

О ФЛЮИДОМЕТАМОРФИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН (В СВЯЗИ СО СТАТЬЕЙ Г.Г. КОЧАРЯНА И И.В. ШАТУНОВА “АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН”)

© 2024 г. М. В. Родкин^{1,2, *}

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия,

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: rodkin@mitp.ru

Поступила в редакцию 19.03.2024 г.

После доработки 20.03.2024 г.

Принята к публикации 25.03.2024 г.

Глубинный флюидный режим играет во многом ключевую роль в сейсмичности и асейсмичном деформировании литосферы, в процессах рудо- и нефтегенеза. Содержательный детальный анализ гидрогеологии неглубоких разломных зон дается в статье [Кочарян, Шатунов, 2024], где указывается, что характер флюидодинамики глубинных разломов известен плохо. В данной статье основное внимание уделяется проблемам описания глубинных разломных зон, отмечается ряд противоречий, возникающих при таком рассмотрении. Показано, что трудности такого описания во многом снимаются при учете процессов метаморфизма и связанных с ним аномалий физических свойств земных недр. Дополнительное уточнение получает положение о различии физических механизмов разноглубинных землетрясений.

Ключевые слова: землетрясения, глубинные разломные зоны, флюидометаморфические процессы.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040133>, **EDN:** FVXBQL

ВВЕДЕНИЕ

Глубинный флюидный режим играет ключевую роль в целом ряде геофизических процессов — это и проблемы сейсмичности и асейсмичных деформаций, и проблемы рудо- и нефтегенеза. В статье Г.Г. Кочаряна и И.В. Шатунова представлен детальный анализ современных представлений о флюидном режиме и гидрогеологии разломных зон. Авторы убедительно демонстрируют, что эксперимент и натурные наблюдения дают богатый материал для понимания строения и гидрогеологии относительно неглубоких разломных зон и их связи с сейсмичностью и асейсмичными деформациями. Но применительно к более глубоким горизонтам авторы заключают, что “о флюидодинамике разломов на значительных глубинах мало что известно”. При этом имеют место значительные различия трактовок разных авторов. Действительно, для более глубоких горизонтов, где натурные наблюдения и экспериментальные возможности ограничены, в большей степени приходится основываться на теоретических

построениях и результатах исследования обнажений, которые претерпели сильные изменения и лишь отчасти характеризуют свойства разломных зон в период их активности, имевшей место в геологическом прошлом, в глубоких горизонтах земной коры.

Данная работа инициирована подготовкой рецензии на статью Г.Г. Кочаряна и И.В. Шатунова “Актуальные вопросы гидрогеологии сейсмогенных разломных зон”, авторам которой и некоторым членам редколлегии журнала показалось, что в рецензии были затронуты моменты, дополняющие содержание статьи касательно характеристик более глубоких разломных зон. При этом сразу встает ряд вопросов: какие глубины следует в данной постановке считать большими и что можно, более или менее уверенно, полагать касательно флюидодинамических процессов и их связи с сейсмичностью на таких глубинах. Ниже сначала рассмотрены некоторые общие, предположительно, связанные с характером глубинного флюидного режима тенденции изменения с глубиной параметров очагов

землетрясений. Затем, учитывая эти общие тенденции, обсуждаются модели и парадоксы, связанные со структурой и характеристиками глубинных разломных зон. В заключение показано, что возникающие затруднения в значительной степени снимаются при учете роли метаморфических процессов, активизируемых глубинным флюидом как катализатором превращений. Полученные результаты позволяют также детализировать представления о различии физических механизмов разноглубинных землетрясений.

НЕКОТОРЫЕ ФЛЮИДОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА С ГЛУБИНОЙ

Начиная обсуждение различий неглубоких и глубоких разломных зон, напомним читателю о парадоксе сейсмичности. Как известно, при больших давлениях и температурах глубоких горизонтов земной коры и, тем более, верхней мантии, обычный механизм хрупкого разрушения по модели Риды работать не может. Обычно предполагается [Касахара, 1985; Kirby et al., 1991; Калинин и др., 1989; Role of water..., 2001; Sornette, 2001; Родкин, Рундквист, 2017; и многие др.], что в этих условиях землетрясения происходят благодаря присутствию высоконапорного флюида, развитию флюидогенных механизмов разупрочнения (эффект Ребиндера, иные механохимические механизмы) и фазовым переходам. Для еще более глубоких горизонтов, где наличие существенных концентраций флюида предполагается маловероятным, возникновение землетрясений связывают с фазовыми превращениями [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Rodkin, 1995; Marone, Liu, 1997; Houston, 2015; Родкин, Рундквист, 2017; Timothy et al., 2020; и др.]. Сейсмологические свидетельства различия в физике разноглубинных землетрясений, вполне согласующиеся с теоретически ожидавшимися, были недавно приведены в работах [Rodkin, 2022; Родкин, Липеровская, 2023]. При этом, как следствие различия физических механизмов землетрясений, было выявлено также и различие их прогнозных признаков.

