

УДК:550.344.68+530.347.4

ПОЛИМОРФНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

© 2014 Р.З. Тараканов, О.В. Веселов

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, 693022
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1 Б, тел/факс (424-2) 791-517,
e-mail: nauka@imgg.ru*

Работа посвящена анализу закономерностей топографии, мощности переходных зон в верхней мантии и скоростным особенностям разных тектонических зон, в которых происходят полиморфные превращения. Описываются особенности верхней мантии в интервале глубин 410–660 км. При анализе данных использованы статистический и томографический способы, представленные набором нескольких карт, отражающих особенности топографии границ в слоях полиморфных превращений, а также мощности переходных зон и скоростные аномалии. Статистический анализ использован для расшифровки массива данных, представленных в 70 публикациях. В качестве первого шага весь массив был разделен по разным тектоническим зонам: 1) тектонически активные участки, включающие окраинные желоба и моря, переходные зоны от континента к океану; 2) океанические структуры; 3) континентальные структуры, включающие, в основном, платформы материков. Составлена таблица, содержащая закономерности топографии, мощности переходных зон, определенных двумя способами для разных тектонических зон. Данные двух использованных методов находятся в пределах ошибок интерпретации исходного материала. Томографический метод дает наглядное представление о всех особенностях, связанных с полиморфными превращениями для различных тектонических зон.

Ключевые слова: полиморфные превращения, топография, границы раздела, типы отраженных волн.

ВВЕДЕНИЕ

Проанализированы десятки публикаций, посвященные границам раздела на глубинах около 410 и 660 км в верхней мантии, которые связываются с полиморфными превращениями (Добрецов др., 2001; Егоркин, 2004; Трубицин и др., 2008; Agee, 1998; Collier, Helffrich, 1997; Flanagan, Shearer, 1998a, б и др.). Они отмечаются многими исследователями в разных частях земного шара и имеют, по-видимому, глобальное распространение (Жарков, 2012; Collier, Helffrich, 1998; Dueker, Sheehan, 1998; Gaherty et al., 1996; Gilbert et al., 2001; Lebedev et al., 2002; Melborne, Helmberger, 1998; Niu et al., 2000; Vinnik et al., 1998 и др.).

Внимание ученых обычно привлекала резкость этих границ и эффективность процессов обмена и отражения сейсмических волн на них. Информация об этих границах, поведение на

них сейсмических волн и другие данные представлены во многих зарубежных и отечественных публикациях (Трубицин и др., 2008; Barlew et al., 1982; Flanagan, Shearer, 1998 а, б; Grad et al., 1996; Krishna, Ramiesh, 1996; Lee, Grad, 1996; Maki, 1983 и др.). Создан за последнее десятилетие представительный банк данных, базирующийся на публикациях, часть из которых представлена в списке литературы.

В работе использовано два способа анализа данных – статистический и томографический. Аналитической части работы предварили сбор, сортировка и унификация данных, содержащихся в публикациях различных исследователей (Добрецов и др., 2001; Трубицын, 1979; Barlew et al., 1982; Flanagan, Shearer, 1998 а, б; Kato et al., 2001; Grad et al., 1996; Remker, Spakman, 1992; Shearer, 1993; Shearer, Masters, 1992 и др.).

Аналитическая часть работы посвящена определению закономерностей топографии,

мощности переходных зон между опорными глубинами 410 и 660 км, выявлению особенностей сейсмических волн для различных тектонических областей в указанном интервале. С этой целью авторы использовали длиннопериодные компоненты сейсмограмм, записанных мировой сетью цифровых сейсмических станций (Global Digital Seismograph Network-GDSN, IRIS, USGS и др.) за период 1988-1996 гг., так как результаты интерпретации этих данных хорошо представлены в большинстве приведенных выше публикаций.

Для выделения волн, отраженных от границ раздела, проанализированы записи первых вступлений SS -волн от землетрясений с $M_b < 7.5$, как наиболее массовых сейсмических событий, описанных в приведенных публикациях. В результате получен пригодный для анализа материал по топографии, мощности переходных зон и скоростным особенностям поперечных волн для разных тектонических областей. В таблице показано, что параметры границ полиморфных превращений в пределах точности совпадают с данными обобщающей работы (Flanagan, Shearer, 1998a).

РАСШИФРОВКА ДАННЫХ О ГРАНИЦАХ ПОЛИМОРФНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ

На основе сформированного банка данных проанализированы характеристики границ в верхней мантии в интервале глубин от 410 до 660 км. Эта работа позволила получить новое представление о сложной топографии границ раздела в этих пределах. Изменение границ полиморфных превращений в верхней мантии обусловлено различием термобарических условий вещества в пределах переходного слоя от 410 до 660 км, названного слоем C в работах (Жарков, 2012; Магницкий, 2006).

По аналогии с классификацией тектонических областей, предложенной в работах (Flanagan, Shearer, 1998a,б; Shearer, 1993; Shearer, Masters, 1992;), нами выделены: 1) активизированные области, включающие в себя переходные зоны от континента к океану; 2) океанические структуры (Тихий океан, а также значительные части Индийского и Атлантического океанов); 3) континентальные структуры (в основном платформенные области). Для каждой тектонической структуры рассматриваются вариации границ существенного изменения сейсмических скоростей в слое C .

