного толчка.

Чтобы улучшить эти оценки для конкретной серии, необходим учет информации о первых афтершоках. При этом построенная здесь модель может использоваться в качестве базовой при тестировании моделей, использующих информацию о первых афтершоках. Пример такого использования базовой модели при оценке магнитуды сильнейшего афтершока и длительности опасного периода приведен в работах [Баранов и др., 2019б; Шебалин, Баранов, 2019].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным о сейсмичности Хибинского массива было показано, что расстояния от событийтриггеров до инициированных ими толчков в среднем подчиняются степенному распределению, параметр которого практически не зависит от магнитуды триггера. Установленная закономерность согласуется с выводами, полученными ранее для афтершоков тектонических землетрясений [Huc, Main, 2003; Brodsky, 2006; Richards-Dinger et al., 2010].

Данный результат имеет важное теоретическое значение для статистической сейсмологии, поскольку, во-первых, подтверждает степенное распределение для слабой сейсмичности с магнитудами $0 \le M \le 3.3$; во-вторых, дает основания полагать, что при добыче полезных ископаемых в тектонически нагруженных массивах горных пород закономерности, полученные для тектонической сейсмичности, также справедливы.

В исследовании была получена модель максимальных расстояний, на которых ожидаются повторные толчки, основанная на использовании закона продуктивности землетрясений и позволяющая получать оценки сразу после основного толчка. Было показано соответствие этой модели реальным данным. На основе анализа диаграммы ошибок обоснованы рекомендации по использованию данной модели на практике.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа включает результаты выполнения проекта № 19-05-00812, поддержанного РФФИ, а также Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою искреннюю благодарность рецензентам за глубокий и содержательный анализ работы, который помог улучшить текст статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской Части России // Физика Земли. 2013. № 2. С. 110–130.

https://doi.org/10.7868/S000233371301002X

Адушкин В.В. Тектонические Землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. 2016. № 2. С. 22–44.

https://doi.org/10.7868/S0002333716020010

Адушкин В.В., Варыпаев А.В., Кушнир А.Ф., Санина И.А. Идентификация наведенной сейсмичности в разломной зоне Коробковского месторождения КМА по наблюдениям малоапертурной сейсмической группы // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 78–82. https://doi.org/10.31857/S268673972007004X

Баранов С.В., Жукова С.А., Шебалин П.Н., Моторин А.Ю. О независимости сейсмической продуктивности от механизма возмущения среды // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-Технический Журнал, специальный выпуск 37). 2019а. № 11. С. 333–342.

https://doi.org/10.25018/0236-1493-2019-11-37-333-342

Баранов С.В., Павленко В.А., Шебалин П.Н. О прогнозировании афтершоковой активности. 4. Оценка максимальной магнитуды последующих афтершоков // Физика Земли. 2019б. № 4. С. 15–32.

https://doi.org/10.31857/S0002-33372019415-32

Баранов С.В., Шебалин П.Н. О прогнозировании афтершоковой активности. 2. Оценка области распространения сильных афтершоков // Физика Земли. 2017. № 3. С. 43–61.

https://doi.org/10.7868/S0002333717020028

Баранов С.В., Шебалин П.Н. Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН. 2019. 218 с.

Баранов С.В., Жукова С.А., Корчак П.А., Шебалин П.Н. Продуктивность техногенной сейсмичности // Физика Земли. № 3. 2020. С. 40–51.

https://doi.org/10.31857/S0002333720030011

Козырев А.А., Семенова И.Э., Журавлева О.Г., Пантелеев А.В. Гипотеза происхождения сильного сейсмического события на Расвумчоррском руднике 09.01.2018 // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-Технический Журнал). 2018. № 12. С. 74–83. https://doi.org/10.25018/0236-1493-2018-12-0-74-83

Козырев А.А., Семенова И.Э., Рыбин В.В., Панин В.И., Федотова Ю.В. Указания по безопасному ведению горных работ на месторождениях, склонных и опасных по горным ударам (Хибинские апатит-нефелиновые месторождения). Апатиты: ООО "Апатит-Медиа". 2016. 112 с.

Корчак П.А., Жукова С.А., Меньшиков П.Ю. Становление и развитие системы мониторинга сейсмических процессов в зоне производственной деятельности АО "Апатит" // Горный журн. 2014. № 10. С. 42–46.

Козырев А.А., Панин В.И., Семенова И.Э., Рыбин В.В. Геомеханичекое обеспечение горных работ на горнодобывающих предприятиях Мурманской области // Горный журн. 2019. № 6. С. 45–50.

Смирнов В.Б., Карцева Т.И., Пономарев А.В., Патонин А.В., Bernard P., Михайлов В.О., Потанина М.Г. О взаимосвязи параметров Омори и Гутенберга–Рихтера в афтершоковых последовательностях // Физика Земли. 2020. № 5. С. 3–22.

https://doi.org/10.31857/S0002333720050117

Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.

Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Станчиц С.А., Потанина М.Г., Патонин А.В., Dresen G., Narteau C., Bernard P., Строганова С.М. Лабораторное моделирование афтершоковых последовательностей: зависимость параметров Омори и Гутенберга–Рихтера от напряжений // Физика Земли. 2019. № 1. С. 149–165.

https://doi.org/10.31857/S0002-333720191149-165

Шебалин П.Н., Баранов С.В. О прогнозировании афтершоковой активности. 5. Оценка длительности опасного периода // Физика Земли. 2019. № 5. С. 22–37. https://doi.org/10.31857/S0002-33372019522-37

Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Phys. Rev. E. 2004. V. 69(6). P. 066106-1–066106-8.

https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.066106

Bayliss K., Naylor M., Main I.G. Probabilistic identification of earthquake clusters using rescaled nearest neighbor distance networks // Geophys. J. Int. 2019. V. 217(1). P. 487–503.

https://doi.org/10.1093/gji/ggz034

Clauset A., Shalizi C.R., Newman M.E.J. Power-law distributions in empirical data // SIAM Review. 2009. V. 51(4). P. 661–703.

https://doi.org/10.1137/070710111

Dieterich J.A. Constitutive law for the rate of earthquake production and its application to earthquake clustering // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 2601–2618.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

Felzer K.R., Brodsky E.E. Decay of Aftershock Density with Distance Indicates Triggering by Dynamic Stress // Nature. 2006. V. 441(7094). P. 735–738. https://doi.org/10.1785/0120030069

Hirata T., Satoh T., Ito K. Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock // Geophys. J. Int. 1987. V. 90(2). P. 369–74.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb00732.x

Huc M., Main I.G. Anomalous Stress Diffusion in Earthquake Triggering: Correlation Length, Time Dependence, and Directionality: Anomalous Stress Diffusion in Earthquake Triggering // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2003. V. 108(B7).

https://doi.org/10.1029/2001JB001645

Kagan Y.Y. Earthquake spatial distribution: the correlation dimension // Geophys. J. Int. 2007. V. 168 (3). P. 1175i94. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03251.x

Kagan Y.Y., Knopoff L. Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function // Geophysical J. International. 1980. V. 62(2). P. 303–20. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb04857.x

Molchan G. Space-time earthquake prediction: the error diagrams // Pure Appl. Geophys. 2010. V. 167. № 8–9. P. 907–917.

https://doi.org/10.1007/s00024-010-0087-z

Plenkers K., Kwiatek G., Nakatani M., Dresen G. Observation of Seismic Events with Frequencies F > 25 KHz at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa // Seismological Research Letters. 2010. V. 81. P. 467–479. https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.467

Richards-Dinger K., Stein R.S., Toad S. Decay of aftershock density with distance does not indicate triggering by dynamic stress // Nature. 2010. V. 467(7315). P. 583–586. https://doi.org/10.1038/nature09402

Scholz C.H. Earthquakes and Friction Laws // Nature. 1998. V. 391. № 6662. P. 37–42. https://doi.org/10.1038/34097

Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V. Earthquake Productivity Law // Geophys. J. Int. 2020. V. 222. P. 1264– 1269.

https://doi.org/10.1093/gji/ggaa252

Shebalin P, Narteau C., Holschneider M., Zechar J. Combining earthquake forecast models using differential probability gains // Earth, Planets Space. 2014. V. 66. № 37. P. 1–14.

Woodward K., Wesseloo J. Observed spatial and temporal behaviour of seismic rock mass response to blasting // J. South. Afr. Inst. Min. Metall. 2015. V. 115. P. 1045–1056.

https://doi.org/10.1007/s00024-017-1570-6

Zaliapin I., Ben-Zion Y.A global classification and characterization of earthquake clusters // Geophys. J. Int. 2016. V. 207. P. 608–634.

https://doi.org/10.1093/gji/ggw300

Zoller G., Holschneider M., Hainzl S. The maximum earthquake magnitude in a time horizon: Theory and case studies // Bull. Seismol. Soc. Am. 2013. V. 103(2A). P. 860–875. https://doi.org/10.1785/0120120013

БАРАНОВ и др.

Spatial Distribution of Repeated Shocks in the Conditions of Man-Made Seismicity

S. V. Baranov^{a, *}, A. Yu. Motorin^{b, **}, and P. N. Shebalin^{c, ***}

^aKola Branch, Federal Research Center "Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences,"

Apatity, 184209 Russia

^bKirovsk Branch, AO Apatit, Kirovsk, 184250 Russia ^cInstitute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia *e-mail: bars.vl@gmail.com **e-mail: AYuMotorin@phosagro.ru ***e-mail: p.n.shebalin@gmail.com

The spatial distribution of repeated seismic events in the mining conditions of tectonically loaded rock massifs is studied based on the example of seismicity in the Khibiny Mountains. It is shown that distances from the triggering events to the initiated shocks, on average, obey the power-law distribution with a parameter that does not depend on the magnitude of the triggering event. The model of the maximum distances from the triggering event's hypocenter, at which the repeated shocks with a given probability are expected, is constructed. The consistency of the model with the real data is demonstrated. Based on the error diagram analysis, the guidelines for the practical use of this model are presented.

Keywords: man-made seismicity, repeated shocks, power-law distribution, region of repeated shocks, error diagram

УДК 550.34(477.75)

СЛЕДЫ СИЛЬНЫХ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ХАНСКОМ ДВОРЦЕ И ЕГО ОКРЕСТНОСТЯХ (БАХЧИСАРАЙ, КРЫМ)

© 2021 г. Д. А. Моисеев^{1, *}, А. М. Корженков^{2, **}, А. Н. Овсюченко^{2, ***}, Е. А. Рогожин^{2, ****}, А. С. Ларьков^{2, *****}

¹Бахчисарайский музей-заповедник, г. Бахчисарай, Россия ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия *E-mail: ohota_d@ukr.net **E-mail: korzhenkov@ifz.ru ***E-mail: ovs@ifz.ru ****E-mail: eurog@ifz.ru ****E-mail: las119@yandex.ru Поступила в редакцию 27.07.2020 г. После доработки 22.09.2020 г. Принята к публикации 03.12.2020 г.

Настоящая работа посвящена изучению древнего землетрясения, значительно повредившего Ханский дворец в Бахчисарае в конце XVII в. Следы этого катастрофического события, тем не менее, на сегодняшний день практически невозможно найти в стенах Хансарая. Как показали наши исследования, во многом это объясняется большим количеством ремонтов и реставраций, которые постоянно проводятся на памятнике. Только благодаря тому, что один из объектов Ханского дворца ("восточное строение") был разграблен в 2013 г., нам удалось зафиксировать внутренний конструктив его стен и выявить в нем яркую сейсмогенную деформацию плинфовой арки с последующим ее ремонтом. Для того, чтобы точно датировать сейсмическое событие, нами был выполнен поиск аналогий, который зафиксировал подобные повреждения в стенах мавзолея Эски-Дюрбе, памятников первого дворца крымских ханов в Салачике (Зынджирлы-медресе и мавзолей дюрбе Хаджи-Гирея) и Большой кенассы крепости Чуфут-Кале. Сопоставление хронологии "восточного строения" и других памятников, особенности их сейсмодеформаций дало возможность связать их повреждения с салачикским землетрясением 30.04.1698 г., с эпицентральной областью в Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоне и местной интенсивностью в районе Бахчисарая $I_I = VIII-IX баллов (MSK-64).$

Ключевые слова: Ханский дворец, землетрясение, деформация, Эски-Дюрбе, Большая кенасса, кинетический идентификатор.

DOI: 10.31857/S0002333721030091

введение

Оценка сейсмической опасности Крыма базируется, прежде всего, на данных сети сейсмических станций. Длительность существования этой сети относительно небольшая – около сотни лет, начиная с 1927 г., когда произошли Ялтинские землетрясения с интенсивностью сейсмических разрушений в зоне максимальных разрушений $I_0 = \text{VII} - \text{VIII}$ баллов. События, произошедшие 26 июня (M = 6.0) и 11 сентября 1927 г. (M = 6.8). по сей день остаются наиболее значительными среди землетрясений региона за последние 150-200 лет период сейсмической истории Крыма, документированный инструментальными данными, а также в периодической печати и литературных трудах современников [Морозова, Шебалин, 1968; Пустовитенко и др., 1989; Никонов, Пономарева, 1991; Хапаев, 2012]. Таким образом, по инструментальным данным не вызывает сомнений высокий сейсмический потенциал лишь одной структуры — Южно-Крымской сейсмогенерирующей зоны, которая протягивается в акватории Черного моря вдоль Южного берега Крыма.

Однако палео- и археосейсмологические исследования последних десятилетий [Борисенко и др., 1995; 1999; Никонов, 1994; 2016] и наши работы последних лет [Корженков и др., 2016; 2017; 2018; 2019; Моисеев и др., 2018а; 2019; Овсюченко и др., 2017; 2019] показали высокий сейсмический потенциал всего Крымского полуострова и возможность возникновения разрушительных ($I_0 =$ = IX-X баллов) землетрясений на его территории раз в несколько сот лет. Эти работы продолжаются и сейчас. Данная работа посвящена исследова-



Рис. 1. План города Бахчисарая 1775 г. (по "План столичнага въ Крыму города Бахчисарая..." с изменениями и дополнениями). Красным отмечен комплекс Ханского дворца: *а* – предполагаемый Зал Дивана Сахиб Гирея; *b* – дюрбе Диляры-Бикеч; *c* – Эски-Дюрбе; *d* – Зынджирлы-Медресе; *e* – Дюрбе Хаджи-Гирея; *f* – Большая кенасса в крепости Чуфут-Кале.

нию деформаций в средневековых памятниках бывшей столицы Крыма — г. Бахчисарай и его окрестностей (рис. 1) с целью точного определения генезиса выявленных нами разрушений и повреждений и последующей параметризации сейсмических событий.

МЕТОДОЛОГИЯ

Использование археосейсмологического метода вошло в практику исследований по оценке сейсмической опасности сравнительно недавно. Внимание специалистов к этим исследованиям привлек выход сборника [Archaeoseismology..., 1996]. После этой монографии началось лавинообразное появление публикаций по изучению повреждений и разрушений в археологических и исторических памятниках по всему миру. Их большое количество можно разделить на две неравноценные части:

1) статьи, описывающие смещение древних строительных конструкций вдоль сейсмоуступов – выходов исторических сейсмических очагов на дневную поверхность. Таких статей до сих пор лишь несколько десятков (например, крепость Каменка [Korjenkov et al., 2006], крепость Дербента [Овсюченко и др., 2019а; и др.]);

 публикации с описанием повреждений и разрушений археологических памятников под воздействием сильных сейсмических колебаний. Этим, так называемым сейсмоинерционным дислокациям, посвящены многие статьи (например, памятники и объекты в Израиле [Korjenkov, Mazor, 1999], Салачик [Корженков и др., 2016], мыс Зюк [Овсюченко и др., 2019b], Илька, Мангуп и Чоргунь [Моисеев и др., 2019; и др.]);

В первом случае легко доказывается сейсмический генезис деформации, также легко (по смещению строительной конструкции) параметризуется древнее землетрясение. Во втором случае необходимо а) доказывать сейсмическое происхождение наблюдаемых разрушений и повреждений, а затем б) определять (с помощью специальных макросейсмологических шкал) местную сейсмическую интенсивность; в) с использованием специальных кинематических индикаторов определять направление распространения сейсмических колебаний — направление на эпицентральную зону и г) с помощью археологического метода или методов абсолютного датирования определять возраст древнего сейсмического события.

Археосейсмологический метод достаточно хорошо описан и известен не только в отечественной историографии [Корженков и др., 2016; Хапаев и др., 2016; Belik, 2017; Korjenkov et al., 2006], но и в трудах зарубежных авторов [Korjenkov, Mazor, 1999; Caputo, Helly, 2008; Galadini, Hinzen, 2006; Karakhanian et al., 2008; Kazmer, Major, 2015; Martín-González, 2018; Rodríguez-Pascua et al., 2011; Sintubin, Stewart, 2008; Stewart, Piccardi, 2017].

ПОЛУЧЕННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На ныне пустующей территории "залних дворов" Ханского дворца расположено несколько построек, обозначенных нами для удобства "северной", "южной" и "восточной" (рис. 2, b). Все три объекта несут в себе следы от хозяйственного освоения и личной гражданской застройки XX в. т.н. "ханских садов" на южном фланге дворцового комплекса. Наше внимание привлекло именно "восточное" строение, т.к. оно, очевидно, имело технику кладки, синхронную времени функционирования Хансарая в качестве дворцового комплекса Крымского ханства. До осени 2013 г. оно имело облицовку из хорошо обработанных блоков (рис. 3), которые впоследствии были извлечены из строения для хозяйственных нужд местными жителями (рис. 4). В результате значительного повреждения объекта культурного наследия в "восточном строении" был открыт его внутренний конструктив. Объект был сооружен с использованием нескольких антисейсмических приемов: техника дувар-кушак¹ (рис. 4, c) и opus mixtum² (рис. 5, а). Очевидно, что внешняя разграбленная облицовка, была более позднего времени, т.к. единственный прямоугольный дверной проем (рис. 3, а), который вел внутрь, закрывал плинфовую арку более раннего прохода. Она была расположена в стене с простиранием 89°. Арка имела ярко выраженную сейсмогенную деформацию (рис. 4, а), которая была представлена утратой верхней центральной части арочной конструкции. Впоследствии она была отремонтирована, и утрата была заложена бутом (рис. 4, b). Уже в период ослабления охраны культурного наследия на территории комплекса Ханского дворца "восточное строение" укрепляется бетонным армопоясом (рис. 3, d), перекрывается железобетонными плитами (рис. 3, b, рис. 5, b). Проход под аркой закладывается бутом с использованием современного строительного материала, видимо, в то же время.

Подобная деформация арочной конструкции является ярчайшим примером последствий землетрясений для древних построек. Для того, что-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

бы плинфовая арка "восточного строения" могла получить подобные повреждения, сейсмические колебания должны были распространяться параллельно или под незначительным углом относительно простирания конструкции [Archaeoseismology..., 1996, pp. 129-152; Korjenkov, Mazor, 1999]. Интенсивность сейсмических колебаний, достаточных для формирования подобных повреждений, составляет не менее $I_l = \text{VII}$ баллов (MSK-64). Однако сами конструктивные особенности постройки могут заставить несколько скорректировать оценку интенсивности землетрясения. "Восточное строение" построено с использованием двух антисейсмических техник: дувар-кушак и ория mixtum. Более того, арка, которая пострадала от сейсмической деформации, была усилена именно дувар-кушаком (рис. 4, с). И первый, и второй приемы относятся к системам с повышенным демпфированием [Липатов, 2006. с. 18]. Наиболее яркий пример использования подобных систем в сейсмоактивном регионе можно наблюдать в стенах Феодосия или Церкви Богородицы Паммакаристы – мечети Фетхие-джами Стамбула. Они, несмотря на значительное количество сильных и разрушительных землетрясений [Хапаев, 2008, с. 97], имеют достаточно хорошую сохранность. Оценка устойчивости конструкций с одновременным использованием техник дувар-кушак и opus mixtum позволяет поставить вопрос о возможности отнести "восточное строение" к типу сооружения В по шкале MSK-64 и повысить оценку интенсивности землетрясения до $I_l = VII-VIII$ баллов (MSK-64). Эпицентральная зона землетрясения находилась в Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоне (или Тарханкутской, если распространение сейсмических колебаний проходило под некоторым углом к простиранию стен) (рис. 11, *a*).

Датировка повреждения "восточного строения" напрямую связана с его историко-архитектурной интерпретацией. План комплекса Ханского дворца Дж. Тромбаро 1798 г. показывает на месте "восточного строения" такие объекты: "Большой бассейн для полоскания белья" и "Фонтан, где поили животных" (рис. 2, *a*, *b*). Капитан К.В. Манштейн называет его "Каменное здание, в котором устроен широкий каменбассейн" ный [Манштейн, 1875, с. 352]. О. Гайворонский в научно-популярных заметках пишет о нем как о водонакопителе ханского времени [Гайворонский, 2015]. Но в итоговой печатной работе по Хансараю этого памятника автор уже не упоминает [Гайворонский, 2016, с. 184-187]. В советское время, как и в ханский период, объект использовался в качестве водонакопителя. На фотографии "восточного строения" до 2013 г. не видно никаких сейсмогенных деформаций – их скрывает облицовка из хорошо обработанных каменных блоков.

¹ "Дувар-кушак" с крымскотатарского дословно обозначает "опоясанная стена". Дувар-кушак – строительная технология возведения стен с закладкой внутрь деревянных компенсирующих брусьев для повышения антисейсмической стойкости строительных конструкций.

² "Opus mixtum" с латыни дословно означает "смешанная работа". Opus mixtum – строительная технология возведения стен на цемянковом растворе (крымскотатарский "хорасан") с чередованием в стенах трехслойной двухпанцирной с забутовкой каменной кладки и рядов плинфы.



Рис. 2. План Ханского дворца, конец XVIII в. (по А.Л. Якобсону [Якобсон, 1964, с. 145, рис. 47]). Обозначение и названия объектов даны по плану Дж. Тромбаро [Ибрагимова, 2016, с. 27, рис. 9], археологическим исследованиям А.И. Ибрагимовой [Ибрагимова, 2016, с. 197–218] и авторскому анализу исторической планиграфии памятника: *a* – "большой бассейн для полоскания белья" (по плану Дж. Тромбаро [Ибрагимова, 2016, с. 27, рис. 9]); *b* – "фонтан, где поили животных" или "Восточное строение" (по плану Дж. Тромбаро [Ибрагимова, 2016, с. 27, рис. 9]); *b* – "фонтан, где поили животных" или "Восточное строение" (по плану Дж. Тромбаро [Ибрагимова, 2016, с. 27, рис. 9]); *c* – Зимний дворец ("павильон Сахиб Гирея" по О. Гайворонскому [Гайворонский, 2016, с. 185-187]); *d* – руины застройки предполагаемого зала Дивана Сахиб Гирея; *e* – зал Дивана Ислам Гирея и прилегающие к нему строения Главного корпуса Хансарая; *f* – Гаремный дворик; *g* – Персидский двор с руинами "Персидского дворца", банями и Дворцом султанов; *h* – Биюк хан джами (Большая ханская мечеть); *i* – ханское кладбище с двумя дюрбе Девлет I Гирея и Ислам III Гирея; *k* – Посольский корпус; *l* – пекарня (ханские бани?); *m* – бани Мухаммед Гирея. Желтой звездой отмечено "восточное строение". Красной заливкой отмечены несохранившиеся постройки. Красной штриховкой отмечена предполагае-мая несохранившияся застройка Ханского дворца.

2021



Рис. 3. Ханский дворец. "Восточное строение" предполагаемого Зала Дивана Сахиб Гирея (северная стена) до утраты облицовки из хорошо обработанного камня (по О. Гайворонскому [Гайворонский, 2015]). Черная штриховка на белом фоне – подпрямоугольный вход в здание на северном фасаде строения. Белыми линиями отмечены бетонные плиты перекрытия.



Рис. 4. Ханский дворец. "Восточное строение" предполагаемого Зала Дивана Сахиб Гирея (северная стена). Сейсмогенная деформация плинфовой арки с простиранием 88°: *а* – утрата верхней центральной части плинфовой арки; *b* – ремонт плинфовой арки бутовым камнем; *с* – следы закладки антисейсмического компенсационного бруса, технология "дувар-кушак"; *d* – приспособление "восточного" строения в советский период (бетонный армопояс).



Рис. 5. Ханский дворец. "Восточное строение", западная стена, вид изнутри: *a* – бетонные плиты перекрытия; *b* – техника кладки opus mixtum.

Использование техники дувар-кушак не очень соответствует гидротехническому назначению конструкции. Дерево под воздействием влаги будет значительно разрушаться и подвергать постройку лишней опасности. В сочетании с использованием крайне уникальной и редкой техники opus mixtum подобные технологии указывают на особую значимость объекта, важность его долговечности и престижности. Единственной известной на данный момент территориально близкой историко-культурной и хронологической аналогией для opus mixtum "восточного строения" можно считать только Зынджирлымедресе³ 1500 г., которое входило в комплекс дворцового комплекса в Салачике [Корженков и др., 2016, с. 33]. Сейсмогенная деформация в стенах здания появилась до его переоборудования из некой общественно важной постройки в водонакопитель. Это произошло не позднее 1736 г. – времени, когда "восточное строение" в виде водонакопителя видел К.В. Манштейн. Это говорит о том, что мы можем крайне аккуратно отнести время строительства "восточного строения" к наиболее раннему строительному периоду Хансарая – эпохе ханов Сахиб Гирея (1532–1551 гг.) и Дивлет Гирея (1551–1577 гг.) [Ибрагимова, 2016, с. 252] или к XVI в. в целом. К примеру, именно Сахиб Гирей начал застройку Бахчисарая (Дворца в Садах), но при этом продолжал работы по строительству государственно важных зданий и в дворцовом комплексе в Салачике (Высокий дворец правосудия [Челеби, 2008, с. 87]). Именно в Салачике расположено Зынджирлы-медресе, построенное его предшественником Менгли Гиреем. Т.е. именно эпоха хана Сахиб Гирея и ее исторический ландшафт имеет примеры использования техники ориs mixtum и может косвенно указывать на хронологию "восточного строения".

Сформированная в XVI–XVII вв. застройка Ханского дворца деградировала именно во время ремонтно-восстановительных работ 1740-х гг. после "погрома" фельдмаршала Минниха. Археологические исследования на территории Хансарая показали, что некоторые уничтоженные в 1736 г. постройки так и не были восстановлены [Ибрагимова, 2016, с. 200–202]. На их месте были разбиты цветники – это говорит об их перепрофилировании. Но благодаря выявлению сейсмогенных деформаций в "восточном строении" были выявлены следы еще одних широкомасштабных ремонтно-восстановительных работ, которые прошли между 1666 и 1736 гг.

Что же это могла быть за постройка? О. Гайворонский рядом с "восточным строением" поме-

³ В Зынджирлы-Медресе используется пояс из одного ряда плинфы в восточной, северной и западной стенах его внутреннего дворика, что, конечно, и является примером техники opus mixtum, но в усеченном виде.

щает ядро формирования Хансарая при Сахиб-Гирее [Гайворонский, 2016, с. 184–187]. Э. Челеби располагает в этом районе ворота Эски-Керюнюш-Капу (Ворота древнего Зала Дивана). Кроме этого, он пишет о трех залах Дивана: Сахиб Гирея, Бехадыр Гирея и Ислам Гирея⁴ [Челеби, 2008, с. 95–96].