Ниже ограничимся обсуждением относительно менее глубоких горизонтов, до 200 км глубины, где в процессах сейсмогенеза и асейсмичного деформирования предполагается доминирующая роль флюидной компоненты, а роль фазовых превращений более второстепенна. Основное поступление флюида в глубокие горизонты земной коры и верхней мантии принято связывать с процессами субдукции и иными,

менее глубинными зонами надвигов. Другим источником поступления флюида могут быть глубокие горизонты мантии и ядро Земли, но этот вопрос, в частности флюидный режим так называемых “горячих точек”, исследован явно недостаточно, и мы его здесь касаться не будем.

Вследствие различия глубин погружения коро-литосферных пластин можно ожидать различия флюидного режима, а соответственно и возможного различия характера сейсмичности, окрестностей зон субдукции и внутриконтинентальных областей. На рис. 1 дана используемая далее пространственная классификация землетрясений из мирового GCMT-каталога (1976–2022 гг.) на события районов зон субдукции, внутриконтинентальных областей и срединно-океанических хребтов. Естественно, разделение это довольно грубое и отчасти условное; как трактовать, например, области мантийных землетрясений Гиндукуша, зоны Вранча или Терско-Сунженского прогиба на Кавказе? Для простоты все такие районы были отнесены к внутриконтинентальному типу.

Мировой каталог сейсмических моментов землетрясений GCMT дает глубину очага как по положению гипоцентра, так и по решению сейсмического момента. Отсюда можно оценить доминирующее для данной группы событий направление развития сейсмического разрыва — вверх или вниз. Направление развития вверх естественно связать с наличием в очаговой области легкого флюида и его прорывом вверх; преимущественное развитие процесса в глубину, в область более высоких температур, представляется естественным в условиях несущественной роли или отсутствия флюида малой плотности.

Значительная часть землетрясений GCMT-каталога приписана к некоторым фиксированным значениям глубины: 10, 12, 15, 33 км. Естественно предположить, что такие случаи отвечают невозможности более точного определения глубины (будь то для положения гипоцентра или по решению сейсмического момента). Такие события были исключены из дальнейшего рассмотрения. Событий, приписанных к таким фиксированным глубинам особенно много для группы срединно-океанических хребтов; поэтому статистически достоверный анализ в этом случае оказался невозможен и данные по срединно-океаническим хребтам ниже не рассматриваются.

На рис. 2 даны осредненные для последовательных по глубине групп из 70 землетрясений

