

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ – ПРОЯВЛЕНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГЛУБИННОГО ВОДНОГО ФЛЮИДА

© 2010 г. Б. В. Левин¹, М. В. Родкин², Е. В. Сасорова³

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

E-mail: levinbw@mail.ru

²Геофизический Центр РАН, г. Москва

E-mail: rodkin@wdcb.ru

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

E-mail: sasor@orc.ru

Поступила в редакцию 15.05.2010 г.

Рассмотрен сейсмический режим верхних 70–100 км литосферы и выделены слои (на глубинах около 10, 20–30 и 60–80 км) отличающиеся относительно пониженной эффективной прочностью и повышенной сейсмичностью. Существование таких слоев связывается с изменениями в режиме взаимодействия флюид–порода, а именно с характерными глубинами скачкообразного уменьшения эффективной проницаемости пород и роста пространственной однородности системы флюид–порода.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время геофизики, сейсмологи, специалисты по тектонофизике все чаще обращаются к проблеме роли воды в процессах подготовки и реализации землетрясения. Присутствие в области сейсмической подвижки водного (или иного по составу) флюида считается необходимым, чтобы объяснить значительные расхождения между экспериментальными данными по величинам разрушающих напряжений в геоматериалах и оценками величин напряжений, действующих в земных недрах [Файф и др., 1981; Касахара, 1985; Калинин и др., 1989 и др.]. При этом предполагается, что водный флюид не только уменьшает высокие литостатические давления на величину порового давления флюида, но и ведет себя как поверхностно активное вещество. Воздействие флюида как поверхностно активного вещества носит название эффекта Ребиндера [Горюнов и др., 1966; Траскин, Скворцова, 2006 и др.]. В случае связанной и сообщаемой с поверхностью пространственной конфигурации флюидной фазы давление флюида близко к гидростатическому, для изолированных объемов флюида оно может приближаться и даже превышать значения литостатического давления. Способы количественной оценки эффекта Ребиндера в условиях земных недр, в отличие от роли порового давления флюида, на настоящее время не развиты.

Существование в литосфере Земли активной флюидной фазы представляется необходимым для объяснения не только сейсмичности, но и ряда других геологических явлений, в частности, для объяснения процессов рудо- и нефтегенеза [Крупные и суперкрупные ..., 2006; Соколов, 2001 и др.].

Присутствие водного флюида представляется необходимым также для объяснения данных по сейсмическому строению и электропроводности земной коры. По-видимому, только существованием флюидонасыщенных зон можно объяснить комплекс данных о преимущественном совпадении слоев повышенной проводимости и пониженных скоростей распространения сейсмических волн, и о приуроченности таких зон к областям повышенной сейсмической активности и к разломам нарушениям [Hyndman, Shearer, 1989 и др.].

Вывод о присутствии в земной коре и в верхах мантии водного флюида делает актуальным задачу исследования характера взаимодействия флюида с веществом литосферы. Существенные изменения в характере такого взаимодействия будут связаны с зонами перехода горных пород от хрупкого к катакластическому, и затем к пластическому характеру реологии. Действительно, различный тип пустотности горных пород будет обуславливать различия в пространственной конфигурации флюидной фазы и в значениях флюидного давления. Можно ожидать также, что с ростом давления более предпочтительным будет становиться не раздельное существование твердой и флюидной фазы, а все более полное и гомогенное вхождение флюида в структуру горной породы.

Опишем основные черты изменений с глубиной характера взаимодействия флюид–порода, как они трактуются разными авторами. В работах С.Н. Иванова [1990; 1998 и др.] подчеркивается важная роль слоя (отделителя по С.Н. Иванову), соответствующего преимущественному закрытию путей свободного перераспределения флюида и, соответственно, отвечающего границе между преимущественно суб-

гидростатическими (сверху) и сублитостатическими (снизу) значениями давления флюида. Обосновывается, что такой переход отвечает глубинам 8–15 км, но в особо высокотемпературных областях земной коры зон современного вулканизма может подниматься ближе к поверхности. Слою-отделителю соответствуют резкие изменения сейсмотектонических и реологических свойств земных недр. Предполагается, что с этим слоем связаны процессы формирования ряда типов рудных месторождений и что к нему может быть приурочен максимум сейсмической активности.

В значительной степени близкие выводы были представлены в работах В.Н. Николаевского [1979; 1982 и др.]. В этих работах проводилась идея, что основные изменения структуры и свойств горных пород отвечают смене характера разрушения геоматериалов с глубиной (с ростом давления). Предполагается, что часто выделяемая в средней коре граница К отвечает переходу между хрупким и катакластическим (псевдопластическим) характером разрушения. Граница М в этой модели соответствует переходу горных пород в истинно пластическое состояние; отсюда область ниже границы М полагается практически непроницаемой для флюидов. Таким образом, в модели В.Н. Николаевского выделяются два горизонта резких изменений в характере взаимодействия флюид–порода. Первый из них близок по глубине к слою отделителя по С.Н. Иванову и отвечает переходу от трещиноватого к микротрещиноватому характеру распределения флюида. Такое изменение структуры пустотного пространства приводит к резкому уменьшению проницаемости горных пород и может отвечать переходу от субгидростатических к более высоким давлениям флюида, вплоть до сублитостатических значений. Таким образом, применительно к области границы К в средней коре, выводы из модели В.Н. Николаевского и модели С.Н. Иванова оказываются довольно близкими. Второй переходный слой, приуроченный, по модели В.Н. Николаевского, к границе М, отвечает переходу от расположения флюида в микротрещинах, к его размещению в нарушениях кристаллической структуры горной породы, при этом происходит следующее резкое уменьшение эффективной проницаемости горной породы.