"Восточное строение" – часть комплекса "Большого бассейна для полоскания белья" и "Фонтана, где поили животных" по Дж. Тромбарро и представляет собой часть длинной постройки, возведенной с использованием техники ориз mixtum и плинфовыми арками над проходом (проходами?) в северном фасаде. Рядом с этим архитектурным комплексом находится южная стена ограды Персидского двора, сооруженная в технике дувар-кушак. Это значит, что она некогда была частью некоего строения [Моисеев, 2020, с. 329–330]. Учитывая размеры комплекса "Большого бассейна для полоскания белья" и "Фонтана. гле поили животных" по Дж. Тромбаро, аналогии строительной техники постройкам первого дворца крымских ханов в Салачике, близость "старого" Зимнего дворца и ворот Эски-Керюнюш-Капу, можно уверенно предположить, что "восточное строение" - это часть Зала Дивана Сахиб Гирея. Это значит, что время его разрушения необходимо отнести ко времени между 1666 г. (когда его видел Э. Челеби) и 1736 г. (когда последствия его ремонта и перепрофилирования видел К.В. Манштейн).

АНАЛОГИИ

Для более точного датирования описанного землетрясения, к сожалению, у нас не хватает сведений. Если его эпицентральная зона находилась в Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоне, то можно предположить, что перед нами последствия "салачикского" землетрясения 30.04.1698 г. [Корженков и др., 2016, с. 44]. Однако всего одна сейсмогенная деформация в постройке не позволяет уточнить расположение эпицентральной зоны землетрясения. А имеющиеся данные не дают возможности заявить о том, что это было одно событие. Если "восточное строение" было повреждено в 1698 г., то максимальные сейсмические колебания должны были распространяться с югозападного направления. В целом простирание поврежденной арки не отвергает этой возможности распространение максимальных сейсмических колебаний могло пройти и под некоторым углом к простиранию конструкции, т.е. с юго-запада.

Для того, чтобы точнее рассчитать эпицентральную зону рассматриваемой сейсмической катастрофы и проверить гипотезу повреждения постройки "Салачикским" землетрясением в

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

1698 г., нами был произведено обследование всего Ханского дворца. Логичным было предположение, что Хансарай пострадал от землетрясения систематически, и синхронные повреждения других его частей могут помочь в датировке рассматриваемого события.

В дворцовом комплексе Бахчисарая был выявлен похожий комплекс деформаций. Однако его сейсмогенное происхождение трудно доказать, так как все строения комплекса подвергаются вплоть по настоящее время медленному сползанию по склону к близлежащей реке. Это сползание видно по значительному наклону стен многих зданий дворцового комплекса, а также саблевидному искривлению деревьев. Кроме этого, постройки подвергаются постоянному ремонту и реставрациям. Это, видимо, центральный фактор, который необходимо учитывать при археосейсмологическом исследовании Ханского дворца.

Ремонтно-реставрационные работы скрывают значительные сейсмогенные деформации памятников, создавая "помехи" в их обнаружении, усиленные гравитационными эффектами сползания архитектурного комплекса по направлению к пойме р. Чурук-Су. Для того, чтобы "отфильтровать" эти "помехи", был осуществлен тщательный поиск в архивных фотографиях и изображениях XIX—XX вв. частей комплекса Ханского дворца. Он дал неожиданные результаты, которые были использованы для уточнения хронологии сейсмогенного повреждения "восточного строения" предполагаемого Зала Дивана Сахиб Гирея.

Ярким примером уничтожения следов деформаций во время реставраций и ремонтов зданий можно назвать дюрбе Диляры Бикеч (рис. 6). Оно было построено в 1763/1764 г. [Ибрагимова, 2016, с. 175], но его состояние в начале ХХ в. уже требовало проведения ремонтно-реставрационных работ. На фотографии 1914 г., сделанной во время их осуществления, хорошо заметно "шевеление", выдавливание и развороты каменных блоков на гранях с простиранием 37° и 79°. Степень деформаций в здании нарастает с набором стенами высоты. В наши дни на этом же фасаде дюрбе описанных повреждений уже нет (рис. 6, 1). На сегодня трудно сделать заключение о причинах их появления. Это требует дополнительных архивных, исторических, археологических исследований. Однако не вызывает сомнения тот факт, что ремонтно-реставрационные работы могут полностью уничтожать деформации в стенах объектов Хансарая и прочих объектов Нового времени в Крыму.

Эски-Дюрбе в Старом городе Бахчисарая

По этой причине основное внимание в поиске аналогий было уделено анализу архивных фото-

⁴ Ныне сохранившийся Зал дивана.



Рис. 6. Дюрбе Диляры Бикеч комплекса Ханского Дворца. Грань с простиранием 79°. Фото: *1* – реставрация памятника, 1914 г. (хорошо видно "шевеление" каменных блоков облицовки дюрбе над арками заложенных окон, нарастающее вследствие "эффекта небоскреба" к куполу строения); *2* – современное состояние.

графий, а также литографий и гравюр. У коллектива авторов есть методологические наработки в археосейсмологических "архивных" исследованиях [Моисеев и др., 2018а], которые были успешно применены и в настоящей работе. Самые яркие результаты этой работы показало Эски-Дюрбе (Древнее дюрбе). Оно расположено в непосредственной близости от Хансарая (рис. 1, с). В плане имеет форму квадрата с вписанным в него восьмигранником, на котором покоится купол. С южной стороны к дюрбе пристроена двухуровневая ограда дворика: нижняя часть в виде амбразурной стены, верхняя – в виде галереи. Эта ограда более поздняя, нежели все дюрбе в целом [Науменко и др., 2016, с. 236]. Наиболее яркой сейсмодеформацией является провисание замкового камня арки дверного проема в южной стене дюрбе с простиранием 95° (рис. 7, *c*). Оно хорошо видно на фотографии 1931 г. (рис. 7, с), зафиксировавшей ремонтно-реставрационные работы 1927-1928 гг. Другим показательным повреждением являются систематическое отколы замковых (рис. 7, *a*2) и ближайших к ним блоков (рис. 7, *a*1) в арках галереи. Эти повреждения хорошо видны на фото 1928 г. (рис. 7, 2, а) и 1931 г. (рис. 7, 1, а) – новые реставрации эту сейсмодеформацию уничтожили и сегодня она незаметна. Такие отколы могли образоваться во время кратковременного размыкания арок с незначительным смещением

по оси север-юг в северном направлении при прохождении через них сейсмических колебаний.

Другим ярким свидетельством повреждения здания дюрбе во время землетрясения можно назвать разворот по часовой стрелке по горизонтальной оси блоков западной колонны (рис. 7, d1) и против часовой стрелки блоков восточной колонны (рис. 7, d2)/кладки восточного угла южной галереи дворика (рис. 7, d3). Подобная сейсмогенная деформация могла образоваться в результате кратковременного размыкания арок и наклона колонн между ними к эпицентральной обземлетрясения. Учитывая ласти наличие разнонаправленных наклонов – в западном (рис. 7, d1-d3) и восточном (рис. 7, d1) направлениях –, можно предположить, что это последствиях двух землетрясений. Одно (назовем его "событие 1"5) из них также сформировало повреждения в арке южной стены дюрбе (рис. 7, с) и в арках галереи дворика (рис. 7, а2). Второе (назовем его "событие 2") вызвало наклон блоков западной колонны к востоку.

⁵ Для упрощения систематизации землетрясений, которые вызвали сейсмодеформации в стенах зданий, в статье принято условное их наименование "событие 1", "событие 2" и т.д. Для каждого отдельного памятника выделяется свое "событие 1" или "событие 2". Эти термины употребляются только в контексте того объекта, о котором в данный момент идет речь.


Рис. 7. Эски-Дюрбе в Старом городе Бахчисарая: *1* – фото 1931 г. Дюрбе после реставрационных работ 1928 г.; *2* – фото 1928 г. Дюрбе во время реставрационных работ 1928 г.; *3* – гравюра О. Раффе, 1838 г.: *a* – отколы замковых и ближайших к ним блоков; *b* – утрата части амбразурной ограды с простиранием 96°; *c* – провисание замкового камня арки с простиранием 95°; *d* – вращение блоков меж арочных колонн и кладки восточного угла южной галереи дворика по часовой (1) и против часовой (2)–(3) стрелки; *e* – утрата северной части ограды с бойницами с простиранием 3°.

Далее, в Эски-дюрбе прослежены повреждения в южной (рис. 7, *b*) и восточной (рис. 7, *e*) амбразурных стенах дворика. Лучшая сохранность стен одной ориентировки может говорить о том, что максимальные сейсмические колебания были направлены параллельно простиранию стен. С другой стороны, пролом в восточной амбразурной стене ограды дворика мог сформироваться, когда максимальные сейсмические колебания приблизились к зданию вдоль биссектрисы между стенами [Korjenkov, Mazor, 1999, pp. 72-73, fig. 23, b]. Т.е. эпицентральная зона события могла быть как Западно-Крымской (рис. 11, с1), так и в Южно-Крымской (Северо-Крымской?) (рис. 11, с2) сейсмогенерирующих зонах. Таким образом, пока мы не можем точно соотнести сейсмодеформацию восточной амбразурной стены дворика либо

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

с событием 1, либо с событием 2. Благодаря гравюре 1838 г. О. Раффе, мы можем подтвердить то, что эти разрушения являются древними — т.е. сформировались они до 1783 г. [Корженков и др., 2016, с. 32, рис. 1].

Анализ сейсмогенных деформаций Эски-Дюрбе показал интересную картину: менее чем за полтора столетия Бахчисарай ощутил три землетрясения (события 1-3), последствия двух из которых были катастрофичными (события 1 и 3). Наиболее разрушительным землетрясением оказалось то, что повредило арки южной стены мавзолея и южной галереи его дворика, вызвало горизонтальное вращение блоков в межарочных колоннах и в кладке восточного угла южной галереи дворика против часовой стрелки и, возможно, проломило восточную амбразурную стену в дворике дюрбе (событие 1). Подобные деформации могли сформироваться при землетрясении интенсивностью $I_i = \text{VII}-\text{VIII}$ баллов (MSK-64) с расположением эпицентральной области к западу от памятника (рис. 11, *b*).

Событие 2 оставило вращение блоков в западной межарочной колонне по часовой стрелке и, возможно, проломило восточную амбразурную стену в дворике дюрбе. Его эпицентральная область должна была находиться либо в Северо-Крымской, либо в Южно-Крымской сейсмогенерирующей зонах (рис. 11, *c*2) и иметь интенсивность $I_l = VI-VII$ баллов (MSK-64).

Событие 3, повредившее амбразуру южной ограды дворика Эски-Дюрбе (рис. 7, *b*), датировать значительно труднее. Несомненно, оно возникло в Южно-Крымской сейсмогенерирующей зоне (рис. 11, *d*). Оно могло произойти между серединой XVII в.–1783 г. На сегодня известна одна сейсмическая катастрофа, которая могла бы причинить подобные разрушения — это "Айтриадское" землетрясение 1776–1777 гг. [Моисеев и др., 2018а, с. 74]. Однако данная гипотеза требует более глубокого обоснования.

Большая кенасса крепости Чуфут-Кале

Еще одним памятником, где было выполнено исследование сейсмодеформаций для составления релевантного списка аналогий повреждениям "восточного строения" Ханского дворца, стала Большая кенасса крепости Чуфут-Кале. В стенах объекта обнаружено большое количество сейсмогенных деформаций. Опишем их подробнее.

Арка юго-западной галереи после прохождения сейсмической ударной волны не смогла прийти в первоначальное состояние и образовался небольшой уступ. Впоследствии его попытались заштукатурить, чтобы скрыть (рис. 9, 2). Кроме этого, в галерее наблюдается незначительный наклон колонн в северо-восточном направлении. Вероятно, он больше связан не с их наклоном в направлении эпицентра землетрясения, а с давлением, которое испытали их базы, после разворотов против часовой стрелки колонн и плит оград северо-западной галереи, о которой будет написано ниже. Провисание замкового камня в арке могло быть оставлено землетрясением не менее $I_l = \text{VII}$ баллов (MSK-64), а его эпицентральная область должна была находиться в Южно-Крымской сейсмогенерирующей зоне (событие 1 -рис. 11, f).

Далее деформации наблюдаются в северо-западной галерее. Здесь во время землетрясения сформировался ансамбль трещин в каменных плитах ограды (рис. 8, c1-c3; рис. 9, 3), базах (рис. 8, e; рис. 9, 3) и капителях (рис. 8, e1; рис. 10, c) колонн

(событие 2). Они сформировались в результате вращения против часовой стрелки отдельных элементов галереи. Кроме этого, треснула и пороговая плита входа в северо-восточную галерею (рис. 8, d). Подобные повреждения могли образоваться при сильных сейсмических колебаниях, направленных параллельно, либо под незначительным углом простиранию поврежденных элементов. Плита ограды галереи, расположенная сразу направо от входа в нее, и вторая от входа направо база колонны имеют разворот против часовой стрелки на 5° (рис. 10, *a*1) и 4° (рис. 10, *a*2) соответственно. Это свидетельствует о том, что распространение максимальных сейсмических колебаний происходило под некоторым углом к простиранию колоннады с западного направления (рис. 11, e1-e2). Этим же объясняется появление сквозных трещин в плитах ограды (рис. 8, с; рис. 9, 3). Только в отличие от сохранивших целостность плит, поврежденные развернулись против часовой стрелки только после трещины (на фото отлично видно, как после трещины плита резко меняет свое простирание – рис. 10, *а*3). Подобная деформация была обнаружена в капители угловой колонны галереи (рис. 10, *c*) – здесь в результате вращения колонны вокруг своей оси против часовой стрелки треснула сама капитель, и ее южный угол несколько отсел. Такие последствия могло оставить землетрясение (событие 2) с интенсивностью $I_l = \text{VII} - \text{VIII}$ баллов (MSK-64), эпицентральная область которого была расположена к западу от памятника (рис. 11, e1-e2).

Таким образом, Большая кенасса на Чуфут-Кале имеет в своих стенах два комплекса сейсмогенных деформаций, оставленных двумя землетрясениями, возникшими в разных сейсмогенерирующих зонах. Их хронология остается неизвестной, т.к. с использованием археологических и исторических данных их можно датировать только в широких пределах XIV в.—1783 г. [Герцен, Могаричев, 1993, с. 96; Корженков и др., 2016, с. 32, рис. 1].

Дворцовый комплекс в Салачике

В конце обзора возможных аналогий обратимся к уже введенному в научный оборот памятнику – дворцовому комплексу первых крымских ханов в Салачике [Корженков и др., 2016]. Из хорошо датированных сейсмогенных деформаций в Зынджирлы-Медресе отметим повреждение (провисание) плинфовой арки галереи внутреннего дворика с простиранием 95°, наклон колонны галереи внутреннего дворика в западном направлении с последующим ее ремонтом, разворот против часовой стрелки части южной стены медресе с простиранием 65° на 3° и растрескивание колонн галереи внутреннего дворика медресе [Корженков и др., 2016, с. 35–36, 38–39, 41, 43, рис. 3, рис. 6,



Рис. 8. Крепость Чуфут-Кале. Большая кенасса. План северо-восточной части здания с галереей: a – провисание арки юго-западной галереи с простиранием 20° ; b1 – разворот базы колонны галереи на 4° против часовой стрелки; b2 – разворот каменной плиты ограды галереи на 5° против часовой стрелки; c – трещины в каменных плитах ограды, образовавшиеся от их вращения против часовой стрелки; d – трещина в пороговой плите на входе в северо-восточную галерею; e1 – трещины в базе и капители колонны, образовавшиеся в результате вращения против часовой стрелки; e2-e3 – трещины в базе колонны, образовавшиеся в результате вращения против часовой стрелки; f – наклон колонн южной галереи в юго-восточном направлении.

рис. 7, *a*, рис. 11, *a*]. В дюрбе Хаджи-Гирея сейсмогенные деформации были представлены наклоном западной грани дюрбе под углом 83° на запад [Корженков и др., 2016, с. 35-36, рис. 4]. Эти деформации образовались во время двух землетрясений: "салачикского" 1698 г. (рис. 11, *h*) и ялтинских 1927 г. с преобладанием следов первого [Корженков и др., 2016, с. 44]. Оценка интенсивности "салачикского" землетрясения 1698 г. на момент публикации памятника нами была определена в $I_l = VIII-IX$ баллов (MSK-64) [Корженков и др., 2016, с. 44].

Вопрос датирования описанных сейсмогенных деформаций в условиях Бахчисарая крайне сложен. Центральными факторами, затрудняющими его успешное решение, являются, как писалось выше, постоянные ремонтно-реставрационные работы на объектах, стирающие сейсмодеформации. Ярким примером этому является дюрбе Диляры-бикеч. Иными словами, Бахчисарай и его окрестности — это живой городской организм. Его историко-культурный ландшафт ревностно оберегается и сохраняется, т.к. имеет признаки универсальной культурной ценности. Другим усложняющим фактором датирования сейсмогенных деформаций является практически полное отсутствие, за редким исключением, археологических исследований (и публикаций их итогов) на территории как самого дворцового комплекса, так и Старого города и его предместий как таковых.

Поэтому единственным выходом для датирования землетрясения, повредившего "восточное строение" предполагаемого Зала Дивана Сахиб Гирея, является максимальное расширение списка рассматриваемых аналогий для получения максимально релевантных результатов. Среди рассмотренных нами аналогий были следующие

111



Рис. 9. Крепость Чуфут-Кале. Большая кенасса: *1* – юго-западная галерея с простиранием 95°; *2* – то же, крупный план; *3* – вид на северо-восточную галерею (красной заливкой показаны трещины в базах колонн и каменных плитах ограды, образовавшиеся от их вращения против часовой стрелки): *а* – колонны со сталактитовыми эхинами на капителях; *b* – колонны с эхином в виде округлой подушки и восьмигранной шейкой; *c*1 – разворот базы колонны галереи на 4° против часовой стрелки; *c*2 – разворот каменной плиты ограды галереи на 5° против часовой стрелки.

памятники: Эски-Дюрбе (погребальный комплекс в непосредственной близости от Ханского дворца), Большая кенасса крепости Чуфут-Кале (ближайшее предместье Бахчисарая) и, наконец, дворцовый комплекс в Салачике. В табл. 1 рассмотрены сейсмодеформации, сгруппированные по памятникам и сейсмогенерирующим зонам, в которых возникли породившие их землетрясения.



Рис. 10. Крепость Чуфут-Кале. Большая кенасса. Вид на северо-восточную галерею: *а* – колонны со сталактитовыми эхинами на капителях; *b* – колонны с эхином в виде округлой подушки и восьмигранной шейкой. Красной заливкой по-казаны трещины в базах колонн и каменных плитах ограды, образовавшиеся от их вращения против часовой стрелки.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Направления распространения максимальных сейсмических колебаний, восстановленные по кинематическим индикаторам, позволяют предположить, что очаг землетрясения, повредившего сооружения Ханского дворца в Бахчисарае и Большой кенассы в Чуфут-Кале, был расположен к западу от Крымского полуострова. Здесь, вдоль западного берега Крыма, выделена Западно-Крымская очаговая зона⁶, способная порождать землетрясения с $M \ge 6.5$ [Шебалин, 1972; Никонов, 1994]. В геологической структуре она соответствует слабо изученному крупному разлому сдвиговой кинематики [Строение..., 1992; Nakapelyukh et al., 2018]. Интенсивность землетрясения составляла $I_l = \text{VII}-\text{VIII}$ баллов (MSK-64). Его следы на сегодня обнаружены не только в Салачике, Бахчисарае и Чуфут-Кале, но и в Чор-

113

⁶ В статье в качестве основной рабочей гипотезы принята локализация эпицентральной области "салачикского" землетрясения в Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоне. При этом остается некоторая вероятность того, что это землетрясение могло быть порождено Тарханскутской сейсмогенерирующей зоной (альтернативная гипотеза). Чтобы решить этот вопрос окончательно, нужны новые данные.



Рис. 11. Сейсмогенерирующие зоны (серые области) района Горного Крыма по инструментальным, археосейсмологическим и палеосейсмологическим данным. Красными линиями показаны вероятные очаговые зоны обсуждаемых исторических землетрясений и Ялтинских землетрясений 1927 г. (размеры очаговой зоны Ялтинского землетрясения показаны по инструментальным данным исторических землетрясений – условно, по аналогии с Ялтинской зоной). Черными линиями показаны вероятные отверментальным данным исторических землетрясений – условно, по аналогии с Ялтинской зоной). Черными линиями показаны реконструкции оси распространения сейсмических ударов (поврежденные объекты): *a* – Хансарай "восточное строение"; *b* – Старый город Бахчисарая, Эски-Дюрбе, событие 1; *c1* – Старый город Бахчисарая, Эски-Дюрбе, возможное событие 1; *c2* – Старый город Бахчисарая, Эски-Дюрбе, событие 2; *d* – Старый город Бахчисарая, Эски-Дюрбе, событие 2; *d* – Старый кенасса, событие 1; *g* – Чоргуньская башня (событие 2 по [Моисеев и др., 2019, с. 45–46]); *h* – Салачик, Зынджирлы-Медресе.

гуньской башне (табл. 2) [Моисеев и др., 2019, с. 42-46] (рис. 11, g). Сделанную ранее оценку интенсивности землетрясения на материалах дворца в Салачике необходимо пересмотреть и, учитывая новые данные, понизить на один балл. Исходя из возможностей относительного датирования по археологическим и письменным источниками, это событие произошло между 1666 г. и 1740-ми гг. Шкала MSK-64 предполагает, что подобная сейсмическая катастрофа должна была оставить в Бахчисарае тяжелые последствия. Городская жилая застройка должна была иметь значительные повреждения. Не менее чем в половине зданий должны были образоваться большие, сквозные и глубокие трещины в стенах, постройки должны были получить проломы [Медведев и др., 1965]. Соответственно, почти все синхронные "восточному строению" здания должны были иметь повреждения. Изучение табл. 1 показывает, что все взятые для сравнения памятники имеют сейсмогенные деформации, оставленные событиями,

зародившимися в Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоне.

Повреждение Эски-Дюрбе (событие 1) спровоцировано активизацией Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоны между серединой XVII в. и 1783 г. Сейсмогенные деформации в Большой кенассе (событие 2) сформировались в широких хронологических рамках между XIV в. и 1783 г. Возможно, это событие произошло намного позже времени строительства объекта (XIV в. [Герцен, Могаричев, 1993, с. 96]), т.к. он успел пережить капитальный ремонт галереи. Причины проведения ремонта остаются непонятными. Колонны, составляющие архитектурный объем галереи, представлены двумя типами: (1) – со сталактитовыми эхинами на капителях (рис. 9, а) и (2) - с эхином в виде округлой подушки и восьмигранной шейкой (рис. 9, b). Логичнее предположить, что колонны 1-го типа являются первоначальными: они больше и больше находятся в архитектурном контексте памятников [Мирас..., Таблица 1. Выявленные сейсмодеформации, их параметры и хронология

ісмодеформации, их параметры и хронология				
	Описание сейсмогенных деформаций в стенах памятн	иков по сейсмогенерирующим зона		
	Западно-Крымская	Южно-Крымская		

	Западно-Крымская	Южно-Крымская		
"Восточное строение" предполагаемого Зала Дивана Сахиб Гирея	Плинфовая арка с протиранием 88°, <i>I</i> _l = VIII–IX баллов (MSK-64)	_		
Эски-Дюрбе	Арка южной стены дюрбе с простиранием 95°, <i>I_l</i> = VII–VIII баллов (MSK-64)	Амбразурная стена ограды дворика (южная) с простиранием 94°,		
	Арка галереи дворика с простиранием 94°, $I_l = \text{VII} - \text{VIII}$ баллов (MSK-64)	$I_l = \text{VII} - \text{VIII}$ баллов (MSK-64)		
	Утрата части амбразурной стены ограды (восточная) дворика с простиранием 4°, $I_l = \text{VI}-\text{VII}$ баллов (MSK-64)			
Большая Кенасса крепости Чуфут-Кале	Развороты плит ограды, баз и капителей колонн северо-западной галереи с простиранием 110°, трещины в них, <i>I</i> _l = VII–VIII баллов (MSK-64)	Юго-западная галерея с простиранием 20°, $I_l \leq$ VII баллов (MSK-64)		
Зынджирлы-Медресе	Арка внутреннего дворика простиранием 95°, <i>I</i> _{<i>l</i>} = VIII–IX баллов (MSK-64) [Корженков и др., 2016, с. 35, 38, 44, рис. 6], землетрясение 1698 г.	Растрескивание колонн галереи внутреннего дворика медресе, $I_l = VI-VII$ (MSK-64), землетрясе-		
	Наклон колонны галереи внутреннего дворика в западном направлении, $I_l = \text{VIII}-\text{IX}$ баллов (MSK-64) [Корженков и др., 2016, с. 35–36, 39, 44, рис. 7, <i>a</i>], землетрясение 30.04.1698 г.	ние 1927 г. [Корженков и др., 2016, с. 35–36, рис. 3]		
	Разворот против часовой стрелки части южной стены медресе на 3° с простиранием 65°, <i>I_l</i> = VIII–IX баллов (MSK-64) [Корженков и др., 2016, с. 41, 43–44, рис. 11, <i>a</i>], землетрясение 30.04.1698 г.			
Дюрбе Хаджи-Гирея	Наклон западной грани дюрбе под углом 83° на запад, <i>I_l</i> = VIII–IX баллов (MSK-64) [Корженков и др., 2016, с. 35–36, 44, рис. 4], землетрясение 30.04.1698 г.	_		

с. 424-425, 441, 443, 470, рис. 349, 365, 370, 394, 1: Сапунова, 2000, с. 43-44, 47]. И первый, и второй типы колонн повреждены землетрясениями, сформированными Западно-Крымской (событие 2) и Южно-Крымской (событие 1) сейсмогенерирующими зонами (рис. 8, *a*, *e*, *f*; рис. 9, *c*1; рис. 10; табл. 1). Наиболее точную хронологическую позицию имеют сейсмогенные деформации в зданиях дворцового комплекса в Салачике — 30.04.1698 г.⁷ [Кор-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ **№** 4 2021 женков и др., 2016, с. 44]. Плинфовая арка с сейсмогенной деформацией во внутреннем дворике Зынджирлы-медресе имеет близкое простирание аркам "восточного строения" и Эски-Дюрбе: 95°/88°/95° и 94° соответственно. Однако только разворот против часовой стрелки части южной стены медресе на 3° [Корженков и др., 2016, с. 43, рис. 11, а] дает возможность уточнить расположение эпицентральной зоны "салачикского" землетрясения (рис. 11, *f*).

Кроме успешной атрибуции сейсмогенных деформаций "восточного строения", в ходе поиска аналогий удалось выявить следы еще минимум двух землетрясений. Во-первых, возможно, в стенах дюрбе Диляры Бикеч в начале ХХ в. еще были видны следы сейсмогенных повреждений. Несомненно, исследование этого памятника необходимо продолжить и с накоплением новых архивных данных или результатов археологических исследований проверить высказанную гипотезу. Также в стенах Большой кенассы были зафиксированы сейсмогенные деформации, связанные с катастрофой, возникшей в Южно-Крымской сейсмогенерирующей зоне (рис. 11, f). Интенсив-

Землетрясение, следы которого были впервые описаны по памятникам дворцового комплекса в Салачике и которое вследствие этого получило название "салачикское", было датировано на основании записи в кадиаскерских книгах Мангупского кадылыка. Мы хотим отметить крайне высокую релевантность исторических сведений, которые содержатся в корпусе подобных источников. Они представлены сухими и обезличенными бюрократическими реестрами судейских решений. Поэтому содержащиеся в них сведения имеют настолько важную и исключительную с исторической точки зрения информацию. К сожалению, эти памятники долгое время находились вне внимания специалистов и только с недавнего времени начинают полноценно вводиться в научный оборот [Рустемов, 2017, с. 4, 10-12, 15-17]. Именно этим можно объяснить отсутствие упоминания о событии в специальной литературе, посвященной проблеме [Хапаев, 2008, с. 89-95].