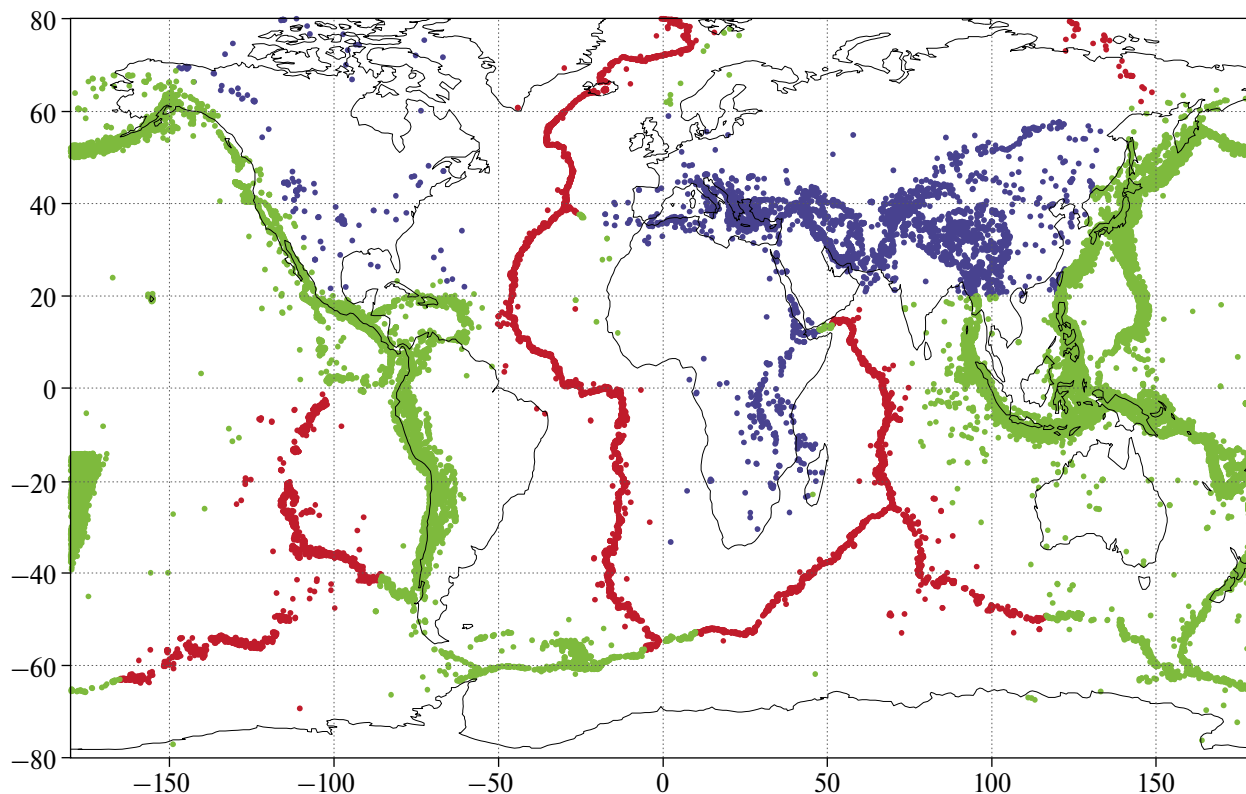


Рис. 1. Неглубокие и промежуточные землетрясения по каталогу GCMT, 1976–2022 гг.; синие точки — внутриконтинентальные события, зеленые — зоны субдукции, красные — зоны срединно-океанических хребтов.

с шагом 35 событий разницы глубин по решению сейсмического момента и гипоцентра. Положительные значения отвечают преимущественному развитию сейсмического разрыва вниз. График представлен в логарифмической шкале по глубине, при этом более четко видны приповерхностные особенности, представляющие в нашем случае больший интерес. Качественно аналогичный график получается, если разницу глубин по решению сейсмического момента и гипоцентра нормировать на характерный размер очага землетрясения данной магнитуды.

Как видно на рис. 2, преимущественное развитие сейсмического разрыва вниз наблюдается в верхних 20 км, и в области глубже 40 км для континентальных землетрясений, и глубже примерно 70 км для зон субдукции. Промежуточная область с преимущественным развитием разрыва вверх, видимо, отвечает области наиболее систематических прорывов вверх легкой флюидной компоненты. Данные для областей субдукции и внутриконтинентальных районов хорошо согласуются (кроме интервала глубин 40–90 км, которые в континентальных областях оказываются как бы более “сухими”). Заметим, что для приповерхностных землетрясений хорошо

выделяется аномалия, приуроченная к глубинам около 10 км — положению слоя-разделителя [Иванов, 1999], отвечающая характерной границе между областями субгидростатических и сублитостатических давлений флюида.

Данные рис. 2 подтверждают предположение об относительно большей “сухости” глубоких горизонтов земной коры внутриконтинентальных областей, чем районов зон субдукции. Эти же данные позволяют подойти к вынесенному в начало статьи вопросу о том, на каких глубинах характер гидрогеологии разломных зон начинает сильно отличаться от приповерхностного. Первым барьером, по-видимому, можно считать слой-разделитель С.Н. Иванова, второй располагается в области глубин 20 км. Первый слой условно отвечает подошве зоны субгидростатических давлений флюида. Второй может приблизительно соответствовать кровле области возможной реализации надлитостатических давлений флюида, обеспечивающих возможность развития гидроразрывов.

По данным GCMT-каталога можно также получить профиль, характеризующий относительный вклад более высоко- и низкочастотных процессов в очагах землетрясений. Оценка