Следующее по глубине изменение в характере взаимодействия флюид–порода связано с переходом водного флюида к вхождению в состав кристаллической решетки горной породы. Основанием для оценки характерной глубины такого перехода могут служить результаты работы [Адушкин, Родионов, 2005], где отмечается, что энергия химической связи воды с оксидами кварца и другими минералами соответствует величине относительного сжатия молекулы воды порядка 1.3. При такой и большей степени сжатия термодинамически более предпочтительным (в среднем) оказывается не отдельное существование водного флюида, а его связанное со-

стояние в структуре кристаллической решетки горной породы. Предварительные оценки показывают, что пороговое значение давления, при котором происходят такого рода изменения, соответствует примерно 22 кбар или глубинам около 70 км [Левин и др., 2007].

Обсуждавшиеся выше модели не учитывают ряд важных моментов. Так, легко видеть, что модель В.Н. Николаевского отвечает случаю устойчивых минеральных ассоциаций и высоких субразрушающих значений тектонических напряжений (когда структура горных пород в решающей степени определяется характером процесса разрушения). Оба эти предположения, вообще говоря, не отвечают условиям земных недр, где характерные величины действующих напряжений довольно малы [Файф и др., 1981; Rodkin, 1996 и др.], и где в широком диапазоне РТ условий литосферы реализуются многочисленные твердотельные превращения горных пород. Такие превращения, как известно [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993 и др.], сопровождаются резкими изменениями прочностных и реологических свойств вещества, откуда следует, что развитие того или иного твердотельного превращения в каждом отдельном случае может сильно исказить описанную выше общую тенденцию изменений характера взаимодействия флюид–порода с глубиной.

Можно предполагать, однако, что, при осреднении по большим объемам горных пород различного состава и температуры, эти общие тенденции будут тем не менее проявляться в среднем характере изменения с глубиной прочностных и реологических свойств горных пород. Действительно, обсуждавшаяся выше последовательность изменения конфигурации занимаемого флюидом пространства от трещинного к микротрещиноватому, к расположению флюида в нарушениях кристаллической структуры, и затем к включению флюида в состав кристаллической решетки отвечает прогрессивному росту гомогенизации геофизической среды. И такой процесс вполне ожидаем и естественен при росте величин температуры и давления с глубиной.

В пользу вероятного проявления описанных общих тенденций свидетельствует также универсальность эффекта уменьшения всестороннего давления на величину флюидного давления и эффекта Ребиндера. Действительно, эффект адсорбционно-го понижения прочности твердых тел (эффект Ребиндера) реализуется в весьма широком диапазоне условий при контакте твердого тела, находящегося в поле растягивающих напряжений с флюидной (жидкой или газовой) адсорбционно-активной фазой. Эффект Ребиндера наблюдался в ионных, ковалентных и молекулярных моно- и поликристаллических веществах, а также в стеклах и полимерах и проявляется в резком падении прочности, повышении хрупкости твердого тела, снижении его долговечности. Величина эффекта Ребиндера сложным образом зависит от межатомных взаимодей-

ствий твердой и флюидной фазы, величины и типа напряженного состояния, температуры. Существенную роль играет при этом реальная структура твердой фазы — концентрация дислокаций, микротрещин, посторонних включений. Термодинамически эффект Ребиндера обусловлен уменьшением работы по образованию новой поверхности в результате понижения свободной поверхностной энергии твердого тела в присутствии флюида. Условия земных недр — присутствие адсорбционно-активного водного флюида, наличие трещин, межзеренных границ, дислокаций, сложного поля разномасштабных напряжений и повышенной температуры — обеспечивают благоприятные условия для развития эффекта Ребиндера. При этом все более дисперсный характер распределения флюида с глубиной может способствовать усилению эффекта Ребиндера в средней и нижней части земной коры.

Достаточно универсален и предполагаемый эффект вхождения воды в состав кристаллической решетки при высоких давлениях. Для оценки преимущественной глубины этого процесса воспользуемся уравнением состояния воды в форме Тэта

$$P = B(S) \left\{ \left(\frac{\rho(T, P)}{\rho_0(T, 0)} \right)^n - 1 \right\}, \quad (1)$$

где $B(S)$ является функцией энтропии, n — показатель изоэнтропии, ρ и ρ_0 — плотность воды при давлении P и при нормальном давлении. Согласно Бриджмэну при давлениях до 70 кбар можно использовать значения $B = 3047$ кг/см², $n = 7.15$.

Тогда степень относительного сжатия воды определится из выражения

$$\sigma = \frac{\rho}{\rho_0} = \left(\frac{P}{B} + 1 \right)^{1/n}. \quad (2)$$

Принимая теперь [Адушкин, Родионов, 2005], что область вхождения воды в состав кристаллической решетки отвечает отношению величин сжатия воды 1.3, получаем (см., также [Левин и др., 2007]) оценку средней глубины перехода водного флюида в связанное состояние близкой к 70 км. Отметим, что такая характерная глубина ранее уже неоднократно использовалась в сейсмологии. Значением глубины в 70 км традиционно принято разделять области развития приповерхностной и глубокой сейсмичности ([Писаренко, Родкин, 2007] и ссылки в этой работе).

