

Скоростные разрезы верхней мантии под океанами

© В. В. Гордиенко, Л. Я. Гордиенко, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 августа 2016 г.

Представлено членом редколлегии Я. М. Хазаном

Побудовано моделі — розподіли швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль — для верхньої мантії океанічних регіонів: серединно-океанічних хребтів (СОХ), улоговин, жолобів, островних дуг і берегових хребтів, задугових западин (ЗЗ). Моделі узгоджуються зі схемами адвекційно-поліморфних глибинних процесів у тектоносфері. Під островними дугами і береговими хребтами моделі відповідають альпійській геосинкліналі, доповненої сучасною активізацією. Під СОХ і ЗЗ моделі збігаються. Вони відповідають схемі сучасного тепломасопереносу для рифтогенеза, який на базитовій корі континентальної потужності веде до океанізації. Модель улоговини відображає результат згладжування теплових аномалій під СОХ або ЗЗ приблизно через 60 млн років. Модель жолобу відповідає результату бокового прогріву верхніх горизонтів мантії неактивного блока з боку островної дуги і улоговини.

Ключові слова: океани, верхня мантія, швидкісні моделі, глибинні процеси.

Введение. Обобщение геолого-геофизической информации, касающейся океанов и переходных зон между ними и континентами, проведенное, в частности, в работах [Гордиенко, 2012; Gordienko, 2015 и др.], обнаруживает ее недостаточность для обоснованного контроля гипотетических схем глубинных процессов в тектоносфере этих регионов (в данном случае — соответствующих адвекционно-поліморфной гипотезе (АПГ)). В какой-то мере исправить положение можно построением скоростных моделей верхней мантии под ними, так как упомянутые регионы отличаются повышенной сейсмичностью и довольно развитой системой наблюдения за землетрясениями. Большую пользу может принести построение даже одномерных распределений по глубине скорости распространения продольных сейсмических волн (V_p), не отражающих многих деталей, но дающих возможность выявить основные характеристики тепломасопереноса в верхней мантии. Максимальный интерес представляет создание полного набора таких моделей для срединно-океанических (сейсмичных) хребтов (СОХ), океанических котловин, глубоководных желобов, островных дуг (и, по мнению авторов, эквивалентных им береговых хребтов) и задуговых впадин.

В литературе есть информация о скоростных разрезах многих таких регионов, но она часто противоречива (см. ниже) или ограничена априорными представлениями, например, об

отсутствии вариаций скорости относительно модели АК135 [Gudmundsson, Sambridge, 1998 и др.] на глубинах нижней половины верхней мантии и т. п.

Наиболее перспективной представляется такая операция для островных дуг, в пределах которых сеть сейсмостанций особенно плотная. Под территориями и акваториями этих регионов гипоцентры многих землетрясений расположены на сравнительно небольших глубинах, в верхних горизонтах мантии. Они могут поставить подходящий материал для планируемых построений. Можно предвидеть и источник возможных осложнений, заключающийся в неравномерности распределения скоростей распространения сейсмических волн в подкоровой части тектоносферы [Низкоус и др., 2006 и др.]. Однако достижение поставленной цели все же кажется реальным. Хотя, по мнению авторов, островные дуги не представляют собой собственно океанических образований: это альпийские геосинклинали, аналогичные таковым на континентах. Это подтверждается и сейсмологическими данными [Gordienko, 2016 и др.]. Но дуги все же входят в систему структур переходной зоны от континента к океану, ближе к континенту расположены задуговые впадины, кора которых находится в состоянии почти завершившейся океанізації. Поэтому дуги включены в состав изучаемых регионов. После их исследования, накопления опыта легче перейти к построению моделей мантии

других, собственно океанических, регионов.

Априорные данные о скоростных разрезах верхней мантии океанов. Сейсмологическая изученность рассматриваемых регионов довольно значительна [Fukao, 1977; Walck, 1985; Болдырев, 1986; Тектоносфера..., 1992; Yamasaki, Hirahara, 1996; Gudmundsson, Sambridge, 1998; Гонтовая, Гордиенко, 2006; Тараканов, 2006; Feng et al., 2007; Отчет..., 2008; Jiang et al., 2009; Chu et al., 2012 и др.], но различия между приводимыми в перечисленных публикациях моделями для однотипных регионов велики. В большой мере это обусловлено заранее принятыми авторами представлениями о скоростной структуре верхней мантии. На возможность согласования сейсмической информации с разными распределениями V_p в рассматриваемом интервале глубин указывают авторы, специально изучавшие вопрос, например [Zhao et al., 1999].