Анализ данных о вариациях этих границ показал, что в каждой из тектонических областей значимо проявились специфичные отличия глубин полиморфных превращений от стандартных глубин (410 и 660 км). Далее массив данных был разделен на стандартные (h_{cm}) и нестандартные

(h) глубины полиморфных превращений. Нестандартные глубины (h) были разделены на две части: $h > h_{cm}$ и $h < h_{cm}$. Эти сведения послужили для определения количества значений о глубинах границ полиморфных превращений, средних мощностях переходных зон, количества нестандартных данных (таблица). Дополнительно были указаны тектонические зоны и глубины фазовых превращений. Особое значение при всех количественных расчетах имеют соотношения $h > h_{cm}$ и $h < h_{cm}$, описанные в ряде публикаций (Егоркин, 2004; Flanagan, Shearer, 1998a; Niu et al., 2000; Vinnik et al., 1998 и др.). Результаты параметров полиморфных превращений получаются представительными, если для их определения используются три или четыре работы с данной глубиной фазовых превращений.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В зоне фазовых переходов в верхней мантии возникают значительные различия в поведении вещества в зависимости от скорости процесса, связанного с изменением давления и температуры. При медленных процессах наблюдается существенное изменение термодинамических параметров (например, сжимаемости и коэффициента теплового расширения). Однако, по скоростям сейсмических волн нельзя выявить резкие аномалии упругих модулей в зоне фазовых переходов, имеющих, как правило, толщину порядка 10 км, сравнимую с длиной волны. При медленных процессах, когда длительность процесса дольше, чем время фазового превращения, резко изменяется адиабатическая температура под действием поднимающегося горячего вещества (Трубицин, 1979).

Согласно (Рингвуд, 1981; Ringwood, 1975) верхняя мантия состоит из пиролита. В условиях возрастания давлений и температур в верхней мантии минеральные ассоциации образуют более плотные ансамбли в виде твердых растворов. С ростом давления и температуры они испытывают фазовые превращения, переходя последовательно в более плотные модификации.

Поскольку вещество мантии является ассоциацией минералов, то фазовые переходы в верхней мантии осуществляются не скачком, а плавным уменьшением содержания менее плотных фаз и увеличением содержания более плотных фаз в интервале глубин 10-20 км (Трубицин, 1979).

При медленных процессах в мантии вещество ведет себя подобно вязкой жидкости и в зонах фазовых переходов всегда успевают устанавливаться термодинамическое равновесие и замещение фаз.

В глобальной скоростной сферически симметричной модели JASP91, разработанной подкомиссией по землетрясениям Ассоциации по сейсмологии и физике земных недр (JASPEJ), значения скоростей P - и S -волн рассматриваются как функции радиуса (и глубины) Земли (Жарков, 2013). В данной модели существенные скачки этих скоростей приурочены к глубинам 410 и 660 км, что несколько расходится с расположением этих границ на глубинах 400 и 670 км в референсной модели PREM (Preliminary Reference Earth Model) (Dziewonski, Anderson, 1981). Разделы в верхней мантии, выделенные по сейсмическим скоростям на осредненных глубинах 410 и 660 км, сопоставляются с изохимическими фазовыми переходами в веществе верхней мантии, являющимся, как указывалось, пиролитовым по составу. Его устойчивая минеральная ассоциация состоит из оливина (57%), пироксенов (29%), граната (14%) (Жарков, 2012). На глубине ~410 км при термобарических условиях (13-14 ГПа, 1300-1500°C) фазовый переход является преобразованием оливина, находившегося в структуре ромбического ортопироксена, из фазы α в фазу β (вадслеит) со структурой ромбического диортопироксена. Переход характеризуется скачками плотности $\frac{d\rho}{\rho} = 0.07$ при положительном на-

клоне кривой фазового равновесия $\gamma_p = \frac{dP}{dT} \approx$

3МПа/К и растянутым глубинным интервалом преобразования около 13 км (Жарков, 2012). При дальнейшем увеличении давления вадслеит принимает структуру шпинели, увеличивая свою плотность на 11%. Гранат трансформируется в ильменит с изменением объема на -8%. Перестройка кристаллической структуры минералов, когда β -оливин принимает структуру рингвудита, происходит при давлении не менее 18 ГПа, что соответствует глубине 520 км (Shearer, 1990). Если градиент температуры в зоне 430-600 км равен ~1К/км, то переход $\beta \rightarrow \gamma$ завершается на глубине 570 км (Жарков, 2013; Revenaugh, Jordan, 1989, 1991). Фазовое превращение сопровождается скачком плотности $\frac{d\rho}{\rho} = 0.03$ и $\gamma_p = 4.3$ МПа/К (Жарков,

2013). Переход шпинели в постшпинель происходит при давлении около 23.5 ГПа (655-660 км) и температуре не менее 1730°C. Ильменит переходит в магнезиовюстит (Katsura, Ito, 1989; Katsura et al., 2003; Shearer, Masters, 1992 и др.). Суммарный эффект этих переходов сопровождается большим

скачком плотности равным $\frac{d\rho}{\rho} = 0.09$. Значение

наклона кривой фазового равновесия для влажного рингвудита равно -2.5 МПа/К (Жарков, 2013). По данным последних лабораторных экспериментов переход рингвудита в перовскит характеризуется $\gamma = -1.3$ МПа/К при ширине перехода 3 км (Katsura et al., 2003; Litasov et al., 2005).