В настоящей статье ставится задача выявить и описать некоторые эффекты изменчивости характера сейсмического режима с глубиной, могущие иметь место в связи с отмеченными выше ожидаемыми изменениями в характере взаимодействия флюид–порода.

ПРОЯВЛЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ФЛЮИД–ПОРОДА В СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

Ранее [Левин и др., 2007] нами были продемонстрированы свидетельства изменения флюидного режима недр, реализующегося в связи с границей 70 км, предположительно отвечающей переходу от свободного состояния водного флюида к преимущественному вхождению его в состав кристаллической решетки горной породы. Было показано, что в интервале глубин 60–100 км, отвечающем размытой границе 70 км, происходят заметные изменения в характере сейсмического режима и в средних значениях некоторых очаговых параметров землетрясений.

Было показано, что для землетрясений с глубиной очага менее 70 км надежно выделяется годовой цикл числа землетрясений разных диапазонов магнитуд, в то время как для более глубоких очагов такой цикл выделить не удается. Это различие объяснялось тем, что микротрещиноватая флюидосодержащая среда, располагающаяся выше границы 70 км, чувствительна к слабым изменениям напряженного состояния, вызванного космическими и, возможно, сезонными воздействиями с годовым циклом, в то время как более однородная среда, располагающаяся ниже границы 70 км, к таким слабым воздействиям не чувствительна.

В [Левин и др., 2007] было показано также, что в том же глубинном интервале (60–100 км) происходят качественные изменения в характере поведения с глубиной средних значений ряда характеристик очагов землетрясений. Так, если до глубин примерно 100 км средние значения кажущихся напряжений σ_a имеют отчетливую тенденцию ожидаемого роста величин σ_a с глубиной, то на больших глубинах средние значения σ_a сначала падают до величин близких к значениям типичным для приповерхностных очагов, а затем остаются примерно постоянными.

Аналогичным образом было продемонстрировано, что на глубине около 70 км происходят качественные изменения средней продолжительности очагового процесса. Полупродолжительность очагового процесса ΔT оценивалась как разница между оценкой времени в очаге, полученной по данным первых вступлений, и временем события, получаемом при расчете параметров сейсмического момента. Если на глубинах менее 70 км наблюдается явная тенденция сокращения интервала времени ΔT с глубиной, то на больших глубинах тенденция качественно иная, сначала наблюдается более быстрый, а потом замедленный рост средних величин ΔT с глубиной.

Кратко поясним использовавшийся в [Левин и др., 2007] и применяемый далее в данной статье способ расчета. Величины σ_a оценивались стандартным образом по данным Гарвардского катало-

га по значениям сейсмического момента M и сейсмической энергии E_s

$$\sigma_a = \mu E_s / M, \quad (3)$$

где μ — модуль сдвига, E_s — сейсмическая энергия, рассчитываемая стандартным образом [Соболев, 1993] по магнитуде m_b . Значение модуля сдвига μ полагались зависящим от глубины в соответствии с моделью NB_1 [Буллен, 1978].

Данные по отдельным землетрясениям сортировались в порядке увеличения глубины события, и рассчитывались средние значения σ_a (ΔT или иного исследуемого параметра) для групп событий с последовательными близкими значениями глубины.

Полученные в [Левин и др., 2007] результаты свидетельствуют о качественном изменении характера сейсмического режима на глубинах 70–100 км. В данной работе мы исследуем характер сейсмичности выше границы 70 км, с целью выявить возможные эффекты, связанные с описанными выше предполагаемыми изменениями в характере взаимодействия флюид–порода. Также как и ранее, при анализе Гарвардского каталога в расчет исходно принимались все события, а для каталога USGS/NEIC — только без пропусков определяемые землетрясения с магнитудой более 4.8.

В Гарвардском каталоге сейсмических моментов и в мировом каталоге USGS/NEIC большое число событий оказываются приписанными к трем типовым значениям глубины: 10, 15 и 33 км. Можно предположить, что этими значениями охарактеризованы не только события, действительно происшедшие на таких глубинах, но и землетрясения с иными, плохо определенными значениями глубины. Из-за вклада менее точно определенных землетрясений значения изменчивости разных очаговых параметров для землетрясений, формально отвечающих указанным трем значениям глубины, оказываются аномально большими. На фоне таких аномально больших разбросов тенденции изменения параметров с глубиной очага прослеживаются плохо. С целью уменьшения вклада (предположительно) хуже определенных событий были отброшены землетрясения, у которых значения глубины и по данным Гарвардского каталога, и по данным каталога USGS отвечают одному из типовых значений глубины, что, по-видимому, типично для хуже определяемых землетрясений. В результате такого отбора из 22547 землетрясений Гарвардского каталога осталось 16416, что позволяет провести требуемый статистический анализ. Если провести еще более строгую отбраковку и отбросить события, где хотя бы одно значение глубины, по Гарвардскому каталогу или по каталогу USGS/NEIC, равняется 10, 15 или 33 км, то число землетрясений становится уже недостаточным для статистического анализа.

Исследовались изменения по глубине средних значений очаговых параметров для последовательных групп близких по глубине землетрясений (под

глубиной очага здесь и далее понимается среднее из определений положения глубины гипоцентра и решения сейсмического момента). Рассматривались такие параметры как плотность числа событий по глубине n , величины кажущихся напряжений σ_a , отношения магнитуд m_b/m_w , различия по глубине ΔH и по времени ΔT между определениями параметров первого вступления (гипоцентра) и решения сейсмического момента; также анализировались значения наклона графика повторяемости, определяемые по значениям сейсмического момента β .

