

УДК 551.24

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ГЛУБОКОФОКУСНОГО ОХОТОМОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24 МАЯ 2013 ГОДА

© 2017 Л.И. Гонтовая¹, В.В. Гордиенко², З.А. Назарова³

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683086; e-mail: lecyu@emsd.ru

²Институт геофизики Национальной АН Украины, Киев, 0368,

³Камчатский филиал Федерального исследовательского центра Единой Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

В статье рассматриваются вопросы, связанные с возможной природой Охотоморского землетрясения, происшедшего на глубине более 600 км вблизи западного побережья Камчатки. Проанализированы распределения скоростей продольных сейсмических волн, температур и гипоцентров землетрясений в верхней мантии и переходной зоне к нижней мантии. Построена схема глубинного процесса в тектоносфере региона в соответствии с адвекционно-полиморфной гипотезой. Сформулированы предположения о природе глубинной сейсмичности, согласующиеся с геологическими данными. Полученные результаты указывают на источник изучаемых землетрясений — полиморфное преобразование вещества в переходной зоне от верхней к нижней мантии. Они также позволяют предположить район вероятного распространения этих явлений.

Ключевые слова: Охотоморское землетрясение, очаг, скоростные и тепловые модели мантии.

ВВЕДЕНИЕ

Рассмотрение возможной природы Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. с гипоцентром на глубине около 640 км (рис. 1), а также более широкого круга вопросов, связанных с глубинной сейсмичностью, основано на анализе глубинных процессов в регионе, который выполнен в соответствии с адвекционно-полиморфной гипотезой (АПГ) (Гордиенко, 2012; Gordienko, 2015). Как известно, сопоставление результатов геолого-геофизических исследований с гипотетическими глубинными процессами в тектоносфере Земли выполняется с помощью различных методик. АПГ подразумевает непосредственное построение модели глубинного процесса и ее сравнение с данными геологии, экспериментальными геофизическими полями и моделями. Порядок изучения регионов включает такие операции как построение модели тепло-массопереноса в тектоносфере, отвечающей известным по геологическим данным (возрасту, типу эндогенного режима, территориальным ограничениям исследуемого региона; практически совмещенное с этой процедурой построение

соответствующей тепловой модели для всех этапов развития региона; контроль тепловой модели данными геотермометров и сведениями о глубинах магматических очагов на разных этапах развития тектоносферы, данными о тепловом потоке через поверхность; расчет по тепловой скоростной и плотностной модели мантии другие операции, которые детально описаны в выше упомянутых работах и использованы при геодинамическом моделировании в пределах континентов и океанов. Проверка представлений АПГ в тектоносфере переходных зон от океана к континенту затруднена в связи со скудностью геолого-геофизических данных по этим регионам по сравнению с континентальными. Поэтому большой интерес представляет анализ сейсмичности переходных зон Тихоокеанского типа, указывающей на современную активность в больших интервалах глубин.

НЕКОТОРЫЕ ПАРАМЕТРЫ СОБЫТИЯ

Детальная характеристика Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. приведена в публикациях (Чебров и др., 2013; Чеброва и др., 2015).

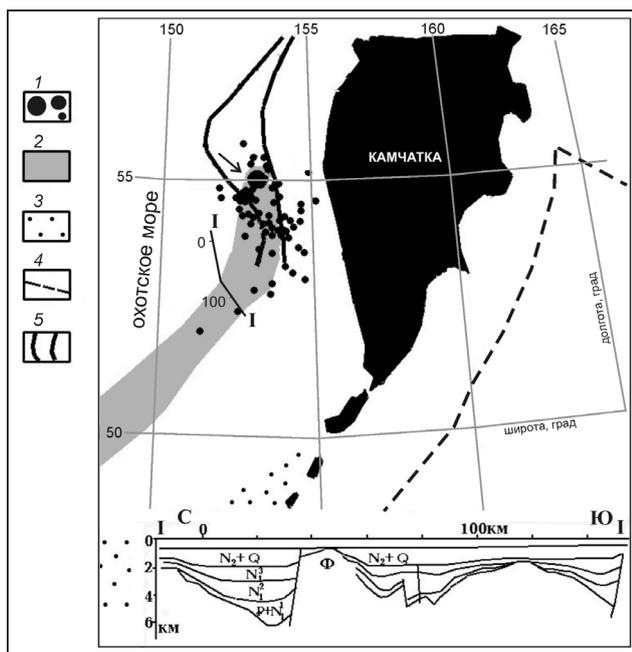


Рис. 1. Полоса глубинной сейсмичности мантии в Охотском море: 1 — эпицентры землетрясений: Охотоморского ($M_w = 8.3$, показан стрелкой), его афтершоков и близких по времени событий; 2 — полоса землетрясений с глубинами гипоцентров 500–800 км; 3 — Южно-Охотская впадина; 4 — ось глубоководного желоба; 5 — границы впадины ТИНРО и трога Лебеда. I-I — положение разреза осадочного слоя в районе трога Лебеда (Тектоническое ..., 2006).

Основываясь на этих данных мы предположили, что распределение землетрясений (афтершоков, которые вообще-то не характерны для событий такой глубинности), примерно обрисовывает область, в пределах которой были сняты напряжения при землетрясении. Таким образом, к примеру, диагностируется источник хорошо изученного землетрясения сегмента Паркфилд разлома Сан-Андрес в центральной Калифорнии (Аки, 1975). Используя подходы, приведенные в приведенной работе и общую картину распределения гипоцентров, были исключены очаги, расположенные на периферии выделенной этой области, а также довольно интенсивное землетрясение значительно южнее Охотоморского (Чебров и др., 2013). Оно и сопутствующие ему события в плане выстраиваются в отдельную область со стороны примерно 150–200 км и толщиной около 100–150 км, которая почти полностью проецируется в трог Лебеда (рис. 1). По оценкам (Чебров и др., 2013) размеры очага Охотоморского землетрясения (длина 300 км, ширина 170 км, диапазон глубин от 425 до 720 км) несколько больше.