Для геологической интерпретации скоростных разрезов они должны быть представлены в абсолютных значениях V_p . Поэтому не рассматривались модели, построенные в аномальных значениях, для которых авторы не сообщали референтный разрез.

Можно выделить две группы разрезов: в первой предполагается обязательное наличие резкого скачка скорости на глубине около 400 км; во второй этот элемент отсутствует (рис. 1). Приводимые данные представляют собой осреднения нескольких разрезов, на каждой глубине приводится средняя величина и среднее (\pm) отклонение от нее. Информация по регионам различается по количеству привлеченных моделей и не претендует на пол-

ный обзор имеющихся сведений. Речь идет о выявлении имеющихся тенденций. Средние значения, предварительно установленные на всех глубинах в верхней мантии океанических регионов, как правило, довольно близки (различаются на величины до нескольких 0,1 км/с). Поэтому при подборе расчетного годографа, согласующегося с наблюдаемым, можно использовать одну модель первого приближения.

В статье предполагается построение скоростных разрезов верхней мантии различных регионов океанов и переходных зон к континентам для рефрагированных волн, при котором невозможно выявить отражающие границы, разделяющие среды с существенно разными пластовыми скоростями. Данные рис. 1 показывают, что при использовании информации о землетрясениях одного региона можно получить скоростные разрезы обоих видов. В нашем случае для сравнения с построенными по сейсмологическим данным скоростными моделями будут использованы рассчитанные по тепловым моделям, отражающим глубинные процессы в тектоносферах рассматриваемых регионов. Изучаемый интервал глубин явно включает часть переходного слоя между верхней и нижней мантией, где происходят полиморфные преобразования, существенно изменяющие V_p [Гордиенко, 2012 и др.]. Это изменение необходимо учесть при расчете. Глубина начала преобразования определяется пересечением геотермы с кривой PT -условий перехода. Необходимо установить, изменяется ли в этой точке скорость скачком или есть значительный интервал глубин с промежуточными значениями.

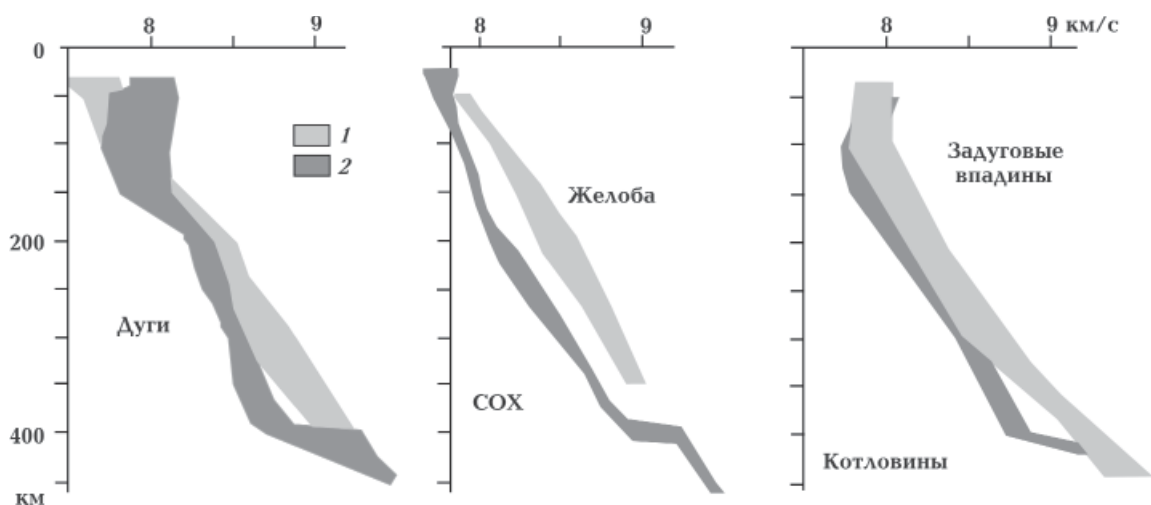


Рис. 1. Скоростные модели океанических регионов: 1 — без резкого скачка V_p на глубине около 410 км, 2 — со скачком V_p .