Таблица 2. Сводная хронс ной археосейсмологическ	ологическая таблица следов землет ой литературе	рясений на памятниках археологии юго-западного	Крыма, известных	в специализирован-
Памятник	Хронология землетрясения, сейсмогенерирующая зона	Тип повреждений	Оценка интенсивности (MSK)	Ссылка
Дворцовый комплекс в Салачике (Зынджирлы-медресе, дюрбе Хаджи-Гирея, мечеть Менгли Гирея, городские бани)	"Салачикское" землетрясение 30.04.1698 г., Западно-Крымская зона	Сквозные трецины в стенах, в т.ч. пробивающие четыре строительных блока подряд, значительный наклон прогив уклона местности части стены, вращение против часовой стрелки части кладки стены, дефор- мации и обрушения арочных конструкций, значительный наклон колонны	VIII–IX	[Корженков и др., 2016, с. 35, 41, 44]
	Ялтинское землетрясение 26.06/11.09 1927 г., Южно-Крымская зона	Межблоковые трещины в колоннах галереи	Оценки нет	[Корженков и др., 2016, с. 41, 44]
Храм Ай-Триада	" Ай-триадское" землетрясение 1776–1777 г., Южно-Крымская зона	Провисание значительной части арочной конструкции или замкового камня, закономерный ориентированный завал колонн, "шевеление" блоков в восточной стене, межблоковые трешины, усиленные эффектом небоскреба	XI-IIIA	[Моисеев и др., 2018а, с. 73–74]
Мангуп (Большая базилика, дворец 1425 г., Донжон на м. Тешкли-Бурун, оборонительная стена в балке Гамам-Дере,	"Илькинское" землетрясение 1462–1475 гг., Южно-Крымская зона	Трешина в пороговой плите, отрыв северо-западного угла здания с раз- воротом по часовой стрелке, развороты средних частей западной и восточной, значительный сдвиг фундамента в восточную сторону (помещение Н дворца 1425 г.)	Оценки нет	[Моиссев и др., 2019, с. 46–48]
Синагога-Кенасса	Землетрясения не определены, не менее 4-х, хронология не определена, Южно-Крымская зона	Провисание замкового камня арки, сквозные трешины в стенах, пробивающие несколько блоков подряд, вращение прогив часовой стрелки части кладки стены, трещина в подоконнике и плите перекрытия окна, выкалывание и выбивание к востоку фрагмента меридиональной стены	VIII–IX	[Корженков и др., 2020, с. 326–331]
Гончарный центр Илька	"Илькинское" землетрясение 1462–1475 гг., Южно-Крымская зона	Деформация (провисание) арки топочной камеры печи, деформация (проседание) средней части северо-западной стены печи	Оценки нет	[Моисеев и др., 2019, с. 39—40, 48]
Гончарный центр Суаткан	Землетрясение начала XI в., Южно-Крымская зона	Систематические наклоны всех арок в топочном канале печи, растяжение арок и наклон от центра стен печи перпендикулярно простираниям описанных выше конструкций, вращение части кладки топочного канала против часовой стрелки	VII−VIII	[Моиссев и др., 2018b, с. 102–103, 111]
Чоргуньская башня	"Илькинское" землетрясение 1462–1475 гг., Южно-Крымская зона	Провисающий замковый камень в арке, трещина в подоконнике и плите перекрытия окна, межблоковая трещина	Оценки нет	[Моисеев и др., 2019, с. 45, 48]
	"Салачикское" землетрясение 30.04.1698 г., Западно-Крымская зона	Межблоковая трешина, трешина, разбивающая два блока подряд, трешина в полоконнике и плите перекрытия окна, разрушение входной арки	Оценки нет	[Моисеев и др., 2019, с. 45–46]
	" Ай-гриалское" землегрясение, 1776–1777 г., или/и ялтинское землегрясение, 26.06/11.09 1927 г. Южно-Крымская зона	Провисающий замковый камень в арке, раскрытие межблоковой трешины от арки вверх, трешина в плите перекрытия окна. Возможный обвал входа в башню и бойницы, поврежденные еще при "салачикском" землетрясении	Оценки нет	[Моиссев и др., 2019, с. 45—46]
Крепость Фуна	Землетрясение 1423 г., Северо-Крымская (Феодосийская?) зона	Частичный илли полный вывал в ссверном направлении северной кур- тины и северной башни	Оценки нет	[Кирилко, 2005, с. 50; Моисеев и др., 2019, с. 42; Мыц, 2009, с. 78, 80, 85–86]
	Землетрясения не определены, не менее 2-х, хронология не определена, Южно-Крымская и Западно-Крымская (Северо-Крымская?) зоны	Повреждение (вывал) внутреннего панциря отремонтированной после землетрясения 1423 г. северной башни, отрыв северного угла крепости и разворот его на 3° против часовой стрелки, локальное разрушение северо-западного угла крепости и ремонт повреждения контрфорсом	Оценки нет	[Моисеев и др., 2019, с. 42]
Херсонес	Землетрясения не определены, не менее 3-х, хронология не определена (античное – наибо- лее раннее, 2 события после X в.), Южно- Крымская, Западно-крымская зоны	Выкалывание и выдвижение целых фрагментов стен по ряду сопряженных сколовых трещин, развороты стен целиком фратмен- тов/отдельных каменных блюков по и против часовой стрелки, изломы стен, сквозные трещины, пробивающие несколько строительных бло- ков подряд, деформации устьев колодцев	VII1 ≤ <i>I</i> ₀ ≤ IX	[Хапаев и др., 2019, с. 123—124, 126—127]

116

МОИСЕЕВ и др.

ность события составила $I_1 \leq \text{VII}$ баллов (MSK-64). Его хронология пока остается предметом научной дискуссии. Видимо, оно произошло до "салачикского" землетрясения, т.к. следов этого землетрясения не обнаружено в Зынджирлы-Медресе. где были выполнены профессиональные щадящие реставрации, сохранившие следы двух землетрясений [Корженков и др., 2016, с. 35]. С другой стороны, Зынджирлы-медресе претерпело значительный ремонт-перестройку после XVI в. [Моисеев, 2016, с. 135], когда сейсмогенные деформации искомого землетрясения могли быть уничтожены. Работы по атрибуции этого события 1, повредившего Большую кенассу, еще предстоит выполнить. Однако уже сейчас можно отметить, что его эпицентральная зона близка эпицентральной области землетрясения 1462-1472 гг., описанного по сейсмодеформациям гончарного центра Илька [Моисеев и др., 2019, с. 48, 50, рис. 16]. Не противоречит этому ни общая хронология Большой кенассы, ни интенсивность этого землетрясения в самом северном на сегодня известном пункте – на Мангупе ($I_l = \text{VIII} - \text{IX}$ баллов (MSK-64) [Моисеев и др., 2019, с. 46, 48]).

Повреждение (пролом) амбразурной стены южной ограды Эски-Дюрбе во время события 3 на памятнике также возникло во время землетрясения с эпицентральной областью в Южно-Крымской сейсмогенерирующей зоне (рис. 11, *d*). Однако датировать это событие на данный момент крайне затруднительно. Возможно, это были последствия "Ай-триадского" землетрясения 1776—1777 гг. [Моисеев и др., 2018а, с. 74].

выводы

Полученные новые свидетельства средневековых сильных землетрясений в Крыму расширяют базу для оценки сейсмической опасности Крыма на современном уровне. В результате проведенных нами исследований можно предположить, что все четыре памятника: "восточное строение" Ханского дворца в Бахчисарае, Эски-Дюрбе в Старом городе Бахчисарая, Зынджирлы-Медресе в Салачике и Большая кенасса Чуфут-Кале были повреждены в результате одного события в 1698 г., эпицентр которого находился в Западно-Крымской сейсмогенерирующей зоне. На это указывает совпадение простирания поврежденных арок и близкая относительная хронология события (кроме Большой Кенассы с ее широкой хронологией). Таким образом, предполагаемый Зал Дивана Сахиб Гирея и его составная часть "восточное строение", скорее всего, были повреждены 30.04.1698 г. во время масштабного "салачикского" землетрясения. Его интенсивность составила около $I_l = \text{VII} - \text{VIII}$ баллов (MSK-64), магнитуду события еще предстоит оценить с использованием более широкого круга данных. Выявленные

сейсмодислокации на описанных объектах подтвердили наши ранние исследования и выявленные (неизвестные до нас) сейсмические события.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Рустему Руслановичу Эминову за предоставленные архивные материалы, редкие фотографии и ценные консультации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-35-00521.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

Борисенко Л.С., Пустовитенко Б.Г., Новик Н.Н., Вольфман Ю.М., Дублянский В.Н. Некоторые методические аспекты сейсмического районирования областей новейшего горообразования и сопредельных территорий (на примере Крыма). Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1995. Вып. 2–3. С. 34–56.

Борисенко Л.С., Пустовитенко Б.Г., Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Клюкин А.А., Ена А.В., Китин М.А. Сейсмодислокации и палеосейсмичность Крыма. Сейсмологический бюллетень Украины за 1997 год. 1999. С. 101–132.

Гайворонский О. Беседка Селямета Герая: "родоначальник" Бахчисарайского дворца? Крымскотатарская газета avdet.org. 2015. URL: https://avdet.org/ru/ 2015/09/22/besedka-selyameta-geraya-rodonachalnikbahchisarajskogo-dvortsa/ (дата обращения 20.06.2020).

Гайворонский О. Страна Крым. Симферополь: ФЛ Аблаева Н.Ф. 2016. 336 с.

Гернеросс В. Ханскій дворецъ въ Бахчисараѣ. Спб.: Типография Сириус. 1912. 64 с.

Герцен А.Г., Могаричев Ю.М. Крепость драгоценностей. Кырк-ор. Чуфут-Кале. Симферополь: Таврия. 1993. 128 с.

Ибрагимова А.М. Бахчисарайский Ханский дворец XVI–XVIII. Київ: Видавець Олег Філюк. 2015. 360 с.

Кирилко В.П. Крепостной ансамблю Фуны (1423–1475 гг.). Киев: ИД "Стилос". 2005. 269 с.

Корженков А.М., Моисеев Д.А., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Мараханов А.Н., Рогожин Е.А., Эмруллаев Ш.А. Археосейсмологические исследования в древней столице крымских ханов Салачике // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 3. С. 30–47.

Корженков А.М., Ломакин Д.А., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А. О следах сильных позднесредневековых землетрясений в комплексе медресе – мечеть Узбека (г. Старый Крым) // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т. 16. № 3. С. 5–28.

Корженков А.М., Ларьков А.С., Овсюченко А.Н., Соколова О.Ю. Следы сильных землетрясений в руинах Боспорского города Нимфея // Боспорские исследования. 2018. Вып. XXXVII. С. 111–138.

Корженков А.М., Масленников А.А., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Супренков А.А. Сейсмические деформа-

ции в урочище Сююрташ в Крымском Приазовье // Древности Боспора. 2019. Т. 24. С. 370–398.

Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А. Археосейсмологические исследования в пещерном городе Мангуп-Кале, Крым. Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. 2020. Т. 1. С. 326–331.

Липатов А.А. Византийские традиции в строительном производстве Древней Руси: строительные растворы, стены, фундаменты. Автореф. дис. ... канд. ист. наук. СПб.: ООО "КОПИ-Р". 2006. 23 с.

МИРАС – НАСЛЕДИЕ. Том 1. Татарстан – Крым. Город Болгар и изучение татарской культуры в Татарстане и Крыму в 1923-1929 годах: в 3 т. / Сост. и отв. ред. Бочаров С.Г., Ситдиков А.Г. Казань: ООО "Астер Плюс". 2016. 580 с.

Манштейн К.Г. Записки о России генерала Манштейна: 1727–1744. СПб.: Тип. В. С. Балашева. 1875. 385 с.

Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГК АН СССР. 1965. 11 с.

Моисеев Д.А. Сюжетные граффити из Зынджирлы-Медресе: происхождение и связь со средневековым Горно-крымским эпосом XIII—XIV вв. // Восток (Oriens). 2016а. № 5. С. 120—136.

Моісєєв Д.А. Стіни огорож у Ханському палаці: упорядкування ландшафту та зв'зок з надбанням будівельних технологій XI ст. Південно-Західного Криму. Пам'яткознавчі студії: проблеми, перспективи розвитку. Збірник наукових праць. 2020. Вип. І. С. 324–333.

Моисеев Д.А., Корженков А.М., Овсюченко А.Н. Сейсмические деформации в стенах храма Ай-Триада (с. Лаки — Керменчик, Крым). III Свято-Владимирские чтения: Материалы международной научной конференции, посвященной 1030-летию Крещения Руси. 2018а. С. 73–76.

Моисеев Д.А., Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С. Крымское разрушительное землетрясение второй половины XV в. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. Т. 46. № 2. С. 37–53.

Морозова Р.М., Шебалин Н.В. О землетрясениях Крыма 1800–1967 гг. (опыт критического каталога) // Геофизический сборник АН УССР. 1968. Вып. 26. С. 13–41.

Мыц В.Л. Каффа и Феодоро в XV в. Контакты и конфликты. Симферополь: Универсум. 2009. 528 с.

Науменко В.Е., Сейдалиев Э.И., Сейдалиева Д.Э. Новые материалы к изучению исторической топографии средневекового Бахчисарая: по результатам археологических исследований 2012–2013 гг. Материалы Конгресса исламской археологии России и стран СНГ. 2016. С. 228–239.

Никонов А.А. Сильные землетрясения и сейсмический потенциал Западно-Крымской (Севастопольской) очаговой области // Физика Земли. 1994. № 11. С. 20–31.

Никонов А.А. Главные особенности геодинамики, напряженного состояния и распределения сильных землетрясений в Азово-Черноморском регионе. Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН "Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле". 2016. Т. 1. С. 493–501. Никонов А.А., Пономарева О.Н. Сильные землетрясения Крыма во второй половине XIX в. // Вопросы инженерной сейсмологии. 1991. Вып. 32. С. 59–76.

Овсюченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А. Новые сведения об очагах сильных землетрясений в районе Керченского полуострова // Докл. РАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 89–92.

Овсюченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Рогожин Е.А. Предварительные результаты исследований активных разломов и следов сильных палеоземлетрясений в районе г. Дербент. Проблемы тектоники континентов и океанов. Матералы LI Тектонического совещания. 2019а. С. 92–95.

Овсюченко А.Н., Корженков А.М., Масленников А.А., Вакарчук Р.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И. Следы и хронология сильных исторических землетрясений на мысе Зюк в Восточном Крыму // Физика Земли. 2019b. № 4. С. 133–152.

Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. Киев: Наукова думка. 1989. 190 с.

Рустемов О. Кадиаскерские книги Крымского ханства: исследования, тексты и переводы. Симферополь: ГАУ РК "Медиацентр им. И. Гаспринского". 2017. 280 с.

Сапунова М.Ю. Декоративно-пластические приемы мусульманских памятников Крыма XIV-XVI вв. Проблемы теории и истории архитектуры Украины. 2000. Вып. 1. С. 43–49.

Строение и эволюция земной коры Черного моря / Вольвовский Б.С., Соллогуб В.Б., Финетти И. и др. М.: Наука. 1992. 88 с.

Хапаев В.В. Историография XIX-XX вв. об истории крымских землетрясений античного и средневекового периодов // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Серия "Исторические науки". 2012. Т. 25(64). № 1. С. 185– 198.

Челеби Э. Книга путешествия: Крым и сопредельные области. Симферополь: Доля. 2008. 185 с.

Шебалин Н.В. К оценке максимальной сейсмической опасности Крымско-Таманского региона. Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостой-кость строительства. 1972. С. 14–20.

Якобсон А.Л. Средневековый Крым: очерки истории и истории материальной культуры. М.–Л.: изд-во "Нау-ка". 1964. 232 с.

Archaeoseismology (British school at Athens) / Ed. by S. Stiros, R.E. Jones. 1996. Fitch Laboratory Occasional Paper 7. 268 p.

Belik Y.L., Korzhenkov A.M., Kulikov A.V., Larkov A.S., Marahanov A.V., Ovsyuchenko A.N., Rogozhin E.A. Seismogenic deformations in the walls of the late medieval Yeni-Kale fortress in Eastern Crimea // Seismic Instruments. 2017. \mathbb{N} 53. P. 134–145.

Caputo R., Helly B. The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes // Tectonophysics. 2008. V. 453. P. 719.

Galadini F., Hinzen Kl.-G., Stiros S. Archaeoseismology: Methodological issues and procedure // J. Seismology. 2006. V. 10. P. 395–414.

Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Ivanova T.P., Avagyan A., Rukieh M., Minini H., Dodonov A.E., Bachmanov D.M. Seismic deformation in the St. Simeon Monasteries (Qal'at Sim'an), Northwestern Syria // Tectonophysics. 2008. V. 453. P. 122–147.

Kazmer M., Major B. Safita castle and rockfalls in the 'dead villages' of coastal Syria – an archaeoseismological study // Comptes Rendus Geoscience. 2015. V. 347. P. 181–190

Korzhenkov A.M., Mazor E. Structural reconstruction of seismic events: Ruins of ancient buildings as fossil seismographs // Science and New Technolology. 1999. № 1. P. 62–74.

Korjenkov A.M., Arrowsmith J.R., Crosby C., Mamyrov E., Orlova L.A., Povolotskaya I.E., Tabaldiev K. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, Northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) // J. Seismology. 2006. № 10. P. 431–442.

Martín-González F. Earthquake damage orientation to infer seismic parameters in archaeological sites and historical earthquakes // Tectonophysics. 2018. V. 724–725. P. 137–145.

Nakapelyukh M., Belskyi V., Ratschbacher L. Geometry and Cenozoic evolution of the Crimean fold-thrust belt from cross-section balancing and kinematic forward modeling // Geophysical J. V. 40(2). P. 12–29.

https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128877

Rodríguez-Pascua M.A., Pérez-López R., Giner-Robles J.L., Silva P.G., Garduño-Monroy V.H., Reicherter K. A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures // Quaternary International. 2011. V. 242. P. 20–30.

Sintubin M., Stewart Iain S. A Logical Methodology for Archaeoseismology: A Proof of Concept at the Archaeological Site of Sagalassos, Southwest Turkey // Bulletin of the Seismological Society of America. 2008. V. 98. № 5. P. 2209– 2230

Stewart Iain S., Piccardi L. Seismic faults and sacred sanctuaries in Aegean antiquity // Proceedings of the Geologists' Association. 2017. V. 128. P. 711–721.

Traces of the Strong Devastating Earthquakes in the Khan's Palace and its Vicinity, Bakhchisarai, Crimea

D. A. Moiseev^{*a*, *}, A. M. Korjenkov^{*b*, **}, A. N. Ovsyuchenko^{*b*, ***}, E. A. Rogozhin^{*b*, ****}, and A. S. Lar'kov^{*b*, *****}

^aBakhchisarai Historical, Cultural and Archaeological Museum-Reserve, Bakhchisarai, Crimea, 98405 Russia

^bSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

*e-mail: ohota_d@ukr.net **e-mail: korzhenkov@ifz.ru ***e-mail: ovs@ifz.ru ****e-mail: eurog@ifz.ru ****e-mail: las119@yandex.ru

This paper addresses the study of an ancient earthquake that had significantly damaged the Khan's Palace in Bakhchisarai at the end of the 17th century. However, it is currently barely possible to find the traces of this catastrophic event in the walls of the Khansarai. Our studies have shown that this is mainly due to the numerous repairs and restorations which have been constantly conducted at the monument. It is only the fact that one of the objects of the Khan's palace (the "eastern structure") was plundered 2013 that allowed us to identify the internal structure of its walls and to reveal a clearly expressed seismogenic deformation of the brick arch with its subsequent repair. For accurately dating the seismic event, we carried out the search for the analogies which revealed similar damage in the walls of the Eski-Dyurbe mausoleum, the monuments of the first palace of the Crimean khans in Salachik (Zyndzhirly medrese and the Khadzhi-Girei dyurbe mausoleum) and the Big Kenassa of the Chufut-Kale fortress. Comparison of the chronology of the "eastern structure" and other monuments and the peculiarities of their seismic deformations allowed us to correlate the damage of these structures to the Salachik earthquake of April 30, 1698, which had the epicentral region in the West Crimean seismogenic zone and local intensity in the Bakhchisarai region $I_I = VIII-IX$ (on MSK-64 scale).

Keywords: Khan's palace, earthquake, deformation, Eski-Dyurbe, Big Kenassa, kinetic identifier

УДК 550.371: 550.348

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2021 г. С. А. Рябова^{1, *}, А. А. Спивак¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

**E-mail: riabovasa@mail.ru* Поступила в редакцию 02.12.2020 г. После доработки 26.02.2021 г. Принята к публикации 03.03.2021 г.

На основе данных Центра геофизического мониторинга г. Москвы и Геофизической обсерватории "Михнево" ИДГ РАН выполнен анализ вариаций вертикальной компоненты электрического поля и атмосферного тока в приземной атмосфере, сопровождающих сильные землетрясения. Рассматривались сейсмические события, произошедшие в периоды, характеризующиеся отсутствием возмущений электрического поля и атмосферного тока, вызванных техногенными источниками, а также природными источниками, не связанными с землетрясениями. Отмечено, что землетрясения сопровождаются повышенными локальными вариациями электрического поля в периода сейсмических волн в пункт наблюдений и вариациями, вызванными очаговой областью сейсмического события. В последнем случае эффект проявляется в виде бухтообразного понижения и повышения, а также знакопеременных вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля. Одновременно землетрясения сопровождаются повышенными атмосферного тока. Впервые показано, что основной толчок сопровождается повышенными вариациями электрических характеристик приземной атмосферы на значительных расстояниях от очага сейсмического события.

Ключевые слова: землетрясение, сейсмические волны, электрическое поле, атмосферный ток, вариации. **DOI:** 10.31857/S0002333721040074

1. ВВЕДЕНИЕ

Динамические проявления землетрясений и сопутствующие им геофизические эффекты являются в настоящее время одним из наиболее важных объектов исследований в области наук о Земле. Несмотря на достигнутый технический прогресс и расширение сети инструментальных наблюдений, землетрясение как катастрофическое явление и его геофизические последствия остаются недостаточно изученными и прогнозируемыми.

Землетрясения — весьма быстрые упругие колебания мантии и литосферы и вызванные ими сотрясения земной поверхности, происходящие при взрывообразном высвобождении механической энергии в очагах на глубинах от 3 до 750 км, сопровождаются не только сейсмическими сигналами, изменением напряженно-деформируемого состояния земной коры в результате, например, медленных и быстрых подвижек по границам блоков и разломов, деформированием поверхностного слоя земной коры, но также интенсивной активизацией различных геофизических процессов [Адушкин и др., 2018; Серафимова, Копылова, 2010; Сидорин, 1992; Thompson, 1936]. При этом одним из наиболее интересных и важных эффектов, вызванных землетрясениями, являются вариации электрического поля в приземной атмосфере Земли. Изучение указанного эффекта имеет не только фундаментальное, но и практическое значение. Это связано со все возрастающей необходимостью разработки новых, более совершенных методов и способов описания свойств земной коры и диагностики ее геодинамического состояния. Действительно, интенсивность преобразования энергии колебаний твердой среды в энергию электрического поля во многом определяется ее строением, а также физико-механическими характеристиками, в частности ее напряженно-деформированным состоянием [Мигунов, 1984]. По отклику на землетрясения в виде генерации электрических сигналов можно судить о свойствах твердой среды, действующих напряжениях и характере деформаций [Мигунов, 1984; Mikhailov et al., 1997; Zhu, Toksoz, 2005]. Особое значение это имеет при определении степени современной активности разломных зон либо выделении их активных участков [Соловьев, Спивак, 2006; 2009; Thompson, Gist, 1993]).

Можно полагать, что началу исследований влияния землетрясений на электрическое поле Земли положила работа Р. Томпсона [Thompson, 1936], в которой впервые описан эффект возникновения вариаций электрического поля в горных породах под действием упругих колебаний, который Р. Томпсон назвал сейсмоэлектрическим эффектом. Позже были предложены механизмы преобразования механической энергии в электрическую, связанные с разделением электрических зарядов при движении дислокаций, в результате пиннинг/депиннинг эффектов, а также деформирования композитных сред [Соболев, Демин, 1980].

Значительный вклад в исследование сейсмоэлектрического эффекта был сделан в работах [Иванов, 1940; Френкель, 1944], в которых в качестве механизма был предложен и рассмотрен эффект смещения электрических зарядов в диффузной области двойного слоя, существующего в горных породах на границе твердых минералов и внутрипоровой влаги. Возможны и другие механизмы преобразования механической энергии в энергию электрического поля при деформировании и разрушении горных пород (сейсмоэлектрический эффект 1-го рода), в основе которых лежат пьезо- и трибоэлектрические явления, механохимические процессы на границе зерен и т.д.

Наряду с сейсмоэлектрическим наблюдаются эффекты, обусловленные процессами, протекающими в очаговой зоне землетрясения. Действительно, исследования последних лет убедительно свидетельствуют о связи между процессами, сопровождающими подготовку землетрясений и их развитие, и возмущениями в приземной атмосфере и ионосфере [Гохберг, Шалимов, 2008; Сейсмоионосферные..., 2012; Собисевич, 2020; Собисевич и др., 2020; Сурков, 2000; Михайлов и др., 2002; Науакаwа, 1999]. В частности, на основе анализа данных мониторинга в приповерхностных слоях Земли и спутниковых данных показано, что на последней стадии подготовки (главным образом, за несколько дней и часов до главного толчка), а также в периоды основного толчка и афтершоковой активности возникают электромагнитные возмущения в широком спектральном интервале [Гульельми, Зотов, 2012; Собисевич и др., 2013; Chavez et al., 2011; Hattori, 2004; Johnston, 1997]. Такого рода исследования носят не только фундаментальный, но и прикладной характер в части совершенствования и разработки новых подходов к прогнозу сейсмических событий и совершенствования их описаний с учетом сопутствующих геофизических явлений [Соболев, Пономарев, 2003; Hayakawa, 2013].

Как можно судить по имеющимся публикациям [Моргунов, 2000; Руленко и др., 1992; Михайлов и др., 2006; Hao et al., 1998], вызванные очаговой зоной землетрясений аномалии в поведении электрического поля проявляются в основном в виде бухтообразного понижения вертикальной компоненты напряженности Е, перед землетрясением относительно фоновых вариаций (в некоторых случаях даже со сменой знака) или в виде цуга колебаний разной частоты. Амплитуда таких возмущений может достигать ~1 кВ/м перед сильными землетрясениями [Руленко, 2000; Копdo, 1968; Smirnov, 2008], но вместе с тем зависит от магнитуды готовящегося землетрясения и расстояния от места регистрации возмущений до эпицентра землетрясения [Смирнов, 2005; Корсунова и др., 2013].

В большинстве случаев вызванные аномалии электрического поля объясняются влиянием на электропроводность приземной атмосферы подпочвенного радона (222Rn), интенсивность поступления в атмосферу которого резко возрастает при активном образовании трещин перед землетрясением и в момент основного толчка. [Шулейкин, 2003; Pulinets, Boyarchuk, 2004]. Существование указанного механизма подтверждается увеличением почти на 20% эксхаляции радона в период, предшествующий землетрясениям [Рудаков, 2009; Фирстов и др., 2015; Koike et al., 2014]. Аномальные концентрации радона регистрируются на расстояниях вплоть до 3400 км от эпицентра землетрясения [Уткин, Юрков, 2010]. При этом следует отметить, что наличие вертикального турбулентного переноса инжектируемых в атмосферу заряженных аэрозолей на стадии подготовки землетрясения приводит к возникновению стороннего электрического тока [Liperovsky et al., 2005].