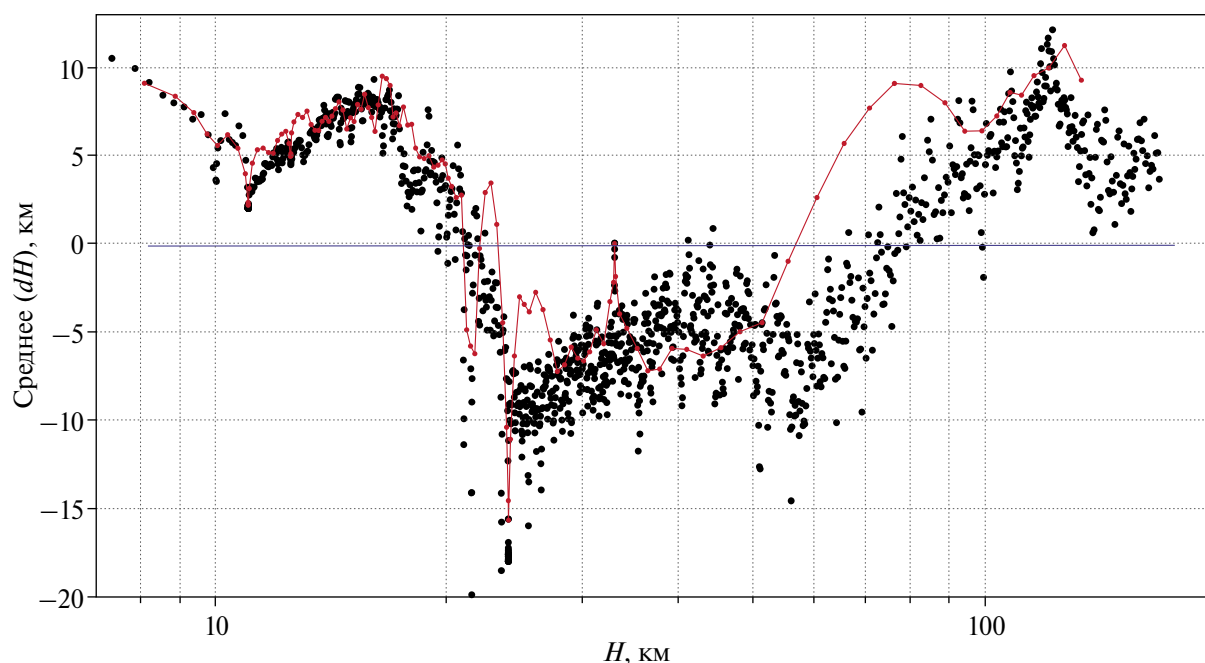


Рис. 2. Изменение средней разницы глубин землетрясений (dH) по решению сейсмического момента и гипоцентра; черные точки — области субдукции, красная кривая — внутриконтинентальные области.

силы землетрясения по магнитуде M_b характеризуется в большей степени высокочастотную часть спектра, а по моментной магнитуде M_w — низкочастотную. Несколько условно можно считать, что соотношение магнитуд M_b и M_w характеризует относительный вклад более хрупкой (*brittle*) и более пластической (*ductile*) моды процесса сейсмического разрушения. На рис. 3 представлена осредненная зависимость разницы значений магнитуд M_w и M_b в зависимости от глубины. Значения магнитуд несут большую погрешность в области малых (часто пропускаемых) и экстремально больших событий. Поэтому для сравнения использовались события промежуточного диапазона магнитуд $4.8 \leq M_b \leq 6.2$. Также исключались случаи с сильно отклоняющимися от среднего значениями ($M_w - M_b$). Усреднение проводилось для групп в 200 событий. Заметим, что при сравнении глубин (рис. 2) и при сравнении магнитуд (рис. 3) критерии отбраковки менее достоверно определенных значений различались, сильно различался и список отбракованных событий.

При несомненном различии наблюдается и значительная общность в характере данных на рис. 2 и рис. 3. Как видно на рис. 3 в интервале глубин до 30–40 км доминирует тенденция роста длиннопериодной, условно более пластической, компоненты процесса разрушения. Наиболее условно хрупкий режим

сейсмического разрушения отвечает глубинами 40–120 км, где в зонах поддвига, в частности, в зонах субдукции, происходят интенсивные процессы высвобождения флюида (дегидратации). Сильный рост низкочастотной, условно пластической, моды разрушения имеет место в области фазовых превращений, на глубинах 150 и более (до 700) км. Заметим, что можно видеть и аномалию, связанную с областью слоя-разделителя по С.Н. Иванову (в районе глубин 10 км).

Зоны срединно-океанических хребтов, в большинстве своем, значительно удалены от станций регистрации. Оценки магнитуд происходящих здесь событий (как и выше касательно их глубины) несут большие погрешности; поэтому аналогичный рис. 3 анализ реализовать для зон срединно-океанических хребтов оказалось затруднительным.

Вышеприведенные результаты убедительно свидетельствуют о существенных изменениях характера сейсмического процесса в диапазоне глубин земной коры и верхней мантии. Далее рассмотрим соответствующие им различия в структуре и функционировании разноглубинных разломных зон. После, по результатам такого анализа, снова вернемся к возможной интерпретации максимумов средних величин ($M_w - M_b$) на рис. 3.