Породы непосредственно в области землетрясения можно характеризовать удельной упругой энергоемкостью $w = \tau^2/2G = \tau^2/2\sigma Vs^2$, где τ — прочность на сдвиг (разрушающее касатель-

ное напряжение), G — модуль сдвига, σ — плотность, V_s — скорость поперечных сейсмических волн. Параметр w («...потенциальная упругая энергия, которая накапливается в единичном объеме среды в результате ее сдвигового деформирования вплоть до момента разрушения...» (Крылов, Дучков, 1996, с. 57)) определить сложно, так как для глубинных условий не ясен уровень τ . Минимальная τ не зависит от РТ — условий и составляет около 0.1 ГПа, но она установлена для коровых пород. Приближенная оценка для мантийных — 0.4 ГПа (Петрофизика, 1992). Исходя из этого, получим $w = 6 \cdot 10^5$ Дж/м³. Во всем объеме объекта может быть запасена энергия (при отсутствии релаксации) около $2.3 \cdot 10^{21}$ Дж. Ее можно сопоставить с устанавливаемым по магнитуде сейсмическим моментом примерно равным $3.2 \cdot 10^{21}$ Дж. Результаты получаются близкими, однако погрешность определения w нельзя оценить, поэтому согласование может быть и случайным. Снимаемое напряжение оказывается минимальным для сильных землетрясений (Яновская, 2006) (рис. 2). Величина смещения согласно этому же источнику составляет около 5–6 м. Большое количество выделившейся энергии связано с большим объемом, в котором она была запасена. Величина смещения предполагает использованный при расчете механизм очага — смещение по плоскости разрыва сплошности пород. Результат близок к полученному в работе (Прытков и др., 2015 и других), из чего, конечно, не следует совпадение геодинамических механизмов, приведших к накоплению напряжений и смещению. В работе (Ye et al., 2013) получена длина разрыва более 180 км, выделенная сейсмическая энергия неожиданно мала — $1.5 \cdot 10^{17}$ Дж (на два порядка меньше оценки по магнитуде), величина смещения — 2–10 м, снимаемое напряжение — 12–15 МПа, то есть примерно на порядок больше приведенного на рис. 2.

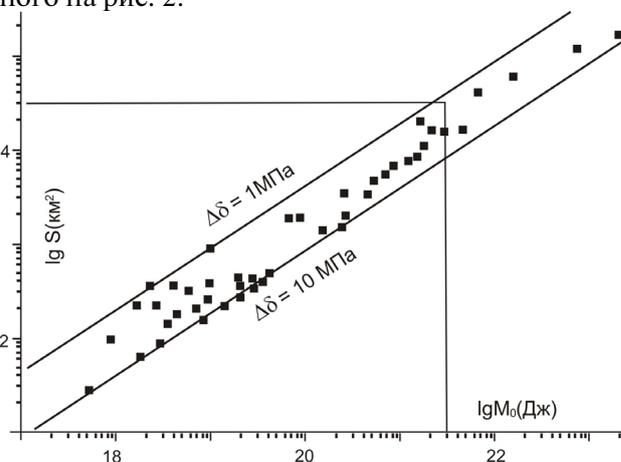


Рис. 2. Сопоставление площади, по которой происходит смещение, с сейсмическим моментом: $\Delta\sigma$ — снятое напряжение.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Расположение в изучаемом регионе полосы землетрясений с глубиной гипоцентров 500–700 км (рис. 1) часто воспринимается как их приуроченность к тектоническим единицам — островной дуге и желобу, к наклонному погружению тихоокеанской литосферной плиты (Чебров и др., 2013). При детальном рассмотрении оказывается, что желоб слишком молод для связи с длительным погружением (Ломтев и др., 1997; Рудич, 1984). «Датирование тихоокеанских желобов говорит в пользу их недавнего (0,5–1 млн лет) заложения (средний плейстоцен) ...» (Ломтев и др., 1997, с. 28). Максимальные глубины землетрясений резко изменяются на его протяжении. Южнее аналогичная полоса, начинаясь за Идзу-Бонинской дугой, пересекает Японскую дугу и Японское море, а ее северный фрагмент оказывается под Ханкайским докембрийским массивом (рис. 3).

Вообще зоны интенсивной сейсмичности в низах верхней мантии и зоне перехода к нижней мантии немногочисленны: кроме указанных это районы о. Явы, Филиппинских о-вов, дуги Тонга-Кермадек и срединный массив Анд — Альтиплано (рис. 3). Общая длина этих поясов не превышает 25% длины зон разноглубинной сейсмичности, окружающих Тихий океан.

Можно привести и другие соображения противоречащие субдукционной природе

глубокофокусных землетрясений (Гордиенко, Гордиенко, 2008, Gordienko, 2014).

Однако ограничимся предположением, что Охотоморское событие отвечает процессу молодой активизации, которая диагностируется по высокому тепловому потоку и другим геолого-геофизическим данным (Петришевский, 2016; Родников и др., 2014; Сеначин, 2013; Тектоносфера ..., 1992). Эта активизация довольно широко распространена в Охотском море и вне полосы сейсмичности, хотя говорить о синхронности событий не приходится. По имеющимся геологическим данным, возраст активизации изменяется по крайней мере в диапазоне 5 млн лет (Говоров, 2002; Тектоносфера ..., 1992; Фролова и др., 1989).

Упомянутое совпадение сейсмического момента с предельно возможным содержанием энергии в объеме источника указывает на очень быстрое формирование напряжений в течение периода, много меньшего времени релаксации (скорее всего — менее 1 млн лет (Гордиенко, 2014)). То есть напряжения возникли геологически недавно, но их формирование в этом месте может быть связано с особыми условиями, предшествующими активизации.

Параллельность полосы сейсмичности Курило-Камчатской дуге и желобу не обязательно указывает на их генетическую связь. По данным работы (Красный, 1990) субпараллельные дуги были распространены в регионе в широком возрастном диапазоне, включая практически