Обоснованием для скачка скорости на глубине около 400 км, часто вводимого в модели мантии априорно, являются, кроме сейсмических, петрологические данные, в частности результаты А. Рингвуда [Рингвуд, 1981]. Они свидетельствуют о начале примерно на этой глубине (при температуре (T) около 1600 °С) полиморфного преобразования мантийных пород. Для вероятного состава изменяющегося оливина процесс должен охватывать вполне заметный интервал глубин, впрочем, весьма разный по мощности у разных авторов. Согласно расчетам [Brown, Shankland, 1981; Irifune, 1987 и др.], основанным на экспериментальных данных, мощность слоя, в котором происходит преобразование оливина- α в модифицированную шпинель (оливин- β) и завершение перехода пироксенов мантийного пиролита в гранаты, составляет около 60 км. Оценка А. Рингвуда — 100 км, но в его трактовке речь может идти об интервале глубин для двух переходов, завершающихся образованием оливина- γ (собственно шпинели оливинового состава). Существует информация и о гораздо меньшей мощности переходной зоны — порядка 10 км [Helffrich, 2000], однако не учтен переход пироксен—гранат в гораздо большем диапазоне глубин.

В коре подобные зоны переходов можно изучить непосредственно по каменному материалу глубокоэродированных блоков. Переход от пород разного состава амфиболитовой фации метаморфизма к гранулитовой происходит в пределах интервала, сопоставимого с мощностью коры — 30—35 км [Harley, 1989 и др.].

Этой толщине в какой-то мере соответствуют результаты работ, направленных на изучение «внутренней структуры» скачка скорости, например [Zhao et al., 1999 и др.]. Здесь рассмотрен скоростной разрез мантии щита Южной Африки, в соответствующей части которого видно увеличение вертикального градиента скорости продольных волн минимум в 7—8 раз по сравнению с вышележащим горизонтом (рис. 2). Мощность переходной зоны около 40—50 км.

Глубина скоростного скачка в рассматриваемых моделях принята равной примерно 400 км. В то же время исследования, проведенные именно с целью ее определения (т. е. в предположении, что граница существует), указывают на глубину несколько больше [Flanagan, Shearer, 1999] (рис. 3). Достоверность такой информации увеличивается с ростом детальности и точности учета вышележащего разреза, но практически установленные ва-

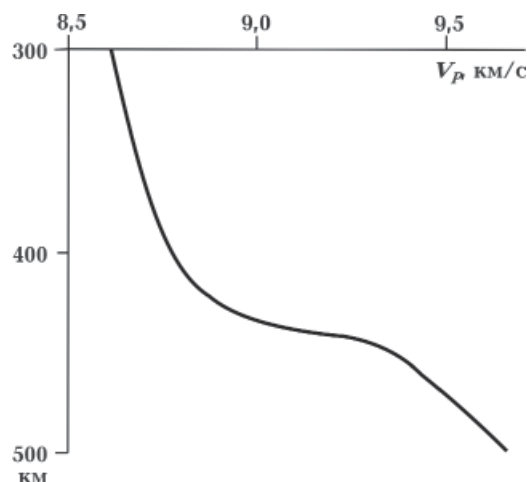


Рис. 2. Распределение скорости распространения продольных сейсмических волн в нижней половине верхней мантии Южной Африки, по [Zhao et al., 1999].

риации глубины (порядка 10 км) оказываются меньше погрешности их определения (около 15 км). В рассматриваемой работе использована томографическая скоростная модель верхней мантии Земли, в океанах она базируется на недостаточной сети станций, выделяемые ею аномалии скорости явно меньше реальных.

С этой точки зрения полезно сравнить полученные результаты с данными ГСЗ на базе ядерных взрывов, полученными в Северной Евразии [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]. Использованный метод построения границы в этом случае позволяет максимально использовать сведения о скоростях в коре и верхней мантии. Установленные двумя методами средние глубины совпадают с точностью до 10—15 км (по данным [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] — около 430 км). Ниже отражающей границы значения V_p резко увеличены. Кроме того, в скоростных разрезах верхней мантии Северной Евразии выделены протяженные отражающие границы на глубинах около 90, 140, 210, 310 км, по обе стороны которых скорости одинаковы.