На рис. 1 представлены данные об изменениях с глубиной плотности числа (отобранных) землетрясений (для последовательных в порядке роста глубины групп землетрясений, по 100 событий в группе). Как видно на рис. 1, намечаются диапазоны относительного роста сейсмичности в интервалах глубин около 10 и 20–30 км. Отметим, что без отбрасывания событий с (предположительно) хуже определенными глубинами, первый максимум резко вырос бы за счет событий с глубиной 10 и 15 км, а второй — за счет землетрясений с глубиной 33 км. Данные рис. 1 свидетельствуют, что максимумы сейсмичности, часто выделяемые в средней части и вблизи основания континентальной коры, по видимому, не являются исключительно следствием отнесения сюда плохо определенных событий с фиксированными глубинами 10, 15 и 33 км, но что эти максимумы, по-видимому, действительно имеют место.

В области глубин 70–80 км наблюдается смена тенденции в изменении плотности числа землетрясений с глубиной. Если выше, в интервале от 30 до 70–80 км, наблюдается монотонное уменьшение плотности числа землетрясений; то ниже — в интервале от 80 до 150 км — плотность числа событий изменяется относительно слабо и характеризуется слабыми максимумами и минимумами. В целом можно отметить, что теоретически ожидаемые интервалы глубин существенных изменений в характере взаимодействия флюид–порода (8–15, в окрестности 30 и 70 км) выделяются теми или иными особенностями изменения плотности числа землетрясений с глубиной. Ниже рассмотрим изменение с глубиной других параметров сейсмического режима.

На рис. 2а, 2б представлены данные по средним значениям кажущихся напряжений σ_a и величинам отношения магнитуд m_b/m_w . На рис. 2а видны области относительно пониженных значений σ_a , приуроченные к интервалам около 10 и 20–30 км, а также слабее выраженная область относительно пониженных величин σ_a на глубинах 50–70 км. Качественно аналогичные, но несколько иначе выраженные особенности наблюдаются для средних значений отношения m_b/m_w (рис. 2б). Определенное единообразие в изменении с глубиной величин σ_a и отношения m_b/m_w вполне ожидаемо, исходя из формулы для расчета величин кажущегося напря-

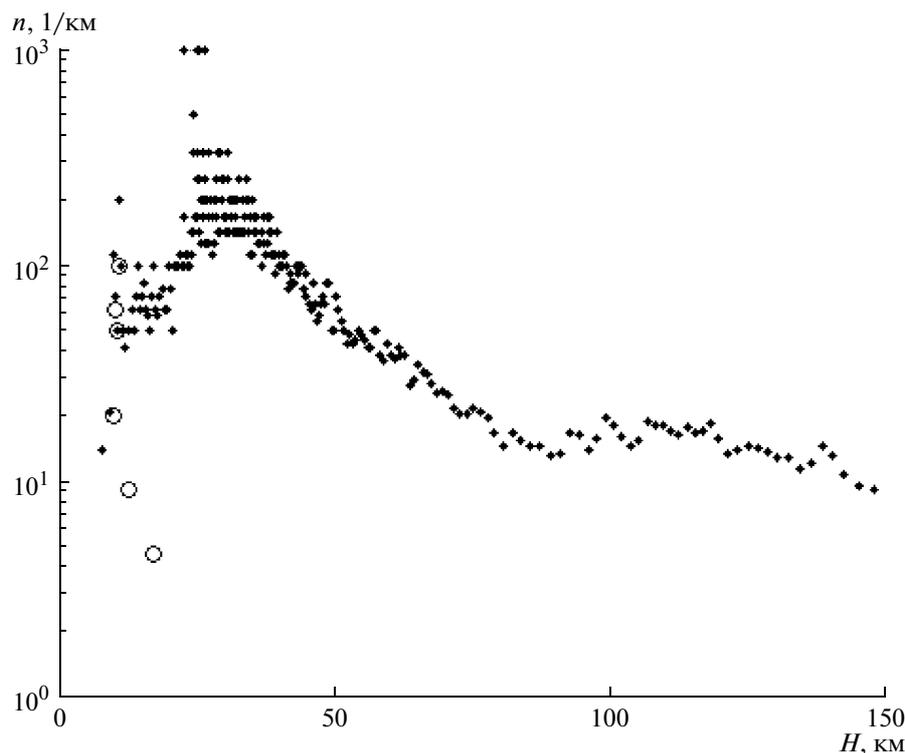


Рис. 1. Зависимость плотности числа событий n от глубины H , кружки — области срединно-океанических хребтов, точки — остальные землетрясения.

жения (3), где числитель и знаменатель являются возрастающими функциями m_b и m_w соответственно. Отметим, однако, что отношение m_b/m_w имеет и тот смысл, что характеризует относительный вклад высоко- и низкочастотного сейсмического излучения, т.к., магнитуа m_b определяется преимущественно по высокочастотным сейсмическим колебаниям, а m_w — по низкочастотной составляющей сейсмического излучения. Отсюда получаем, что события с глубинами в окрестности 10, 20–35 и, менее определенно, 60–80 км отличаются пониженными значениями кажущихся напряжений σ_a и относительно более низкочастотным характером сейсмического излучения.