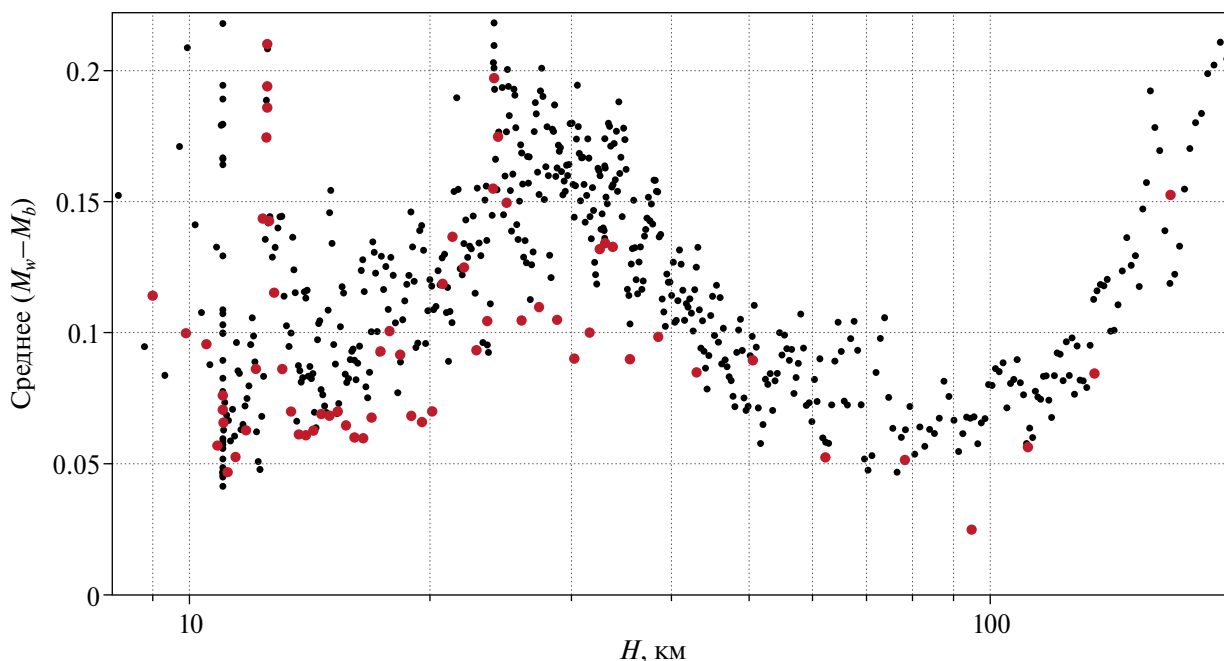


Рис. 3. Изменение средней разницы магнитуд ($M_w - M_b$); черные точки — зоны субдукции, красные — внутриконтинентальные области.

РАЗНОГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ: СТРУКТУРА, МОДЕЛИ ОПИСАНИЯ, ПАРАДОКСЫ

Можно ожидать, что сильной изменчивости параметров сейсмичности будут отвечать и сильные различия в структуре и характере функционирования разноглубинных разломных зон. Применительно к приповерхностным разломным зонам в работе [Кочарян, Шатунов, 2024] убедительно показана чрезвычайно высокая локализованность смещений вдоль довольно плоской и весьма протяженной зоны (“зона магистрального сместителя”, “*principal slip zone*” (PSZ)). Мощность PSZ-зоны часто составляет всего несколько миллиметров (реже десятки—сотни миллиметров), зона эта обычно выполнена ультрамикрoзернистой средой, так называемой глиной трения. Образование глины трения связывается с концентрацией напряжений и разрушением выступов бортов разлома и сериями повторных переизмельчений при последующих подвижках по разлому. Образование глины трения в свою очередь влияет на характер трения на разломе [Кочарян и др., 2023]. Отмечается, что довольно типична картина, когда разлом состоит из серии субпараллельных, сливающихся и расходящихся PSZ-зон разного возраста и разной степени выраженности.

Центральная плоскость разлома, зона PSZ, часто окружена существенно более мощной

(метры, десятки, иногда сотни метров) зоной нарушений, пористость и проницаемость которой на порядки выше соответствующих значений как для вмещающих пород (протолита), так и для центральной PSZ-зоны разлома. При этом отмечается [Будков, Кочарян, 2024; Кочарян, Шатунов, 2024], что известными теориями механики разрушения формирование столь значительной зоны повреждения в направлении, перпендикулярном к плоскости трещины, не описывается. Не вполне понятна и причина частого образования серии как бы дублирующих субпараллельных PSZ-зон сдвига. Особо подчеркивается низкая проницаемость зон PSZ, приближающихся по величине пористости и проницаемости к ненарушенным блокам протолита.

В более глубоких сдвиговых зонах область нарушений, как правило, представлена слоем милонита, мощностью обычно от сотен метров до нескольких километров. Такая зона милонитов часто включает в себя узкий хрупкий разлом, PSZ-зону, что трактуется в работе [Кочарян, Шатунов, 2024] как свидетельство возможности развития хрупкого разрушения вплоть до температур 600–800°C. В пользу такого предположения приводятся свидетельства развития динамических хрупких сдвигов при температурах 500°C и выше [Кочарян и др., 2023].

Можно, однако, предложить и иную трактовку, исходящую из предположения о принципиальном

различии характера приповерхностных и глубинных сдвиговых зон. Считается установленным, что деформация милонитов реализуется механизмами зернограницного проскальзывания и диффузии и отвечает глубинному процессу, заведомо не эффективному при малых P - T -параметрах [Пуарье, 1988; Teng-fong Wong et al., 2012; и др.]. В приповерхностных условиях слои милонитов отличаются относительно повышенной прочностью и в рельефе часто формируют гребнеобразные выступы и локальные водоразделы [Мейсон, 1981]. Но продолжающаяся к поверхности зона разлома должна как-то продолжать реализовывать деформацию. Такая деформация может реализоваться за счет развития по слою милонита наложенной зоны хрупкого разрушения. В этой модели температура формирования наложенной зоны хрупкого разрушения определяется прекращением эффективного деформирования слоя милонита по механизмам зернограницного проскальзывания и диффузии и может соответствовать примерно 300–400°C, а не 600–800°C, как указывалось выше.