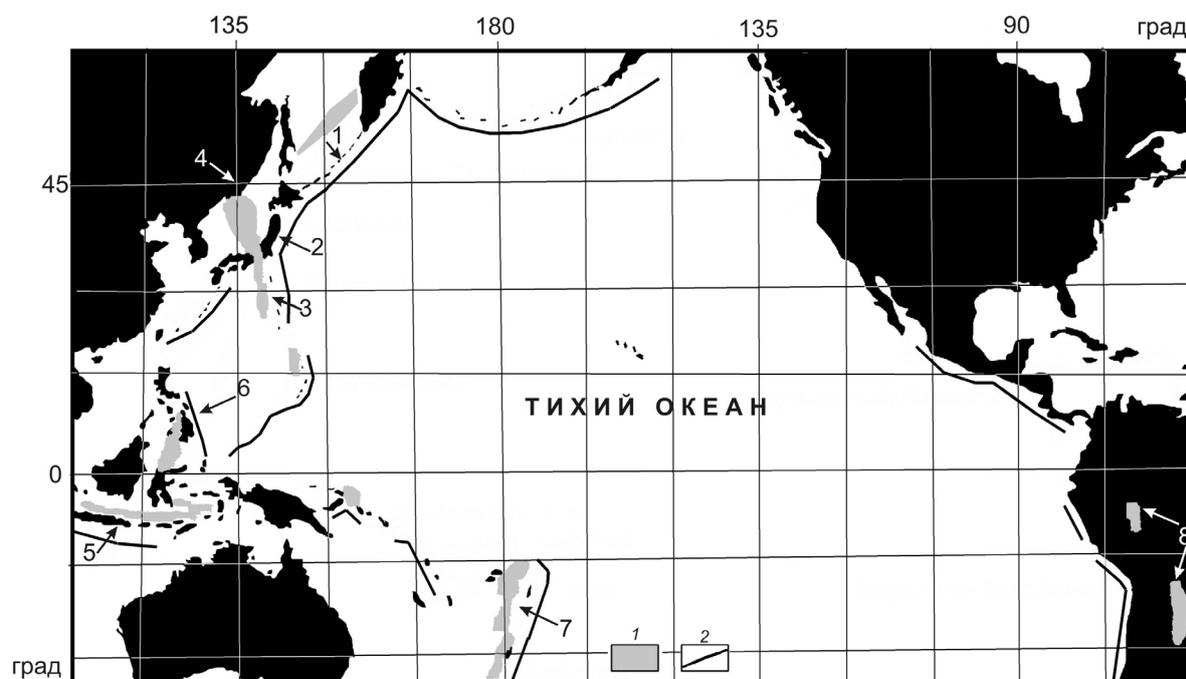


Рис. 3. Распространение зон глубинной сейсмичности на периферии Тихого океана: 1 — зоны сейсмичности в интервале глубин 400–700 км (показаны стрелками); 2 — линии глубоководных желобов. Цифрами показаны: 1 — Курило-Камчатская дуга; 2 — Японская дуга; 3 — Инзу-Бонинская дуга; 4 — Ханкайский массив; 5 — о. Ява; 6 — Филиппинские о-ва; 7 — дуга Тонго-Кермадек; 8 — массив Альтиплано.

весь мезозой. При моделировании глубинного процесса нами анализируется геологическая история региона за период, начиная с более 50 млн лет назад и до настоящего времени. Достоверных данных мало, можно опереться только на сведения о магматизме в регионе (Говоров, 2002; Фролова и др., 1989). Датировки магматических пород довольно отчетливо сгруппированы в четыре основных события, напоминающие аналогичный перечень для активизированной в киммерийское время хорошо изученной эпигерцинской Скифской плиты (Газизова, 2009; Короновский, 1976; Тектоника ..., 1988).

На Охотоморской плите породы всех этапов по составу магмы включают коровые (кислые или средние). То есть необходимо моделировать глубинный процесс, который обеспечивал бы образование подкорового очага плавления (и возможность вторжений из него в кору с образованием вторичного кислого или среднего расплава). Подобное развитие событий (согласно АПГ) предусматривалось для океанических регионов (Гордиенко, 2012), а в районах с континентальной корой оно не опробовано. Поэтому было рассмотрено несколько схем глубинного процесса и показано, что они мало различаются с точки зрения влияния на изучаемое явление — природу глубинных землетрясений (Гордиенко, 2014).

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Предусмотренное АПГ перемещение вещества дает возможность вычислить изменения температуры недр. Порядок необходимых вычислений описан в работах (Гордиенко, 2012; Gordienko, 2015), здесь не будем на нем останавливаться.

Результаты вычислений приведены на рис. 4. Стартовая тепловая модель построена для условий геосинклинальной мантийной радиогенной теплогенерации (Gordienko, 2015). Предполагался геосинклинальный герцинский процесс в тектоносфере, включающий три акта теплопереноса. Для периода 200–60 млн лет назад для обеспечения генерации указанных выше магм понадобилось два этапа теплопереноса — 200 и 100 млн лет назад. К моменту 20–30 млн лет назад подкоровая астеносфера релаксировала, в нижних горизонтах верхней мантии (рис. 4) восстановился небольшой слой частичного плавления, пригодный для одноактной активизации.

Построенная тепловая модель согласуется с независимо установленными глубинами магматических очагов региона.

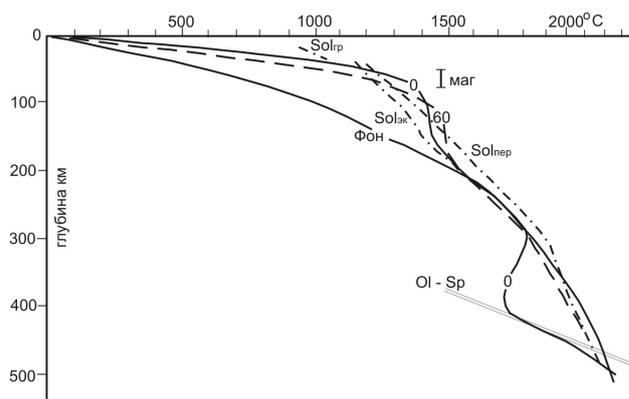


Рис. 4. Изменение температуры в тектоносфере изучаемого региона. Sol — солидус пород: гр — гранулита, пер — перидотита, эк — эклогита, Ol-Sp — PT-условия преобразования оливина мантийных пород в верхней части переходной зоны. Цифры у кривых — возраст в млн лет. маг — глубины магматических очагов по данным о составе изверженных пород.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ БЛОКОВ С ИЗМЕНИВШЕЙСЯ ПЛОТНОСТЬЮ

Для оценки влияния температурных аномалий на формирование плотностных, способных привести в движение блоки пород коры или мантии, необходимы данные о связи этих параметров (рис. 5). Кроме приведенных на рисунках сведений можно упомянуть, что в верхней части мантии в зависимости от температуры может изменяться граница перехода плагиоклазового пиролита в шпинелевый и гранатовый. Но в нашем случае эти преобразования минералогии, хотя и ведут к некоторому изменению плотности пород, не играют заметной роли в создании источников землетрясений.

Изменение плотности под влиянием температуры экспоненциально сокращаются с глубиной. На 20 км оно составляет $0.02 \text{ г/см}^3/100^\circ\text{C}$, на 100 км — $0.013 \text{ г/см}^3/100^\circ\text{C}$, на 250 км — $0.01 \text{ г/см}^3/100^\circ\text{C}$, на 400 км — $0.007 \text{ г/см}^3/100^\circ\text{C}$.

На глубинах более 700 км землетрясения невозможны (Гордиенко, Логвинов, 2011). Здесь начинается глобальная астеносфера мощностью около 300 км. Ее формирование рассмотрено в работе. В интервале глубин около 300–400 км для рассматриваемого варианта глубинных процессов температуры в течение 100–150 млн лет изменялись мало, полиморфные преобразования нетипичны. Объекты аномальной плотности, перемещение которых сопровождается землетрясениями, не формируются. Эта ситуация встречается довольно часто, когда в «несейсмичную» толщу может включаться интервал глубин 200–300 км.