Имеющиеся геолого-геофизические данные позволяют предположить, что около 75 % изученной территории Северной Евразии пребывают в состоянии современной активизации [Гордиенко, 2012], что подтверждается глубиной кровли зоны полиморфных преобразований около 430 км. Совпадение выглядит обнадеживающим, но за время после начала активизации (несколько млн лет) процесс изменения минералогии оливина и пироксенов едва ли завершился, скоростная аномалия еще не достигла максимума в 0,4 км/с, показанного

на рис. 4. Распределение температуры в низах верхней мантии соответствует геосинклинальному эндогенному режиму (островной дуге), а не платформенному, как на рис. 2. Полиморфные преобразования подразумевают сохранение химического состава минералов.

Величины изменений V_p на рис. 4 оценены по закону Берча, для использования которого требуется минимум информации.

В пределах Тихого океана тепловые модели (см. ниже), соотнесенные с условиями полиморфного перехода, обнаруживают верхнюю границу зоны примерно на той же глубине (420—430 км) под СОХ и окраинными морями. Глубина под океаническими котловинами и островными дугами 440—450 км, максимальная глубина под окраинными желобами — 470 км. Эти значения сложно согласовать с данными рис. 3, они заметно больше, особенно по территориальному размещению экстремальных глубин.

С учетом перечисленных не всегда согласующихся данных при расчете скоростной модели по тепловой был принят компромиссный вариант. В интервале глубин 440—500 км скорость (с учетом сохранения вертикального градиента, связанного с изменениями температуры и давления) увеличивается на 0,45 км/с. Расчетный вертикальный градиент заметно не отличается от полученного для осредненных экспериментальных моделей на рис. 1. Только его увеличение начинается на меньшей глубине. Такое распределение скорости использо-

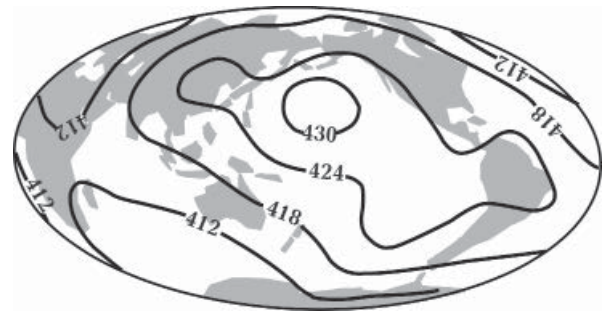


Рис. 3. Схема глубин раздела «410 км» для продольных волн [Flanagan, Shearer, 1999].

валось в качестве стартовой модели. Отличия в самых низах изучаемого разреза не могли изменить результаты на меньших глубинах, а глубина проникновения расчетных лучей ограничивалась 450—470 км.

В качестве коровой модели (для островных и прибрежных сейсмостанций) применялись данные из работ [Usami et al., 1958; Удинцев, 1987; Aoki et al., 1972; Yoshii et al., 1974; Тектоносфера..., 1992; Zhao et al., 1997; Низкоуц и др., 2006; Эрлих, 2011; Iwasaki et al., 2013 и др.]. Мощность коры в моделях начального приближения ограничена 30 км. В коре в соответствии с имеющимися данными было принято упрощенное распределение скорости в виде трех слоев со значениями на границах 0 км — 5,0, 10 км — 6,6, 20 км — 7,4, 30 км — 7,7 км/с и линейным изменением между ними.