Электрические аномалии в зоне землетрясения могут быть также связаны с механоэлектрическими процессами, сопровождающими деформирование и разрушение горных пород [Gyulai, Hartly, 1928; Molchanov, Hayakawa, 2008]. Электрические аномалии могут быть также связаны, например, с возникновением электрических зарядов в результате сжатия магматических и метаморфных пород в зонах тектонических разломов с последующим переносом положительно заряженных "дырок" к земной поверхности [St-Laurent et al., 2006; Freund et al., 2006; 2009] либо с образованием электрически заряженных трешин [Моргунов, Мальцев, 2003], порождающих дополнительное электрическое поле в атмосфере. Существенными факторами, оказывающими влияние на интенсивность механоэлектрических процессов, является проводимость флюидов, заполняющих поры и трещины в горных породах, а также фрагментарность горных пород,

величина которой определяет степень их подверженности деформированию [Соловьев, Спивак, 2006; 2009; Алексеев, Аксенов, 2003].

Следует отметить, что рассмотренные примеры механизмов образования, вызванных сейсмическими событиями электрических аномалий, не объясняют выявленное во многих случаях изменение хода напряженности электрического поля непосредственно перед землетрясениями и особенно в период основного толчка [Руленко и др., 1996; Kachakhidze, 2000]. В этой связи остаются актуальными инструментальные исследования, направленные на установление отклика атмосферного электрического поля на землетрясения.

В настоящей работе представлены предварительные результаты инструментальных наблюдений за вариациями напряженности электрического поля и атмосферного тока в приземной атмосфере, сопровождающими сильные землетрясения.

2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных в настоящей работе привлекались данные регистрации вертикальной компоненты напряженности электрического поля Е, в Центре геофизического мониторинга г. Москвы (ЦГМ) с координатами 55.71° N; 37.57° Е и в Геофизической обсерватории "Михнево" (MHV) с координатами 54.94° N: 37.73° Е Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, расположенных в центральной части Восточно-Европейской платформы на расстоянии ~85 км друг от друга [Адушкин и др., 2016; Спивак и др., 2016]. Непрерывные наблюдения за вариациями атмосферного электрического поля организованы с 2008 г. в MHV и с 2014 г. в ЦГМ. Мониторинг электрического поля проводится с использованием электростатических флюксметров ИНЭП, технические характеристики которых обеспечивают устойчивую регистрацию напряженности электрического поля в частотном диапазоне от 0 до 20 Ги с амплитудами от 1 В/м до 10 кВ/м и более с точностью $\pm 5\%$ в зависимости от конкретного экземпляра прибора (с целью очистки рабочих поверхностей ИНЭП от загрязнения регистраторы периодически сменяются). При анализе использовались ряды данных с частотой опроса 0.2 Гц.

В дополнение к данным мониторинга вариаций вертикальной составляющей напряженности электрического поля при выполнении исследований использовались данные непрерывной регистрации атмосферного тока в MHV, выполненные вблизи земной поверхности. Измерения вертикального атмосферного тока осуществлялись с помощью компенсационного регистратора тока с частотой выборки 1 Гц [Барышев и др., 2009]. Вследствие высокой временной вариабельности атмосферного тока в настоящей работе использовались ряды его абсолютных значений *I*, усредненные по одноминутным интервалам.

Обработка данных инструментальных наблюдений с определением амплитудных и временных параметров, вызванных землетрясениями вариаций электрического поля, выполнялась с использованием методов анализа цифровых рядов и выделения полезных сигналов, предложенных в работе [Хаттон и др., 1989]).

В настоящей работе вариации электрического поля исследовались при сильных землетрясениях с магнитудой $M \ge 5$ при рассмотрении сейсмоэлектрического эффекта и $M \ge 6.5$ при рассмотрении эффекта, связанного с очаговыми зонами рассматриваемых событий. Выбор событий определялся погодными условиями в пунктах регистрации и отсутствием помех. Анализировались данные, полученные в периоды, характеризующиеся отсутствием вариаций электрического поля, вызванных техногенными источниками и источниками в виде локально проявляющихся природных процессов (прохождение атмосферных фронтов, ураганы, шквалы), а также каких-либо осадков, в том числе тумана и дымки, и плотной облачности) [Адушкин и др., 2018; Клейменова и др., 2010; Семенов, 1982; Israelsson, 1978]. Кроме того, выбирались периоды с низкой геомагнитной активностью и отсутствием близких по времени других землетрясений.

3. СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сейсмоэлектрический эффект удобно рассмотреть на основе данных Геофизической обсерватории "Михнево", в которой в течение продолжительного периода времени выполняются сейсмические наблюдения (сейсмическая станция MHV) и синхронные с ними измерения электрического поля. Анализ полученных в настоящей работе данных показывает, что прохождение сейсмических волн, вызванных землетрясениями¹, в подавляющем большинстве случаев сопровождается вариациями напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы [Адушкин и др., 2016; Локтев и др., 2015]. При этом максимум амплитуды вызванных вариаций Е* наблюдается в большинстве случаев практически синхронно с сейсмическими возмущениями. В качестве примера синхронного с сейсмическим сигналом отклика Е_z на рис. 1 приведены совместно записи сейсмического возмущения, вызванного землетрясением магнитудой 5.2 на архипелаге Додеканес 22.08.2014 г. (данные MHV, расстояние от очага события ~2000 км). Из рис. 1

¹ И другими сейсмическими событиями, например массовыми взрывами на карьерах.



Рис. 1. Пример вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере в период прихода сейсмического сигнала, вызванного землетрясением на архипелаге Додеканес (Греция) с магнитудой 5.1 (22.08.2014 г.); *I* – группа поверхностных волн, *II* – головная волна, *A* – амплитуда сейсмического сигнала.

следует, что в период прихода группы поверхностных волн наблюдается аномальная бухтообразная положительная вариация E_z с максимальной амплитудой $E^* \sim 80$ В/м при максимальных значениях сейсмического сигнала. В то же время меньший по амплитуде отклик $E^* \sim 40$ В/м зарегистрирован также и в период прихода головной волны. Длительности обеих вариаций E_z примерно совпадают с длительностями соответствующих сейсмических волн.

Особый интерес представляет возможная количественная связь между интенсивностью сейсмического воздействия и вызванными вариациями электрического поля. Полученная по итогам анализа в общей сложности 72 сейсмических событий [Локтев и др., 2015] зависимость между максимальной амплитудой сейсмического сигнала A^* и максимальной амплитудой вариации E^* приведена на рис. 2. Несмотря на значительный разброс, данные рис. 2 свидетельствуют о том, что в целом при увеличении амплитуды сейсмического сигнала амплитуда вариаций электрического поля на земной поверхности растет. Для качественных оценок зависимость $E^*(A^*)$ допустимо представить в виде:

$$E^* \sim 42.7A^* + 28.$$

4. ОТКЛИК ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ВОЗМУЩЕНИЯ, ВЫЗВАННЫЕ ОЧАГОВОЙ ЗОНОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Результаты измерений E_z показали, что в периоды землетрясений характер и амплитуды вызванных вариаций электрического поля, зарегистриро-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

ванных в MHV и ЦГМ, близки между собой. Это позволяет в дальнейшем с целью упрощения анализа приводить в качестве иллюстрации результаты измерений E_{z} , выполненных в ЦГМ, где получен больший объем данных по сравнению с МНV вследствие большего количества временных периодов, благоприятных по погодным и указанным выше негативным геофизическим условиям в периоды землетрясений с магнитудой *M* ≥ 6.5 (перечень событий приведен в табл. 1). Обработка и анализ временного хода E_z свидетельствуют о том, что землетрясения сопровождаются повышенными вариациями электрического поля на фоне естественных суточных изменений [Спивак и др., 2019]. При этом наблюдаются три основных вида вызванных вариаций *E*_z, а именно: 1) квазипериодические знакопеременные, 2) бухтообразные с уменьшением Е_z и 3) бухтообразные с повышением Е_z. Вызванные вариации в случае бухтообразного вида характеризуются максимальной амплитудой E^{*2} и длительностью T^3 , в случае, когда вариации имеют знакопеременный вид, — максимальной амплитудой Е* и преимущественным периодом Т*4.

² Максимальная амплитуда E* — максимальное отклонение значения E_z после момента главного толчка землетрясения относительно тренда, вычисленного по методологии, описанной в работе [Бахмутский, 2011].

³ Начало вызванных вариаций определялось по резкому изменению амплитуды $E_z(t)$ на фоне тренда [Хаттон и др., 1989]; окончание вариаций определялось по выходу вариаций на величину фоновых значений.

⁴ Период определялся как регулярный интервал, через который *E_s(t)* повторяла свои значения.



Рис. 2. Зависимость между максимальной амплитудой сейсмического сигнала A^* и максимальной амплитудой вариации электрического поля E^* ; штриховыми линиями обозначен 95%-й доверительный интервал линейного уравнения регрессии.⁵

В качестве примера на рис. 3 приведены повышенные вариации E_z знакопеременного вида, зарегистрированные в период землетрясений 25.02.2018 г., 22.10.2018 г., 09.11.2018 г. и 15.05.2020 г. Подобный характер вариаций E_z зарегистрирован в общей сложности при 20 событиях из списка табл. 1. Среднее значение E^* составляет ~20 В/м (табл. 2) при отсутствии выраженной тенденции к увеличению либо уменьшению амплитуды вариаций с расстоянием. Длительность вызванных вариаций составляет в этом случае ~25–110 мин при среднем значении $T_0 \sim 60$ мин. Период вариаций, хорошо выделяемый на фоне суточного хода, составляет ~4–20 мин при среднем значении $T_0^* \sim 8$ мин.

В качестве примеров положительных бухтообразных вариаций E_z на рис. 4 приведены результаты регистрации, выполненной в периоды землетрясений 19.08.2018 г., 07.07.2019 г., 23.06.2020 г. и 19.10.2020 г. Подобный характер вариаций E_z зарегистрирован в общей сложности при 11 событиях из списка табл. 1. Амплитуда вариаций E^*

находится в интервале: 10–100 В/м при среднем значении $E_0^* \sim 50$ В/м. Длительность вариаций колеблется в интервале 10–75 мин при среднем значении $T_0 \sim 40$ мин.

Примеры хорошо выраженных отрицательных бухтообразных вариаций E_z представлены на рис. 5 (землетрясения 23.01.2018 г., 28.01.2018 г., 16.02.2018 г. и 06.07.2018 г.). Следует отметить, что подобный характер вариаций зарегистрирован также при землетрясениях 24.08.2018 г. и 05.09.2018 г. Таким образом отрицательное бухтообразное возмущение электрического поля наблюдалось при 6 землетрясениях.

В рассматриваемом случае отрицательной бухтообразной вариации E_z в период землетрясений амплитуда вариаций E^* заключена в интервале 20–130 В/м при среднем значении $E_0^* \sim 65$ В/м. Длительность отрицательной бухтообразной вариации заключена в интервале 15–65 мин при среднем значении $T_0 \sim 38$ мин.

5. ВАРИАЦИИ АТМОСФЕРНОГО ТОКА

Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о наличии ярко выраженной реакции атмосферного тока на сильные землетрясения. В большинстве случаев в периоды рассмотренных землетрясений наблюдается увеличение амплитудных вариаций атмосферного тока, причем в вариациях абсолютных значений I хорошо просматривается периодичность. Также следует отметить сходный характер повышенных вариаций тока в периоды землетрясений, которым сопутствуют разные по рассмотренным выше типам вариации E_z .

В качестве примера на рис. 6 приведены характерные примеры вариаций *I*, которые сопутствуют событиям 23.01.2018 г. (отклик E_z в виде отрицательной бухты), 29.03.2018 г. (отклик E_z в виде положительной бухты), 07.07.2019 г. (отклик E_z в виде положительной бухты) и 15.05.2020 г. (отклик E_z в виде знакопеременных вариаций).

В целом вариации атмосферного тока в периоды землетрясений характеризуются амплитудой в интервале 0.5-5 пА/м² и доминирующим периодом в интервале примерно 10-20 мин при среднем значении ~12 мин.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные свидетельствуют о том, что в периоды сильных землетрясений наблюдаются вариации электрических характеристик атмосферы, причем, как показывают результаты инструментальных наблюдений, на значительных расстояниях от очага события. Следует отметить, что по сравнению с возмущениями, вызван-

⁵ Уравнение линейной регрессии и его доверительный интервал вычислялись по методике, описанной в работе [Рябова, 2020].

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

№ п/п	Дата	Время (UTC)	Магнитуда	<i>h</i> , км	Район	<i>R</i> , км	<i>Т</i> , мин	<i>Т</i> *, мин	<i>Е</i> *, В/м
1+	14.11.2018	9:18	7.1	40	Перу	12864	80		~70
2	23.01.2018	9:31	7.9	14	Аляска	6211	80	_	~130
3	28.01.2018	16:03	6.6	10	Африка		65	_	~120
4	16.02.2018	23:39	7.2	22	Мексика	11054	15	_	~30
5	25.02.2018	17:44	7.5	25	Новая Гвинея	11516	_	16	~50
6	08.03.2018	17:39	6.8	23	Новая Гвинея	12007	_	5	~10
7+	29.03.2018	21:25	6.9	35	Новая Гвинея	12011	60	_	~50
8 ⁺	19.08.2018	14:56	6.9	21	Индонезия	10065	30	_	~50
9	24.08.2018	9:04	7.1	630	Перу	12191	15	_	~20
10^{+}	05.09.2018	18:07	6.6	35	Япония	7024	32	_	~80
11	10.09.2018	4:19	6.9	115	Н. Зеландия	16136	10	_	~10
12	30.09.2018	10:52	6.7	550	О-ва Фиджи	14948	_	6	~20
13	10.10.2018	20:48	7.0	39	Новая Гвинея	12009	_	6	~10
14	13.10.2018	11:10	6.7	461	Курильские о-ва (Россия)	6649	_	5	~20
15	22.10.2018	6:16	6.5	10	Канада	8365	_	4	~20
16	25.10.2018	22:54	6.8	14	Греция	2331	_	8	~20
17	09.11.2018	1:49	6.7	10	Свальбард и Ян-Майен	2936	_	6	~10
18	18.11.2018	20:25	6.8	540	О-ва Фиджи	14857	_	12	~35
19	05.01.2019	19:25	6.8	570	Бразилия	11976	_	8	~25
20	15.01.2019	18:06	6.6	35	О-в Вануату	13654	_	8	~18
21	20.01.2019	1:32	6.7	63	Чили	13891	-	6	~10
22	06.05.2019	21:19	7.1	146	Новая Гвинея	11831	_	3	~10
23	26.05.2019	7:41	8.0	122	Перу	11990	_	12	~25
24^{+}	15.06.2019	22:55	7.3	46	Н. Зеландия	16109	20	—	~12
25^{+}	07.07.2019	15:08	6.9	35	Индонезия	9862	22	—	~30
26	02.08.2019	12:03	6.9	49	Индонезия	9252	_	16	~26
27	14.11.2019	16:17	7.1	33	Индонезия	9776	—	5	~13
28	25.03.2020	2:49	7.5	58	Курильские о-ва (Россия)	7182	—	7	~15
29	02.05.2020	15:51	6.5	10	Греция	2489	—	8	~30
30	15.05.2020	11:03	6.5	3	Невада (США)	9404	—	20	~30
31 ⁺	23.06.2020	15:29	7.4	20	Мексика	11018	75	_	~70
32	06.07.2020	22:54	6.6	533	Индонезия	9448	42	_	~20
33+	18.08.2020	0:03	6.6	26	Филиппины	8754	48	_	~70
34	30.08.2020	21:20	6.5	10	Атлантика	8528	_	5	~20
35+	01.09.2020	21:09	6.5	15	Чили	13705	35	—	~100
36+	06.09.2020	6:51	6.7	10	Атлантика	5340	15	_	~60
37+	19.10.2020	20:54	7.6	35	Аляска	7730	70	_	~50

Таблица 1. Перечень рассмотренных землетрясений¹

Примечание: знаком "⁺" помечены номера событий, которым сопутствуют положительные бухтообразные вариации *E_z*. ¹ Характеристики землетрясений приведены в соответствии с каталогом USGS



Рис. 3. Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере в периоды землетрясений 25.02.2018 г. (а); 15.05.2020 г. (б); 22.10.2018 г. (в) и 09.11.2018 г. (г). Здесь и далее: время в очаге приведено в поле рисунка и отмечено вертикальной закрашенной стрелкой; вертикальными незакрашенными стрелками обозначены начало и окончание вызванных вариаций; штриховая линия – линия тренда¹.

ными прохождением грозовых ячеек и сильных атмосферных фронтов [Спивак и др., 2017; 2018], амплитуды вариаций E_z при землетрясениях достаточно малы. Однако здесь следует иметь в виду не столько энергетическую, сколько информационную значимость рассматриваемого эффекта при всестороннем описании сейсмических процессов и межгеосферных взаимодействий в системе литосфера—атмосфера—ионосфера. Характер вариаций E_z , сопутствующих землетрясениям, в ряде случаев достаточно сложный. Например, не всегда можно однозначно решить вопрос о типе вызванных вариаций E_z . Так, хотя и в небольшом количестве случаев, происходит комбинирование двух типов вариаций — бухтообразной и знакопеременной. В качестве примера на рис. 7 приведены вариации E_z при некоторых событиях: 29.03.2018 г., 05.09.2018 г., 13.10.2018 г. и 20.01.2020 г. Из рис. 7 видно, что в целом бухтообразные вариации E_z осложнены наложением знакопеременной составляющей. Такой характер вызванных вариаций может, в частности, свидетельствовать о суперпозиции разных механизмов генерации вызванных возмущений E_z .

Наблюдаемые при землетрясениях возмущения E_z , как это следует из данных табл. 1, регистрируются на больших расстояниях от очага со-

Таолица 2.	Парамет	ры вызванных	к вариаций
------------	---------	--------------	------------

Характер вариаций	Знакопеременный	Положительная бухта	Отрицательная бухта	
Диапазон изменения				
<i>Е</i> * (В/м)	10-50	10-100	20-130	
<i>E</i> ₀ [*] (В/м)	~20	~50	~65	
Длительность вызванных вариаций (мин)	25-110	10-75	15-65	
<i>Т</i> ₀ (мин)	~53	~42	~38	
Период колебаний (мин)	4-20	—	-	
<i>Т</i> ₀ [*] (мин)	~8	_	_	



Рис. 4. Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере в периоды землетрясений 19.08.2018 г. (а); 07.07.2019 г. (б); 23.06.2020 г. (в) и 19.10.2020 г. (г).



Рис. 5. Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере в периоды землетрясений 23.01.2018 г. (а); 28.01.2018 г. (б); 16.02.2018 г. (в) и 06.07.2020 г. (г).

бытия именно в период самого сейсмического события⁶: либо в момент, близкий к моменту основного толчка, либо с некоторым опережением за 5–30 мин до него. Это свидетельствует о том, что, во-первых, возмущающее действие очага может проявляться не только в момент основного толчка, но и на заключительной стадии его подготовки, т.е. в период наиболее интенсивного протекания геофизических процессов в окрестности очага, и, во-вторых, о высокой скорости распространения возмущений до места регистрации.

⁶ Начало вызванных вариаций определялось по резкому изменению амплитуды $E_z(t)$ на фоне тренда [Хаттон и др., 1989].



Рис. 6. Вариации вертикальной компоненты электрического тока в приземной атмосфере по данным MHV в периоды землетрясений 23.01.2018 г. (а); 29.03.2018 г. (б); 07.07.2019 г. (в) и 15.05.2020 г. (г).



Рис. 7. Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере по данным ЦГМ в периоды землетрясений 29.03.2018 г. (а); 05.09.2018 г. (б); 13.10.2018 г. (в) и 20.01.2020 г. (г).

Последнее может говорить о том, что в качестве основного канала передачи возмущения на расстояния может выступать ионосфера. Действительно, скорость распространения по ионосфере сформировавшихся в эпицентральной зоне землетрясения, например, магнитогидродинамических волн может достигать 20 км/с [Сорокин, Федорович, 1982]. Следует обратить внимание также на амплитуду вызванных вариаций. Несмотря на значительную разницу в расстояниях от пункта регистрации до очагов землетрясений R^7 , амплитуда вариаций E^*

⁷ Например, для событий, которым сопутствуют знакопеременные вариации E_z , расстояния *R* составляют от 2331 до 14948 км.

находится в достаточно узком интервале по сравнению с максимальными значениями E_z . Это свидетельствует о слабом затухании возмущения, возникшего в эпицентральной зоне землетрясения, с расстоянием.

Если вопрос о механизме вариаций, вызванных сейсмическим сигналом, в целом более или менее понятен и связан с формированием аэроэлектрических структур в приземной атмосфере при ее возмущении поверхностными волнами от землетрясений [Анисимов, Мареев, 2000; Голицын, Кляцкин, 1967; Гохберг и др., 1998; Швед и др., 2018], то вопрос о механизмах, вызывающих повышенные вариации электрического поля за счет процессов, протекающих в эпицентральной зоне землетрясений, не решен окончательно, особенно в части достаточно быстрой передачи возмущения на большие расстояния при его достаточно слабом затухании [Гохберг, Шалимов, 2008; Шалимов, 2018; Шереметьева, 2013]. Это затрудняет физическое описание наблюдаемого эффекта в настоящее время. Рассмотрение конкретных механизмов генерации возмущений электрических характеристик приземной атмосферы в эпицентральной зоне землетрясений и их быстрого распространения на большие расстояния – это предмет дальнейших исследований, требующих в первую очередь накопления эмпирических данных, содержащих сведения о морфологических и амплитудных характеристиках вызванных возмущений Е₂. В известной мере именно это и явилось предметом настоящих исследований.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в настоящей работе данные подтверждают наличие сейсмоэлектрического эффекта в периоды прохождения сейсмических волн, который хорошо регистрируется в отсутствие сильных возмущений, вызванных другими источниками (прохождение атмосферных фронтов, грозовые явления, сильный ветер и т.д.). При этом можно предполагать, что интенсивность преобразования механической энергии сейсмических волн в энергию электрического поля определяется в целом амплитудой сейсмического сигнала. Дальнейшие исследования в этой части должны быть связаны с определением зависимости сейсмоэлектрического эффекта от характеристик сейсмического сигнала (тип, спектральные характеристики волн и т.д.), а также с установлением конкретных механизмов преобразования энергии механических колебаний в неоднородной среде в энергию электрического поля.

Результаты выполненных исследований свидетельствуют о том, что при сильных землетрясениях наблюдаются возмущения электрических характеристик приземной атмосферы: E_z и *I* на значительных расстояниях, вызванные, вероятнее всего, процессами, протекающими в очаговой зоне основного толчка. В частности, как показано, выделяются три типа вызванных вариаций E_z , а именно: в целом в виде отрицательной либо положительной бухты, а также в виде цуга колебаний с определенным периодом, что косвенно свидетельствует о возможном наличии по крайне мере трех разных возмущающих механизмов. При этом нельзя исключать из рассмотрения вопрос о возможной суперпозиции воздействия этих механизмов на электрическое поле атмосферы.

Развитие настоящей работы связано с поиском определяющих параметров рассматриваемого эффекта, в перечень которых помимо характеристик основного толчка, расстояния до места регистрации и т.д. требуется включить глобальные и локальные характеристики атмосферы и ионосферы, учитывая возможную определяющую роль последней в распространении сигналов, вызванных в очаговой зоне землетрясения, на большие расстояния.

Представленные результаты дополняют соответствующую базу данных и могут представлять интерес при совершенствовании известных и разработке новых моделей влияния землетрясений на окружающую геофизическую среду и их верификации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках государственного задания (код темы АААА-А-19-119021890067-0, шифр темы 0146-2019-0009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Локтев Д.Н., Спивак А.А. Сейсмоэлектрический эффект по данным геофизической обсерватории Михнево // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 4. С. 454–457.

Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. "Михнево": от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108–119.

Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А. Электрические поля техногенных и природных процессов. М.: ГЕОС. 2018. 459 с.

Алексеев А.С., Аксенов В.В. Об электрическом поле в очаговой зоне землетрясений // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 1. С. 106–110.

Анисимов С.В., Мареев Е.А. Аэроэлектрические структуры в атмосфере // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 101–104.

Бахмутский М.Л. Алгоритм выделения тренда зашумленных больших временных рядов // Программные продукты и системы. 2011. № 4. С. 36–40.

Барышев В.И., Вааг Л.Л., Гаврилов Б.Г., Полетаев А.С. Датчик приземного вертикального тока атмосферы //

Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. 2009. С. 358–364.

Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызванные движениями земной поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967. Т. 3. № 10. С. 1044–1052.

Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука. 1998. 176 с.

Гохбере М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука. 2008. 295 с.

Гульельми А.В., Зотов О.Д. О магнитных возмущениях перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2012. № 2. С. 84–87.

Иванов А.Г. Сейсмоэлектрический эффект второго рода // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. 1940. № 5. С. 599–626.

Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Кубицки М., Михновский С. Утренние полярные суббури и вариации атмосферного электрического поля // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 1. С. 51–60.

Корсунова Л.П., Хегай В.В., Михайлов Ю.М., Смирнов С.Э. Закономерности в проявлении предвестников землетрясений в ионосфере и приземных атмосферных электрических полях на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2013. Т. 53. № 2. С. 239–246.

Локтев Д.Н., Спивак А.А., Волосов С.Г. Сейсмоэлектрические эффекты по данным наблюдений на геофизической обсерватории "Михнево" ИДГ РАН. Динамические процессы в геосферах. Вып. 7. М.: ГЕОС. 2015. С. 107–112.

Мигунов Н.И. Об использовании сейсмоэлектрических явлений для изучения напряженного состояния насыщенных горных пород // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1984. № 9. С. 20–28.

Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Депуева А.Х., Бузевич А.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э., Фирстов П.П. Вариации различных атмосферно–ионосферных параметров в периоды подготовки землетрясений на Камчатке: предварительные результаты // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42. № 6. С. 805–813.

Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э. Электрические и электромагнитные процессы в приземной атмосфере перед землетрясениями на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2006. Т. 46. № 6. С. 839–852.

Моргунов В.А. Пространственные неоднородности электрического поля как фактор лито-ионосферных связей. Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН. 2000. С. 106–113.

Моргунов В.А., Мальцев С.А. Модель квазистационарного электрического поля литосферной природы. Пятая Российская конф. по атмосферному электричеству: сб. тр. в двух томах, 22–26 сентября 2003 г., Владимир. Владимир: изд-во Транзит ИКС. 2003. Т. 2. С. 59–61.

Рудаков В.П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир. 2009. 175 с.

Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57–68.

Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф. Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед камчатским землетрясением 13.11.1993 M = 7.0 // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 6. С. 814—816.

Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник камчатского землетрясения 6.Ш.1992, *M* = 6.1 // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 6. С. 980–982.

Рябова С.А. Временные вариации магнитотеллурической функции (магнитного типпера) и их возможная связь с изменением уровня подземных вод // Проблемы недропользования. 2020. Т. 2. № 25. С. 166–172.

Сейсмоионосферные и сейсмоэлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне. Вып. 35. Новосибирск: Интеграционные проекты СО РАН. 2012. 304 с.

Семенов К.А. Хорошая погода и элементы атмосферного электричества // Труды ГГО. Вып. 455. Л.: Гидрометеоиздат. 1982. С. 112–113.