В интервале глубин около 170–270 км температурная аномалия через 20 млн лет после

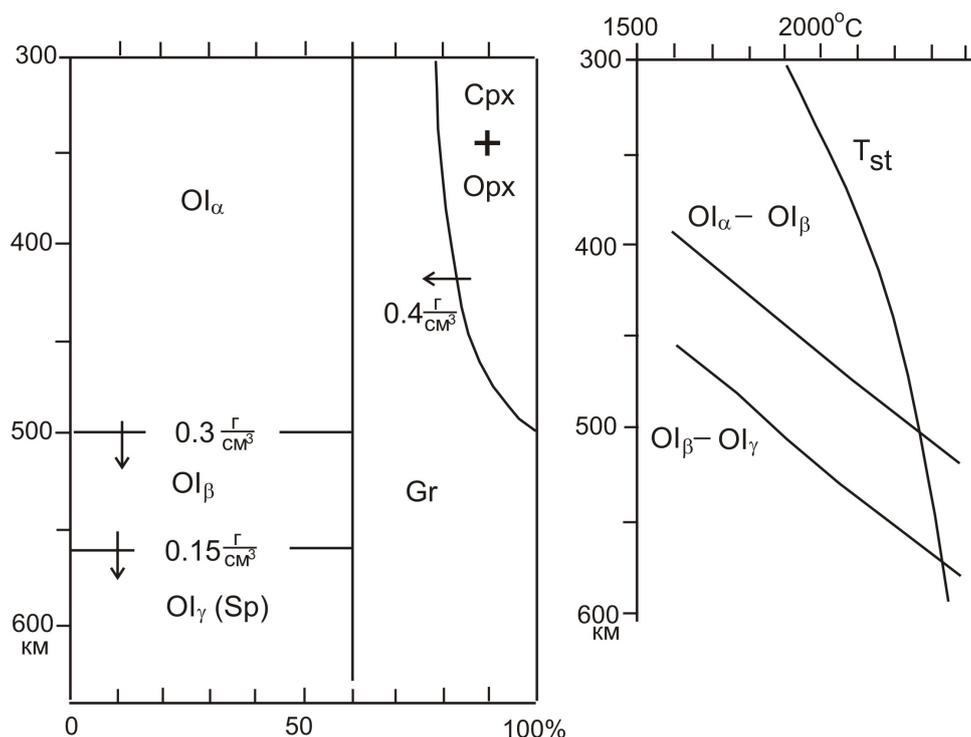


Рис. 5. Преобразования минералогии пород верхней мантии. Ol — оливин, Crx и Orx — клино- и ортопироксены, Gr — гранат, Sp — шпинель. Стрелками показано направление роста плотности. T_{st} — распределение температуры перед началом рассмотренного глубинного процесса (~200 млн лет назад). Ol_α Ol_β Ol_γ — аллотропные модификации оливина.

начала последней активизации составляет в среднем 200°C. Плотность пород выросла на 0.02 г/см³. Формируемое давление на подошву слоя — 2·10⁷ Па — в настоящее время не превышает прочности пород на сдвиг. Смещения и землетрясения маловероятны. Их не может быть и под воздействием термоупругих напряжений: темп изменений температуры к настоящему времени слишком мал. Если имеет место дополнительная активизация, начавшаяся несколько млн лет назад, то изменения температуры не затронут рассматриваемый интервал глубин. То есть землетрясения возможны только за счет внешних по отношению к нему факторов. К ним можно отнести воздействия сверху.

Положительная температурная аномалия в мантии на глубинах 40–140 км составляет в среднем 400–450°C, среднее разуплотнение — около 0.06 г/см³, подъемная сила не превышает прочности пород. Однако здесь очевидно дополнительное разуплотнение, связанное с плавлением пород (хотя значительная часть расплава сегрегирована и вынесена в кору еще в начале процесса). Еще одним источником понижения плотности может быть переход пород подкоровой части верхней мантии от гранатовых к шпинелевым лерцолитам. Прочность пород в астеносфере резко понижена. Не имея количественных характеристик этих параметров, можно все же допустить возможность движения вещества. Кроме понятного всплывания (возможно,

отдельных блоков небольшого размера) можно предположить растекание вещества от центра под влиянием давления растущего осадочного слоя трога Лебеда (Тектоносфера ..., 1992) (рис. 1). В движение вовлекаются и подплавленный низ коры. Тут температуры могут превышать солидус основных гранулитов (рис. 4). Однако мощность коры в изучаемом районе в настоящее время составляет 25–30 км (Тектоническое ..., 2006), на больших глубинах следует ориентироваться на солидус мантийных пород, а он не превышен.

Самые существенные причины возникновения плотностных аномалий располагаются в средней коре. Здесь сформированы условия быстрой эклогитизации основных образований. Эклогиты, возникшие около 20 млн лет назад и достигшие концентраций, позволяющих опуститься в мантию, уже удалены из коры. Сейчас речь может идти о новых их порциях, связанных с последней вспышкой активности. Данные о темпах эклогитизации (Королюк и др., 2004) приведены в таблице. Выяснено, что необходимых для решения нашей задачи темпов процесс достигает только под влиянием флюидов. Последние явно образуются в зоне корового плавления, это фиксируется многими геолого-геофизическими данными. Таким образом, вероятно формирование блоков пород, плотность которых на первые десятки доли г/см³ превышает плотность перегретой подкоровой мантии и, тем более, окружающих пород коры.

Сокращение мощности коры за счет ее нижней части ведет к существенному ограничению объема образующихся эклогитов.

Уплотнение служит причиной погружения коро-мантийного блока, образования трога Лебеда (рис. 1). Скорость движения эклогитизированных блоков (по Стоксу $V = 1.5\Delta\sigma g r^2/\eta$, где $\Delta\sigma$ — в данном случае — аномальная плотность, g — ускорение силы тяжести, r — полуразмер блока) оказывается весьма значительной. Часть блоков, скорее всего, не продвинется глубже астеносферы и разуплотнится под действием обратного полиморфного преобразования. Но оставшиеся (крупнее и быстрее перемещающиеся) даже на глубинах, где вязкость возрастает до 10^{20-21} Па·с, а плотностной контраст падает до $0.05-0.10$ г/см³, за реальное время могут продвигаться до исчезновения плотностного контраста — на глубины около 200 км. Таким образом, наиболее перспективным в смысле сейсмичности в средней части мантии оказывается интервал 150–200 км, но и в нем вероятность событий невелика.

Учитывая расположение слоев частичного плавления в коре и мантии, наиболее подходящими для размещения очагов, по нашему мнению, следует признать интервалы глубин: менее 20 км, 25–55 км и 150–200 км.

Перерыв сейсмичности на глубинах 200–400 км не абсолютен, так как эффекты смещений выше и ниже этого слоя создают небольшие вариации давлений. В каких-то его фрагментах эти вариации могут оказаться критическими и сработать как спусковые механизмы.