При каких именно P - T -условиях в милонитах формируется узкая хрупкая зона разрушения остается неясным. Согласно недавним обзорам [Teng-fong Wong et al., 2012; Okudaira, Shigematsu, 2012; Violay et al., 2017], наиболее характерными условиями *brittle-ductile transition* в типичных для земной коры условиях можно полагать глубины в районе 20 км и температуры $400 \pm 100^\circ\text{C}$. При этом можно предположить, что граница изменения механизмов деформации в земле — от пластических к хрупким — зависит также и от величины локальных тектонических напряжений (скорости деформаций); а эти последние, по крайней мере в среднем, достаточно малы. Если напряжения будут существенно меньше предела прочности, то они будут медленно релаксировать деформациями слоя милонита, особенно эффективными в микрозернистой среде, где и при низких действующих напряжениях эффективны механизмы зернограницного проскальзывания и диффузии, в совокупности обеспечивающие реализацию так называемого режима структурной сверхпластичности [Пуарье, 1988].

Напомним в этой связи также парадокс, связанный с процессом образования милонитов [Родкин, 1993]. Известно [Пуарье, 1988], что при повышенных P - T -условиях микрозернистая среда милонитов достаточно эффективно деформируется даже и при малых напряжениях σ в режиме структурной сверхпластичности. Типичные невысокие тектонические напряжения хорошо соответствуют как этой схеме, так

и оценкам действовавших в милонитах напряжений, получаемым, например, по плотности дислокаций в кристаллах. Но образование самих милонитов (а тем более ультрамилонитов) с размером зерен d в единицы мкм и даже менее при малых напряжениях невозможно; для рекристаллизации вещества в микрозернистую среду требуются высокие напряжения по хорошо известному в материаловедении соотношению $d \sim 1/\sigma$ [Пуарье, 1988]. Таким образом, образование милонитов предполагает, по крайней мере эпизодическое, возникновение высоких напряжений. При этом систематическая встречаемость, типичность слоев милонитов указывает и на типичность возникновения таких высоких напряжений. Подчеркнем отличие обсуждаемой ситуации от случая образования аналогично микрозернистой глины трения в выходящих на поверхность зонах разломов; последняя образуется за счет концентрации напряжений в отдельных точках. В условиях высоких давлений и температур глубоких горизонтов земной коры, при крайне низкой пористости, такой механизм концентрации напряжений не реализуется.

Что касается возникновения в милонитах быстрых сейсмических подвижек, то с такими событиями принято ассоциировать тонкие слои псевдотахилитов, полагаемых следами фрикционного подплавления, возникающего при сейсмических подвижках.

В обзоре [Кочарян, Шатунов, 2024] отмечается также тот факт, что сейсмические исследования демонстрируют типичность наличия в литосфере субгоризонтальных слоев пониженных скоростей сейсмических волн, для которых характерна также и повышенная концентрация очагов землетрясений. Такие слои могут быть слоями милонитов, которые выделяются в сейсмическом строении как слои пониженных скоростей. Заметим, что механизм образования протяженных механически ослабленных слоев, субпараллельных свободной поверхности, также не вполне понятен.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как сейсмические данные (рис. 2 и рис. 3), так и отличие строения глубинных и более приповерхностных разломных зон определенно указывает на вполне ожидаемые существенные различия в механизмах деформирования приповерхностных и глубинных разломных зон. Информации по строению и механизмам функционирования глубинных зон явно недостаточно, и авторы обзора [Кочарян, Шатунов, 2024]

справедливо отмечают, что о флюидодинамике разломов на значительных глубинах мало что известно. Более того, вполне отчетливо выявляется целый ряд существенных затруднений и противоречий.

Не ясно, как совместить факт типичности образования микрозернистых слоев милонитов (для чего требуются высокие значения напряжений) с режимом их деформирования при относительно низких напряжениях (соответствующих типичным оценкам тектонических напряжений, например, по величине кажущихся и сброшенных напряжений при землетрясениях или по плотности дислокаций в кристаллах [Касахара, 1985; Пуарье, 1988]).

Не ясно, как и почему образуются субпараллельные PSZ-зоны и как и почему формируется довольно обширная зона сильных нарушений в направлении, перпендикулярном плоской и хорошо выраженной зоне PSZ.

Не ясна причина образования в литосфере субгоризонтальных механически ослабленных слоев пониженных скоростей сейсмических волн и повышенной концентрации землетрясений, предположительно выполненных слоями милонитов и обеспечивающих возможность относительного смещения коро-литосферных пластин (примеры таких смещений вполне убедительны и многочисленны [Мейсон, 1981; Novotná et al., 2015; и др.]).

Не ясно, как согласуются данные по низкой проницаемости центральной части разлома с петрологическими свидетельствами об имевших место активных переносах вещества, а значит и о высокой проницаемости этой зоны [Muñoz-Montecinos, Behr, 2023].