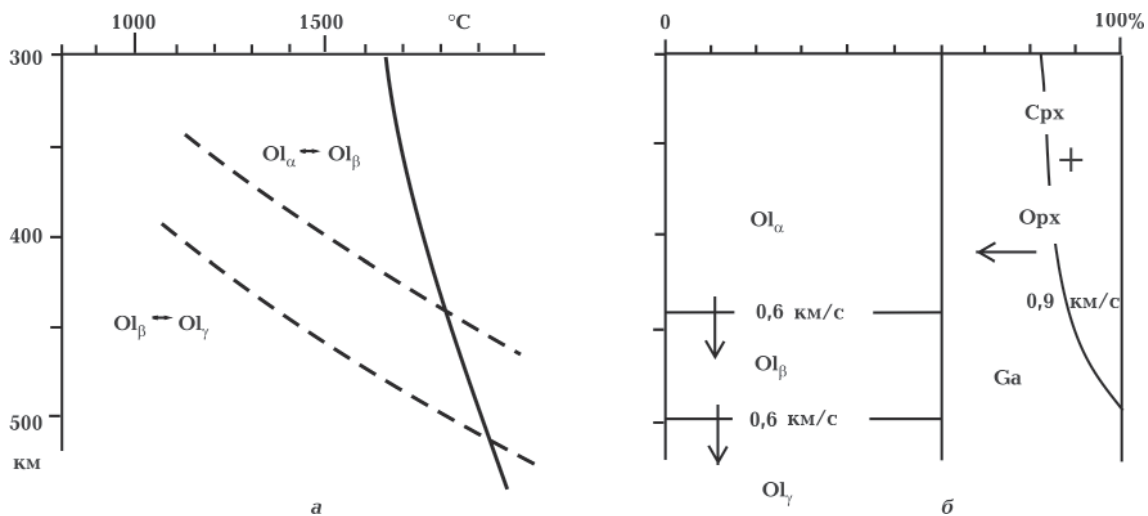


Рис. 4. Тепловая модель низов верхней мантии (а) и схема преобразования минерального состава вещества (б) для пост-геосинклинальной фазы. Стрелками показаны направления увеличения скорости при полиморфном переходе минерала. ОI — оливин (13 % фаялита), Ga — гранат, Срх, Орх — клино- и ортопироксены.

Естественно, принятая мощность и скоростной разрез коры — результат компромисса между данными разных авторов. В конкретных регионах допускалась некоторая коррекция разреза, заметно не влиявшая на результаты расчетов.

Упомянутая выше высокая изменчивость скоростей продольных сейсмических волн в подкоровом интервале глубин выявлена во

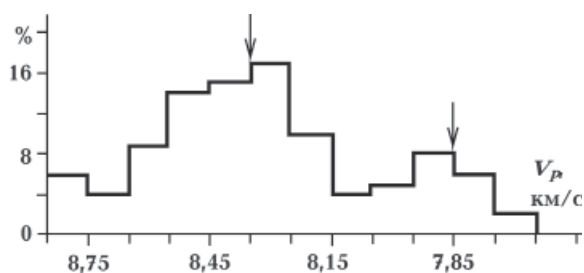


Рис. 5. Гистограмма распределения значений V_p в мантии на глубинах 10—80 км под Ангольской и Бразильской котловинами Атлантического океана [Павленкова и др., 1993].

всех достаточно детальных исследованиях [Павленкова, 1993; Низкоус и др., 2006 и др.] (рис. 5).

Она обуславливает резкое увеличение разброса времен прихода волн от землетрясений на небольших угловых расстояниях. Соответствующие отрезки годографов просто не рассматривались, их построение начиналось примерно с 3° , после которых разброс времен приобретал стабильный характер. Соответственно, скоростные разрезы строились, как правило, начиная с глубин около 50 км.

Природа наблюдаемого разнообразия скоростей распространения сейсмических волн под корой не во всех деталях поддается интерпретации. Стрелки на рис. 5 указывают на значения V_p , характерные при подкоровой температуре в мантии котловин для обычного лерцолита (7,85 км/с) и эклогита (8,35 км/с). Они примерно согласуются с экстремумами распределения. При обычной погрешности определения скорости (около 0,1—0,2 км/с) можно объяснить сопутствующие части гистограммы. Но существенно большие величины не могут быть истолкованы таким образом. Они образуют отдельный массив данных со средними значениями около 8,50—8,55 км/с. При обычном химическом и минеральном составе пород и принятых PT -условиях такие значения не должны встречаться. Тем более что по данным, приведенным одним из авторов в работе [Гордиенко, 2012], известные различия химического состава пород верхней мантии под кон-

тинентами и океанами не могут быть причиной заметного скоростного возмущения. Сведения о составах в работе [Boyd, 1989] позволяют сделать несколько иной вывод. Если они справедливы (по приведенным в этой работе данным это установить не удастся: там недостаточно информации, она ограничена, в частности, одним районом докембрийской платформы — Южной Африкой), то несколько большее содержание железа в мантийных минералах под океанами может обусловить понижение скорости на 0,05—0,10 км/с. Причина роста железистости может быть связана с процессом океанизации базитовой коры континентальной мощности [Гордиенко, 2012 и др.]. При этом процессе в мантию погружаются основные породы в количестве, эквивалентном слою мощностью до 20—30 км. В них железистость составляет в среднем 13 %, в континентальной мантии — 7 %. Возможен рост содержания железа на 1—2 % в верхней половине верхней мантии, что примерно соответствует оценке Ф. Бойда. Нижняя часть верхней мантии, скорее всего, этим процессом не затрагивается: на таких глубинах в нормальных мантийных породах уже произошла замена значительной части пироксенов гранатами и их плотность не меньше имеющейся у эклогитов.