На рис. 3а, 3б представлены данные по изменениям средней полупродолжительности очагового процесса ΔT (а) и величине смещения очагового процесса по вертикали ΔH (б), где отрицательные значения ΔH отвечают меньшей глубине очага по результатам определения сейсмического момента (характер изменений на рис 3б частично связан с неполным исключением событий с глубинами 10, 15 и 33 км). На обоих рисунках видны достаточно четко выраженные минимумы в интервалах глубин около 10, 20–30 и 50–80 км. Длительность процесса излучения сейсмических волн в этих интервалах глубин оказывается относительно пониженной, а процесс испарывания в очаге развивается преимущественно в направлении к поверхности. Такие особенности очага можно связать с

более активной ролью низкоплотного флюида, способствующего быстрейшему развитию процесса разрушения и тенденции распространения разрушения в область низких давлений (что можно объяснить стремлением флюида малой плотности к прорыву в этом направлении).

На рис. 4 представлены данные по изменчивости с глубиной значений наклона графика повторяемости β для величин сейсмического момента. Значения наклона графика повторяемости β для групп землетрясений оценивались методом максимального правдоподобия по формуле Хилла [Писаренко, Родкин, 2007]

$$\beta = \{1/m \sum \ln(M_i/A)\}^{-1}, \quad (4)$$

где m — число ранжированных по величине максимальных значений сейсмического момента ($M_1 \geq M_2 \geq M_3 \geq \dots \geq M_m$). В нашем случае величина A , учитывая неполную представительность каталога в области более слабых событий, полагалась равной $A = M_{50}$, соответственно в формуле (4) имеем $m = 50$. Напомним, что, среднее значение β для коровой сейсмичности близко к 0.66, а типичные значения β для зон срединно-океанических хребтов несколько больше и приближаются к единице [Писаренко, Родкин, 2007]. Данные рис.4 отвечают этой общей закономерности, при этом минимальные значения β группируются вблизи глубины 30 км,

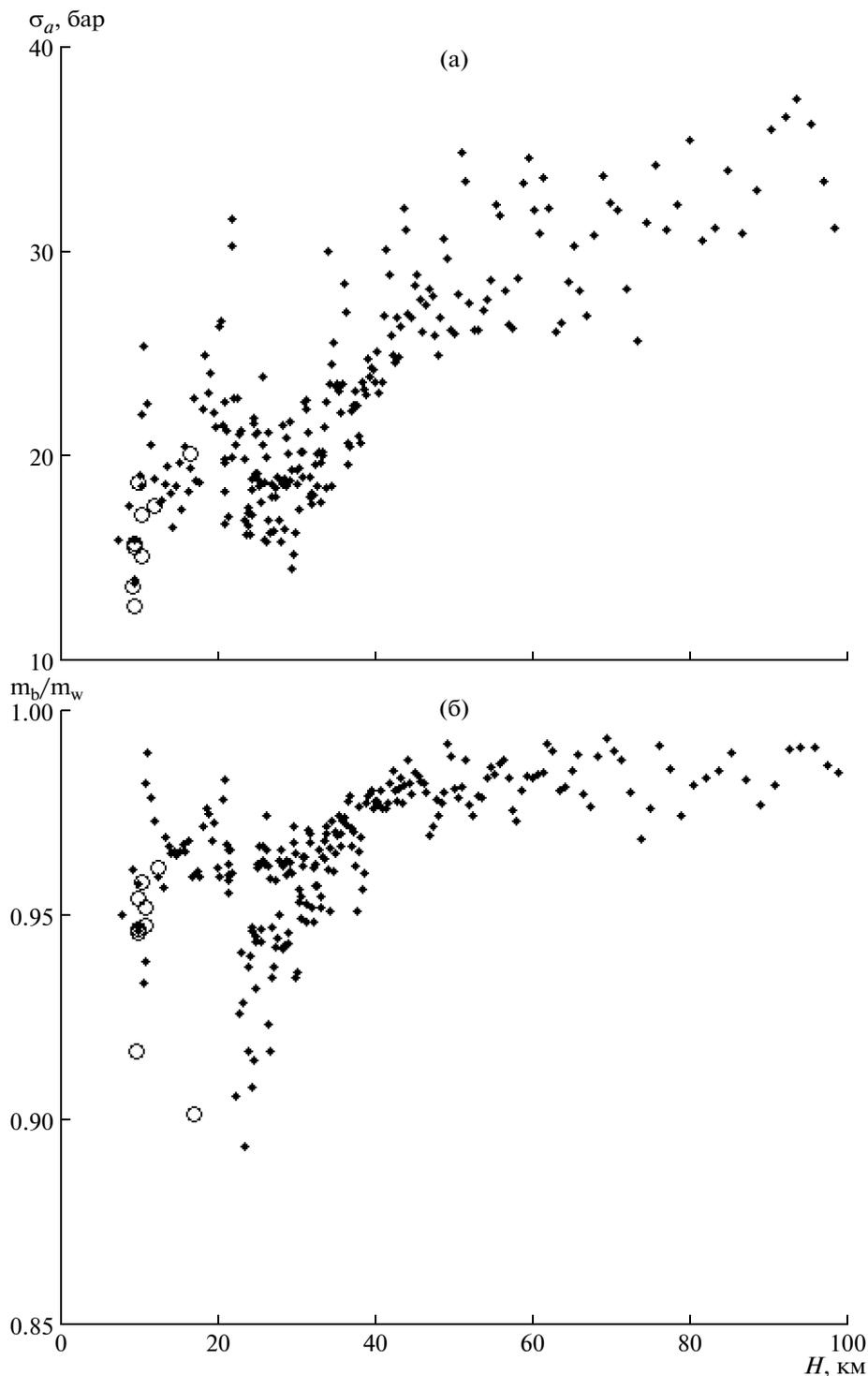


Рис. 2. Зависимость от глубины средних значений кажущихся напряжений σ_a (а) и отношения магнитуд m_b/m_w (б), кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения.