О ГРАНИЦЕ ПОЛИМОРФНЫХ ПЕРЕХОДОВ НА ГЛУБИНЕ 350 КМ ПОД ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫМИ ОКРАИННЫМИ МОРЯМИ

При обработке сейсмологических данных землетрясений Японско-Курильско-Камчатского региона отмечались чёткие вступления вторичных поперечных волн неясной природы, обозначаемые в сейсмологических бюллетенях через I (Тараканов, 2005). При анализе соотношения эпицентральных расстояний Δ , соответствующих разности времён прихода волн I и P, на графиках $I-P=f(\Delta)$ и соотношения амплитуд вторичных волн и первых вступлений P-волн $K=A_I/A_P=f(\Delta)$ выделены три моды обменно-отраженных и преломленных SPP-волн от границ разделов на глубинах 100, 350 и ~400 км. Наиболее четко выражен центральный максимум, соответствующий обменно-отраженным волнам SPP от границ раздела на глубине 350 км. В работе (Lebedev et al., 2002) отмечено, что на глубине около 360 км скорости P-волн испытывают резкий скачок с 8,1 до 8,6 км/с. В пределах Курильской сейсмофокальной зоны на глубине примерно 350 км наблюдается группирование гипоцентров землетрясений (Тараканов, 2005) (рис. 1). Для определения природы этой границы использован градиентный способ изменения скорости волн с глубиной (Тараканов, 2005). Увеличение скорости P-волн в Курильской сейсмофокальной зоне начинается с глубины 350 км. Теоретические исследования (Добрецов и др., 2001; Жарков, 2013; Lebedev et al., 2002 и др.) свидетельствуют о том, что общепринятая граница фазовых переходов на глубине 410 км может при определенных термобарических условиях переместиться на меньшие глубины.

Используя информацию глобальной сети широкополосных сейсмических станций, контролируемых по системе GEOSCOPE подвижки земной коры, группа исследователей (Trirot et al., 1998) проанализировала данные сейсмологических наблюдений в Япономорском регионе с использованием метода передаточных функций (Винник и др., 1997). Группой были зафиксированы времена прихода сейсмических волн и по инверсии с S-волнами прослежены в активизированной области латеральные изменения с доминантным периодом 7-10 сек. В итоге использование системы GEOSCOPE и большого

ПОЛИМОРФНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

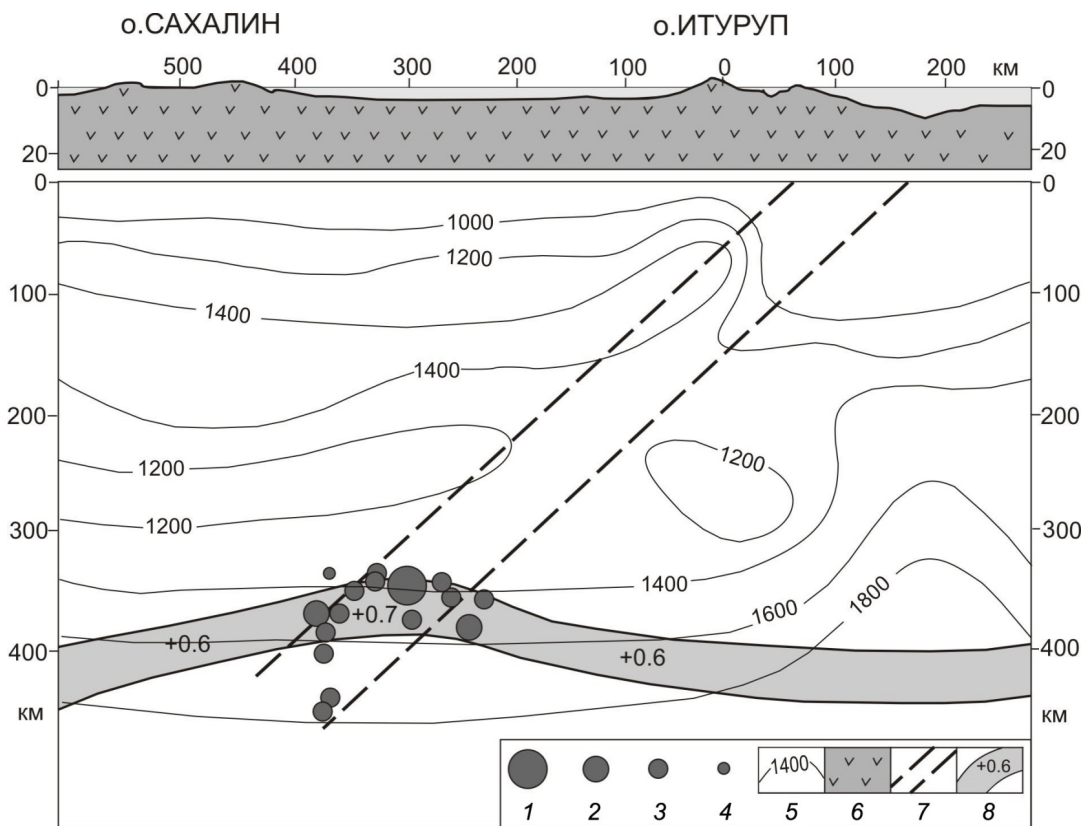


Рис. 1. Аномальное группирование гипоцентров землетрясений в пределах Курильской сейсмофокальной зоны на глубине около 350 км на фоне скоростных и температурных особенностей в ее пределах согласно (Тектоносфера ..., 1992; Тараканов, 2005).

1-4 – классификация землетрясений по магнитуде:

1 – $M > 7.5$; 2 – $M = 6.5-7.25$; 3 – $M = 5.25-6.25$; 4 – $M = 4.25-5$; 5 – изолинии температур ($^{\circ}\text{C}$); 6 – верхний слой тектоносферы; 7 – контуры сейсмофокальной зоны; 8 – слой повышенной скорости Р-волн.