Из приведенных данных следует необходимость введения небольших (на уровне погрешности вычислений) отрицательных поправок в расчетные значения V_p под океанами, полученные по тепловым моделям. Однако возможным кажется и процесс обеднения железом мантийных пород, в частности эклогитов, из которых выплавлялись магмы, внедрявшиеся в кору при океанизации. Вероятность такого события непонятна, но его эффект может быть значителен. В табл. 1 (библиография в работе [Бурьянов и др., 1985]) приведены данные о вариациях значений V_p в минералах эклогитов при изменении железистости.

Таблица 1. Изменения V_p в пироксенах и гранатах в зависимости от содержаний Fe

Минерал	V_p , км/с
Диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	7,8
Геденбергит $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	6,7
Энстатит $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	7,8
Бронзит $(\text{Mg}_{0,91}\text{Fe}_{0,09})_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$	7,4
Гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8,8
Альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8,5
Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	8,6

В принципе предполагаемое изменение возможно, но его реальность должна быть проверена экспериментально.

Помехи, создаваемые изменчивостью скоростей в породах мантии океанов, не всегда сводятся к росту беспорядочного разброса точек при построении годографа. Возможно и возникновение анизотропии среды, ведущей к формированию различных вариантов годо-

графов на разных направлениях распространения волн землетрясений. Из всех изученных регионов это явление обнаружено только под островной дугой и сопровождающим ее желобом Тонга. Построенный для дуги Тонга годограф на рис. 6 сопоставлен с полученным для Алеутской дуги.