Глубже 400 км при молодой активизации возник мощный слой (420–460 км) пород, уплотненных за последние 20 млн лет примерно на 0.2 г/см³. Нет определенных данных о времени, необходимом для преобразований оливина в нужном диапазоне РТ-условий (рис. 4, 5,

таблица). Но можно предположить, что указанный период достаточен при реальных размерах кристаллов пиролита. Глубже плотностные аномалии много меньше, они связаны только с понижением температуры, но на глубинах более 500 км подключается второй этаж полиморфных преобразований. Блок толщиной порядка 100 км в какой-то момент времени, примерно 20 млн лет назад, явно создает давление больше прочности пород и опускается со скоростью, зависящей от вязкости. При значении этого параметра 10^{22-23} Па·с подошва такого астенолита к настоящему времени достигнет кровли глобальной астеносферы. Его движение вполне может привести к землетрясениям на глубинах 500–700 км. В целом описанный выше глубинный процесс, протекающий в верхней мантии рассматриваемого региона, может быть представлен схематично в виде графиков изменения по глубине и времени зон изменения объемов пород под влиянием полиморфных переходов (рис. 6).

Сравним прогнозируемые глубины размещения очагов землетрясений с экспериментальными данными за 1962–2015 гг. Информация взята на сайте <http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/> в пределах области, ограниченной координатами ($52-56^\circ$ с.ш. и $152-156^\circ$ в.д.) (рис. 7). В целом, можно констатировать, что соответствие наблюдается.

Сами по себе изменения температуры в зоне полиморфных переходов в настоящее время незначительны и неспособны создать разрушающих термоупругих напряжений или уплотненных блоков, способных к перемещению. Последние могут быть связаны только с быстрым сокращением объема при полиморфном переходе. Не исключено, что приблизившиеся к этому процессу локальные фрагменты нижней толщи (рис. 6) быстро достигают необходимых параметров и становятся источниками своеобразных землетрясений (Кусков, 1987; Burnley, 1989;

Время (лет), необходимое для выравнивания химической неоднородности гранатов при погружении и эксгумации породы (Королук и др., 2004).

Т, °С	Р, ГПа	Размер зерна, мм		
		0.05	0.5	5
Погружение				
500–600	0.56–0.67	$3 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{11}$
500–700	0.56–0.78	$1.3 \cdot 10^6$	$1.5 \cdot 10^8$	$1.3 \cdot 10^{10}$
500–800	0.56–0.89	10^5	10^7	10^9
500–900	0.56–1.00	10^4	10^6	10^8
500–1000	0.56–1.11	$1.3 \cdot 10^3$	$1.4 \cdot 10^5$	$1.3 \cdot 10^7$
Эксгумация				
1000–900	1.11–1.00	$4 \cdot 10^2$	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^6$
1000–800	1.11–0.89	10^4	$1.4 \cdot 10^6$	10^8
8100–700	1.11–0.78	$3 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^9$
1000–600	1.11–0.67	$1.8 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$
1000–500	1.11–0.56	$2 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{13}$

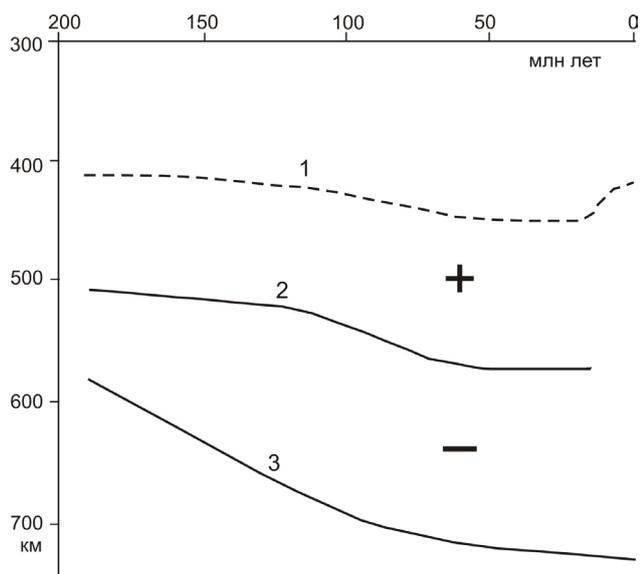


Рис. 6. Зоны изменения объемов пород по глубине под влиянием полиморфных переходов в рассматриваемом регионе. 1 — глубина начала перехода $Ol\alpha \leftrightarrow Ol\beta$; 2 — граница смены знака изменения температуры во времени; 3 — граница нулевых изменений температуры или поверхности глобальной астеносферы. +, — зоны расширения (+) и сжатия (-) пород.

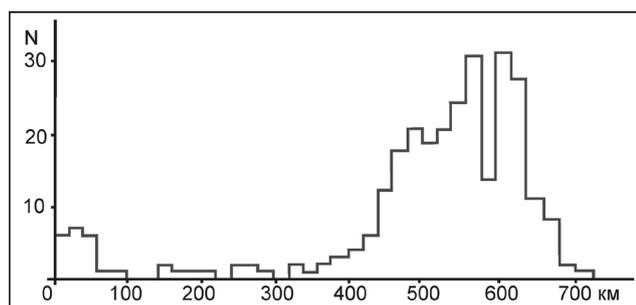


Рис. 7. Гистограмма распределения глубин гипоцентров землетрясений.

Schubnel et al., 2013) в момент перераспределения напряжений при смещении описанного уплотненного блока. Среда на глубинах 550–700 км как бы подготовлена длительным накоплением незначительных (и в основном релаксирующих за столь длительное время) полиморфных уплотнений. Они дополнятся ростом давления со стороны аналогично уплотняющегося вышележащего слоя.

Конечно, для определенного заключения этих соображений недостаточно. Но они могут быть использованы при выборе направления дальнейших исследований.

СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

При разработке модели глубинного процесса проведено сопоставление скоростной структуры

верхней мантии (и переходной зоны между верхней и нижней мантией) с распределением гипоцентров землетрясений. Сейсмотомографическая скоростная (на продольных волнах, V_p) модель мантии разработана для Камчатки до глубины 700 км (Жао и др., 2010; Jiang et al., 2009) (рис. 8). Горизонтальные и вертикальные сечения объемной модели представляют собой отличия скорости V_p от среднеземной модели IASP91 (Kennett et al., 1991) и отображают структуру верхней и зоны перехода к нижней мантии. Интенсивность аномалий довольно значительна (до $\pm 4\%$). Можно предполагать, что таким возмущениям V_p отвечают заметные плотностные аномалии разного знака, достаточные для стимулирования перемещений мантийного вещества. Распределение гипоцентров землетрясений ($K_s = 9.5-17$), взятых из каталога, разработанного в КФ ФИЦ ЕГС РАН, показано на рис. 8.