менее выраженная аномалия намечается на глубинах 15–20 км.

Выявление пониженных значений β в окрестности глубин 30 км является косвенным указанием на то, что присущие этому интервалу глубин на

рис. 1–рис.3 аномалии не являются следствием отнесения сюда плохо определенных (преимущественно более слабых) землетрясений. Действительно, доминирование слабых событий должно было бы вызвать не уменьшение, а увеличение на-

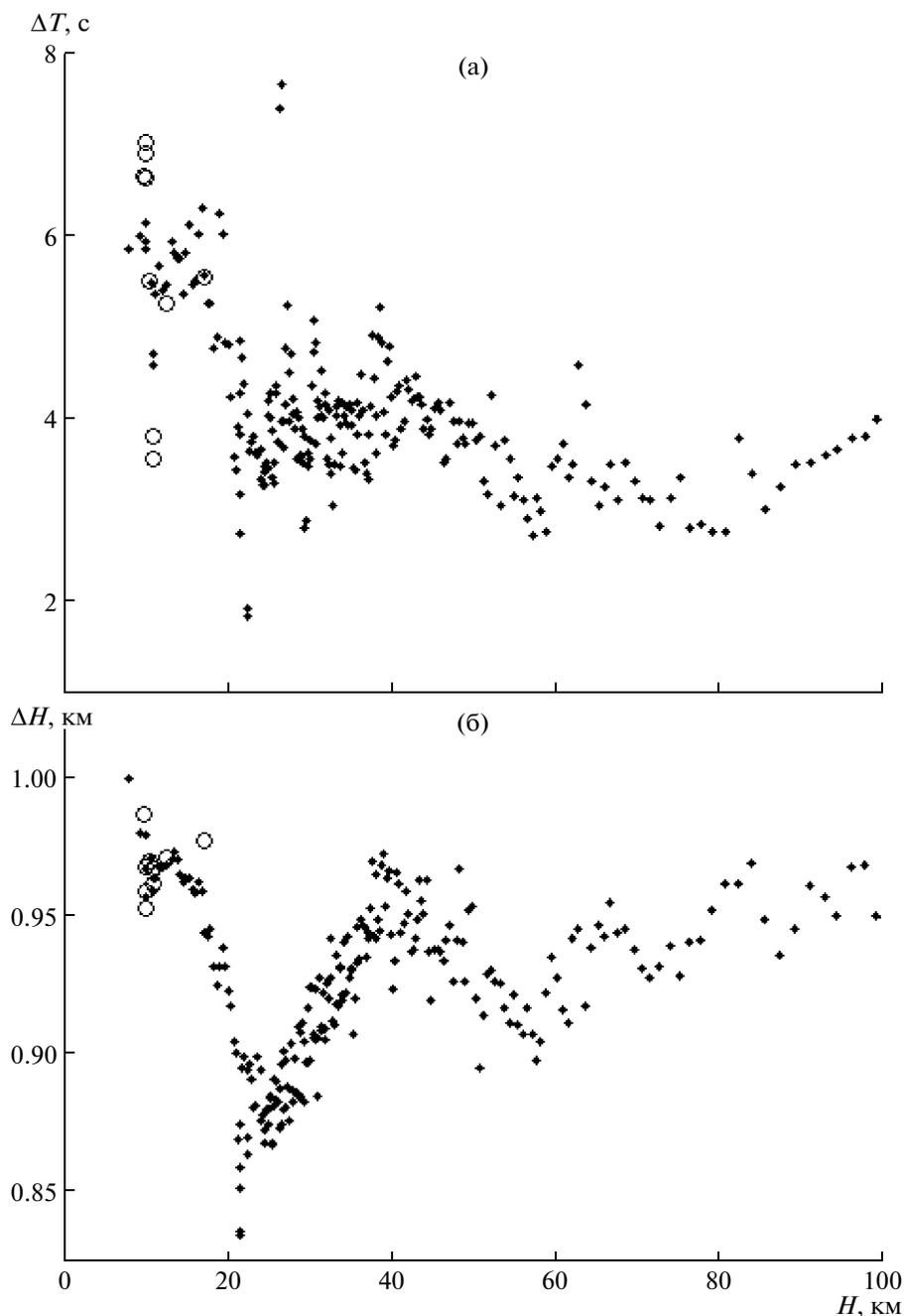


Рис. 3. Зависимость от глубины средних значений разницы момента события ΔT (а) и глубины очага ΔH (б) по решению сейсмического момента и по первым вступлениям, кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения.

клона графика повторяемости (как это имеет место для областей срединно-океанических хребтов). Приуроченность к окрестности глубин 30 км пониженных значений β свидетельствует о реализации здесь относительно большей доли относительно более сильных землетрясений.