количества удаленных землетрясений позволило построить гистограмму повторяемости глубин отражения волн P_s , согласно которой самая резкая граница соответствует глубине 350 км. Ряд других источников также свидетельствуют о существовании полиморфного перехода на глубине 350 км (Добрецов и др., 2001; Трубицин и др., 2008; Lebedev et al., 2002; Poirier, 1991 и др.). Так, в работе (Poirier, 1991) отмечается, что пироксен и гранат испытывают серию фазовых переходов в майжорит со структурой граната, начиная с глубины 350 км при температуре ниже 1500°C (Жарков, 2012). Известно, что в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану под глубоководными впадинами окраинных морей в интервале глубин 300-350 км находится охлажденная зона (Тектоносфера ..., 1992; Трубицин, 1979) (рис. 1). В работе (Магницкий, 2006) отмечено, что если в слое С (между 410 и 660 км) находится холодная среда, то его верхняя граница смещается вверх, а нижняя опускается вниз.

В химико-минералогической модели Земли большинство петрологов (Жарков, 2012; Магницкий, 2006; Ringwood, 1975 и др.) выделяют диапазон 350-410 км как зону изохимических фазовых переходов в пиролитовой мантии, про-

исходящих в условиях равновесно протекающего процесса, сопровождающегося выделением тепла. Этот процесс, являющийся фазовым переходом I-го рода, определяется уравнением

$$\text{Клапейрона-Клаузиуса: } q = T \cdot \frac{dP}{dT}(v_2 - v_1),$$

где q – теплота фазового перехода, отнесенная к единице массы, T – температура перехода (процесс изотермический), $v_2 - v_1$ – изменение объема вещества при переходе его из первой фазы во вто-

рую, $\frac{dP}{dT} = \gamma_P$ – величина наклона кривой фазо-

вого равновесия, называемая удельной теплотой фазового перехода (Жарков, 2013; Магницкий, 2006). Это дифференциальное уравнение в работе (Ландау, Лифшиц, 1964) выражается через изменение плотности вещества в виде $\gamma_P = q \rho^2 / T d\rho$.

Фазовый переход оливина в вадслеит ($\alpha \rightarrow \beta$) в указанном выше интервале глубин характеризуется более плотной упаковкой кристаллов пироксена и граната ($d\rho > 0$), уменьшением потенциальной энергии и выделением тепла. Переход сопровождается изменением плотности $d\rho/\rho = 0.07$

(Трубицин и др., 2008). Наклон кривой равновесия γ_p близок к значению 3 МПа/К (Жарков, 2012). Исходя из данных о физических характеристиках вещества мантии в интервале 350–400 км под окраинными морями дальневосточной зоны перехода от океана к материку, можно вычислить q – теплоту фазового перехода в пиролитовой мантии. Если принять плотность вещества равной 3.32 г/см³, то изменение плотности $d\rho$ равно 0.23 г/см³. При температуре верхней мантии на глубине 350 км около 1400°C теплота фазового перехода равна ~ 88 Дж/г.

Таким образом, в верхней мантии под глубоководными впадинами дальневосточных окраинных морей выделена четкая сейсмическая и фазовая граница на глубине 350 км, характеризующаяся конкретными физическими параметрами.

КАРТИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ПО ОСОБЕННОСТЯМ ТОПОГРАФИИ ГРАНИЦ СЛОЯ С И ПО СКОРОСТНЫМ АНОМАЛИЯМ

Из всех использованных нами публикаций, в которых приводились данные о границах раздела в верхней мантии, связанных с полиморфными превращениями, наиболее обобщающей мы считаем работу (Flanagan, Shearer, 1998a). Для построения крупномасштабных карт, отражающих топографию границ раздела в слое С (между глубинами 410 и 660 км), его мощности, а также скоростных томографических изображений, в работе (Flanagan, Shearer, 1998a) использованы длиннопериодные компоненты сейсмограмм, записанных мировой сетью цифровых сейсмических станций (GDSN, IRIS, USGS и др.)

за период 1988–1996 гг. Для выделения границ отражений использовано 13000 записей SS-волн от землетрясений с $M_b > 5.5$ и глубинами очагов < 75 км в интервале расстояний 110–180°.

Всего для исследований использовано 416 трасс в радиусе 10°. Четкие отражения от границ раздела 410 и 660 км отмечены почти для всех трасс. Для каждой трассы отмечались также различия времен пробега отраженных и первых вступлений P-волн.

Для расчета глубин до границ раздела использована модель PREM на 40-секундных периодах, которая соответствует поверхностной топографии, мощности земной коры и строению верхней мантии до 420 км (Жарков, 2012).

Данная работа дает представление о сложной топографии границ раздела на кровле и подошве слоя С, о мощности переходных зон и особенностях скоростей поперечных волн. Топография границ отображена на рис. 2 и 3, где представлены иллюстрации для обеих границ раздела.

На рис. 2 отчетливо выделяется Тихоокеанский регион и его продолжение к западу и востоку. В его пределы попадает активизированная зона и континент Южной Америки. Согласно приведенной шкале наиболее выразительные депрессии соответствуют глубинам 430–436 км и они располагаются на окраине Тихого океана. Активизированная зона разбита на две части – северную и южную. Обе зоны отнесены к разным глубинам. Достаточно отчетливо выражены части Индийского и Атлантического океанов.