На томографических изображениях в верхней мантии четко проявляются две контрастные высокоскоростные зоны, которые разделены интервалами относительно пониженной скорости и слабой (или ее отсутствием) сейсмической активности (рис. 8). Верхняя высокоскоростная зона (до глубин 200–250 км) приурочена к Камчатке. Она связана с погружающимися в мантию блоками повышенной плотности в ходе современной активизации полуострова (Гонтовая и др., 2006; 2009а). На глубине около 200 км плотность преобразованных блоков уравнивается с плотностью окружающих пород, интенсивность сейсмичности резко уменьшается. Нижняя высокоскоростная зона (глубже 300–400 км) приурочена к юго-восточной окраине Охотского моря. Детали предполагаемого здесь глубинного процесса рассматриваются ниже. Гипоцентры Охотоморского землетрясения и его предполагаемых афтершоков приурочены к зоне высоких градиентов скорости V_p вблизи западного побережья Камчатки (рис. 8).

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сравнительно полную информацию о приуроченности глубоких землетрясений к определенным этапам процесса океанизации можно получить на примере хорошо изученного геолого-геофизическими методами Охотского моря (Петрищевский, 2016; Подводный ..., 1992; Родников и др., 2014; Сеначин, 2013; Тектоносфера ..., 1992 и др.). Наиболее наглядна, с нашей точки зрения, ситуация в Южно-Охотской впадине. Осадочный слой кайнозойского возраста начинает быстро формироваться вблизи границы олигоцена и миоцена. Большую часть олигоцена он образуется только в локальных приразломных

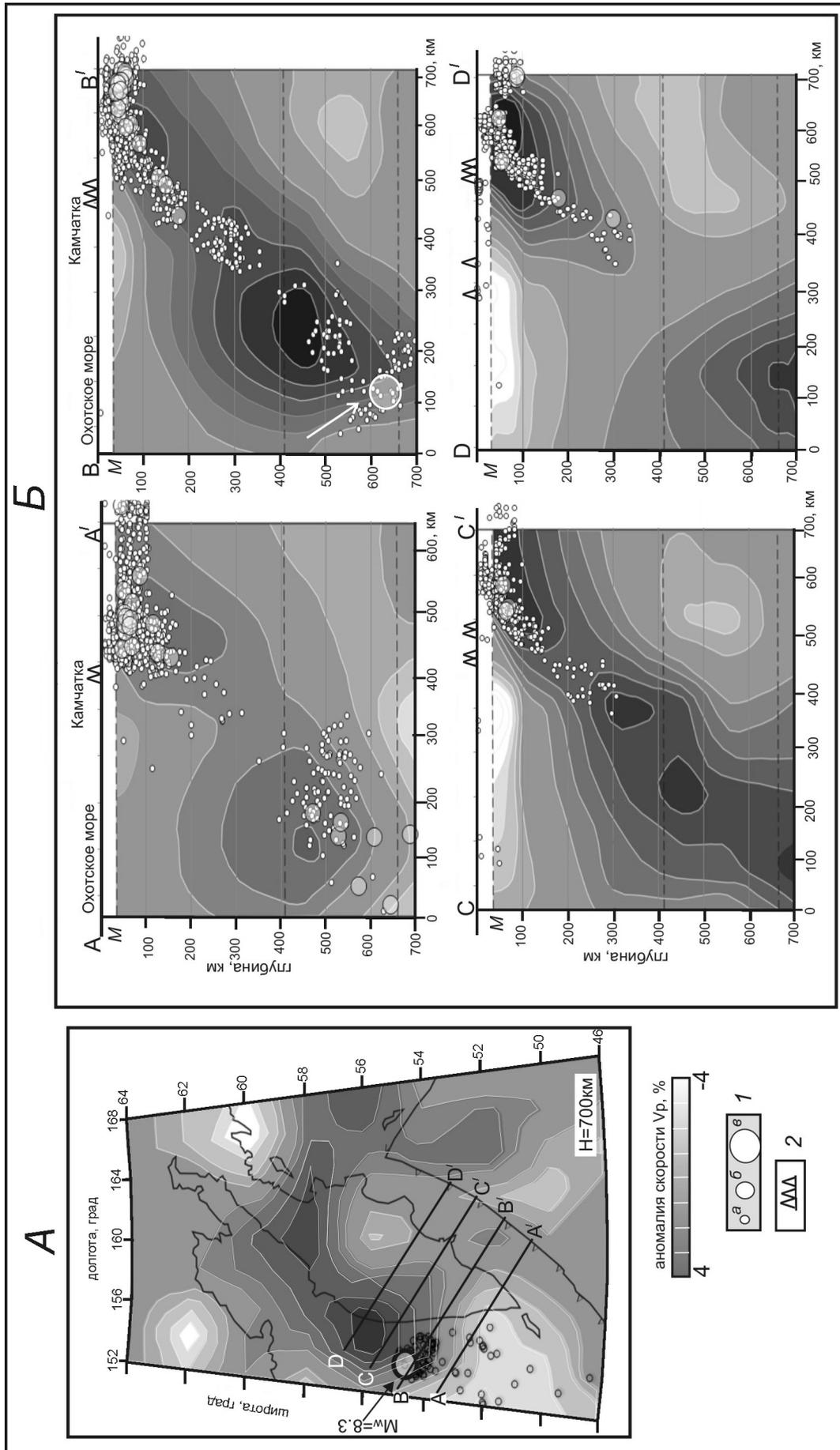


Рис. 8. Скоростная структура верхней мантии и сейсмичность в районе Камчатки в аномалиях Ур. Горизонтальное сечение 3D-томографической модели на глубине переходного слоя (А) и вертикальные сечения 3D модели по линиям А-А', В-В', С-С', D-D' (Б) из (Жао и др., 2010; Jiang et al., 2009); 1 — гипоцентры землетрясений за период 2009–2015 гг. с Кс: 9.5–12.5 (а), 12.6–16 (б), 17 (в) (<http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/>); 2 — вулканы. Стрелками показано положение Охотоморского землетрясения.