Отклонения наблюдаемых времен прихода волн от осредняющего годографа для

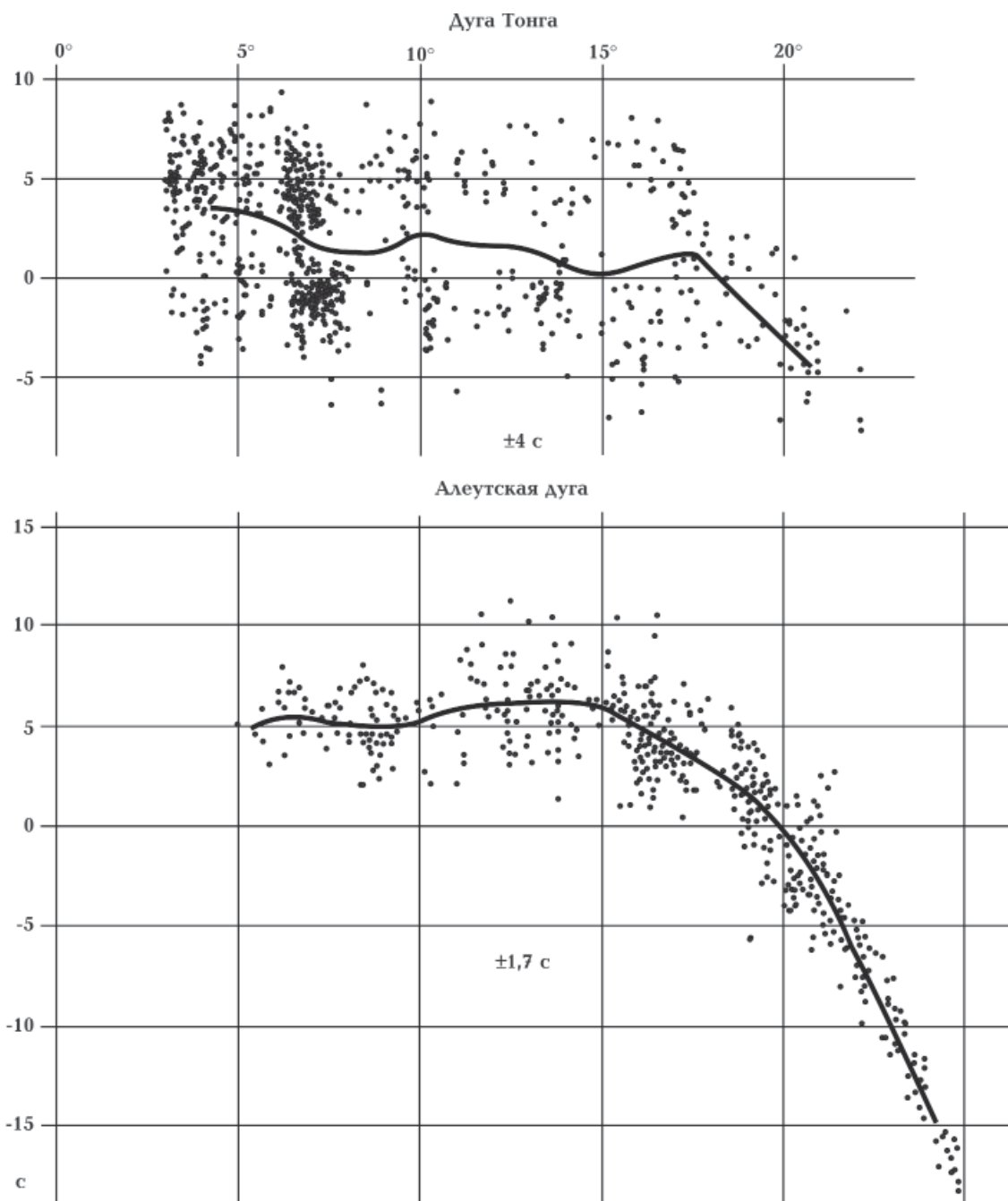


Рис. 6. Экспериментальные годографы (редуцированные к скорости 8,2 км/с) под двумя островными дугами. Точки — наблюдаемые времена прихода волн, линии — осредняющие их годографы. ± 4 с и $\pm 1,7$ с — средние отклонения точек от осредняющего годографа.

дуги Тонга много больше, чем для Алеутской. Массив экспериментальных данных для дуги Тонга распадается на два, верхний из которых в целом согласуется с осредняющим годографом Алеутской дуги (и других дуг и береговых хребтов (см. ниже)). При учете второго массива, явно отделяющегося от первого, картина изменяется. Средний годограф дуги Тонга оказывается много ниже, что соответствует значительно более высоким скоростям в мантии.

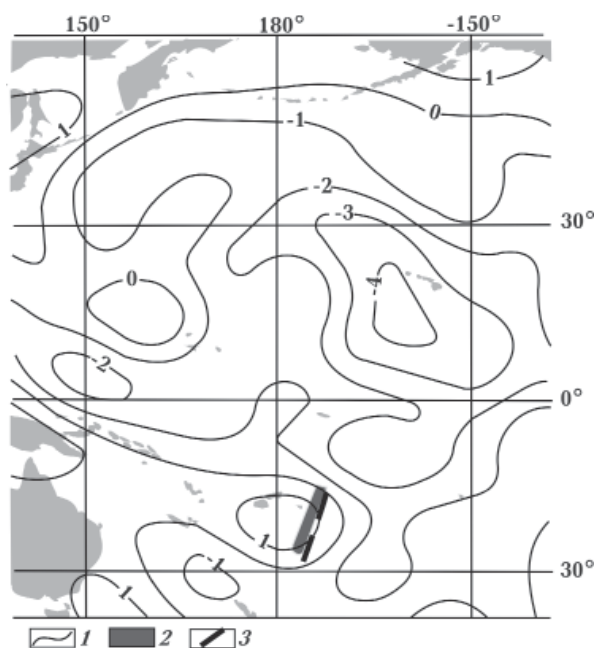


Рис. 7. Распределение поляризационной анизотропии в мантии Тихого океана [Romanowicz, 2003]: 1 — изолинии поляризационной анизотропии ($(V_{sh} - V_{sv})/V_{sh}$ в %) на глубине около 150 км, 2 — дуга Тонга, 3 — желоб Тонга.

Возможная причина — необычная величина поляризационной анизотропии пород мантии этого региона (рис. 7).

Справедливо ли такое предположение — непонятно. Данные по дуге и желобу Тонга были просто исключены из рассмотрения.

Использованный фактический материал.

Тектоническое районирование океанов и активных окраин часто определяется принятой гипотезой глубинных процессов. Учитывая весьма ограниченную информацию о геологической истории океанов, авторы постарались избежать такого подхода. В большинстве случаев использовались чисто морфологические признаки и сведения о современной сейсмичности. Поднятия, сопровождаемые землетрясениями, отождествлялись с СОХ, обширные

котловины считались регионами одного типа независимо от осложняющих их форм локального рельефа и проявлений современного магматизма, по резкому изменению глубин выделены окраинные желоба и задуговые впадины. Единственным исключением были островные дуги и береговые хребты Камчатки, Северной, Центральной и Южной Америки. Они считались находящимися в начале постгеосинклинальной стадии развития, во многих случаях осложненной современной активизацией [Гордиенко, 2012; Gordienko, 2016]. В их пределах последняя складчатость мощных толщ возрастом от олигоцена до плиоцена (они сосредоточены, как правило, в прогибах на внешней (океанической) стороне островов) произошла на границе плиоцена и плейстоцена. Не исключено, что складчатость в расположенных западнее дугах старше.