Для топографии границы, соответствующей глубине 660 км (рис. 3), получена не менее сложная картина. Здесь активизированные зоны представлены довольно четким интервалом глубин 666–678 км. Границы раздела на

410 км

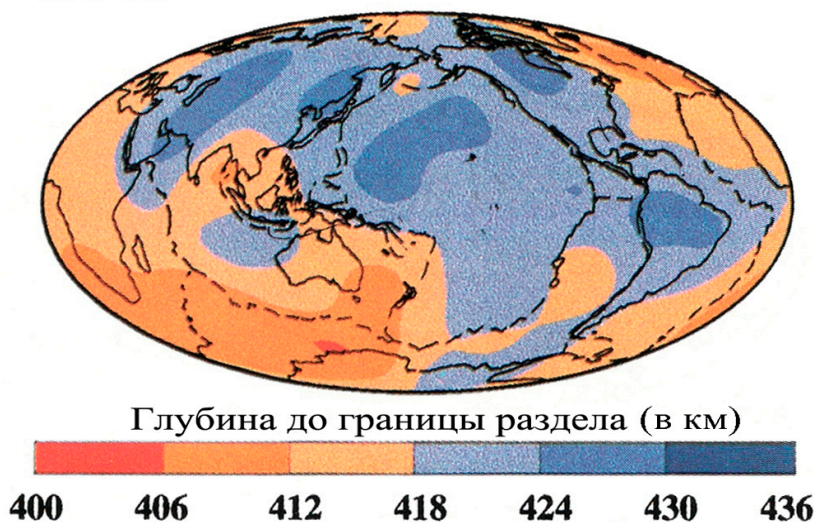


Рис. 2. Карта, иллюстрирующая топографию границы 410 км для разных тектонических зон, согласно (Flanagan, Shearer, 1998b).

Внизу приведена шкала, представляющая различие в глубинах до кровли переходного слоя.

660 км

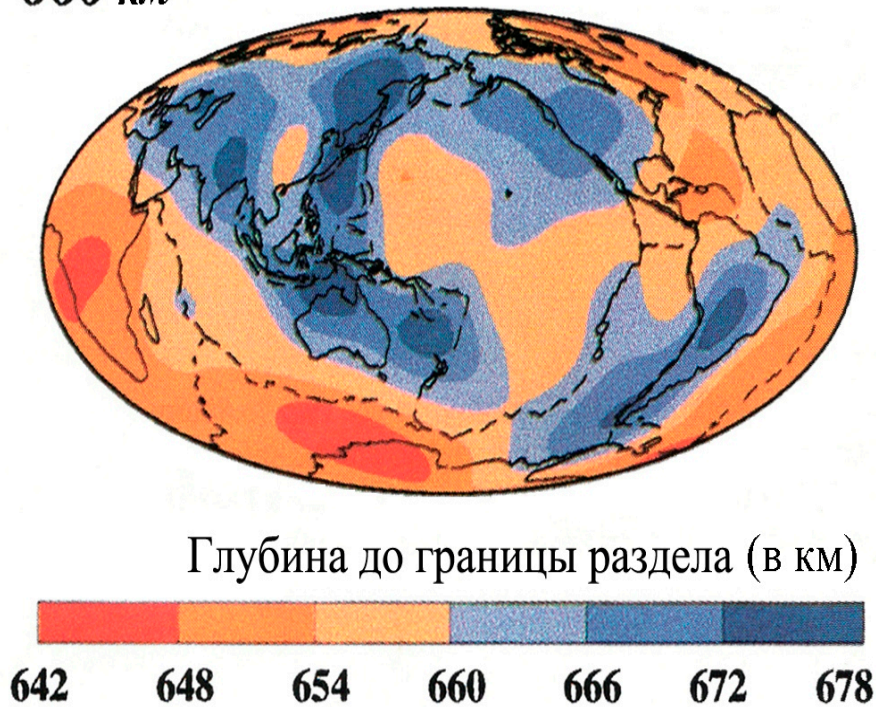


Рис. 3. Карта, иллюстрирующая топографию границы раздела на глубине 660 км для разных тектонических зон (Flanagan, Shearer, 1998a). Внизу приведена шкала для оценки глубины до подошвы переходного слоя.

подошве слоя *C* характеризуются большим разнообразием. Например, под Тихим океаном она выделяется в интервале глубин от 654 до 666 км, а в Индийском и Атлантическом океанах — от 642 до 660 км.

Глубины подошвы слоя *C* в континентальных структурах близки к этому параметру в активизированных областях и находятся в интервале 660-678 км (рис. 4).

МОЩНОСТИ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ДЛЯ РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

Мощности слоя *C* также меняется в довольно широких пределах. Согласно (Flanagan, Shearer, 1998a), для активизированных структур мощности переходного слоя (по шкале) изменяются от 247 до 259 км (рис. 4). Океанические структуры имеют мощность переходной зоны в пределах 223-241 км. Из приведенного сопоставления мощностей переходного слоя можно сделать вывод о большей мощности этой зоны для активизированных участков по сравнению с океаническими. Для континентальных структур о мощности переходной зоны судить сложно из-за небольшого количества областей, представляющих эти структуры. Однако, мощность переходной зоны для континентальных структур, можно считать близкой к мощности переходной

зоны активизированных участков.

При большом разнообразии сведений о мощностях слоя *C* для разных тектонических зон проведенный анализ данных разных авторов позволил нам определить средние статистические значения для всех зон, которые приведены в таблице.

Можно сделать вывод, что средние значения для кровли и подошвы переходного слоя по разным данным практически совпадают в пределах точности наблюдений.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ НА ГРАНИЦАХ ПЕРЕХОДНОГО СЛОЯ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Такими же информативными представляются схемы аномалий скоростей *S*-волн относительно их средних значений на границах переходного слоя (Flanagan, Shearer, 1998a) в процентах. На первый взгляд, эти схемы не имеют значительных отличий, однако в деталях проявляется ряд принципиальных особенностей. Например, для границы 410 км высокоскоростные аномалии отмечаются в активизированных областях и изменяются от 0 до +2.25%, в соответствии со шкалой на рис. 5. Для океанических областей пониженные аномалии скоростей *S*-волн занимают практически всю левую часть

Сопоставление данных об особенностях переходных слоев полиморфных превращений в верхней мантии.