Серафимова Ю.К., Копылова Г.Н. Среднесрочные предвестники сильных ($M \ge 6.6$) землетрясений Камчатки 1987—2004 гг.: Ретроспективная оценка их информативности для прогноза // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 3–12.

Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 192 с.

Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45. № 2. С. 282–287.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К.Х. Результаты анализа инструментальных наблюдений аномальных геомагнитных возмущений, наведенных землетрясениями в геосферах. Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС. 2013. С. 329–341.

Собисевич Л.Е. Сейсмогравитационные процессы и гравиомагнитные возмущения – спутники геофизических катастроф // Геофизика. 2020. № 1. С. 70–76.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Лиходеев Д.В. Сейсмогравитационные процессы, сопровождающие эволюцию сейсмофокальных структур литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 53–61.

Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в земле. М.: Наука. 1980. 215 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестников. М.: Наука. 2003. 270 с.

Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные эффекты как следствие неоднородного строения и дифференциальных движений в земной коре. Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС. 2006. С. 196–204.

Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород // Физика Земли. 2009. № 2. С. 34–48.

Сорокин В.М., Федорович Г.В. Физика медленных МГД-волн в ионосферной плазме. М.: Энергоиздат. 1982. 136 с.

Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Аппаратура и методики

для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г.Москвы ИДГ РАН // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.

Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Акустические и электрические предвестники сильных грозовых явлений в условиях мегаполиса // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т. 16. № 4. С. 81–91.

Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Вариации геофизических полей при ураганах и шквалах // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 5. С. 592–595.

Спивак А.А., Рябова С.А., Харламов В.А. Электрическое поле в приземной атмосфере московского мегаполиса // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 4. С. 501–513.

Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М.: МИФИ. 2000. 448 с.

Уткин В.И., Юрков А.К. Радон как индикатор геодинамических процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 277–286.

Фирстов П.П., Макаров Е.О., Акбашев Р.Р. Мониторинг концентрации почвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с прогнозом сильных землетрясений // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 1. С. 60–80.

Френкель Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1944. Т. 8. № 4. С. 133–150.

Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. Теория и практика: Пер. с англ. М.: Мир. 1989. 216 с.

Шалимов С.Л. Атмосферные волны в плазме ионосферы (с геофизическими примерами). М.: ИФЗ РАН. 2018. 390 с.

Швед Г.М., Голицын Г.С., Ермоленко С.И., Кукушкина А.Е. Связь длиннопериодных собственных колебаний Земли с процессами в атмосфере // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 315–319.

Шереметьева О.В. Модели геомагнитных вариаций, обусловленных процессами в геосферных оболочках. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга. 2013. 95 с.

Шулейкин В.Н. Вариации элементов приземного атмосферного электричества перед сейсмическими событиями — причины, формы и масштабы проявления. Геофизика XXI столетия: 2002 г. М.: Научный мир. 2003. С. 396–404.

Chavez O., Perez-Enriquez R., Cruz-Abeyro J.A., Millan-Almaraz J.R., Kotsarenko A., Rojas E. Detection of electromagnetic anomalies of three earthquakes in Mexico with an improved statistical method // Nat. Hazards Earth Syst. 2011. V. 11. № 7. P. 2021–2027.

Freund F.T., Kulahci I., Cyr G., Ling J., Winnick M., Tregloan-Reed J., Freund M.M. Air ionization at rock surface and pre-earthquake signals // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2009. V. 71. P. 1824–1834.

Freund F.T., Takeuchi A., Lau B.W. Electric currents streaming out of stressed igneous rocks – A step towards understanding pre-earthquake low frequency EM emissions // Phys. Chem. Earth. 2006. V. 31. P. 389–396.

Gyulai Z., Hartly D. Elektrische leitfahigkeit verformer steinsalzkristalle // Zeitschrift fur physic. 1928. V. 51. № 5–6. P. 378–387.

Hao J.G., Tang T.M., Li D.R. A kind of information on short-term and imminent earthquake precursors: - research on atmospheric electric field anomalies before earthquakes // Acta Seismologica Sinica. 1998. V. 11. No 1. P. 121–131.

Hattori K. ULF Geomagnetic changes associated with large earthquakes // Terrestrial, Atmospheric and Ocean Sciences. 2004. V. 15. № 3. P. 329–360.

Hayakawa M. Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes. Tokyo: TERRAPUB. 1999. 996 p.

Hayakawa M. Earthquake prediction studies: Seismo-electromagnetics. Tokyo: TERRAPUB. 2013. 176 p.

Israelsson S. On the conception – fair weather condition in atmospheric electricity // Pure Appl. geophys. 1978. V. 116. P. 149–158.

Johnston M.J.S. Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity // Surv. Geophys. 1997. V. 18. P. 441–475.

Kachakhidze N. Electrical field potential gradient of atmosphere as a possible precursor of earthquakes // Bull. Georgian Natl. Acad. Sci. 2000. V. 161. № 3. P. 32–43.

Koike K., Yoshinaga T., Ueyama T., Asaue H. Increased radon-222 in soil gas because of cumulative seismicity at active faults // Earth, Planets Space. 2014. V. 66. P. 57.

Kondo G. The variation of the atmospheric electric field at the time of earthquake // Kakioka Magnet. Observ. Mem. 1968. V. 13. \mathbb{N} 1. P. 11–23.

Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Davidov V.F., Bogdanov V.V. On the possible influence of radon and aerosol injection into the atmosphere and ionosphere before earthquakes // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2005. V. 5. N_{2} 6. P. 783–789.

Mikhailov O.V., Haartsen M.V., Toksoz M.N. Electroseismic investigation of the shallow subsurface: field measurements and numerical modeling // Geophysycs. 1997. V. 62. P. 97–105.

Molchanov O.A., Hayakawa M. Seismo-electromagnetics and related phenomena. History and latest results. Tokyo: TERRAPUB. 2008. 189 p.

Pulinets S.A., Boyarchuk K. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer. 2004. 315 p.

Smirnov S. Association of the negative anomalies of the quasistatic electric field in atmosphere with Kamchatka seismicity // Nat. Hazards Earth Syst. 2008. V. 8. \mathbb{N} 4. P. 745–749.

St-Laurent F., Derr J.S., Freund F.T. Earthquake lights and the stress-activation of positive hole charge carriers in rocks // Phys. Chem. Earth. 2006. V. 31. P. 305–312.

Thompson R.R. The seismic-electric effect // Geophysics. 1936. V. 1. \mathbb{N} 3. P. 48–51.

Thompson A.H., Gist G.A. Geophysical applications of electrokinetic conversion // The leading Edge. 1993. V. 12. P. 1160–1173.

Zhu Z., Toksoz M.N. Seismoelectric and seismomagnetic measurements in fractured borehole models // Geophysics. 2005. V. 70. P. F45–F51.

Variations in the Electrical Characteristics of Surface Atmosphere during Strong Earthquakes: Observation Results

S. A. Riabova^{*a*, *} and A. A. Spivak^{*a*}

^aSadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia *e-mail: riabovasa@mail.ru

Based on the data of the Center for Geophysical Monitoring in Moscow (CGM) and the Geophysical observatory "Mikhnevo" of the Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciencwe (IDG RAS), variations in the vertical component of the electric field and atmospheric current in the surface atmosphere, accompanying the strong earthquakes, are analyzed. Seismic events were considered in the periods when the electric field and atmospheric current were not disturbed by man-made sources and by natural sources unrelated to the earthquakes. It is noted that the earthquakes are accompanied by the enhanced local variations in the electric field during the arrival of seismic waves at the observation point and the variations caused by the source area of the seismic event. In the latter case, the effect manifests itself in the form of a bay-like decrease and increase and alternating variations in the vertical component of the electric field strength. Simultaneously, the earthquakes are accompanied by the increased variations in the atmospheric current. For the first time it is shown that the main shock is accompanied by the increased variations in the electrical characteristics of the surface atmosphere at substantial distances from the source of the seismic event.

Keywords: earthquake, seismic waves, electric field, atmospheric current, variations

УДК 550.347

СПЕКТР ОТНОШЕНИЯ *H/V* СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА МОЖНО ОБРАЩАТЬ СОВМЕСТНО С ПРИЕМНЫМИ ФУНКЦИЯМИ

© 2021 г. И. М. Алешин^{1, *}, А. Г. Гоев², Г. Л. Косарев¹, Д. А. Преснов¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия ²Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

**E-mail: ima@ifz.ru* Поступила в редакцию 20.07.2020 г. После доработки 21.12.2020 г. Принята к публикации 03.03.2021 г.

В работе обоснована возможность совместной инверсии волновых форм приемных функций и спектра отношения горизонтальной и вертикальной компонент (H/V) сейсмического шума для изучения строения Земли. Оба типа данных широко применяются для построения скоростной модели среды под одиночной сейсмостанцией. Главное отличие методов связано с разницей в частотном составе входных данных: 0.02-0.2 Гц для приемных функций и 0.5-20 Гц для шума. В работе показано, что несмотря на эти различия такая постановка задачи позволяет повысить эффективность восстановления модели среды, если под станцией имеется осадочный чехол со сложной структурой. С практической точки зрения для описания параметров обоих сейсмических методов используется представление среды плоскими слоями. Кроме того, оба метода наиболее чувствительны к распределению скорости поперечных волн по глубине. На примере записей сейсмостанции Монаково (Нижегородская обл., Россия) построена модель среды, не противоречащая данным обоих типов. Показано, что учет спектральной кривой H/V при интерпретации приемной функции вводит дополнительные ограничения на тонкую структуру верхней части скоростного разреза, тем самым стабилизируя процедуру его восстановления.

Ключевые слова: метод функции приемника, слоистая среда, осадочный слой, *H*/*V*, сейсмический шум, глубинное строение, Монаково (Нижегородская обл.).

DOI: 10.31857/S0002333721040013

ВВЕДЕНИЕ

Широкое распространение метода функции приемника (или приемных функций) для получения глубинных скоростных моделей обусловлено тем, что метод позволяет строить детальные одномерные скоростные разрезы до глубин 250-300 км по данным одиночной широкополосной сейсмической станции. Приемные функции Р и S представляют собой обменные поперечную или продольную волны, образованные конверсией на контрастных границах телесейсмических Р- или S-волн соответственно. Это позволяет не только определить положение глубинных сейсмических границ (зоны фазовых переходов 410-660 км, астеносферного слоя, зоны Мохо и т.д.), но и получить скоростной разрез земной коры и верхней мантии. Обзор выделения и интерпретации обменных волн приведен в статье [Винник, 2019].

Применение приемных функций существенно осложняется, если под сейсмостанцией присутствует приповерхностный слой с низкими значениями сейсмических скоростей. Такого рода слой различной мощности существует на большей части территории Земли. Как правило, он связан с осадочными породами, однако возможны и другие причины его образования, такие как трещиноватость и/или флюидонасыщенность пород [Vinnik et al., 2002; Aleshin et al., 2006]. Сложности обработки связаны с тем, что из-за отражений от верхней и нижней границ слоя образуются кратные обменные волны, сравнимые по амплитуде с первичной. Поэтому слой, а тем более несколько слоев пониженной скорости разной мощности, формируют сложную волновую картину. Это приводит к "маскировке" вступлений обменных фаз от нижележащих коровых границ, а в некоторых случаях – границ переходной зоны мантии (см. Приложение).

Мощность низкоскоростного слоя лежит в пределах от нескольких десятков метров до нескольких километров, что сравнимо с пределом разрешения метода приемных функций. В таких случаях для построения скоростной модели приходится использовать специальные приемы. Например, в работах [Санина и др., 2014; Гоев и др.,

2018] при изучении центральной части Русской платформы подбор модели осуществлялся в два этапа. Сначала верхняя часть модели подбиралась по начальному участку приемной функции. Для определения скоростной структуры осадочного чехла проводился расчет "короткопериодных" функций приемника (в диапазоне частот 0.5-3.4 Гц). В результате инверсии первых 10 с восстанавливалась детальная скоростная структура приповерхностных слоев. Затем выполнялась еще одна инверсия уже по "длиннопериодным" данным (в диапазоне периодов от 3 с), чтобы построить нижнюю часть разреза. При этом рассчитанная ранее модель осадочного чехла фиксировалась. Кроме сложности реализации такой подход имеет ряд очевидных недостатков, связанных с эмпирическим характером процедур. В частности, фиксация верхней части модели, вообще говоря, искажает значения параметров глубоких слоев, причем степень этого искажения с трудом поддается оценке.

Обычно чтобы уменьшить степень неопределенности расчета скоростной модели необходимо использовать дополнительные независимые сейсмические данные. Наиболее естественно в качестве таких данных привлечь приемные функции S-волн [Винник, 2019], дисперсионные зависимости фазовой скорости поверхностных волн [Julia et al., 2000], спектральные характеристики параметра эллиптичности волн Рэлея [Мунирова, Яновская, 2001] или комбинацию дисперсии и эллиптичности [Berg et al., 2019]. Однако упомянутые данные являются длиннопериодными, поэтому они бесполезны для решения интересующей нас проблемы определения сейсмических и геометрических параметров тонких слоев верхней части коры.

Одним из хорошо известных локальных методов определения скоростных характеристик приповерхностной части разреза является подход, описанный в работе [Nakamura, 1989]. Он заключается в анализе спектрального отношения горизонтальной компоненты (Н) к вертикальной компоненте (V) сейсмического шума. За последние несколько десятков лет метод спектрального отношения *H*/*V* получил значительное развитие и сегодня активно применяется, в том числе и для построения скоростного разреза под станцией (см., напр., [Arai, Tokimatsu, 2004; Sánchez-Sesma et al., 2011]). И приемная функция, и отношение *H*/*V* определяются строением среды под станцией. Причем отношение Н/V зависит от свойств самой верхней части разреза, которая и вызывает сложности интерпретации начального участка приемной функции. Поэтому совместное использование этих данных позволит естественным образом учесть влияние низкоскоростного слоя при построении модели среды.

Характерный частотный спектр сейсмических шумов, используемых при наблюдении H/V, составляет 0.5-20 Гц. В то же время высокочастотная граница спектра приемных функций не превышает 10 Гц. Эти различия в частотном составе могут, вообще говоря, привести к тому, что сигналы будет невозможно описать в рамках единой модели. Предпосылкой к совместной интерпретации приемной функции и частотного спектра отношения Н/V является наличие тонкого (порядка 50-100 м) слоя, в несколько раз отличающегося по упругим свойствам от подстилающей его породы. С одной стороны, это приводит к формированию соответствующей обменной фазы, а с другой стороны, положение и форма максимума спектра Н/V определяются параметрами тонкого слоя. Подобная скоростная модель была получена в работе [Гоев и др., 2018] по данным приемных функций станции "Монаково" (Нижегородская область, Россия, Русская платформа). В предлагаемой работе мы попытались обосновать возможность совместной интерпретации приемной функции и частотного спектра отношения *H*/*V* сейсмического шума.

МОДЕЛЬ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

Скоростная модель среды под группой станций "Монаково" по приемным функциям в терминах плоскослоистой модели была получена ранее в работе [Гоев и др., 2018] минимизацией функционала невязки:

$$F(\vec{m}) = \sum_{t} (RF^{(syn)}(t;\vec{m}) - RF^{(obs)}(t))^{2} + q(\vec{m}), \quad (1)$$

здесь *RF*^(syn), *RF*^(obs) означают соответственно синтетическую и наблюденную приемные функции; \vec{m} – параметры модели (совокупность сейсмических скоростей, плотностей и толщин слоев); суммирование ведется по всем моментам времени t, в которых производились измерения; вспомогательная функция $q(\vec{m})$, зависящая только от параметров модели, используется для стабилизации инверсии [Kosarev et al., 1987]. Было показано, что непосредственно под станцией находится слой пониженной скорости толщиной около двух километров, сформированный осадочными породами. Этот слой имеет сложную структуру, важной частью которой является расположенный непосредственно у поверхности низкоскоростной слой толщиной несколько десятков метров (рис. 1, пунктир).

Несмотря на малую мощность сильный контраст скоростей поперечных волн слоя и породы, лежащей непосредственно под ним, приводит к образованию сильной обменной фазы, которая существенно влияет на форму приемной функции [Гоев и др., 2018]. В то же время сейсмические



Рис. 1. Модели строения верхней части коры под станцией "Монаково". Пунктир – модель, полученная при инверсии приемной функции, сплошная линия – результат минимизации функционала (3). Горизонтальные отрезки помечают оценку доверительных интервалов полученных параметров.

и геометрические параметры этого слоя таковы, что дают нам основание привлечь в качестве дополнительных данных спектральные характеристики сейсмического шума, измеренные на той же станции.

СПЕКТР ОТНОШЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТ: ТЕОРИЯ И НАБЛЮДЕНИЯ

В качестве исходных данных для оценки спектрального отношения *H*/*V* были использованы записи сейсмического шума, зарегистрированного трехкомпонентной сейсмической станцией "Монаково". Станция оборудована широкополосным датчиком RefTek 151-60 с предельным периодом 60 с. Запись трех компонент сейсмического сигнала выполнялась регистратором *RefTek* 130 с частотой опроса 100 Гц на канал. Для расчета искомого спектрального соотношения были отобраны 10 получасовых интервалов, записанных в ночное время и не содержащих сейсмических событий. По каждой из компонент отобранных записей был сформирован спектр Фурье амплитуд колебательных скоростей. Горизонтальный спектр H(f) вычислялся как среднеквадратичное значение спектров компонент N-S Y(f) и E-W X(f)по формуле:

$$H(f) = \sqrt{X^2(f) + Y^2(f)}.$$

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

Полученные таким образом горизонтальные спектры Фурье, а также соответствующие вертикальные спектры V(f) сглаживались скользящим прямоугольным окном шириной 0.1 Гц, после чего были рассчитаны спектры $\chi^{(obs)}(f) = H(f)/V(f)$ для каждой из записей. Окончательный вариант был получен усреднением индивидуальных записей. Он представлен на рис. 2 толстой сплошной линией.

В соответствии с подходом авторов статьи [Nakamura, 1989] контрастная граница осадочного чехла и фундамента проявляется как резонанс в спектральной зависимости отношения *H*/*V*, так называемый "резонанс SH-волн". Вообще говоря. в горизонтальных компонентах шумовых колебаний кроме фундаментальной могут присутствовать более высокие рэлеевские моды, поверхностные волны Лява и объемные волны. Поэтому для максимально полной интерпретации сейсмического шума в терминах слоистой модели следует использовать основанный на функции Грина подход (см., напр., [Sánchez-Sesma et al., 2011]), требующий данных измерительной сети, составленной из группы сейсмических станций. В настоящем исследовании мы по нескольким причинам полагаем, что основной вклад в отношение спектров Н/V сейсмического шума вносит именно фундаментальная мода поверхностной волны Рэлея. Во-первых, в ряде экспериментальных и теоретических работ [Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Malischewsky, Scherbaum, 2004; Hobiger et al., 2013] было показано, что в диапазоне частот, близком к резонансной частоте $f_0 \approx V_S/4h$, именно амплитуды рэлеевских волн наиболее чувствительны к вариациям параметров разреза. В предыдущей формуле V_s и h означают скорость поперечных волн в осадочном слое и его толщину соответственно. Во-вторых, сейсмический шум от различных источников, расположенных вблизи поверхности [Bonnefoy-Claudet et al., 2006], сформирован в основном поверхностными волнами, причем высокочастотные моды затухают быстрее. Наконец, ниже будет показано, что использованный нами подход позволяет удовлетворительно описать наблюдаемый спектр. Это косвенно подтверждает правомерность сделанных допущений, а также позволяет оценить величину ошибки интерпретации, исходя из невязки между наблюденным и синтетическим спектрами.

Существует несколько методов описания поверхностных волн в слоистой среде. Здесь мы использовали метод пропагатора в варианте, предложенном авторами работ [Abo-Zena, 1979; Menke, 1979]. Это позволяет обойти известные проблемы оригинального подхода Томсона—Хаскелла [Haskell, 1953], возникающие в вычислениях высокочастотной части спектра. Для фиксированной



Рис. 2. Спектральные зависимости отношения горизонтальной и вертикальной компонент. Толстая сплошная кривая — наблюдения; пунктир — синтетический спектр, рассчитанный по начальной модели; тонкая сплошная — синтетический спектр, соответствующий оптимальной модели.

фазовой скорости *с* из дисперсионного соотношения $E_5(c, \omega) = 0$ вычислялись собственное значение циклической частоты ω , а также горизонтальная и вертикальная компоненты соответствующего собственного вектора смещения. Здесь и далее использованы обозначения из работы [Menke, 1979]. Искомое спектральное выражение для модуля отношения компонент, называемое эллиптичностью, имеет вид:

$$\chi^{(syn)}(\omega) = \left| -E_2(\omega) / E_3(\omega) \right|. \tag{2}$$

Функция $\chi^{(syn)}(\omega) = \chi^{(syn)}(\omega; \vec{m})$ параметрически зависит от многомерного вектора \vec{m} . Его компоненты составлены из параметров модели: скоростей продольных и поперечных волн, плотности в каждом слое и толщин слоев.

Полученное выражение позволяет нам восстановить параметры слоистой модели под сейсмической станцией по записям сейсмических шумов. Математически, это означает, что нам необходимо найти набор параметров \vec{m} , который минимизирует невязку между экспериментально наблюдаемыми значениями спектрального отношения $\chi^{(obs)}$ и рассчитанными теоретически, в рамках слоистой модели, значениями эллиптичности фундаментальной моды поверхностной волны Рэлея $\chi^{(syn)}(\omega; \vec{m})$.

Целевая функция, подлежащая минимизации, определена на основе *L*₂-нормы:

$$\Delta F\left(\vec{m};\omega\right) = \left\|\chi^{(syn)}\left(\omega;\vec{m}\right) - \chi^{(obs)}\left(\omega\right)\right\| + q\left(\vec{m}\right) = = \sqrt{\sum_{\omega} \left(\chi^{(syn)}\left(\omega;\vec{m}\right) - \chi^{(obs)}\left(\omega\right)\right)^{2}} + q\left(\vec{m}\right).$$
(3)

Суммирование под знаком радикала выполняется по всем циклическим частотам, для которых проводились измерения. Явный вид вспомогательной функции $q(\vec{m})$ будет выписан ниже, при описании процедуры инверсии.

Как показали результаты численных экспериментов, при изменении параметров модели значение эллиптичности $\chi^{(syn)}$ может принимать крайне большие значения. Это означает, что изменение параметров приводит к изменению направления движения частиц. По этой причине при вычислении значений функции $\chi^{(syn)}$, превышающие заданное значение $\chi^{(syn)}_M$, заменялись этой константой. Ее значение выбрано исходя из максимума измеренного спектра $\chi^{(abs)}_M$, а именно, $\chi^{(syn)}_M = 1.01\chi^{(abs)}_M$.

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ СРЕДЫ С УЧЕТОМ *H*/*V* СПЕКТРА

Для достижения поставленной цели работы покажем, что модель \vec{m}_0 , полученная при обращении приемной функции на сейсмической станции "Монаково", не противоречит спектральным характеристикам сейсмического шума, измеренного на той же станции. Чтобы это продемонстрировать, необходимо сначала найти параметры модели \vec{m}_1 , при которых целевой функционал (3) имеет минимум. Наконец, необходимо убедиться, что найденная модель \vec{m}_1 близка к модели \vec{m}_0 и не приводит к значительному изменению формы приемной функции. Математически, это означает, что минимумы этих двух функционалов достигаются на близких моделях. Это условие необходимо для совместной интерпретации приемной функции и *H*/*V*-спектра.

Аргументом в пользу существования модели \vec{m}_1 , близкой к \vec{m}_0 , может служить пунктирная кривая на рис. 2. Она является результатом расчета по формуле (2) спектра отношения $H/V \chi^{(syn)}(\alpha \vec{m}_0)$ для скоростной модели \vec{m}_0 , полученной по приемной функции. Верхняя часть этой модели приведена на рис. 1 также пунктиром. Видно, что синтетическая спектральная кривая близка к наблюдениям по форме, но немного смещена в высокочастотную область. Для поиска интересующей нас модели мы воспользовались симплекс-методом, адаптированным для решения задач нелинейной оптимизации [Lagarias et al., 1998], используя модель \vec{m}_0 в качестве начального приближения. Так как этот метод основан на линеаризации функционала вблизи заданной точки, то найденное решение соответствует ближайшему локальному экстремуму функционала (3).

Как уже отмечалось, плоскослоистая модель \vec{m} определяется параметрами составляющих ее слоев – скоростью упругих продольных V_P и поперечных V_{s} волн, плотностью и толщиной. В предлагаемой работе, как и при инверсии приемной функции в работе [Гоев и др., 2018], варьировались только скорости поперечных волн. Остальные параметры — плотность и отношение V_P/V_S — были зафиксированы в соответствии с исходной моделью. Чтобы избежать решений, в которых значение $V_{S,i}$ в *i*-м слое выходит за физически допустимые пределы $\left[V_{S,i}^{(\min)}, V_{S,i}^{(\max)}\right]$, мы воспользовались следующим приемом. К исходному функционалу были добавлены слагаемые, равные нулю, если *V*_{*S,i*} лежит внутри указанного интервала, и быстро растущие, если V_{S,i} выходит за его пределы. Кроме того, для стабилизации решения в функционал было введено слагаемое, пропорциональное численному аналогу модуля градиента скорости поперечных волн $|\partial V_S / \partial z|$. Таким образом, функция $q(\vec{m})$ из выражения (3) принимает следующий вид:

$$q(\vec{m}) = a \sum_{i=1}^{N} \Theta \left(V_{S,i}^{(\min)} - V_{S,i} \right) + b \sum_{i=1}^{N} \Theta \left(V_{S,i} - V_{S,i}^{(\max)} \right) + c \sum_{i=1}^{N-1} |V_{S,i+1} - V_{S,i}|$$

где $\theta(x)$ означает ступенчатую функцию Хевисайда; *a*, *b* и *c* – эмпирические константы.

Модель, полученная в результате инверсии отношения Н/V сейсмического шума, и рассчитанный по ней спектр эллиптичности волны Рэлея изображены толстыми сплошными линиями на рис. 1 и рис. 2 соответственно. Чтобы оценить належность определения параметров, было выполнено численное моделирование. Измеренный спектр отношения Н/V случайным образом модифицировался. Каждая спектральная амплитуда изменялась на случайное число, из равномерного распределения в интервале от -0.05 до + 0.05. Среднее изменение амплитуд составило 5%. Модифицированный спектр использовался в качестве входных данных в процедуре инверсии. Эта процедура была повторена около 1000 раз. Полученные таким образом модели использованы для расчета среднеквадратичных отклонений значений поперечных скоростей в каждом слое. На рис. 1 рассчитанные отклонения изображены горизонтальными отрезками.

Из графиков можно сделать вывод, что спектр, соответствующий оптимальной модели, мало отличается по форме от спектра модели стартовой. Однако максимумы измеренного и синтетического спектров теперь совпадают, и, в целом, спектральные кривые удовлетворительно согласуются друг с другом. Основную роль в минимизации играет резонансная часть спектра. В свою очередь, величина резонансной частоты f_0 определяется свойствами верхнего, приповерхностного слоя. Поэтому не удивительно, что в результате инверсии значимые изменения параметров произошли только в верхней части разреза. На средних частотах (0.5–1 Гп) имеется заметное несоответствие наблюдаемого и синтетического спектров. По-видимому, это несоответствие связано как с выбором параметризации модели, так и пренебрежением вклада в спектр волн Лява, высших рэлеевских мод и объемных волн.