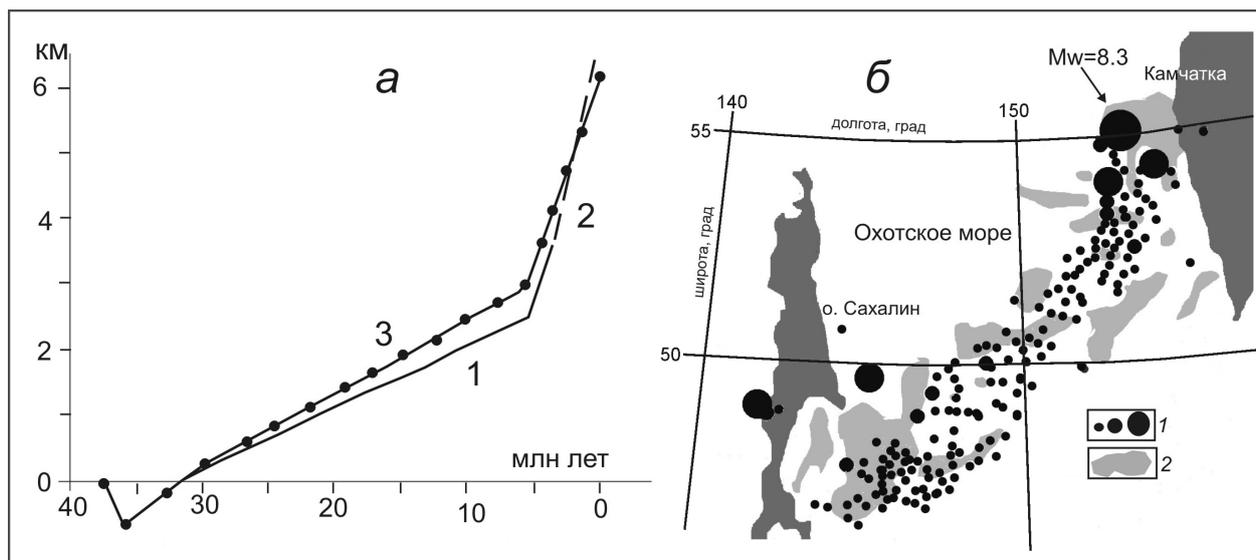


Рис. 9. Погружение докайнозойского фундамента Южно-Охотской впадины (а) и зона глубинной сейсмичности в Охотском море (б): 1 — эпицентры землетрясений на глубинах 400–700 км; 2 — районы с мощностью молодых осадков 3 ± 1 км и глубиной дна 1 ± 0.3 км. Цифрами обозначены: 1 — изменение мощности осадков по геологическим данным; 2 — некомпенсированное погружение дна впадины в плиоцен-четвертичное время; 3 — расчетное погружение дна.

трогах. Далее процесс идет с довольно стабильной скоростью около 20 млн лет. Примерно 5 млн лет назад (то есть в самом начале плиоцена) он резко ускоряется и к настоящему времени существовавшая к тому моменту глубина фундамента удваивается (рис. 9).

Рассмотрим эволюцию тепловой модели Южно-Охотской впадины (рис. 4). Согласно АПГ, после поднятия первого астенолита из интервала глубин 370–420 км в интервал 50–100 км под корой формируется слой частичного плавления и происходят вторжения мантийных выплавов в кору. Далее — плавление пород амфиболитовой фации метаморфизма и подъем магм среднего состава в среднюю и верхнюю часть коры. Возможности образования кислых магм существенно ограничены начальным, преимущественно базитовым составом коры. Далее происходит эклогитизация основных пород нижней коры и погружение блоков, плотность которых превысила мантийную, под кору. В средней части коры происходит базификация, а верхняя («гранитная») часть местами полностью уничтожается эрозией.

Последовательность геологических событий в Южно-Охотской впадине, которые являются результатом теплопереноса при эволюции тепловой модели, можно представить следующим образом.

Прежде всего, формируется сводовое поднятие коры, вызванное перегревом верхних горизонтов мантии. При вычислении одновременно учитывается и адекватное охлаждение нижней части верхней мантии. Но коэффициенты теплового расширения в соответствующих интервалах глубин различаются примерно на

$0.01 \text{ г/см}^3/100^\circ\text{C}$, поэтому происходит именно поднятие. Его амплитуда достигает 0.9 км. Фактически она заметно меньше, так как поднятие распространяется на территорию, превышающую по площади активизированный район. Температура под корой изменяется быстрее, чем у подошвы верхней мантии, поднятие сокращается. Дополнительное действие эрозии приводит к пене плену за геологически короткое время.

К концу этапа уже начинает заметно сказываться процесс океанизации (базификации и эклогитизации коры). Точные значения темпов преобразований минералогии (эклогитизации базитов) неизвестны, некоторое приближение можно получить из данных таблицы. Можно допустить, что процесс осуществится за время в первые млн лет.

Ориентировочная начальная мощность коры впадины — 32 км. После ее утонения она составляет 13 км (наблюдаемая мощность коры 19 км минус кайнозойские осадки с прослоями вулканитов и водный слой). Начальная плотность преобразованных блоков коры, опустившихся в мантию, составляла $2.9\text{--}3.0 \text{ г/см}^3$ и изменилась на $0.4\text{--}0.5 \text{ г/см}^3$. Соответствующее погружение блоков составит 2.8–2.9 км. В оставшейся коре, мощность которой по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) составляет около 9 км, плотность изменится примерно на 0.1 г/см^3 (базификация коры). Соответствующее погружение блоков — 0.3 км. Нельзя определить происходил ли перенос вещества нижней коры на периферию впадины, так как неизвестна начальная мощность коры ее окрестностей. На разрезах ГСЗ отмечены отдельные ее утол-

щения (Тектоническое ..., 2006; Тектоносфера ..., 1992), однако их природа может быть различной. Во всяком случае, утолщения коры под островными дугами, скорее всего, являются результатом предшествующего геосинклинального процесса.

Условия для полиморфного преобразования у подошвы верхней мантии достигнуты в слое мощностью около 40 км вскоре после первого акта тепломассопереноса (не менее 10 млн лет назад, к этому времени завершился период сравнительно быстрого изменения возникшей здесь интенсивной отрицательной температурной аномалии). Уплотнение породы составляет около 8%, соответствующее опускание поверхности — 3.2 км. Это позволяет завершить расчет погружения поверхности коры, отнеся рассматриваемый эффект к интервалу времени 0–5 млн лет (рис. 9). Темп преобразования мантийного оливина в минерал со структурой шпинели в условиях подошвы верхней мантии неизвестен. Существует мнение, что «...экспериментальные данные по диффузии и модельные расчеты свидетельствуют, что частичная гомогенизация, элементная и изотопная, будет достигнута (при температуре более 1500–1600°C — авт.) в течение первых десятков тысяч лет» (Шулятин и др., 2012, с. 34).

Рассмотренный процесс океанизации на большом удалении от источников осадков приведет к образованию типичной плиты западной части Тихого океана: глубина около 5.5 км, осадочно-вулканогенный слой — 0.5 км, глубина раздела Мохо — 13 км.

Соответствие расчетного и экспериментального погружения фундамента под Южно-Охотской впадиной полное (рис. 9), полиморфное преобразование пород завершено, источник сейсмической активности отсутствует. Он также отсутствует и под прогибами в Охотском море севернее 55°с.ш., где мощность молодых осадков составляет около 6–7 км (Тектоносфера ..., 1992), то есть некомпенсированная в Южно-Охотской впадине часть прогиба уже засыпана. Отсутствует источник и в районах Охотского моря, где мощность молодых осадков значительно меньше 3 км: здесь еще не завершился этап, предшествующий быстрому некомпенсированному опусканию.