Наконец, вспомним высказывание одного из классиков петрологии [Roedder, 1984]: “Подвижность метаморфических флюидов представляет собой парадокс: некоторые метаморфические террейны предоставляют множество свидетельств широко распространенного и относительно быстрого движения флюидов, тогда как другие предоставляют столь же убедительные доказательства почти полного отсутствия миграции флюидов”.

Представляется возможным попробовать объяснить перечисленные затруднения при учете роли метаморфических превращений и связанных с ними аномалий физических свойств. Информация по возникающим при твердотельных превращениях аномалиям прочностных свойств, скоростей процессов переноса и возможным геофизическим приложениям этих

аномалий достаточно полно представлена в монографиях [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Родкин и др., 2009; Родкин, Рундквист, 2017]. Слои метаморфических превращений, естественно, будут субгоризонтальны. В периоды активизации таких превращений, ввиду изменения плотности пород в стесненном пространстве земных недр, естественно, будут возникать очень высокие локальные напряжения. Сами слои будут довольно мощные, и их мощность будет увеличиваться (до размера в несколько километров) в периоды активизации превращений. При этом, при серии последовательных эпизодов активизации, центры слоев превращений будут смещаться по нормали к общему простиранию области превращения.

В качестве одной из возможных иллюстраций такого рода процессов приведем ссылку на детально изученные глубинные сдвиговые зоны в центральной части Беломорского подвижного пояса. Хорошая обнаженность района исследования и глубокая эрозия этого региона позволяет наиболее полно исследовать области глубинных сдвиговых палеодеформаций, в частности “однозначно и четко установить приуроченность эклогитизации к зонам локальных сдвиговых деформаций” [Травин, Козлова, 2007, с. 285–286]. Авторы делают вывод, что “пластические деформации происходили по системам дискретных зон сдвига, в которых, в отличие от слабodeформированных (но не менее нагруженных) боковых пород, произошли интенсивные метаморфические преобразования – эклогитизация базитов”. При этом “... тела metabазитов, заключенные в гнейсогранитах (боковых породах зоны сдвига), не несут признаков эклогитизации” [Травин, Козлова, 2007, с. 287]. Указывая на тесную пространственно-временную связь процессов деформации и метаморфизма и на отсутствие признаков концентрации напряжений в области сдвига, авторы рассматривают метаморфизм как один из важных факторов развития деформации. Приведенные свидетельства далеко не единичны [Леонов, Колодяжный, 2000; Lund, Austrheim, 2003; Novotná et al., 2015; и др.].

Можно видеть, что в рамках таких представлений находят возможное объяснение перечисленные выше противоречия касательно структуры и свойств глубинных сдвиговых зон. Флюид при этом играет роль катализатора твердотельных превращений. Заметим, что в рамках этих представлений находят возможную интерпретацию и ряд особенностей эмпирических тенденций изменения средних параметров

очагов землетрясений, представленных на рис. 2 и рис. 3. Так на рис. 3 отчетливо видна тенденция увеличения средних значений ($M_w - M_b$) в области глубин более 200 км, где землетрясения полагаются связанными с твердотельными фазовыми переходами, а не с процессами типа гидроразрыва. Увеличение средней разницы ($M_w - M_b$) можно интерпретировать как рост вклада длиннопериодной моды в процесс разрушения в очагах землетрясений. Но подобные же максимумы средних значений ($M_w - M_b$) фиксируются также в интервалах глубин несколько более 10 км и в интервале 30–40 км. Первый интервал можно сопоставить с серией метаморфических превращений в средней коре, в кровле кристаллического фундамента, второй максимум соответствует глубинам процессов эклогитизации. Оба эти типа превращений (глубин земной коры) связаны с наиболее резкими границами изменения средней плотности пород. На рис. 2 положительные относительно общего тренда отклонения значений dH наблюдаются примерно в этих же интервалах глубин, т.е. совпадают с уже отмеченными интервалами глубин метаморфизма средней коры и области эклогитизации. Заметим, что эти интервалы глубин отвечают в большей степени твердотельным превращениям, например, эклогитизации, в которых значительной дегидратации горных пород не происходит, а флюид играет более роль катализатора превращений, нежели смазки.

Представленные результаты позволяют, пусть пока и предположительно, детализировать представления о различии физических механизмов разноглубинных землетрясений уже не на уровне различия неглубоких, промежуточных и глубоких землетрясений (как это было получено в работе [Rodkin, 2022]), а на уровне отдельных горизонтов преобразования вещества в литосфере.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 23-27-00395 “Комплекс аномалий в обобщенной окрестности сильного землетрясения; физика процесса и использование в целях прогноза”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будков А.М., Кочарян Г.Г. Формирование зоны нарушенного материала в окрестности динамического сдвига по разлому в кристаллическом массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2024. Т. 27. № 1. С. 102–116.

Иванов С.Н. Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.

Калинин В.А., Родкин М.В. Физическая модель глубокофокусных землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–12.

Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.