Важно отметить, что описанная выше модификация модели не привела к существенному изменению волновой формы приемной функции. На рис. 3 показаны две трассы, рассчитанные на основании исходной модели и ее модификации на основе дополнительных данных. Видно, что эти трассы практически совпадают. Незначитель-



Рис. 3. Сравнение синтетических приемных функций, рассчитанных для исходной модели (толстая серая кривая) и модели, полученной с учетом спектра *H*/*V* (тонкая черная кривая).

ные отличия наблюдаются в амплитудах импульсов на первых трех секундах. При этом среднеквадратичное отклонение этих кривых не превышает 10^{-3} .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог, можно сказать, что несмотря на значительные отличия в частотном составе сейсмического шума и обменных волн, оба типа данных могут быть объяснены близкими по форме моделями. Подчеркнем, что в методах используются принципиально разные исходные данные, которые разделяются не только по частотному составу, но и по типу волн. Совместная интерпретация этих данных имеет смысл, если непосредственно под станцией имеется низкоскоростной, например осадочный, слой со сложной структурой. В терминах данных наблюдений это означает, что в спектре шума должен присутствовать "резонанс". Это, собственно говоря, и указывает на то, что под станцией находится тонкий (около 100 м) слой с пониженной скоростью поперечных волн $V_{\rm S}$, так как в слое большей мощности резонансная частота лежит вне частотного диапазона наблюдения. В то же время, именно наличие такого слоя приводит к серьезным трудностям при интерпретации волновых форм приемных функций. Из приведенного анализа также следует, что спектральные данные сейсмического шума дают возможность ограничить параметры самого верхнего слоя. Этих данных, по-видимому, недостаточно для организации последовательной процедуры построения сейсмического разреза целиком, без частичной фиксации.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ВЛИЯНИЕ НИЗКОСКОРОСТНОГО ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ НА ВОЛНОВУЮ ФОРМУ ПРИЕМНОЙ ФУНКЦИИ

Чтобы оценить влияние приповерхностного слоя пониженной скорости на волновую форму приемной функции, было выполнено численное моделирование. В качестве базовой скоростной модели мы использовали стандартную модель IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] в диапазоне глубин от 0 до 700 км. В этом диапазоне модель имеет четыре сейсмические границы на глубинах 20, 35, 410 и 660 км и слабое градиентное повышение скорости между ними вниз по разрезу. Исходная модель аппроксимировалась слоями мощностью 1 км до глубины 700 км. Остальная часть модели заменена упругим полупространством, параметры которого равны параметрам *IASP91* для этой глубины. Плотность слоев вычислялась по формуле Берча [Birch, 1961]. Такая аппроксимация позволяет рассчитывать синтетические сейсмограммы одним из простых и эффективных матричных методов. В частности, мы применяли пропагаторный метод Томсона-Хаскелла [Haskell, 1953].

Входным сигналом служила плоская продольная волна в форме гауссова импульса единичной амплитуды, падающая снизу из полупространства на подошву слоистой пачки. Длительность входного сигнала составила 1.6 с. Лучевой параметр равен 6.3 с/град. По рассчитанным компонентам смещения свободной поверхности вычислялись функции приемника. Расчет был выполнен для четырех моделей. Соответствующие синтетические приемные функции приведены на рис. 4.



Рис. 4. Синтетические функции приемника, рассчитанные для модели *IASP91* с добавлением низкоскоростного поверхностного слоя разной толщины. Толщины слоя в метрах приведены в начале соответствующей трассы.

Первая снизу трасса соответствует исходной стандартной модели *IASP91*. На ней стрелками указаны основные и кратные обменные фазы. Цифры в индексах означают глубину границы, на которой образовалась первичная обменная волна. Для наглядности и удобства идентификации фаз эта трасса оставлена без изменений. Результаты последующих расчетов были отфильтрованы низкочастотным фильтром Баттерворта с граничным периодом 5 с. Именно такие периоды характерны для реальных измерений.

В последующих экспериментах верхняя часть стандартной модели заменялась одним или несколькими слоями, упругие параметры которых выбирались в соответствии со значениями, характерными для тех или иных осадочных пород (табл. 1).

Были рассмотрены три модели. В первой присутствовал обводненный слой мощностью 200 м, во второй — слой глин, мощностью 500 м. В третьей модели изменения стандартной модели затронули верхние 1600 м. Были рассмотрены слои трех видов: первый, 100-метровый — обводненная порода, второй, мощностью 500 м — глины. Толщина последнего, известнякового слоя составила 1000 м. Отметим, что такая структура осадков и значения упругих параметров характерны для центральной части Восточно-Европейской платформы [Дортман, 1984].

Результаты расчетов приведены на рис. 4. Видно, что маломощный осадочный слой не препятствует выделению основных и кратных обменных

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

волн, образованных как в коре, так и на мантийных границах. Более мощный и консолидированный глиняный слой радикально искажает запись. Порожденные им реверберации длятся более 60 с после вступления исходной продольной волны, что не дает наблюдать обменные волны от границ в коре и препятствует надежному выделению обменной волны от границы 410 км. При этом, как следует из последней сейсмограммы, усложнение структуры осадков не приводит к радикальным изменениям волновых форм по сравнению с простой однослойной моделью.

В качестве иллюстрации на рис. 5 приведены приемные функции, полученные в результате обработки записей станций, размещенных в трех регионах с осадочным слоем разной мощности. Кодом *NOR* обозначен центральный прибор группы *NORSAR* (Норвегия, юго-запад Балтийского щита). Мощность осадочного слоя под ней невелика — первые десятки метров, и он практически не мешает наблюдению обменных фаз от

Таблица 1. Значение упругих параметров слоев, использованных при численном моделировании

Название	<i>V_S</i> , км/с	V_P/V_S	
Обводненные осадки	0.5	3	
Глины	1.0	3	
Известняки	2.0	2	



Рис. 5. Наблюденные функции приемника для трех станций, установленных в районах с различной мощностью осадочного чехла. Названия станций размещены в начале соответствующей сейсмограммы.

границы Мохо. Мощность осадочного слоя под станцией *OBN* (Обнинск, Калужская обл., Россия – Восточно-Европейская платформа) составляет примерно 1500 м. Поэтому сейсмограмма сильно зашумлена, несмотря на то что сейсмостанция установлена в шахте на глубине 30 м в толще известняковых пород. Приемная функция, вычисленная по записям станции *KAL* (Калькутта, Индия, Индостанская платформа), приведена на рис. 5 как абсолютный "рекордсмен" по амплитуде обменной волны, возникающей на границе осадочных и коренных пород [Козагеv et al., 2013]. Она, по меньшей мере, в четыре раза превышает амплитуду обменной волны от границы Мохо на Балтийском щите.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИФЗ РАН (АААА-А19-119110690109-0, АААА-А17-117060110063-4) и ИДГ РАН (№ АААА-А19-119022090015-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27.

Гоев А.Г., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю., Санина И.А. Скоростная модель западной части Волго-Уралии методом функции приемника // Физика Земли. 2018. № 6. С. 154–169.

Дортман Н.Б. (ред.) Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра. 1984. 455 с.

Мунирова Л.М., Яновская Т.Б. Отношение спектров горизонтальной и вертикальной составляющих в волнах Релея и применение его в некоторых задачах сейсмологии // Физика Земли. 2001. С. 10–18.

Санина И.А., Королев С.А., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю. Строение литосферы в зоне сочленения мегаблоков Восточно-Европейской платформы по данным функции приемника // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 338–338.

Abo-Zena A. Dispersion function computations for unlimited frequency values // Geophys. J. Int. 1979. V. 58. № 1. P. 91–105.

Aleshin I.M., Kosarev G.L., Riznichenko O.Yu., Sanina I.A. Crustal velocity structure under the RUKSA seismic array (Karelia, Russia) // Russ. J. Earth Sci. 2006. V. 8. \mathbb{N}° 1. P. 1–8. *Arai H., Tokimatsu K.* S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor *H/V* Spectrum // Bull. Seismol. Soc. Am. 2004. V. 94. \mathbb{N}° 1. P. 53–63.

Berg E.M., Lin F.-C., Allam A., Schulte-Pelkum V., Ward K.M., Shen W. Shear velocity model of Alaska via joint inversion of Rayleigh wave ellipticity, phase velocities, and receiver functions across the Alaska Transportable Array // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125. № 2. P. e2019JB018582.

Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 2 // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. \mathbb{N}_{2} 7. P. 2199–2224.

Haskell N.A. The dispersion of surface waves on multilayered media // Bull. Seismol. Soc. Am. 1953. V. 43. No 1. P. 17-34.

Hobiger M., Cornou C., Wathelet M., Di Giulio G., Knapmeyer-Endrun B., Renalier F., Bard P.-Y., Savvaidis A., Hailemikael S., Le Bihan N., Ohrnberger M., Theodoulidis N. Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites // Geophys. J. Int. 2012. V. 192. № 1. P. 207–229.

Julia J., Ammon C. J., Herrmann R. B., Correig A. M. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations // Geophys. J. Int. 2000. Home 1. V. 143. P. 99–112.

Kennett B.L., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105. № 2. P. 429–465.

Kosarev G.L., Makeyeva L.I., Vinnik L.P. Inversion of teleseismic P-wave particle motions for crustal structure in Fennoscandia // Phys. Earth Planet. Inter. 1987. V. 47. P. 11–24.

Kosarev G.L., Oreshin S.I., Vinnik L.P., Kiselev S.G., Dattatrayam R.S., Suresh G., Baidya P.R. Heterogeneous lithosphere and the underlying mantle of the Indian subcontinent // Tectonophysics. 2013. V. 592. P. 175–186.

Lagarias J.C., Reeds J.A., Wright M.H., Wright P.E. Convergence Properties of the Nelder-Mead Simplex Method in Low Dimensions // SIAM J. on Optimization. 1998. V. 9. № 1. P. 112–147.

Malischewsky P.G., Scherbaum F. Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves // Wave Motion. 2004. V. 40. No 1. P. 57–67.

Menke W. Comment on "Dispersion function computations for unlimited frequency values" by Anas Abo-Zena // Geophys. J. Int. 1979. V. 59. № 2. P. 315–323.

Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. $30. \mathbb{N} \ 1. \mathbb{P}. 25-33.$

Sánchez-Sesma F.J., Rodríguez M., Iturrarán-Viveros U., Luzón F., Campillo M., Margerin L., García-Jerez A., Suarez M., Santoyo M.A., Rodríguez-Castellanos A. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium // Geophys. J. Int. 2011. V. 186. No 1. P. 221–225.

Vinnik L.P., Roecker S., Kosarev G.L., Oreshin S.I., Koulakov I.Yu. Crustal structure and dynamics of the Tien Shan // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 22. P. 4-1–4-4.

Ambient Noise H/V Spectral Ratio Can Be Inverted Jointly with Receiver Functions

I. M. Aleshin^{*a*, *}, A. G. Goev^{*b*}, G. L. Kosarev^{*a*, †}, and D. A. Presnov^{*a*}

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia ^bSadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia *e-mail: ima@ifz.ru

The possibility of joint inversion of the receiver function waveforms and the ambient-noise horizontal-tovertical spectral ratio for studying the structure of the Earth is substantiated. Both data types are widely used for constructing the velocity model beneath a single seismic station. The main difference of the methods is associated with the different frequency content of input data which is 0.02-0.2 Hz in the receiver functions and 0.5-20 Hz in the ambient seismic noise. It is shown that notwithstanding these differences, this joint inversion approach more effectively reconstructs the model of the medium in the case when a station is underlain by a complexly structured sedimentary cover. In the practical implementation, the parameters of both seismic methods are described using flat layer representation of the medium. Besides, both methods are most sensitive to the depth distribution of *S*-wave velocities. The records from the Monakovo seismic station, Nizhny Novgorod region, Russia, are used to construct a model of the medium consistent with both data types. It is shown that the allowance for the H/V spectral curve in the receiver function interpretation provides additional constraints on the fine structure of the upper part of the velocity section thus stabilizing its reconstruction procedure.

Keywords: receiver function method, layered medium, sedimentary layer, H/V, ambient seismic noise, depth structure, Monakovo, Nizhny Novgorod region

——— ДИСКУССИЯ ———

УДК 550.34,523.9

О ГЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМАХ И ГЕЛИОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ

© 2021 г. А. В. Гульельми^{1, *}, О. Д. Зотов^{1, 2, **}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия ²Геофизическая обсерватория "Борок" ИФЗ РАН, пос. Борок, Россия *E-mail: guglielmi@mail.ru **E-mail: ozotov@mail.ru Поступила в редакцию 20.04.2020 г. После доработки 09.12.2020 г. Принята к публикации 22.01.2021 г.

Г.А. Соболев и его коллеги опубликовали в журнале "Физика Земли" статью [Соболев и др., 2020], в которой обсуждались полученные авторами результаты. Во-первых, обращено внимание на то, что важнейшим элементом магнитной бури, влияющей на сейсмическую активность, являются геомагнитные пульсации Pc5. В рамках магнитной гидродинамики Pc5 интерпретируются как стоячие волны Альвена. Возможно, что именно волны Альвена индуцируют колебания, зарегистрированные авторами указанной статьи. Во-вторых, изложена гипотеза о том, что в спектр Pc5 вносят вклад 5-минутные колебания Солнца, известные из гелиосейсмологии. Таким образом, по-видимому, намечается еще один канал воздействия Солнца на Землю, в частности на ее сейсмичность. Специальное внимание уделено вопросу об инструментальной помехе.

Ключевые слова: сейсмология, гелиосейсмология, магнитная буря, волны Альвена, геомагнитные пульсации, электромагнитная помеха.

DOI: 10.31857/S0002333721040050

1. ВВЕДЕНИЕ

Идея о связи между сейсмическими и геомагнитными явлениями, выдвинутая в конце позапрошлого века казанским ученым, педагогом и общественным деятелем Александром Петровичем Орловым, до сих пор привлекает внимание сейсмологов и геомагнитологов (см. обзор [Гульельми, 2019], в котором содержится обширная библиография по сейсмоэлектромагнетизму). Недавно на страницах журнала "Физика Земли" была опубликована интересная статья [Соболев и др., 2020], которая и послужила поводом для написания данной дискуссионной заметки.

В указанной статье детально описано воздействие магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум. Для исследования использована глобальная сеть сейсмических и магнитометрических станций. Обнаружены сейсмические шумы с амплитудой ~2 мкм и с характерными периодами в несколько минут, коррелирующие с колебаниями геомагнитного поля. Авторами "предполагается, что резкие изменения электромагнитного поля во время бури служат триггером высвобождения накопленной в Земле энергии" [Соболев и др., 2020].

В разделе 2 обращено внимание на то, что важнейшим элементом магнитной бури являются геомагнитные пульсации Рс5, и высказано предположение, что Рс5 индуцируют колебания, зарегистрированные авторами работы [Соболев и др., 2020]. Раздел 3 посвящен обсуждению сценария [Guglielmi, Potapov, 2018], согласно которому 5-минутные колебания поверхности Солнца возбуждают в межпланетной среде волны Альвена, проникающие в магнитосферу Земли и дающие вклад в спектр геомагнитных пульсаций Рс5. В разделе 4 кратко рассмотрен вопрос об инструментальных помехах. В разделе 5 высказано спекулятивное предположение о генетической связи по крайней мере части геосейсмических шумов, зарегистрированных в работе [Соболев и др., 2020], с гелиосейсмическими колебаниями.

2. ГЕОМАГНИТНЫЕ ПУЛЬСАЦИИ Рс5

Магнитная буря возникает под воздействием Солнца на Землю и представляет собой наиболее мощное и яркое явление в физике солнечно-земных связей. Во время бури, которая обычно продолжается от нескольких часов до нескольких дней, плазменные оболочки планеты — магнито-



Рис. 1. Спектры колебаний, наблюдавшихся в диапазоне Pc5 одновременно космическим аппаратом ACE в солнечном ветре на орбите Земли (верхняя панель) и спутником GOES-11 в магнитосфере на геостационарной орбите (нижняя панель) 13.03.2009 г. [Guglielmi, Potapov, 2018].

сфера и ионосфера — сильно возмущены. Возмущения охватывают также атмосферу и литосферу.

Как правило, буря сопровождается возбуждением в магнитосфере геомагнитных пульсаций Pc5. В рамках магнитной гидродинамики Pc5 интерпретируются как стоячие волны Альвена [Альвен, Фельтхаммар, 1967; Гульельми, Троицкая, 1973]. По международной классификации ультранизкочастотных электромагнитных волн диапазон периодов Pc5 простирается от 150 до 600 с (см. например [Троицкая, Гульельми, 1969; Guglielmi, Pokhotelov, 1996]). Именно в этом диапазоне зарегистрировано повышение сейсмических шумов во время бури, коррелирующее с колебаниями геомагнитного поля [Соболев и др., 2020].

Амплитуда Pc5 весьма велика. На высоких широтах она достигает 100–200 нTл, что сопоставимо с максимальной глубиной *Dst*-вариации сильной магнитной бури. В экстремальных событиях амплитуда на высоких широтах достигает 1000 нTл. Учтем теперь, что Pc5 глубоко проникают в литосферу. По оценке [Соболев и др., 2020], колебания с периодом 5 мин проникают на 10 км и более

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

в континентальную кору. Естественно напрашивается предположение, что колебания Pc5 являются причиной повышения уровня сейсмических шумов во время сильной магнитной бури, обнаруженного в работе [Соболев и др., 2020].

3. О ВОЗБУЖДЕНИИ Рс5 КОЛЕБАНИЯМИ ФОТОСФЕРЫ

В рамках стандартной модели возбуждение Рс5 происходит самопроизвольно вследствие колебательной неустойчивости магнитосферы при обтекании ее солнечным ветром. Другими словами, Рс5 есть автоколебания магнитосферы. Эта точка зрения имеет экспериментальные подтверждения [Нишида, 1980]. В то же время она не исключает альтернативных механизмов возбуждения Рс5. Остановимся на одном из них.

Идея состоит в том, что в наблюдаемый спектр Рс5 вносят заметный вклад вынужденные колебания магнитосферы Земли, возникающие под воздействием внешней силы с квазипериодом 5 мин, источник которой располагается на поверхности Солнца [Guglielmi, Potapov, 2018; Гульельми, Потапов, 2020]. Источником являются перманентные 5-минутные колебания фотосферы, хорошо известные в гелиосейсмологии [Leighton et al., 1962; Воронцов, Жарков, 1981].

В пользу гипотезы о гелиосейсмическом происхождении части Рс5 свидетельствует ряд фактов. Опыт наблюдения ультранизкочастотных колебаний на мировой сети магнитных обсерваторий свидетельствует о том, что в диапазоне Рс5 чаще, чем можно ожидать из статистических соображений с учетом непрерывности спектра МГД колебаний геомагнитных оболочек, регистрируются колебания с периодом 5 мин. Далее, для волн Альвена в межпланетной среде, бегущих от Солнца, также характерен 5-минутный период колебаний. Показательна в этом отношении верхняя панель на рис. 1. На ней показан спектр волн Альвена, наблюдавшихся в солнечном ветре перед фронтом магнитосферы. В полосе частот 3-4 мГц мы видим явное повышение спектральной плотности. Заметим, что гелиосейсмические колебания имеют несколько размытый спектр, центрированный на частоте 3.3 мГц. Это косвенно свидетельствует о том, что мы имеем дело с волнами Альвена, источником которых служат 5-минутные колебания солнечной поверхности. Набегая на магнитосферу, волны Альвена возбуждают пульсации Рс5 в той же полосе частот, как это видно на нижней панели рис. 1.

Еще одним косвенным свидетельством в пользу гипотезы о воздействии волн Альвена гелиосейсмического происхождения на колебания магнитосферы служит частотная модуляция так называемой серпентинной эмиссии. Подробнее о происхождении и свойствах серпентинной эмиссии написано в статье [Guglielmi et al., 2015]. Здесь же мы ограничимся указанием на тот факт, что среди многообразия форм частотной модуляции чаще, чем это можно было бы ожидать, встречается квазипериодическая 5-минутная модуляция.

Мы должны отдавать себе отчет в том, что гипотеза о гелиосейсмическом происхожлении определенной части геомагнитных пульсаций Рс5 является радикальной, поскольку предсказывает месторасположение источника колебаний на расстоянии 150 млн км от Земли [Guglielmi, Potapov, 2018; Гульельми, Потапов, 2020]. Она не отвергает полностью широко известного традиционного представления о внутримагнитосферном происхождении Pc5 [Troitskaya, Guglielmi, 1967; 1969; 1970; Гульельми, Троицкая, 1969; 1973; Нишида, 1980; Guglielmi, Pokhotelov, 1996], но настоятельно диктует необходимость пересмотра подхода к организации и обработке наблюдений и к анализу спектрального состава Рс5. Гипотеза предсказывает, что в спектре Рс5 есть участок, обладающий определенной ригидностью. А именно, при вариациях динамического напора солнечного ветра существует более или менее стабильное повышение спектральной плотности на частоте 3.3 мГц, которая совпадает с частотой перманентных 5-минутных колебаний поверхности Солнца. Не наблюдаем ли мы на Земле далекое последствие гелиосейсмических колебаний?

4. ОБ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЙ ПОМЕХЕ

Хорошо известно, что магнитометры реагируют на сейсмические колебания, а сейсмометры на колебания геомагнитного поля. Еще в 1681 г. падре Эсхинарди (Eschinardi) отметил воздействие землетрясения на показания магнитометра в Риме (см. [Burbank, 1905]). Нечто похожее наблюдалось во время Лиссабонского землетрясения. Явлением интересовались многие естествоиспытатели, в частности Гумбольдт. Фолк Элеман тщательно проанализировал реакцию магнитных инструментов на сейсмические колебания и в дополнение к сети сейсмостанций использовал мировую сеть магнитных обсерваторий для изучения волн Рэлея, возбужденных катастрофическим землетрясением на Аляске [Eleman, 1966].

При изучении геомагнитных вариаций космического происхождения сейсмические колебания создают инструментальную помеху. В то же время, при изучении магнитных сигналов, возбужденных в земной коре сейсмическими колебаниями, показания магнитометров содержат полезную информацию, которую можно извлечь, избавившись от так называемых микрофонной и сейсмографической помех [Гульельми, 2007; 2019].

Сейсмометр, как и магнитометр, не защищен полностью от паразитных наводок. Инструментальные помехи возникают, в частности, из-за реакции сейсмометра на вариации геомагнитного поля. Этой проблеме посвящена специальная литература (см., например, [Forbriger, 2007; Forbriger et al., 2010; Kozlovskava, Kozlovsky, 2012; Diaz et al., 2020]). Судя по контексту, авторы статьи [Соболев и др., 2020] вполне осознают возможность регистрации широкополосным сейсмометром паразитных сигналов космического происхождения. В указанной статье изложены аргументы, исключающие такую возможность в данном конкретном случае, и у нас нет оснований сомневаться в убедительности приведенной аргументации. Тем не менее, мы сочли полезным специально отметить проблему инструментальных помех, поскольку она является общей для сейсмоэлектромагнитных исследований.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде всего подчеркнем, что сейсмомагнетизм развивается в основном на эмпирической основе, причем довольно прочной, свидетельством чему служит обсуждаемая нами статья [Соболев и др., 2020] (см. также недавние публикации [Науакаwа, 2001; Закржевская, Соболев, 2004; Савин, Смагин, 2004; Гульельми, 2007; Зотов, Гульельми, 2010; Собисевич и др., 2010; Тарасов, 2010; Гульельми, Зотов, 2012; Страхов, Савин, 2013; Гульельми и др., 2015; 2020; Dovbnya et al., 2019; Гульельми, Клайн, 2020]).

Настойчивость исследователей в поиске эффектов воздействия геомагнитных вариаций на сейсмичность мотивирована давлением опытных фактов. Рассмотрим, например, рис. 2. Мы видим распределения землетрясений по величине глобальной суточной магнитуды Мд в экстремально возмущенных (D) и экстремально спокойных (Q) геомагнитных условиях. Распределения построены по данным непрерывных наблюдений в течение 20 лет [Гульельми и др., 2020]. При переходе от Q к D рядам наблюдения существенным образом изменяется фундаментальная характеристика сейсмичности, а именно наклон распределения Гутенберга-Рихтера к оси магнитуд. Статистический анализ сопоставления двух распределений не оставляет сомнения в реальности воздействия геомагнитных вариаций на планетарную активность землетрясений. Результат имеет фундаментальное значение для динамики геосфер, убедительно свидетельствуя о воздействии на литосферу нестационарных процессов в плазменных оболочках планеты.

Внимательное чтение статьи [Соболев и др., 2020] натолкнуло нас на мысль о возможной связи между солнечной сейсмологией и земной сейсмологией в той ее части, которая относится к


Рис. 2. Плотность распределения землетрясений по величине *Mg* в возмущенных (левая панель) и в спокойных (правая панель) геомагнитных условиях [Гульельми и др., 2020].

изучению сейсмических шумов. Дело здесь не только в том, что период 5-минутнх гелиосейсмических колебаний попадает в диапазон периодов сейсмических шумов, исследованных авторами обсуждаемой статьи. Определенную роль сыграло и то обстоятельство, что не известный ранее в солнечно-земной физике канал переноса 5-минутных колебаний Солнца через межпланетное пространство в магнитосферу Земли был тщательно продуман и экспериментально обоснован в работах [Потапов, Полюшкина, 2010; Guglielmi et al., 2015; Guglielmi, Роtароv, 2018; Гульельми, Потапов, 2017; 2020; Довбня и др., 2017; Довбня, Потапов, 2018].

При обсуждении проблемы в целом нельзя не сказать, что физико-математические основы сейсмоэлектродинамики еще не вполне сформировались. Вопрос о механоэлектромагнитных преобразованиях в земной коре оказался исключительно сложным. Сошлемся здесь на работы [Гульельми, 1992; Файнберг и др., 2004; Бучаченко, 2019], в которых были предложены механический, тепловой и химический механизмы воздействия магнитных колебаний на сейсмичность. В статье [Соболев и др., 2020] приведена более развернутая библиография, но ни в одной из опубликованных работ не содержится общепринятого решения проблемы. В заключение данного раздела статьи сделаем некоторые пояснения по вопросу о тепловом механизме, поскольку в работе [Соболев и др., 2020] этому вопросу уделено специальное внимание.

Покажем, что в однородном проводящем полупространстве нагрев токами Фуко **j** не зависит от величины электропроводности. Данное высказывание звучит парадоксально, так что уместно сделать расчет. По закону Джоуля—Ленца усред-

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

ненная по периоду колебаний мощность преобразования электромагнитной энергии в тепловую в единице объема равна $Q = j^2/2\sigma$, где σ – удельная электропроводность. В квазистационарном приближении $\mathbf{j} = (c/4\pi)$ гот **H**. Для простоты и конкретности примем, что индуцирующее магнитное поле линейно поляризовано таким образом, что $\mathbf{H} = (H, 0, 0)$, причем плоскость x, y декартовых координат совпадает с плоской поверхностью земли, а ось z направлена вниз. На поверхности земли выполняется граничное условие Леонтовича [Гульельми, 2010]. Отсюда следует, что:

$$H(z) = H(0)\exp(ikz), \tag{1}$$

где: $k = (1 + i)/\delta$ — комплексное волновое число; $\delta = c/\sqrt{2\pi\sigma\omega}$ — толщина скин-слоя; c — скорость света; ω — частота колебаний; $z \ge 0$. С учетом (1) нетрудно убедиться, что Q не зависит от σ . Вполне понятно, что эффективный нагрев среды токами Фуко происходит лишь в пределах толщины скин-слоя.