Тектонические зоны и глубины фазовых превращений	Количество данных о глубинах			Средние значения h , км		Средние мощности переходных зон, км			Аномалии скоростей S -волн	Величины стандартных ошибок, км	
	станд.	$h > \text{станд.}$	$h < \text{станд.}$	по ФиШ	стат.	по ФиШ	шкала	стат.		по ФиШ	стат.
Активизированные области	16										
$h = 410$ км	8	5	2	418	410	253	254	265	0-2.25	10-20	15-20
$h = 660$ км	8	7	3	672	675				0.75-2.25	10-15	25-30
Океанические структуры	20										
$h = 410$ км	10	4	2	424	422	235	236	230	-0.75-1.5	10-20	15-20
$h = 660$ км	10	5	2	660	657				-0.75+0.75	10-15	20-25
Континентальные структуры	33										
$h = 410$ км	15	5	2	415	411	244	254	250	0.75-2.25	10-20	15-20
$h = 660$ км	18	6	2	672	670				-0.75+0.75	10-15	20-25

Условные обозначения: станд. – стандартные значения, ФиШ – по (Flanagan, Shearer, 1998a,б), стат. – статистические значения, шкала – мощность переходных зон по шкале.

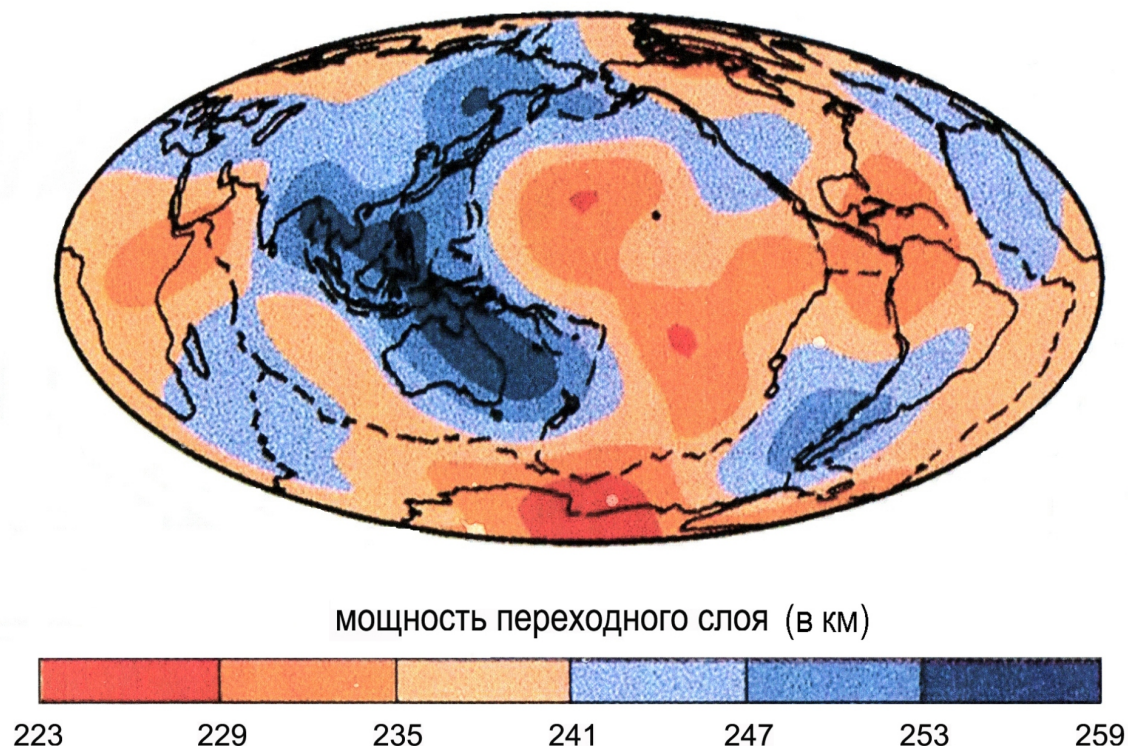


Рис. 4. Карта, представляющая различие в мощности переходного слоя между глубинами 660 и 410 км для разных тектонических зон, согласно (Flanagan, Shearer, 1998a, 1998b).

этой шкалы – от -2.25 до 0%. Континентальные области характеризуются большим диапазоном относительных изменений скорости S-волн, которые находятся в пределах + 0.75 до + 2.25%.

Для подошвы переходного слоя характер изменения аномалий скорости S-волн активизированных областей аналогичен скоростным аномалиям для кровли слоя; они находятся в интервале от нуля до +2.25%. Для океанических структур аномалии скорости S-волн изменяются в интервале от -0.75 до +0.75%. Континентальные структуры характеризуются сравнительно узким диапазоном относительного изменения скоростей от нуля до -1.5%.

Несмотря на некоторую неконкретность разделения тектонических областей по скоростным аномалиям, явно выделяются высокоскоростные активизированные области на фоне низкоскоростных в океанических структурах. Континентальные участки в разных регионах Земли занимают промежуточное положение между активизированными участками и океаническими структурами (рис. 5).

Известно, что скорости поперечных волн S достаточно хорошо коррелируются с температурным режимом верхней мантии (Жарков, 2013; Магницкий, 2006). Относительно холодные активизированные зоны характеризуются повышенными скоростями S-волн, а относительно разогретые участки океанических структур их пониженными значениями.