Кочарян Г.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Остапчук А.А. Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. 2023. № 3. С. 3–32. <https://doi.org/10.31857/S0002333723030067>

Кочарян Г.Г., Шатунов И.В. Актуальные вопросы гидрогеологии сейсмогенных разломных зон // Физика Земли. 2024. № 4. С. 182–211.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС. 2000. 202 с.

Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. М.: Мир. 1981. 264 с.

Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир. 1988. 288 с.

Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.

Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н. Сейсмотектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС. 2009. 198 с.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам руды и нефтегенеза. Долгопрудный: изд-во “Интеллект”. 2017. 288 с.

Родкин М.В., Липеровская Е.В. О различии физических механизмов разноглубинных землетрясений и характера их ионосферного отклика // Физика Земли. 2023. № 3. С. 48–62.

Травин В.В., Козлова Н.Е. Деформация как фактор метаморфизма. Фундаментальные проблемы геотектоники / Ю.В. Карякин (ред.). Т. 2. М.: ГЕОС. 2007. С. 285–288.

Houston H. Deep earthquakes. In book: Treatise on Geophysics. 2015. P. 329–354. DOI:10.1016/B978-0-444-53802-4.00079-8

Kirby S.H., Durham W.B., Stern L.A. Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere // Science. 1991. № 152. P. 216–225.

Lund M.G., Austrheim H. High-pressure metamorphism and deep-crustal seismicity: evidence from contemporaneous formation of pseudotachylytes and eclogite facies coronas // Tectonophysics 2003. V. 372(1–2). P. 59–83.

- Marone C., Liu M. Transformation shear instability and the seismogenic zone for deep earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 1887–1890.
- Muñoz-Montecinos J., Behr W.M. Transient permeability of a deep-seated subduction interface shear zone // *Geophysical Research Letters*. 2023. V. 50. e2023GL104244. <https://doi.org/10.1029/2023GL104244>
- Novotná N., Jeřábek P., Pitra P., Lexa O., Racek M. Repeated slip along a major decoupling horizon between crustal-scale nappes of the Central Western Carpathians documented in the Ochtiná tectonic mélange // *Tectonophysics*. 2015. V. 645. P. 50–64.
- Okudaira T., Shigematsu N. Estimates of stress and strain rate in mylonites based on the boundary between the fields of grain-size sensitive and insensitive creep // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B03210. DOI: 10.1029/2011JB008799
- Rodkin M.V. Crustal Earthquakes Induced by Solid-State Transformations: A model and Characteristic Precursors // *J. of Earthquake Prediction Research*. 1995. V. 4. № 2. P. 215–223.
- Rodkin M.V. The Variability of Earthquake Parameters with the Depth: Evidences of Difference of Mechanisms of Generation of the Shallow, Intermediate-Depth, and the Deep Earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2022. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02927-4>
- Roedder E. Fluid inclusions // *Reviews in mineralogy*. 1984. V. 12. P. 338–358.
- Role of water in earthquake generation. Special Issue // *Bull. Earth. Res. Inst.* 2001. V. 76. P. 3–4.
- Sornette D. Mechanochemistry: A Hypothesis for Shallow Earthquakes. *Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior* / R. Teisseyre, E. Majewski (eds.). 2001. ACADEMIC PRESS. P. 329–366.
- Teng-fong Wong, Patrick Baud The brittle-ductile transition in porous rock: A review // *Journal of Structural Geology*. 2012. V. 44. P. 25–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.010>
- Officer T., Secco R.A. Detection of high PT transformational faulting in Fe₂SiO₄ via in-situ acoustic emission: Relevance to deep-focus earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2020. V. 300. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106429>
- Violay M., Heap M.J., Acosta M. et al. Porosity evolution at the brittle-ductile transition in the continental crust: Implications for deep hydro-geothermal circulation // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. P. 7705. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-08108-5>

On the Fluid-Metamorphic Regime of Deep Fault Zones (In Connection with the Article by G.G. Kocharyan and I.V. Shatunov “Topical Issues in Hydrogeology Of Seismogenic Fault Zones”)

M. V. Rodkin^{a,b, *}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119997 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*e-mail: rodkin@mitp.ru

Received March 19, 2024

revised March 20, 2024

accepted March 25, 2024

Abstract – To a large extent, the deep fluid regime plays a key role in seismicity, aseismic deformation of the lithosphere, and ore and oil genesis processes. An informative detailed analysis of the hydrogeology of shallow fault zones is presented in (Kocharyan and Shatunov, 2024), where it is noted that the nature of fluid dynamics of deep faults is poorly understood. In this article, the main attention is paid to the problems of describing deep fault zones, and a number of contradictions arising from this consideration are pointed out. It is shown that the challenges of such a description are largely eliminated by considering the processes of metamorphism and related anomalies in the physical properties of the Earth's interior. A further refinement of the proposition that earthquakes occurring at different depths have different physical mechanisms is presented.

Keywords: earthquakes, deep fault zones, fluid-metamorphic processes