Значительную часть земной коры покрывает морская вода, имеющая проводимость $\sigma' \ge \sigma$. Соответственно этому предыдущий расчет можно уточнить, если воспользоваться граничным условием Леви–Чивиты [Бейтмен, 1958] при условии, что глубина воды много меньше толщины скинслоя. Здесь уместно сделать небольшое уточнение. В работе [Соболев и др., 2020, с. 24] сказано, что глубина проникновения переменного магнитного поля с периодом 300 с в морскую воду не превышает 1 км. Между тем, расчет по формуле $\delta' = c/\sqrt{2\pi\sigma'\omega}$ дает величину $\delta' = 5$ км.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в данной статье мы изложили два предположения, которые возникли у нас при внимательном изучении фундаментальной работы [Соболев и др., 2020]:

1. Реакция сейсмических шумов на геомагнитную бурю, обнаруженная в указанной работе, связана с возбуждением в магнитосфере ультранизкочастотных электромагнитных колебаний Pc5, интенсивность которых сильно возрастает во время главной фазы бури.

2. Одним из источников Pc5 являются сейсмические колебания солнечной фотосферы. Эта идея, высказанная ранее в работе [Гульельми, Потапов, 2020], интересна в свете гипотетического и весьма парадоксального представления о воздействии 5-минтных колебаний поверхности Солнца на земную кору.

Мы полагаем, что было бы разумно продолжить исследование, начатое в работе [Соболев и др., 2020]. При этом желательно одновременно и, по возможности, в одном месте регистрировать сейсмический шум и геомагнитные пульсации Pc5. Особый интерес представляет поиск событий, при которых в спектре сейсмического шума и в спектре Pc5 наблюдаются пики на частоте 3.3 мГц, аналогичные тем, что мы видим на рис. 1.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФ-ФИ в рамках научных проектов 18-05-00096 и 19-05-00574, а также программы государственных заданий ИФЗ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Благодарим Б.И. Клайна и Н.А. Куражковскую за обсуждение проблемы воздействия переменного геомагнитного поля на сейсмичность, а также А.С. Потапова за обсуждение проблемы воздействия гелиосейсмических колебаний на колебания магнитосферы в диапазоне Рс5. Мы признательны рецензентам за ценные замечания, в особенности за указание на необходимость осветить вопрос об инструментальных помехах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альвен Г., Фельтхаммар К.-Г. Космическая электродинамика. М.: Мир. 1967. 260 с.

Бучаченко А.Л. Микроволновое стимулирование дислокаций и магнитный контроль очага землетрясения // УФН. 2019. Т. 189. С. 47–54.

Воронцов С.В., Жарков В.Н. Собственные колебания Солнца и планет-гигантов // УФН. 1981. Т. 134. С. 675–710.

Гульельми А.В. Пондеромоторные силы в коре и в магнитосфере Земли // Физика Земли. 1992. № 7. С. 35–40.

Гульельми А.В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. 2007. Т. 177. № 12. С. 1257–1276.

Гульельми А.В. К 70-летию формулировки граничного условия Леонтовича // УФН. 2010. Т. 180. № 1. С. 105–106. https://doi.org/10.3367/UFNr.0180.201001g.0105

Гульельми А.В. История становления сейсмоэлектродинамики // Наука и технологические разработки. 2019. Т. 98. № 1. С. 5–20. [Тематический выпуск "Методические аспекты применения электромагнитных методов в геофизических исследованиях"].

Гульельми А.В., Зотов О.Д. О магнитных возмущениях перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2012. № 2. С. 84–87.

Гульельми А.В., Лавров И.П., Собисевич А.Л. Внезапные начала магнитных бурь и землетрясения // Солнечноземная физика. 2015. Т. 1. № 1. С. 98–103.

Гульельми А.В., Клайн Б.И. О воздействии Солнца на сейсмичность Земли // Солнечно-земная физика. 2020. Т. 6. № 1. С. 111–115.

Гульельми А.В., Клайн Б.И., Куражковская Н.А. Землетрясения и геомагнитные возмущения // Солнечноземная физика. 2020. Т. 6. № 4. С. 99–104. https://doi.org/10.12737/szf-54201911

Гульельми А.В., Потапов А.С. Волны от Солнца: к 100-летию со дня рождения В.А. Троицкой // Солнечно-земная физика. 2017. Т. 3. № 3. С. 95–99. https://doi.org/10.12737/szf-33201709

Гульельми А.В., Потапов А.С. Частотно-модулированные УНЧ волны в околоземном космическом пространстве // УФН. 2021. № 3.

https://doi.org/10.3367/UFNr.2020.06.038777

Гульельми А.В., Троицкая В.А. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы. М.: Наука. 1973. 208 с.

Довбня Б.В., Клайн Б.И., Гульельми А.В., Потапов А.С. Спектр частотной модуляции серпентиной эмиссии как отражение спектра солнечных колебаний // Солнечно-земная физика. 2017. Т. 3. № 1. С. 59–62. https://doi.org/10.12737/23043

Довбня Б.В., Потапов А.С. Исследование частотной модуляции серпентинной эмиссии // Физика Земли. 2018. № 5. С. 19–26.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63–75.

Зотов О.Д., Гульельми А.В. Проблемы синхронизма электромагнитных и сейсмических событий в динамической системе "Магнитосфера—Техносфера—Литосфера // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 19–25.

Нишида А. Геомагнитный диагноз магнитосферы. М.: Наука. 1980. 299 с.

Потапов А.С., Полюшкина Т.Н. Экспериментальное свидетельство прямого проникновения ULF-волн из солнечного ветра и ускорения ими электронов радиационного пояса // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 15. С. 28–34.

Савин М. Г., Смагин С. И. Применение МГД-генераторов в геофизических исследованиях на Дальнем Востоке // Вестн. ДВО РАН. 2004. № 2. С. 129–143.

Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, отражающих процессы подготовки и развития цунамигенных землетрясений // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 4. С. 1–6.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г., Бойко А.Н. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // Физика Земли. 2020. № 3. С. 3–28.

Страхов В.Н., Савин М.Г. Об управлении сейсмической активностью // Геофизический журн. 2013. Т. 35. № 6. С. 3–9.

Тарасов Н.Т. Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций // Докл. РАН. 2010. Т. 433:5. С. 689–692.

Троицкая В.А., Гульельми А.В. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы // УФН. 1969. Т. 97. Вып. 3. С. 453–494.

Файнберг Э.Б., Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Васильева Т.А. Генерация тепловых потоков в недрах Земли мировыми магнитными бурями // Физика Земли. 2004. № 4. С. 54–62.

Burbank J.E. Earthquake disturbances recorded on the magnetographs at the observatories of the United States Coast and Geodetic Survey: N_{2} 1 // Terr. Magn. Atmos. Electr. 1905. V. 10. N_{2} 3. P. 113–164.

Díaz J., Ruiz M., Curto J.J., Torta J.M., Ledo J., Marcuelloand A., Queralt P. On the observation of magnetic events on broad-band seismometers // Earth, Planets Space. 2020. V. 72. P. 109.

https://doi.org/10.1186/s40623-020-01236-9

Dovbnya B.V., Pashinin A.Yu., Rakhmatulin R.A. Short-term electromagnetic precursors of qarthquakes // Geodynamics and tectonophysics. 2019. V. 10. № 3. P. 731–740.

Eleman F. The response of magnetic instruments to earthquake waves II // J. Geomag. Geoelectr. 1966. V. 18. \mathbb{N}_{2} I. P. 43–72.

Forbriger T. Reducing magnetic field induced noise in broad-band seismic recordings // Geophys. J. Int. 2007.

V. 169. P. 240-258.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03295.x

Forbriger T., Widmer-Schnidrig R., Wielandt E., Hayman M., Ackerley N. Magnetic field background variations can limit the resolution of seismic broad-band sensors // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 303–312.

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04719.x

Guglielmi A.V., Pokhotelov O.A. Geoelectromagnetic waves. Bristol: IOP Publ. Ltd. 1996. 402 p.

Guglielmi A.V., Potapov A.S. Do 5-minute oscillations of the Sun affect the magnetosphere and lithosphere of the Earth? 2018. arXiv:1808.05367 [physics.geo-ph]

Guglielmi A., Potapov A., Dovbnya B. 5-minute solar oscillations and ion cyclotron waves in the solar wind // Solar Phys. 2015. V. 290. № 10. P. 3023–3032. https://doi.org/10.1007/s11207-015-0772-2

Hayakawa M. Electromagnetic phenomena associated with earthquakes: Review // Trans. Ins. Electr. Engrs. of Japan. 2001. V. 121A. P. 893–898.

Kozlovskaya E., Kozlovsky A. Influence of high-latitude geomagnetic pulsations on recordings of broadband forcebalanced seismic sensors // Geosci. Instrum. Method. Data Syst. 2012. V. 1. P. 85–101.

https://doi.org/10.5194/gi-1-85-2012

Leighton R.B., Noyes R.W., Simon G.W. Velocity fields in the solar atmosphere // Astrophys. J. 1962. V. 135. P. 474–499.

Troitskaya V.A., Guglielmi A.V. Geomagnetic micropulsations and diagnostics of the magnetosphere // Space Sci. Rev. 1967. V. 7. № 5/6. P. 689–769.

Troitskaya V.A., Guglielmi A.V. Diagnostics of the parameters of the magnetosphere and of the interplanetary space by means of micropulsations. Low-frequency waves and irregularities in the ionosphere / Ed. N. D'Angelo. Dordrecht-Holland: D. Reidel Publ. Co. 1969. P. 120–136.

Troitskaya V.A., Guglielmi A.V. Hydromagnetic diagnostics of plasma in the magnetosphere // Ann. Geophys. 1970. V. $26 \mathbb{N} 4$. P. 893-902.

On Geoseismic Noise and Helioseismic Oscillations

A. V. Guglielmi^{*a*}, * and O. D. Zotov^{*a*}, *b*, **

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia ^bGeophysical Observatory "Borok", Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia

> *e-mail: guglielmi@mail.ru **e-mail: ozotov@mail.ru

In the paper (Sobolev et al., 2020) published in the *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, G.A. Sobolev et al. discuss the results obtained by their study. Firstly, it is noted that the most important element of the magnetic storm affecting the seismicity is the Pc5 geomagnetic pulsations. In the context of magnetohydrodynamics, Pc5 are interpreted as standing Alfvén waves. Perhaps, it is the Alfvén waves that induce oscillations recorded by the authors of the cited paper. Secondly, it is hypothesized that the Pc5 spectrum is contributed by the solar 5-min oscillations known in helioseismology. Thus, it is likely that there is yet another channel of influence through which the Sun affects the Earth, in particular, the Earth's seismicity. Special attention is paid to the questions concerning the instrumental noise.

Keywords: seismology, helioseismology, magnetic storm, Alfvén waves, geomagnetic pulsations, electromagnetic noise

——— ДИСКУССИЯ ———

УДК 550.831+838

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОФИЛЬНЫХ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ПОМОЩЬЮ МОДИФИЦИРОВАННЫХ *F*-АППРОКСИМАЦИЙ

© 2021 г. И. Э. Степанова^{1, 2, *}, И. А. Керимов¹, А. А. Спесивцев^{1, 2, 3}, В. А. Тимофеева^{1, 2, 4}, П. С. Михайлов^{1, 2}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия ²Научно-технологический университет "Сириус", г. Сочи, Россия ³ФГБУ "Центр геодезии, картографии и ИПД", г. Москва, Россия

⁴Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

* E-mail: tet@ifz.ru

Поступила в редакцию 17.01.2021 г. После доработки 19.02.2021 г. Принята к публикации 03.03.2021 г.

Построены аналитические аппроксимации и выполнен спектральный анализ профильных данных о высотных отметках рельефа, полученных с помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Приводятся результаты расчетов по разработанным компьютерным технологиям в рамках структурно-параметрического подхода метода линейных интегральных представлений.

Ключевые слова: профиль, структурно-параметрический, спектральный, аппроксимация. **DOI:** 10.31857/S0002333721040098

ВВЕДЕНИЕ

При изучении гравитационного поля Земли и решении большого числа прикладных задач полезной оказывается информация о топографии в силу известной корреляции аномалий силы тяжести и функции, описывающей рельеф поверхности или грид глубин [Конешов, Проценко 1984].

Целью настоящей статьи является выполнение спектрального анализа профильных топографических данных, а также модельных данных о рельефе на том же участке, полученных с помощью глобальной модели гравитационного поля EIGEM-6C4 и построенных на основе спутниковых данных цифровых моделей рельефа (ЦМР). При совпадении спектральных характеристик реальных топографических данных (измеренных с помощью аппаратуры, установленной на различных транспортных средствах: автомобилях, самолетах, морских судах и т.п.) и значений высотных отметок рельефа поверхности Земли или грида глубин Мирового океана можно упростить решение задач геофизики и геодезии интерпретационного характера. Профильные данные обладают, если можно так выразиться, весьма "ограниченными возможностями" с точки зрения применения их при исследованиях глубинного строения Земли и поиске месторождений полезных ископаемых. Для интерпретации данных гравимагниторазведки гораздо более предпочтительными являются так называемые площадные данные, но проведение подобного рода съемки физических полей нашей планеты — дело весьма затратное. Поэтому профильные данные о поле или рельефе можно попытаться дополнить значениями, полученными с помощью спутниковых систем наблюдения и (или) вычисленными в соответствии с формулами, принятыми в той или иной модели гравитационного поля Земли.

Различные варианты модифицированных *S*- и *F*-аппроксимаций (см. [Страхов, Керимов 1999; Степанова и др., 2019; 2020б]) позволяют построить линейные аналитические аппроксимации элементов аномальных потенциальных полей и функции, описывающей рельеф местности.

В данной статье рассмотрены компьютерные технологии построения аналитических *F*-аппроксимаций топографических данных в локальном варианте с использованием системы прямоугольных декартовых координат с целью сравнения спектральных характеристик сигналов, полученных разными способами.

Нами рассматривались задачи с большим количеством точек (десятки тысяч). Возникающие системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) решались с помощью усовершенствованного метода блочного контрастирования [Степанова, 2019] В Заключении приводится анализ эффективности предлагаемой методики оценки спектров топографических данных и рассматривается перспектива ее дальнейшего развития.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Алгоритмы построения аналитических аппроксимаций с помощью интеграла Фурье (*F*-аппроксимация)

Аппарат спектрального анализа (анализа Фурье) элементов аномальных потенциальных полей довольно широко применялся в 50—80-х годах прошлого века благодаря исследованиям как отечественных, так и зарубежных ученых (см., например, [Осколков, 1997; Болотин, Вязьмин, 2018; Зорич, 1984; Осипов, 2019]).

Если допустить, что элемент $V(x), x = (x_1, x_2, x_3)$ аномального поля непрерывно задан на всей бесконечной плоскости $x_3 = 0$, то преобразование Фурье F(u, v) элемента $V(x)|_{x_3=0}$: определяется однозначно:

$$F(u,v) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} V(x) \Big|_{x_3=0} \exp(i(ux_1 + vx_2)) dx_1 dx_2.$$
(1)

Обратное преобразование имеет вид:

$$T\{V(x)\} = \frac{1}{2\pi} \times$$

$$\times \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} K(u,v)F(u,v)\exp(-i(ux_1+vx_2))dudv,$$
(2)

где $T{V(x)} = W(x)$ есть некоторая линейная трансформанта функции V(x), которой в спектральной области соответствует умножение спектра F(u,v) на частотную характеристику K(u,v). Создание численных методов нахождения спектров Фурье F(u,v), основанных на общей теории метода линейных интегральных представлений, а также разработанных В.Н. Страховым теории и методах нахождения устойчивых приближенных решений линейных алгебраических уравнений большой размерности, позволяет вывести спектральный анализ на принципиально новый уровень при решении задач гравиметрии, магнитометрии и геодезии. Поскольку, как это уже неоднократно отмечалось в предыдущих работах авторов [Степанова и др., 2018а; 2018б; 2020а], функция, определяющая топографию земной поверхности, является пределом последовательности гармонических в некоторой внешней по отношению к источникам полей функций, созданные авторами методики вычисления спектров гравитационного и магнитного полей [Керимов и др., 2018; Страхов и др., 2009] могут использоваться также и для сравнительного анализа топографических данных. При отображении топографических данных за основу был выбран референц-эллипсоид Красовского в проекции Гаусса–Крюгера.

Напомним основные постановки задач на нахождение спектров Фурье элементов аномальных потенциальных полей по данным гравимагниторазведки. Для целей настоящего исследования можно ограничиться случаем гравитационного поля и задания значений одного элемента:

$$\Delta g(x) = -\frac{\partial V_a(x)}{\partial x_3}.$$
 (3)

Здесь $V_a(x), x = (x_1, x_2, x_3)$ суть потенциал аномального гравитационного поля, а ось $0x_3$ направлена вверх (в "воздух"), в силу чего в (3) фигурирует знак минус. Будем считать, что рельеф (высотные отметки или грид глубин) представляет собой предельные значения некоторой гармонической в нижнем (соответственно — верхнем) полупространстве функции, которую будем обозначать так же, как элемент гравитационного поля. Подчеркнем тот факт, что задача определения спектра элемента потенциального поля или функции, описывающей рельеф, рассматривается в трехмерном пространстве. Таким образом, речь идет о вычислении двумерного спектра полезного сигнала.

Постановка задачи состоит в том, что вводится спектральное представление функции $\frac{\partial V_a(x)}{\partial x_3}$, гармонической в полупространстве $x_3 > -H$ или $x_3 < H$ через спектр Фурье F(u, v) потенциала $V_a(x)$:

$$\frac{\partial V_a(x)}{\partial x_3} = \operatorname{Re}\left\{\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}K(u,v;x_3+H)F(u,v)\exp(-i(ux_1+vx_2))dudv\right\} =$$

$$=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty}K(u,v;x_3+H)(A(u,v)\cos(ux_1+vx_2)+B(u,v)\sin(ux_1+vx_2))dudv.$$
(4)

И

Здесь положено:

$$K(u,v;x_3 + H) = \exp(-(x_3 + H)\sqrt{u^2 + v^2})$$
 (5)

$$F(u,v) = A(u,v) + iB(u,v).$$
(6)

Основная вариационная постановка на нахождение функций A(u, v) и B(u, v) (действительной и мнимой частей комплексного спектра Фурье) имеет следующий вид [Страхов, Керимов 1999]:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} |F(u,v)|^2 du dv =$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} (A^2(u,v) + B^2(u,v)) du dv = \min_{\substack{A(u,v) \\ B(u,v)}}$$
(7)

при линейных условиях:

$$f_{i,\delta} - \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} K(u,v;x_3^{(i)} + H) \times \\ \times [A(u,v)\cos(ux_1^{(i)} + vx_2^{(i)}) + \\ + B(u,v)\sin(ux_1^{(i)} + vx_2^{(i)})] du dv = 0, \\ i = 0, 1, 2, \dots, N.$$
(8)

при этом компоненты сигнала имеют вид:

$$f_{i,\delta} = V(x^{(i)}) + \delta V_i.$$
(9)

Задача (7)—(8) решается методом множителей Лагранжа. Двумерные спектры полезного сигнала можно представить в виде:

$$A(u,v) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i P_i(u,v), \quad B(u,v) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i Q_i(u,v), \quad (10)$$

где положено:

$$P_i(u,v) = \frac{1}{2\pi} K(u,v,x_3^{(i)} + H) \cos(ux_1^{(i)} + vx_2^{(i)}), \quad (11)$$

$$Q_{i}(u,v) = \frac{1}{2\pi} K(u,v,x_{3}^{(i)} + H) \sin(ux_{1}^{(i)} + vx_{2}^{(i)}), \quad (12)$$

$$i = 1,2,...,N.$$

С учетом (5) имеем:

$$A(u,v) = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^{N} \lambda_i e^{-(x_3^{(i)} + H)\sqrt{u^2 + v^2}} \cos(ux_1^{(i)} + vx_2^{(i)}) =$$

$$= \sum_{i=1}^{N} \lambda_i P_i(u,v),$$

$$B(u,v) = \frac{1}{2\pi} \sum_{i=1}^{N} \lambda_i e^{-(x_3^{(i)} + H)\sqrt{u^2 + v^2}} \sin(ux_1^{(i)} + vx_2^{(i)}) =$$

$$= \sum_{i=1}^{N} \lambda_i Q_i(u,v),$$
(13)

где:

$$P_{i}(u,v) = \frac{1}{2\pi} e^{-(x_{3}^{(i)}+H)\sqrt{u^{2}+v^{2}}} \cos(ux_{1}^{(i)}+vx_{2}^{(i)}), \quad (15)$$

$$Q_i(u,v) = \frac{1}{2\pi} e^{-(x_3^{(i)} + H)\sqrt{u^2 + v^2}} \sin(ux_1^{(i)} + vx_2^{(i)}).$$
(16)

Как показано в работе [Страхов, Керимов, 1999], значения параметров λ_i (множителей Лагранжа) находятся из решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ):

$$A\lambda = f_{\delta},\tag{17}$$

в которой A есть ($N \times N$) — матрица со свойством:

$$\mathbf{A} = \mathbf{A}^{\mathrm{T}} \ge \mathbf{0} \tag{18}$$

и элементами a_{pq} , $1 \le p, q \ge N$:

$$a_{pq} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[P_p(u,v) P_q(u,v) + Q_p(u,v) Q_q(u,v) \right] du dv, (19)$$

а f_{δ} есть N – вектор с компонентами $f_{i,\delta}$, определенными по (9); λ – есть N – вектор с компонентами λ_i .

В работе [Страхов, Керимов 1999] были получены аналитические выражения для элементов матрицы (19):

$$a_{pq} = \frac{1}{4\pi \left(x_3^{(p)} + x_3^{(q)} + 2H\right)^3 \left[\left(x_3^{(p)} + x_3^{(q)} + 2H\right)^2 + \left(x_1^{(p)} - x_1^{(q)}\right)^2 + \left(x_2^{(p)} - x_2^{(q)}\right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}}.$$
(20)

Решая систему (17), мы находим множители Лагранжа λ_i , i = 1, 2, ..., N и, тем самым, спектры искомых элементов аномальных полей или рельефа $K(u, v, x_3 + H)F(u, v)$, $|K(u, v, x_3 + H)F(u, v)|^2$. Последнее выражение представляет собой зависимость квадрата амплитуды спектра от частот *u* и v – энергетический спектр на высоте *H* (или глубине *H*, если рассматривается грид глубин). Именно нахождение квадрата амплитуды спектра различных типов сигналов и позволяет впослед-

ствии графически изобразить функцию плотности вероятности.

При применении структурно-параметрического подхода функции ρ_r(ξ), возникающие в рамках вариационного подхода, претерпевают некоторые изменения. Именно, соотношение:

$$\tilde{\rho}_r(\xi;\lambda) = p_r(\xi) \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1, 2, ..., R$$
(21)

просто обобщается следующим образом:

$$\tilde{\rho}_{r}(\xi; \hat{\lambda}^{(r)}) = p_{r}(\xi) \sum_{r=1}^{N} \hat{\lambda}_{i}^{(r)} Q_{r}^{(i)}(\xi), \qquad (22)$$
$$r = 1, 2, ..., R.$$

Смысл конструкции (22) состоит в том, что параметры, от которых зависят аналитические выражения искомых функций, делаются зависящими от индекса *r*.

Таким образом, в случае структурно-параметрического подхода СЛАУ (17) переходит в

$$\mathring{A} \overset{\circ}{\lambda} = f_{\delta}, \qquad (23)$$

в которой λ есть блочный вектор вида:

$$\overset{\circ}{\lambda} = \begin{vmatrix} \overset{\circ}{\lambda}^{(1)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(2)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(R)} \end{vmatrix}, \quad \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} = \begin{vmatrix} \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}^{(r)} \\ \end{pmatrix}, \quad (24)$$

а матрица Å – это блочная матрица следующего вида:

$$\mathring{A} = \left| \begin{array}{c} \mathring{A}^{(1)} \\ \end{array} \right| \left| \begin{array}{c} \mathring{A}^{(2)} \\ \end{array} \right| \left| \begin{array}{c} \mathring{A}^{(R)} \\ \end{array} \right|, \quad (25)$$

в которой блоки Å^(r) имеют элементы:

$$\mathring{a}_{ij}^{(r)} = \int_{M_r} p_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) Q_r^{(j)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad r = 1, 2, ..., R \ (26)$$

и обладают свойством:

$$\mathring{A}^{(r)} = \mathring{A}^{(r),T} \ge 0, \quad r = 1, 2, \dots, R.$$
 (27)

В работах [Степанова и др., 2018; 2020а; 2020б] были подробно описаны алгоритмы новых итерационных блочных методов решения СЛАУ. В частности, подчеркивалось, что метод, основанный на деформации блоков (т.е. непрерывном изменении размерности блока в зависимости от данных задачи и погрешности приближенного решения, полученной на предыдущем шаге итерации), хорошо зарекомендовал себя при построении модифицированных S-аппроксимаций холмистого и горного рельефов. Именно по этой причине авторы применили усовершенствованный метод блочного контрастирования для нахождения аналитических аппроксимаций высотных отметок, измеренных на профиле, и последующего спектрального анализа.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2021

Алгоритмы нахождения аналитических аппроксимаций профильных топографических данных в локальном варианте

Предлагаемые компьютерные технологии построения аналитических аппроксимаций топографических данных, полученных с помощью ГНСС (глобальной навигационной спутниковой системы), подразделяются, как и в приведенных предыдущих работах авторов, на три этапа.

Первый этап — формирование элементов матрицы А

На этом этапе формируется матрица А. Предварительно с использованием программ сортировки и выборки из исходных пунктов исключается определенное количество ($N_{\rm контр}$) пунктов наблюдений. Профильные топографические данные характеризуются тем, что на отрезке (профиле), имеющем достаточно большую для локального варианта длину, имеется значительное число отметок рельефа (в нашем случае число ланных наблюдений превышало 40000). Мы разбили исходный трек (профиль) на несколько участков таким образом, чтобы в каждом блоке при применении усовершенствованного метода блочного контрастирования [Степанова и др., 20206] было не более 10000 строк. Такой подход позволяет эффективно использовать оперативную память одного персонального компьютера (процессора) или, в случае проведения параллельных вычислений, рационально распределять задачи между различными процессорами.

При *F*-аппроксимации расчетная формула для вычисления элементов матрицы А выглядит следующим образом:

гле

$$a_{pq} = \frac{1}{4\pi z^3 \left(z_{pq}^2 + \rho_{pq}^2\right)^{\frac{1}{2}}},$$
 (28)

$$z_{pq} = x_3^{(p)} + x_3^{(q)} + 2H,$$

$$\rho_{pq} = \sqrt{\left(x_1^{(p)} - x_1^{(q)}\right)^2 + \left(x_2^{(p)} - x_2^{(q)}\right)^2}.$$

Второй этап — нахождение устойчивого приближенного решения СЛАУ

Разработка алгоритмов получения устойчивых приближенных решений плохо обусловленных СЛАУ является ключевой проблемой при построении аналитических аппроксимаций в рамках метода линейных интегральных представлений. В.Н. Страховым была создана новая теория регуляризации СЛАУ, основные положения которой изложены в большой серии работ [Страхов и др., 2009; Страхов, Страхов, 1999а; 1999б; и др.]. Эти методы решения СЛАУ реализованы в пакете прикладных программ на языке С для СЛАУ с симметрической положительно полуопределенной матрицей и приближенно заданной правой частью (авторы – В.Н. Страхов, А.В. Страхов).

Для решения больших и сверхбольших систем линейных алгебраических уравнений нами был усовершенствован метод блочного контрастирования [Степанова и др., 2020а], основанный на предложенном В.Н. Страховым методе МБКоорС – метод блочного координатного спуска [Страхов, Страхов, 1999а].