Ранее отмечалось [Левин и др., 2007], что для неглубоких землетрясений характерно развитие годового цикла сейсмической активности, в то время как для более глубоких очагов такой цикл не выде-

ляется. Статистические оценки принадлежности помесячного распределения числа землетрясений к неравномерному распределению и характерной глубины изменения режима были выполнены для каждого из 31 субрегиона, выбранных по периметру Тихого океана, по 5-ти магнитудным диапазонам для каждого из субрегионов. Всего использовалось около 80000 событий. Оценивалось значение P – вероятности принадлежности статистической выборки к неравномерному распределению. Гипотеза

равномерности распределения была отвергнута для выборок с неглубокими событиями, для которых значения P лежат в пределах от 0.87 до 0.999 (для 75% выборок $P \geq 0.99$).

Для определения значения пороговой глубины была выполнена процедура перебора значений порога по глубине из списка: {20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 200, 250, 300} км. Последовательно повторялась процедура тестирования для каждого значения порога с целью определения границы, на которой происходит разделение всей совокупности событий на два подмножества: на неглубокие события, распределенные неравномерно в течение года и на более глубокие, распределение которых можно считать равномерным. На рис. 5 в качестве примера приведены результаты такого тестирования для Камчатки по пяти магнитудным диапазонам. Анализ, проведенный для совокупности субрегионов, показал, что пороговая граница $H_{\text{пор}}$ существует и расположена в интервале глубин 60–100 км (для большинства субрегионов – на глубине 60–70 км).

ОБСУЖДЕНИЕ

Как видно из представленного анализа, характер изменчивости с глубиной средних значений плотности числа землетрясений n , величин наклона графика повторяемости β , кажущихся напряжений σ_a , отношения магнитуд m_b/m_w , а также средних значений полупродолжительности процесса сейсмического излучения ΔT и полупротяженности области очага по вертикали ΔH выявляет ряд общих черт. Наблюдается приуроченность особенностей в изменении этих параметров к глубинам около 10 км, к диапазону 20–30 км и, менее четко выражено, к интервалу глубин 60–80 км. Для всех этих интервалов глубины характерны относительно повышенная плотность числа землетрясений n (исключая область границы 70 км), пониженные значения кажущихся напряжений σ_a , отношения магнитуд m_b/m_w и величин наклона графика повторяемости β , более быстрое протекание процесса испарывания и более выраженная тенденция развития процесса испарывания в направлении к поверхности Земли. Совокупность таких изменений можно трактовать в том смысле, что геофизическая среда в этих интервалах глубины имеет пониженную прочность в связи с большей активностью здесь глубинного флюидного режима. Наблюдаемую в этих интервалах глубины более выраженную тенденцию к развитию очага землетрясения в направлении к поверхности можно объяснить стремлением флюида низкой плотности к прорыву в область меньших давлений.

Выявленные, специфические по характеру сейсмического режима, интервалы глубин достаточно хорошо соответствуют глубинам, на которых, по модельным соображениям [Николаевский, 1979; Иванов, 1990; Левин и др., 2007 и др.], предполагались существенные изменения в характере взаимодей-

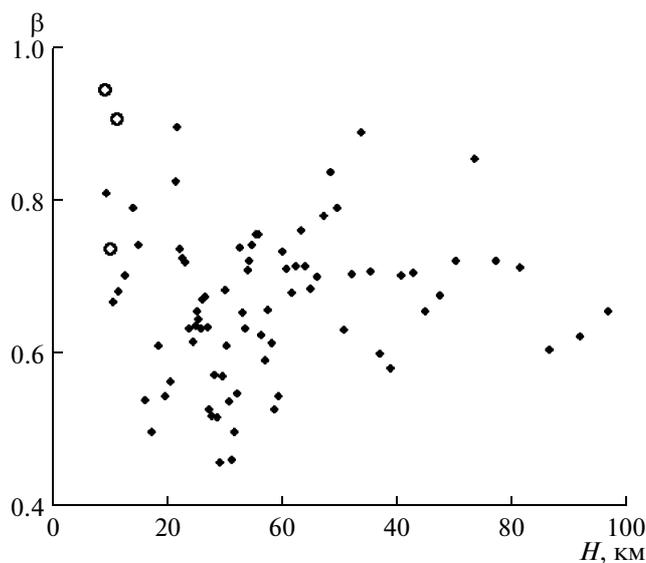


Рис. 4. Зависимость от глубины средних (для сортированных в порядке возрастания глубины групп землетрясений) значений наклона графика повторяемости величин сейсмического момента M , кружки – области срединно-океанических хребтов, точки – остальные землетрясения.

ствия флюид–порода. Все эти изменения отвечают условиям, когда нижележащие толщи литосферы характеризуются скачкообразным уменьшением эффективной проницаемости. Соответственно, флюид в этих толщах будет находиться при большем давлении, и его эпизодические прорывы могли бы вызывать описанные выше особенности сейсмического режима.

Некоторое рассогласование в значениях глубины ожидаемого и выявленного нами аномального слоя наблюдается для области в основании континентальной коры. По модели В.Н. Николаевского ([1979] и др.) аномальный слой отвечает границе M . По нашим результатам (рис. 1–рис.3) он залегает несколько выше, в интервале глубин 20–30 км. Отсюда представляется более оправданным связывать этот аномальный слой не с границей M , а с переходом от пород обводненной амфиболитовой фации глубинности к безводным (по петрологическим представлениям) породам гранулитовой и эклогитовой фации.