Наиболее подходящим для глубинной сейсмичности представляется полоса, где (пусть не повсеместно) уже сформирован осадочный слой мощностью около 3 км, а некомпенсированное опускание только началось и глубина моря составляет около 1.0 км (Тектоническое ..., 2006) (рис. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ глубинных процессов, протекающих в верхней мантии в пределах восточных и юго-

восточных прогибов Охотского моря, к которым приурочена полоса широкофокусных землетрясений, включая Охотоморское событие 24 мая 2013 г., позволил установить их приуроченность к типу эндогенного режима (океанизации), на количественном уровне объяснить скорость и конечную амплитуду опускания фундамента, глубину магматических очагов. Ранее было показано, что предложенный вид глубинного процесса (адвекционно-полиморфная гипотеза) дает возможность объяснить величину теплового потока и мантийной гравитационной аномалии в регионе (Гонтовая и др., 2009а, 2009б; Гордиенко, 2012).

Перечисленные результаты указывают на источник Охотоморского землетрясения и других в изучаемой полосе сейсмичности — полиморфное преобразование вещества мантии в переходной зоне от ее верхней части к нижней и определить район вероятного распространения этих явлений. Можно предположить, что в большей части изученных районов Тихоокеанской переходной зоны, в пределах которых распространены широкофокусные землетрясения, вызывающий их глубинный процесс сходен с описанным. При современном уровне изученности это утверждение следует рассматривать как предварительное

Работа частично выполнена при поддержке грантов РФФИ 16-05-00059, ДВО РАН 15-1-2-008, ДВО РАН 16-1-1-0127.

Список литературы

- Аки К.* Механизм землетрясений. Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С. 199–213.
- Газизова С.А.* К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский краевой прогиб // Геологический сборник Института геологии Уфимского научного центра РАН. 2009. № 8. С. 88–93.
- Говоров Г.И.* Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 203 с.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В.* Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2006. № 2. С. 107–121.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я.* О природе среднеглубинной сейсмичности в переходных зонах Тихоокеанского типа // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2009а. № 1. С. 38–45.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я.* Плотностная модель тектоносферы переходной зоны Тихоокеанского типа в рай-

- оне Камчатки // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2009б. № 3. С. 58–69.
- Гордиенко В.В.* Процессы в тектоносфере Земли (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В.В.* Глубинные процессы и сейсмичность // Геофизический журнал. 2014. № 1. С. 19–42.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В.* О природе глубокой сейсмичности в переходных зонах от континентов к океанам // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 3. С. 56–64.
- Гордиенко В.В., Логвинов И.М.* Глобальная астеносфера // Физика Земли. 2011. Т. 47. № 2. С. 109–116.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л.* Структура и динамика мантии под Восточной Россией // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1209.
- Королюк В.Н., Лепегин Г.Г., Корсаков А.В.* Оценка термической истории метаморфических пород по обменно-диффузной зональности в минералах // Геология и геофизика. 2004. № 4. С. 501–512.
- Короновский В.Н.* Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1976. 398 с.
- Красный М.Л.* Геофизические поля и глубинное строение Охото-Курильского региона. Владивосток: Из-во ДВО РАН, 1990. 162 с.
- Крылов С.В., Дучков А.Д.* Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры // Геология и геофизика. 1996. № 9. С. 56–65.
- Кусков О.Л.* Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубокофокусные землетрясения // Геохимия. 1987. № 8. С. 1093–1107.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Л., Демченко Г.С.* Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 1997. С. 21–41.
- Петрищевский А.М.* Реологическая и геотермическая характеристика Охотоморского плюма. Известия Томского политехнического Института. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 27. № 2. С. 65–76.
- Петрофизика. Т. 1 / Ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 392 с.
- Прытков А.С., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И.* Современная геодинамика Курильской зоны субдукции по данным GPS/ГЛОНАСС наблюдений // Сборник материалов Всероссийской конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска». Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2015. С. 124–128.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. академик Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
- Рудич Е.М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 252 с.
- Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В.* Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 33–44.
- Тектоника Украины / Ред. Круглов С.С., Цыпко А.К., Москва: Недра, 1988. 254 с.
- Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря / Ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 131 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / Ред. К.Ф. Сергеев, В.В. Гордиенко, М.Л. Красный. Владивосток, 1992. 238 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 260 с.
- Чебров В.Н., Кугаенко Е.А., Вилулина С.А. и др.* Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой 8.3 — сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Вып. 21. № 1. С. 17–25.
- Чеброва А.Ю., Чебров В.Н., Гусев А.А. и др.* Воздействие Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. ($M_w = 8,3$) на территории Камчатки и мира // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 3–22.
- Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В. и др.* Возраст и стадийность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 28–36.
- Яновская Т.Б.* Основы сейсмологии. СПб: ВВМ, 2006. 288 с.
- Burnley P.* «Anticracks» in mantle create deep earthquakes // New Sciens. 1989. V. 1689. P. 33.
- Gordienko V.* On Plate Tectonics. // NCGT Journal. 2014. V. 2. Iss. 4. P. 20–49.
- Gordienko V.* Essential points of the advection — polymorphism hypothesis // NCGT Journal. 2015. V. 3. Iss. 2. P. 115–136.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G.* Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // Tectonophysics. 2009. V. 465. №. 1–4. P. 190–203.

- Kennet B., Engdahl E.* Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophysical Journal International*. 1991. V. 105. Iss. 2. P. 429–465.
- Schubnel A., Brunet F., Hilairet N. et al.* Deep-Focus Earthquake Analogs Recorded at High Pressure and Temperature in the Laboratory // *Science*, 2013. V. 341. Iss. 6152. P. 1377–1380.
- Ye I., Lay T., Kanamori H. et al.* Energy Release of the 2013 Mw 8.3 Sea of Okhotsk Earthquake and Deep Slab Stress Heterogeneity // *Science*. 2013. V. 341. Iss. 6152. P. 1380–1384.

POSSIBLE NATURE OF THE MAY 24, 2013 DEEP-FOCUS EARTHQUAKE IN THE SEA OF OKHOTSK

L.I. Gontovaya¹, V.V. Gordiyenko², Z.A. Nazarova³

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006; e-mail lecya@emsd.ru*

²*Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences, Kiev, 0368*

³*Kamchatka Branch of the Federal Research Center of the Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky*

The article describes a possible nature of the Sea of Okhotsk earthquake, which occurred at a depth of more than 600 km near the western coast of Kamchatka. We examined the distribution of P-wave velocity, temperatures and hypocentres of earthquakes in the upper mantle and in the deep mantle transition zone. The authors created a diagram of a deep process in the regional tectonosphere in accordance with the advection-polymorphous hypothesis and suggested assumptions on the nature of deep seismicity supported by the geological data. The results reveal a source of the studied earthquakes to be a polymorphic transformation of materials within the transition zone between the upper and deep mantles. Besides, the results allow us to suppose an area of probable distribution of these processes.

Keywords: Sea of Okhotsk earthquake, earthquake's focus, velocity and thermal models.