Этот метод может быть использован во всех трех случаях: а) переопределенных систем (N > M); б) нормально определенных систем (N = M = n); в) недоопределенных систем (N < M).

Суть МБКоорС состоит в том, что матрица A, соответственно вектор x в исходной системе (17) представляются в блочной форме:

$$A = \begin{vmatrix} A_{1} & A_{2} & \dots & A_{Q} \end{vmatrix},$$
(29)
$$x = \frac{\begin{vmatrix} x^{(1)} \\ x^{(2)} \\ x^{(Q)} \end{vmatrix},$$
(30)

где в (29)-(30) числа блоков *Q* удовлетворяют условию

$$Q \ll M,\tag{31}$$

а размерности блоков A_q матрицы A и блоков $x^{(q)}$ вектора x, q = 1, 2, ..., Q суть:

$$(N \times M_a), M_a$$
 (32)

соответственно. В общем случае все M_q могут быть различны, но важнейшими являются два частных случая:

1)
$$M_q = c = \text{const}, \ q = 1, 2, ..., Q$$
 (33)

И

2)
$$M_q = c = \text{const}, \ q = 1, 2, \dots, Q - 1, \ M_Q < c;$$
 (34)

при этом всегда должны иметь место неравенства

$$N > M_q, \quad q = 1, 2, \dots, Q.$$
 (35)

В обоих случаях число *с* должно быть выбрано таким образом, чтобы блоки A_q и векторы f_δ целиком размещались в оперативной памяти компьютера.

В усовершенствованном методе блочного контрастирования благодаря учету априорной информации мы можем получить решение, адекватное реальной геофизической практике. Фактически, мы решаем задачу нахождения устойчивого приближенного решения СЛАУ (17) с помощью трехслойного усовершенствованного чебышевского итерационного метода для каждого из блоков q = 1, 2, ..., Q либо с помощью регуляризации метода Холецкого. При этом размерность каждого из блоков меняется в соответствии с выбранным нами законом (линейным или, при большой размерности исходного массива данных о рельефе, нелинейным – как правило, степенным).

Третий этап — восстановление рельефа

На данном этапе, используя значения действительной A(u, v) и мнимой B(u, v) частей комплексного спектра Фурье, которые определяются с использованием формул (13)–(14) и значений компонент λ_i вектора λ множителей Лагранжа, вычисленных описанным выше путем решения СЛАУ, вычисляются значения рельефа.

Рабочие формулы для вычисления восстановленного рельефа можно получить из формулы его спектрального представления в виде функции V(x), гармонической в полупространстве $x_3 > -H$, через спектр Фурье:

$$V(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-z\sqrt{u^2 + v^2}} (A(u, v) \cos(ux_1 + vx_2) + B(u, v) \sin(ux_1 + vx_2)) du dv.$$
(36)

Подставив в данную формулу выражения для действительной A(u, v) и мнимой B(u, v) частей комплексного спектра Фурье, после очевидных преобразований, получим соответствующие формулы. В формуле (36) речь идет о трехмерных полях и двумерных спектрах. Наши численные эксперименты показали, что предложенная методика модифицированных *F*-аппроксимаций на основе структурно-параметрического подхода работает и при анализе данных профильной съемки. Одна из частот в формуле (36), скажем, *v*, полагается равной нулю (поскольку у-компонента измеренного сигнала также равна нулю). Таким образом, мы получаем одномерный спектр функции, описывающей высотные отметки на профиле. Необходимо отметить, что отсутствие площадной съемки не привело к принципиальной невозможности спектрального анализа рельефных отметок с помощью метода *F*-аппроксимаций.

Спектральный анализ профильных топографических данных, полученных с помощью ГНСС, и сравнение спектров реального и модельного рельефов

Для определения спектральных характеристик и выявления общих составляющих в сигналах "разной" природы был выбран набор данных, составленный на основе измерений, полученных во



Рис. 1. Маршрут переезда Москва-Беломорск.

время переезда автомобиля-лаборатории ИФЗ РАН по маршруту Москва–Беломорск (24–25.06.2019 г.).

В качестве основного измерительного оборудования использовался комплект высокоточной ГНСС-аппаратуры. Подробное описание комплекса приборов и их характеристики приводятся в работе [Передерин и др., 2018]. Для обеспечения лучших условий наблюдений ГНСС-антенна устанавливалась на крыше автомобиля-лаборатории. Во время движения по маршруту велась непрерывная запись измерений с дискретностью 0.1 с (10 Гц), что соответствует пространственному разрешению 2.5 м при скорости движения автомобиля 90 км/ч.

На основе полученных ГНСС-измерений были определены геодезические координаты (широта, долгота и высота) точек маршрута с использованием метода абсолютных точных координатных определений Precise Pont Positioning (PPP).

В качестве альтернативного источника информации о высотах точек земной поверхности использовались данные, полученные с использованием ЦМР ArcticDEM [Showstack, 2017]. Специально построенная на основе данных спутниковой миссии Sentinel-1 модель также может применяться при решении геофизических задач интерпретационного характера: авторами настоящей работы был поставлен ряд математических экспериментов по построению модифицированных S-аппроксимаций топографических данных, полученных с помощью указанной модели. Относительная точность аналитических аппроксимаций превысила требуемую на практике и составила 10⁻⁹. Государственно-частный проект ArcticDEM Национального агентства геопространственной разведки (National Geospatial-Intelligence Agency, США) и Национального научного фонда (National Science Foundation, США) был реализован в 2016 г. для автоматического создания высококачественной ЦМР с высоким разрешением территории суши к северу от 60° северной широты на основе оптических стереоизображений посредством высокопроизводительных вычислений и программного обеспечения для фотограмметрии с открытым исходным кодом. Данные модели ArcticDEM предоставляются в виде сетки геодезических высот с пространственным разрешением от 2 до 1000 м. Значения высот вдоль точек маршрута определялись на основе билинейной интерполяции с использованием модуля grdtrack из пакета программ Generic Mapping Tools. Также для областей пролегания трека экспериментальных измерений ИФЗ РАН 2019 г. по маршруту Москва-Беломорск были построены ЦМР с помощью радиолокационной интерферометрии на основе использования разности фаз спутниковых снимков. Для работы использовались данные спутниковой миссии Sentinel-1 Европейского космического агентства. Отбор снимков для построения ЦМР производился с учетом сроков проведения измерений автомобилем-лабораторией (даты отобранных снимков – 14.06.2019 г. и 26.06.2019 г.), а также оптимальных значений временной (12 дней) и пространственной (76.03 м) базовых линий. Полученная ЦМР имеет геометрическое разрешение 5 × 20 м.

Данные об аномалиях силы тяжести определялись с использованием вычислительного сервиса Международного центра глобальных моделей Земли (ICGEM) на основе глобальной комбинированной модели геопотенциала EICGEM-6C4 представленной в виде сферических гармоник до 2190 степени. Значения аномалий силы тяжести определялась на сетке с шагом в 0.1 град. Значения вдоль точек маршрута определялись на основе билинейной интерполяции.

Таким образом, перечень анализируемых данных состоял из:

1) высот, определенных по данным ГНСС, в метрах;

2) высот, определенных по ЦМР ArcticDEM, в метрах;



Рис. 2. График квадратов амплитуд косинусоидальной (синфазной) составляющей сигнала высот, определенных из данных ГНСС.

3) высот, определенных по ЦМР, построенной на основе данных спутниковой миссии Sentinel-1, в метрах;

4) аномалий силы тяжести, определенных по модели ГПЗ EIGEM-6C4, в мГал.

По формулам, описанным ранее, находилось решение СЛАУ с помощью усовершенствованного метода блочного контрастирования. Деформация блоков выполнялась в соответствии с двумя законами:

1)
$$M_q(t) = \alpha t + M_0, \ \alpha > 0, \ M_q(0) = M_0;$$

 $M_q(1) = M_1.$
2) $M_q(t) = \beta \sqrt{t + t_0}, \ \beta > 0, \ M_q(0) = M_0; \ M_q(1) = M_1.$

Минимальный размер блока (соответствующий индексу "0") выбирался равным 1000, максимальный (соответствующий индексу "1") – 10000.

F-аппроксимации топографических данных были выполнены со среднеквадратическим отклонением, равным 1.5–3 см, при этом максимальное различие между высотными отметками наблюдалось для профиля 1-го типа (полученного с помощью установленной на автомобиле системы ГНСС) и составило 5.6 см. Следует отметить, что программное обеспечение, которое было разработано нами для решения поставленной в данной работе задачи, позволяет аппроксимировать высотные отметки рельефа с большей точностью (до 0.001 см), однако на практике такой уровень погрешности задавать не следует: нужно учитывать реальные условия измерений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате были оценены амплитуды периодических составляющих (синфазных и квадра-



Рис. 3. График квадратов амплитуд синусоидальной (квадратурной) составляющей сигнала высот, определенных из данных ГНСС.

турных) в рядах высот, определенных на основе ГНСС-данных, для диапазона частот от 0 до 9 Гц (рис. 2–рис. 4).

При этом в спектре синфазной составляющей наибольшую амплитуду обнаружили низкочастотные гармоники, соответствующие примерно 0.1 и 0.8 Гц. Что при длине анализируемого участка маршрута в 500 км соответствует длинам волн в 5000 и 625 км.

В спектре квадратурной составляющей наибольшую амплитуду обнаружили низкочастотные гармоники, соответствующие примерно 0.2 и 0.6 Гц. Что при длине анализируемого участка маршрута в 500 км соответствует длинам волн в 2500 и 830 км.

Также были построены графики функции плотности спектральной вероятности. Спектральная вероятность определяется как отношение квадрата амплитуды гармоники к сумме квад-



Рис. 4. График суммы квадратов амплитуд косинусоидальной и синусоидальной составляющих сигнала высот, определенных из данных ГНСС.



Рис. 5. Плотность вероятности спектра данных, определенных по ГНСС-измерениям.



Рис. 6. Плотность вероятности спектра данных, определенных по модели ArcticDEM.

ратов амплитуд всех наблюдаемых в спектре данного сигнала частот. В идеале, конечно, сумма квадратов должна стремиться к интегралу по всем частотам, и тогда площадь фигуры под графиком функции плотности вероятности должна быть равна 1.

Также был проведен расчет топографии по данным модели ArcticDEM (рис. 6), а также гравитационного поля (по **EIGEM-6C4**), заданного в

тех же точках, в которых измерялись высотные отметки рельефа. Значимых различий в соответствующих спектрах не наблюдается.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В статье приводится эффективный алгоритм спектрального анализа топографических профильных данных полученных с помощью ГНСС

и ЦМР, основанных на разных типах данных (оптических и радиолокационных).

Описанная методика построения аналитических аппроксимаций позволяет сравнивать спектральные характеристики рельефа полученного на основе ГНСС-измерений с соответствующими модельными значениями. Причем существенных различий между использованием значений модели ArcticDEM и модели, построенной на основе данных спутниковой миссии Sentinel-1, не наблюдается. Что позволяет сделать вывод, что при подобных задачах на усмотрение исследователей может быть выбрана как модель ArcticDEM, так и специально построенная для конкретного участка рельефа и в соответствии с датами проведения измерений ГНСС ЦМР на основе данных спутниковых миссий, например имеющейся в открытом доступе миссии Европейского космического агентства Sentinel-1.

Отметим также, что проведенные исследования показали практически полное отсутствие высокочастотных компонент в спектре высот земной поверхности вдоль маршрута.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено по госзаданию ИФЗ РАН, а также при финансовой поддержке РФФИ (гранты № № 19-35-51014 и 19-35-90092).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болотин Ю.В., Вязьмин В.С. Спектральный анализ точности векторной аэрогравиметрии // Фундаментальная и прикладная математика. 2018. Т. 22. Вып. 2. С. 33–57.

Зорич В. А. Математический анализ. М.: Физматлит. 1984. 544 с.

Керимов И.А., Степанова И.Э., Раевский Д.Н. Комбинированные аппроксимационные методы решения задач гравиразведки и магниторазведки // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 3. С. 37–50.

Конешов В.Н., Проценко С.В. Корреляционные связи геофизических полей. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. 100 с.

Конешов В.Н., Степанова И.Э. Аналитические аппроксимации грида глубин арктического бассейна и их спектральный анализ // Физика Земли. 2008. № 5. С. 34–41.

Осипов О.В. Спектральный анализ дискретных сигналов с высоким частотным разрешением // Вычислительные методы и программирование. 2019. Т. 20. Вып. 3. С. 270–282.

Осколков К.И. Рельефная аппроксимация, анализ Фурье-Чебышева и оптимальные квадратурные формулы. Теория приближений. Гармонический анализ / Никольский С.М. Труды МИАН. 1997. Т. 219. С. 269– 285.

Передерин Ф.В., Алешин И.М., Иванов С.Д., Михайлов П.С., Погорелов, В.В., Холодков К.И. Портативный комплекс регистрации сигналов ГНСС: полевые испытания и перспективы использования // Наука и технологические разработки. 2018. № 4. Т. 97. С. 28–40.

Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Комбинированный метод *F*-, *S*-и *R*-аппроксимаций при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли. 2018а. № 1. С. 96–113.

Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. О совершенствовании методов обработки больших объемов данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций // Физика Земли. 2020а. № 3. С. 82–97.

Степанова И.Э., Керимов И.А., Ягола А.Г. Аппроксимационный подход в различных модификациях метода линейных интегральных представлений // Физика Земли. 2019. № 2. С. 31–47.

Степанова И.Э., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Эффективная технология построения цифровых моделей рельефа и аналитических аппроксимаций потенциальных полей Земли // Наука и технологические разработки. 2018б. Т. 97. № 3. С. 5–14.

Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических S-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020б. Т. 19. № 2. С. 107–116.

Страхов В.Н., Керимов И.А. Аппроксимационная реализация спектрального анализа в гравиметрии и магнитометрии. Основные проблемы теории интерпретации гравитационных и магнитных полей / Страхов В.Н. М.: ОИФЗ РАН. 1999. С. 183–206.

Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН. 2009. 254 с.

Страхов В.Н., Страхов А.В. О решении систем линейных алгебраических уравнений с приближенно заданной правой частью, возникающих при решении задач гравиметрии и магнитометрии // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 1999а. Вып. 3, ноябрь. С. 20–49.

Страхов В.Н., Страхов А.В. Центральная вычислительная проблема в рамках третьей парадигмы в теории и практике интерпретации потенциальных полей. 1. Основы теории и численных методов. О некоторых вопросах теории интерпретации потенциальных полей. М.: ОИФЗ РАН, 19996. С. 128–191.

Showstack R. Map provides high-resolution look at nearly entire Arctic region // Eos. 2017. V. 98. https://doi.org/10.1029/2017EO085451

Stepanova I.E., Kerimov I.A., Shchepetilov A.V. Improving the methods for processing large data in geophysics and geomorphologybased on the modified S- and F-approximations // Izv., Phys. Solid Earth. 2020. V. 56. \mathbb{N}_{2} 3. P. 364–378.

Stepanova I.E., Raevskiy D.N., Shchepetilov A.V. Separation of potential fields generated by different sources // Izv., Phys. Solid Earth. 2020. V. 56. № 3. P. 379–391.

Spectral Analysis of the Profile Topographic Data using the Modified F-Approximations

I. E. Stepanova^{*a*, *b*, *, I. A. Kerimov^{*a*}, A. A. Spesivtsev^{*a*, *b*, *c*}, V. A. Timofeeva^{*a*, *b*, *d*}, and P. S. Mikhailov^{*a*, *b*}}

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia
 ^bSirius University of Science and Technology, Sochi, 354340 Russia
 ^cCenter for Geodesy, Cartography, and Spatial Data Infrastructure, Moscow, 125413 Russia
 ^dInstitute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: tet@ifz.ru

Analytical approximations are constructed and spectral analysis of the profile data on the elevations of the relief obtained using global navigation satellite systems (GNSS) is carried out. The results of calculations using the developed computer technologies in the structural-parametric approach of the method of linear integral representations are presented.

Keywords: profile, structural-parametric, spectral, approximation

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

DOI: 10.31857/S0002333721010130

В журнале "Физика Земли" помещаются законченные, еще не опубликованные статьи, содержащие новые результаты теоретических и экспериментальных работ, обзоры и дискуссионные статьи в области внутреннего строения Земли, происходящих в ней физических и физико-химических процессов и физических свойств ее вещества, публикуются статьи, посвященные исследованию Земли в целом как планеты. Все работы должны иметь ясно выраженную геофизическую направленность.

Название статьи должно быть конкретным и отражать содержание работы. Статья должна быть четко структурирована. В разделе ВВЕДЕНИЕ рекомендуется охарактеризовать состояние вопроса, изложить постановку задачи, определить ее место в общей геофизической проблематике. В теоретических работах целесообразно выделять разделы: ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ, РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ, РЕЗУЛЬТАТЫ, ОБСУЖДЕНИЕ РЕ-ЗУЛЬТАТОВ. В экспериментальных работах разделы: МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА, ПРО-ВЕДЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА, РЕЗУЛЬТАТЫ, ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ (следует четко отделять обсуждение результатов от фактического материала).

В статье строго обязательно перед аннотацией должны быть указаны выходные данные каждого автора: принадлежность автора научному учреждению или иной организации, а также электронные адреса одного или нескольких авторов.

ТЕХНИЧЕСКОЕ ОФОРМЛЕНИЕ СТАТЬИ

Статьи, оформленные строго по ПРАВИЛАМ журнала "Физика Земли", предоставляются в электронном виде на редакционный адрес: journal@ifz.ru, а также в обязательном порядке отправляются в редакционно-издательскую систему через сайт Издателя:

https://www.sciencejournals.ru/journal/fizzemli/

 – Электронные файлы текстовой части статьи предоставляются в формате MS Word.

Все страницы текста должны быть пронумерованы.

 Начало статьи оформляется по образцу: индекс статьи по Универсальной десятичной классификации (УДК); название статьи; инициалы и фамилия авторов; полное название учреждений, город, страна; E-mail.

 Если авторов несколько, то в индексе к фамилии указывается порядковый номер перечисленных ниже учреждений, к которому относится данный автор, и там же ставится звездочка (или звездочки), соответствующие электронной почте – e-mail.

Пример:

УДК 550.372

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ИНТЕРПОЛЯЦИОННЫМИ ПОЛИНОМАМИ

© 2020 г. И.И. Иванов^{1, *}, П.П. Петров^{1, 2, **}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия *E-mail:

***E*-mail:

Если среди авторов есть иностранцы, необходимо указать их фамилии и инициалы на родном языке или в латинской транскрипции, а также необходимо дополнительно предоставить фамилии русскоязычных авторов в английской транскрипции (в противном случае редакция журнала за правильность их перевода ответственности не несет).

Далее следует краткая аннотация и ключевые слова.

Пример:

Ключевые слова: сейсмическое зондирование, разрушение горных пород, лабораторное моделирование сейсмичности.

Во всех материалах должны использоваться физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе единиц СИ, и относительные атомные массы элементов по шкале ¹²С. При использовании для расчетов специального программного обеспечения необходимо указывать авторов программ. При названии различных соединений необходимо использовать терминологию ИЮПАК. Транскрипция географических названий должна соответствовать атласу последнего года издания. Десятичный символ – точка. В числовых интервалах, где числа имеют знак, вместо тире ставится многоточие. Правильно: при температурах 450–470 К, но +450...+470 К, -30...-10°С.

В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме общеупотребительных); сокращенные названия поясняются при первом упоминании. При упоминании в тексте иностранных фамилий в скобках необходимо давать их оригинальное написание (за исключением общеизвестных, а также в случае, если на эти иностранные фамилии даются ссылки в списке литературы).

Формулы. Начертание и расположение символов, букв, знаков, индексов, строк в статье не должно допускать двоякого прочтения.

 Химические элементы, тригонометрические и др. функции набираются прямым шрифтом; все латинские буквы печатаются курсивом, греческие буквы набираются прямо (это правило касается и тех случаев, когда эти буквы употребляются в индексах).

 Векторные величины набираются полужирным шрифтом и в формулах, и по тексту (других обозначений для векторных величин быть не должно).

 Нельзя использовать в формулах буквы русского алфавита.

- Спецзнаки должны быть пояснены на полях.

 При необходимости на полях могут быть пояснены похожие по начертанию буквы (напр. латинская буква l (эль) и единица l, латинская v и греческая буква v (ню)).

Во всех материалах, включая рисунки и надписи на фотографиях, должно соблюдаться единообразное написание всех формул и символов. Необходимо унифицировать те математические знаки и символы, в употреблении которых встречаются разнобой и неопределенность (знак пропорциональности, знак приблизительного равенства и т.п.).

Рисунки. Рисунки предоставляются отдельно от статьи в электронном виде. Кроме этого следует представить экземпляр с рисунками внутри текста, предназначенного для рецензента.

Рисунки представляются с разрешением не менее 600 dpi в форматах TIFF, JPEG. Толщина линий не должна быть меньше pt. Графики и диаграммы желательно готовить в векторных графических редакторах и представлять – вместе с версиями формата TIFF – в стандартном формате файлов графического редактора, в котором они были подготовлены, или в формате EPS.

Рисунок должен быть понятным, четким, буквенные обозначения в подписях к рисунку и на самом рисунке должны соответствовать буквенным обозначениям по тексту. Не следует без особой необходимости добавлять на задний план рисунков серый (цветной) фон или сетки. На осях графиков нужно указывать откладываемые величины в единицах их измерения, наименования величин приводятся в русском написании. Для надписей и обозначений следует использовать стандартные TrueType шрифты.

Файлы иллюстраций должны быть поименованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каков порядок их расположения в тексте. Каждый файл должен содержать одну иллюстрацию. Если иллюстрация состоит из нескольких частей, все они должны быть сгруппированы в один файл с правильным расположением частей.

– Подрисуночные подписи размещаются на отдельном листе.

 Если рисунок единственный в статье и имеет подпись, то он не нумеруется, слово Рис. в подписи к нему не пишется, ссылка на него – рисунок.
 Если же рисунок не имеет подписи, то он нумеруется, даже если он единственный в статье.

 В местах текста, где автор рекомендует расположить рисунок, делается пометка (например, рис. 1 или табл. 2).

Журнал печатает черно-белые иллюстрации. Цветные иллюстрации печатаются:

 при оплате автором изготовления цветных рисунков в английской версии — в русской версии журнала цветные рисунки печатаются бесплатно;

— при согласии автора на то, что в бумажной версии его рисунки печатаются в черно-белом варианте, а в электронной версии эти рисунки будут цветными — цветные иллюстрации печатаются бесплатно и в русской, и в английской электронных версиях журнала.

При подготовке иллюстраций рекомендуем обратиться за более подробной информацией на сайт: https://www.pleiades.online/ru/authors/guidlines/ prepare-electonic-version/images/

Если в статье воспроизводится опубликованный ранее (в журнале, монографии или другом издании, защищенном авторским правом) рисунок, то авторам следует получить письменное разрешение на воспроизведение этого рисунка у правообладателя и представить это разрешение в редакцию вместе со статьей.

Таблицы. Таблицы предоставляются отдельно. Продолжение (окончание) таблицы должно иметь заголовок: "Таблица 1. Продолжение" или "Таблица 1. Окончание". Если таблица единственная в статье и имеет заголовок, то она не нумеруется. Слово Таблица не пишется. Если же таблица не имеет заголовка, то она нумеруется, даже если она единственная в статье. Повторяющиеся надписи заменяются символом "—".

Библиография. В разделе "Список литературы", оформляемом по приведенным ниже образцам (следует обратить внимание на знаки препи-

нания), сначала перечисляются русские, потом иностранные издания без нумерации; обе части списка составляются в алфавитном порядке по фамилиям первых авторов. Все ссылки даются на языке оригинала (названия на японском, китайском и других языках, использующих нелатинский шрифт, пишутся в латинской транскрипции).

 Ссылки в тексте производятся в квадратных скобках с упоминанием фамилии первого автора и года, например:

[Козырев, 1975];

 – если в ссылке два автора, то ссылка дается на обоих авторов, например:

[Козырев, Иванов, 1975];

 – если в ссылке три и больше авторов, то дается ссылка на первого автора и указывается год, например:

[Козырев и др., 1975].

При формальном совпадении двух и более ссылок после года ставится буква (в списке литературы также), например: [Козырев, 1980а]. При ссылке на сборник статей в тексте делается ссылка на первое слово названия сборника и год, например: [Флуктуации..., 1994].

Нельзя делать ссылки на неопубликованные статьи; при необходимости они могут быть оформлены как частное сообщение в виде подстрочных примечаний (сносок).

В списке литературы фамилии авторов набираются курсивом, все остальные данные набираются прямо.

Пример ссылки на журнальную статью:

Козырев М.С. Название статьи // Название журнала. Год. Том. Номер. Страницы (например: С. 14–27).

Пример ссылки на книгу:

Козырев М.С. Название книги. Л.: Издательство. Год. Общее число страниц (например: 354 с.).

Пример ссылки на диссертацию:

Козырев М.С. Название диссертации. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Ташкент: Название института. Год. Общее число страниц (например: 354 с.).

Пример ссылки на статью в сборнике:

Козырев М.С. Название статьи. Название сборника / Под ред. Иванова А.Б. М.: Год. Страницы статьи.

Приложение. В статье может находиться отдельным разделом ПРИЛОЖЕНИЕ (или их может быть несколько), которые входят в объем подаваемой статьи.

Желательно, чтобы все рисунки, входящие в ПРИЛОЖЕНИЕ, были пронумерованы сквозной нумерацией как продолжение по тексту.

Дополнительные материалы. Для более полного описания исследования, к русской и английской версии статьи в журнале "Физика Земли" могут прилагаться ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ (аудио- и видеофайлы, презентации, дополнительные таблицы, рисунки и пр.) при условии, если автор является правообладателем прилагаемых материалов и автором ранее не были переданы авторские права на их использование иным (кроме издателя) лицам, либо автор имеет письменное разрешение правообладателя на их использование в целях опубликования и распространения в журнале.

ТРЕБОВАНИЯ К ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМ МАТЕРИАЛАМ:

 Статья должна быть законченным произведением. Не допускается выносить в дополнительные файлы материалы, критически важные для понимания статьи.

 Дополнительные материалы издателем не правятся и не обрабатываются, публикуются в исходном авторском исполнении. Материалы представляются авторами на русском и английском языке. Автор несет полную ответственность за содержание дополнительных материалов.

— Файлы дополнительных материалов должны именоваться по порядку:

"ESM_1.mpg", "ESM_2.pdf", "ESM_3.xls".

 В тексте статьи будет указана ссылка на наличие дополнительных материалов.

— Дополнительные материалы являются частью статьи, на которую распространяются все правила и требования, предъявляемые к статье издателем и действующим законодательством как к самостоятельному объекту авторских прав, в том числе условия о необходимости заключения авторского договора на прилагаемые материалы (на русскую и английскую версии).

Бланк договора для дополнительных материалов в английскую версию журнала: https://www.pleiades.online/ru/authors/guidlines/ prepare-electonic-version/supplementarymaterials/

Бланк договора для дополнительных материалов в русскую версию журнала: http://jpe.ifz.ru/fileadmin/user_upload/documents/

journals/gr/19-4/fulltext/dogovor_RAS_130218-2.doc

Сопроводительные документы. Вместе с рукописью статьи в редакцию высылаются отсканированные варианты следующих сопроводительных документов: экспертное заключение о возможности открытого опубликования, договор о передаче авторского права для английской версии журнала и лицензионный договор о передаче авторского права для русской версии журнала. Формы договоров находятся на сайте: http://jpe.ifz.ru/pravila-dlja-avtorov/

Эти документы предоставляются в редакцию с подписями всех авторов по aдресу: journal@ifz.ru.