Разделение толщ литосферы на интервал глубин, где водный флюид может находиться в свободном состоянии и где он будет (по преимуществу) входить в состав кристаллической решетки, подкрепляется результатами анализа проявленности в сейсмическом режиме годового цикла активизации. Этот цикл убедительно выделяется для землетрясений с глубиной очага менее 70–80 км, и не выявляется для более глубоких землетрясений. Такое различие может объясняться тем, что микротрещиноватая среда выше характерной границы 70 км более чувствительна к слабым внешним воз-

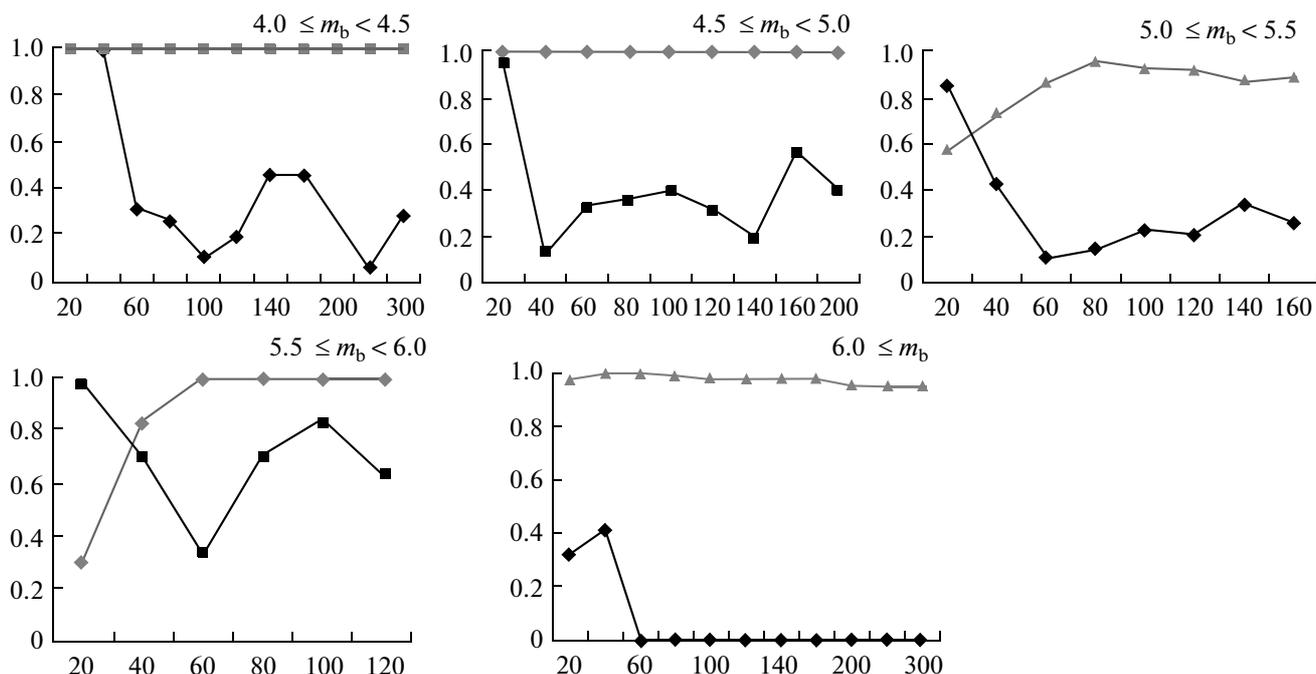


Рис. 5. Графики зависимости вероятности от порогового значения глубины для пяти магнитудных диапазонов: черные линии для глубоких событий, серые линии — для неглубоких. По оси абсцисс на всех фрагментах — пороговое значение глубины ($H_{\text{пор}}$), по оси ординат — значение вероятности того, что данная последовательность событий не соответствует равномерному закону распределения. Кривые вычислены по месячной дискретной шкале для Камчатского субрегиона.

действиям и отзывается на внешние возмущения с годовым циклом воздействия. Напротив, более однородные толщи, в которых флюид входит в состав кристаллической решетки, более устойчивы и не чувствительны к слабым годовым изменениям внешних (в частности, космических) воздействий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 07-05-00142а, 08-05-99098р и 09-05-92655; программы поддержки ведущих научных школ, грант НШ-1270.2003.5 и программы № 14 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Родионов В.Н.* О природе механического движения в недрах Земли // Физика Земли. 2005. № 2. С. 88–91.
- Буллен К.Е.* Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 442 с.
- Горюнов Ю.В., Перцев Н.В., Сумм Б.Д.* Эффект Ребиндера. М.: Наука. 1966, 128 с.
- Иванов С.Н.* Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 428–431.
- Иванов С.Н.* О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. Екатеринбург: изд-во УрО РАН. 1998.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С.* Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 158 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3-х томах / Гл. ред.: Лаверов Н.П., Рундквист Д.В. М.: ИГЕМ РАН. 2006.
- Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.* О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 101–104.
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупкодилатационного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817–824.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. С. 133–215.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В.* Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. В: Вычислительная сейсмология. Вып. 38. М.: ГЕОС. 2007. 240 с.
- Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сеймотектонике. М.: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. 1993. М.: Наука. 314 с.
- Соколов Б.А.* Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: изд-во МГУ. 2001. 480 с.
- Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Эффект Ребиндера в геодинамических процессах. Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 147–164.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 436 с.
- Hyndman R.D., Shearer P.M.* Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results // Geophys. J. Int. 1989. V. 93. P. 343–365.
- Rodkin M.V.* Contradictions in the Resent Seismogenetical Notions // Phys. Chem. Earth. V. 21. № 4. P. 257–260. 1996.