ВЫВОДЫ

Исходя из анализа многочисленных данных о сейсмических скоростях в верхней мантии Земли, рассмотрены особенности топографии, мощности переходных зон верхней мантии (между границами 410 и 660 км) и скоростей поперечных сейсмических волн для разных тектонических зон (областей перехода от континентов к океанам, океанических и континентальных структур). В результате сделаны следующие выводы.

1. Отмечены существенные различия в топографии, мощности верхнемантийных переходных зон и скоростных особенностях поперечных волн для активизированных и океанических структур. Для активизированных областей отмечаются большие вариации глубин кровли и особенно подошвы слоя С. Для этих областей характерны повышенная мощность переходных зон (265 км), относительно повышенные скорости поперечных волн (до +2.25%). Для океанических структур наоборот отмечаются пониженные мощности переходной зоны (235 км), меньший перепад в топографии границ раздела и относительно пониженные скорости поперечных волн (до -2.25%).

2. В зоне перехода от континента к океану под глубоководными впадинами окраинных морей выделена четкая граница на глубине 350 км.

3. Изменения глубин кровли и подошвы переходного слоя не коррелируются между со-

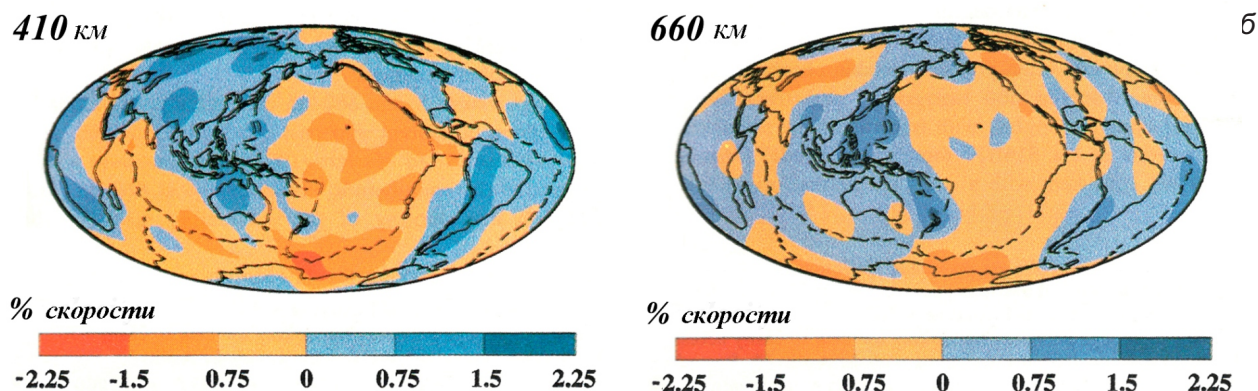


Рис. 5 (а,б). Карты, иллюстрирующие изменение скорости S-волн на глубинах 410 и 660 км в процентах для разных тектонических зон, согласно (Flanagan, Shearer, 1998a, 1998b). Внизу приведена шкала в процентах.

бой, причем эти изменения топографии границ значительно меньше по амплитуде для кровли слоя. Значительные изменения топографии подошвы переходного слоя (депрессии) могут, по-видимому, свидетельствовать об изменении температурного режима на ней по сравнению с кровлей слоя.

4. В интервале глубин 520-570 км при низком градиенте температуры (~ 1 К/км) выделяется промежуточная граница, обусловленная переходом шпинели из модифицированной фазы (β) в нормальную (γ).

Список литературы

- Винник Л.П., Косарев Г.Л., Петерсен Н.В. Передаточные функции в Дальневосточной зоне субдукции // ДАН. 1997. Т. 353. № 3. С. 379-382.
- Добрецов В.Н., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ГЕО, 2001. 409 с.
- Егоркин А.В. Строение переходной зоны: верхняя мантия – нижняя мантия. М.: ГЕОН, 2004. 161 с.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику. М.: Наука и образование, 2012. 414 с.
- Жарков В.Н. Физика земных недр. М.: Наука и образование, 2013. 384 с.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. Часть 1. М.: Наука, 1964. 567 с.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Наука, 2006. 389 с.
- Рингвуд А. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.
- Тараканов Р.З. Новые географы Р и S-P-волн для Дальневосточного региона. Владивосток: ДВО РАН, 2005. 196 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / Под редакцией К.Ф. Сергеева, В.В. Гордиенко, М.Л. Красного. Владивосток: ДВО РАН. 1992. 238 с.
- Трубицин В.П. Фазовые переходы, изотермическая сжимаемость и тепловое расширение Земли // Физика Земли. 1979. № 1. С. 21-27.
- Трубицин В.П., Евсеев А.А., Баранов А.А., Трубицин А.П. Структура конвекции при различной ширине зон фазовых переходов // Физика Земли. 2008. №8. С. 3-14.
- Agee C.B. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone // Rev. Mineral. 1998. V. 37. P. 165-203.
- Barlew B.I., Hudson J.A., Douglas A.S. To P scattering at the 650 km discontinuity // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. V. 69. № 1. P. 159-172.
- Collier J.D., Helffrich G. Tomography of the 400 and 660 km seismic discontinuities in the Izu-Bonin subduction zone // Geophysical Research Letters. 1997. V. 24. P. 1535-1538.
- Dueker K.G., Sheehan A.F. Mantle discontinuity structure beneath the Colorado Rocky mountains and High Plains // JGR. 1998. V. 103. №B4. P. 7153-7169.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297-356.
- Flanagan M.F., Shearer P.M. Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors // JGR. 1998a. V. 103. № B2. P. 2773-2692.
- Flanagan M.F., Shearer P.M. Topography of the 410 km seismic velocity discontinuities near subduction zones from stacking of sS, sP and pP precursors // JGR. 1998b. V. 103. № 9. P. 21165-21182.
- Gaherty G.B., Jordan T.H., Gee L.S. Seismic structure of the upper mantle in a central Pacific corridor // JGR. 1996. V. 101. P. 22291-22309.
- Gilbert H.J., Sheehan A.G., Wiens D.A. et al. Upper mantle discontinuity structure in the region of the Tonga subduction zone // Geophysical Research Letters 2001. V. 28. № 9. P. 1855-1858.
- Grad M., Duda S.J., Saul J. Upper mantle model of central Eurasia derived from P-wave from nuclear

- explosions recorded on the Grafenberg array // *Acta geophys. Pol.* 1996. V. 44, № 2. P. 109-123.
- Kato M., Misawa M., Kawakatsu H.* Small subducting of the 660 km discontinuity beneath Japan probed by ScS reverberations // *Geophysical Research Letters.* . 2001. V. 28. № 3. P. 447-450.
- Katsura T., Ito E.* The system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel // *JGR.* 1989. V. 94. P. 15663-15670.
- Katsura T., Yamada H., Shinmei T. et al.* Post-spinel transition in Mg_2SiO_4 determined by high P-T in situ X-ray diffractometry // *Phys. Earth Planet Int.* 2003. V. 136. P. 11-24.
- Krishna V.G., Ramesh D.S.* A discussion on «The 410-km-depth discontinuity. A sharpness estimate from near-critical reflections by Vidale et al.» // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. № 18. P. 2573-2574.
- Lebedev S., Chevrot S., van der Hilst R.D.* Seismic evidence for olivine phase changes at the 410- and 660-kilometer discontinuities // *Science.* 2002. V. 296. P. 1300-1302.
- Lee D.K., Grad S.P.* Depth of the upper mantle discontinuities beneath the East Pacific Rise // *Geophysical Research Letters.* 1996. V. 23. P. 3369-3372.
- Litasov K.D., Ohtani E., Sano A. et al.* In situ X-ray diffraction study of postspinel transformation in a peridotite mantle: implication for the 660 km discontinuity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 238. P. 311-328.
- Maki T.* Extended travel time tables for the JMA standard model of the crust and upper mantle structure beneath the Japanese islands // *Bull. Earthq. Res. Inst.* 1983. V. 58. P. 311-383.
- Melborne T., HelMBERGER D.* Fine structure of the 410 km – discontinuity // *JGR. B.* 1998. V. 103. № B5. P. 10091-10102.
- Niu F., Inoue H., Suetsugu D., Kanjo K.* Seismic evidence for a thinner mantle transition zone beneath the South Pacific Superswell // *Geophysical Research Letters,* 2000. V. 27. № 13. P. 1981-1984.
- Poirier J.P.* Introduction to the physics of the Earth's interior. Cambridge Univ. Press: New York, 1991. 264 p.
- Remker M.J., Spakman W.* Seismic tomography of the European upper mantle using branch raytracing methods // *EOS.* 1992. V. 72. № 43. P. 305.
- Revenaugh J., Jordan T.N.* A study of mantle layering beneath the western Pacific // *JGR.* 1989. V. 94. № B5. P. 5787-5813.
- Revenaugh J., Jordan T.N.* Mantle layering from ScS reverberations. 2. The transition zone // *JGR. B.* 1991. V. 96. №. 42. P. 19763-19780.
- Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill, New York, 1975. 618 p.
- Shearer P.M.* Seismic imaging of upper mantle structure with new evidence for a 520 km discontinuity // *Nature.* 1990. V. 344. P. 121-126.
- Shearer P.M.* Global mapping of upper mantle reflectors from long-period SS precursors // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 115. P. 878-904.
- Shearer P.M., Master sT.G.* Global mapping of topography on 660 discontinuity // *Nature.* 1992. V. 355. P. 791-796.
- Trirot J.L., Montagner J-P., Vinnik L.* Upper-mantle seismic discontinuities in a subduction zone (Japan) investigated P-S converted waves // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1998. V. 108. №1 . P. 61-80.
- Vinnik L.P., Chevrot S., Montagner J-P.* Seismic evidence for flow at the base of the upper mantle // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. № 11. P. 1995-1998.

ТАРАКАНОВ, ВЕСЕЛОВ
**UPPER MANTLE POLYMORPHOUS TRANSFORMATIONS
FOR DIFFERENT TECTONIC ZONES**

R.Z. Tarakanov, O.V. Veselov

*Institute of Marine Geology and Geophysics Far-Eastern Branch of the Russian Academy of Science
693022, 1B, Nauka st., Yuzhno-Sakhalinsk, Tel/Fax (424-2) 791-517, e-mail: nauka@imgg.ru*

The paper describes the analysis of topographic features, transitional zones thicknesses in the upper mantle and velocity features of different tectonic zones. Data array is based on 70 published papers containing different features of polymorphous transformations and other features related to the depths of 410 and 660 km. The authors used statistical and tomographic approaches in order to analyze the data. Different sets of maps showing various topographic features of polymorphous transformations, as well as transitional zones thicknesses and velocity features are presented. Statistical approach was used to interpret data array from 70 papers. As a first step, the data array was subdivided into different tectonic zones, such as: 1) activated areas including seismic focal zones and subducted lithospheric plates, 2) oceanic structures (including the Pacific), and 3) continental structures, which contain predominantly continental platforms. The table, which shows topographic features of thicknesses of transitional zones, was created using both statistical approach and tomographic maps for different tectonic zones. According to the table, results from the two approaches are within the error of interpretation.

Tomographic approach visualizes all features related to polymorphous transformations for different tectonic zones.

Keywords: polymorphous transformations, topographic features, interface, reflected wave types.