В широкой Японской дуге очевидна территориальная близость разновозрастных образований. Однако расположение эпицентров землетрясений на восточной окраине дуги, часто между берегом и глубоководным желобом, позволяет характеризовать именно самую молодую часть структуры. Исключением может оказаться ее юго-западная часть, не сопровождаемая желобом (более того, расположенная западнее современного рифтогена Фосса-Магна, предположительно продолжающего на север дугу Идзу-Бонин). Но времена пробега волн от здешних землетрясений не отличаются от остальных на тех же угловых расстояниях.

На рис. 8 представлено размещение сейсмостанций, использованных в работе (http://as1www.cr.usgs.gov/Seismic_Data/). Изученные регионы существенно различаются как по объему использованного материала (количеству землетрясений), так и по охвату существующих однотипных структур. Это обусловлено наличием информации, размерами и расположением структур. Общая количественная характеристика данных приведена в табл. 2. Использована информация, полученная на 130 сейсмостанциях.

Наиболее полный материал собран по островным дугам и береговым хребтам Тихого и Индийского океанов. Этому способствовали большая протяженность структур и обилие землетрясений. Хуже всего освещены желоба. Небольшая ширина этих изогнутых в плане структур затрудняет подбор сейсмостанций и малоглубинных землетрясений, расположение которых обеспечивает построение скоростной модели именно желоба без влияния соседних

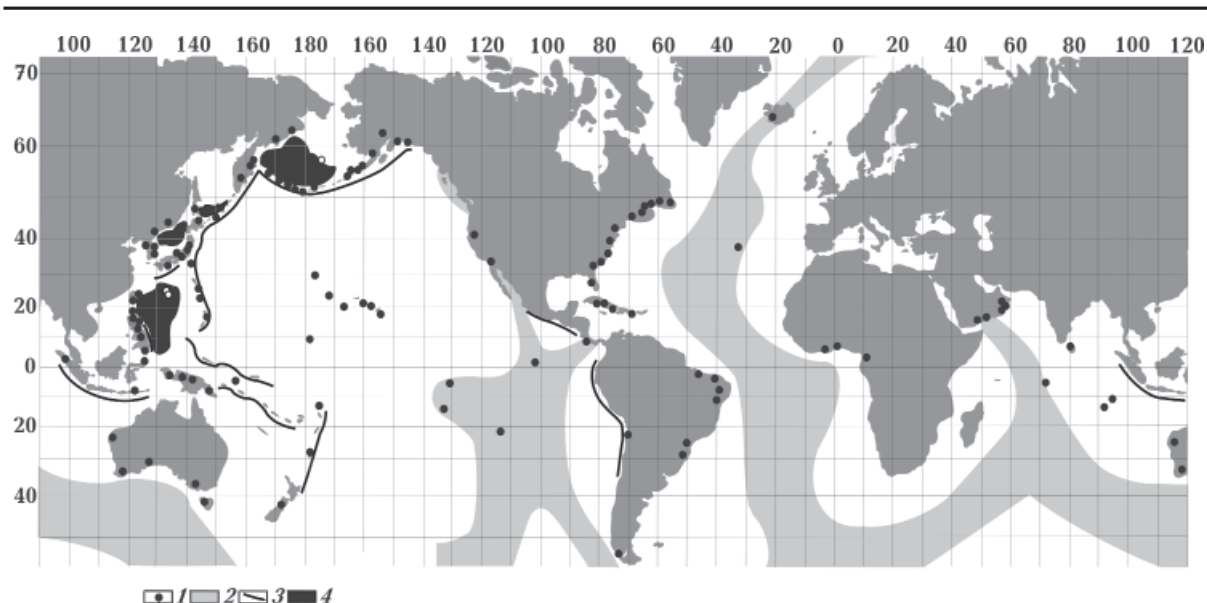


Рис. 8. Сейсмостанции, данные по которым использованы при построении годографов: 1 — сейсмостанции, 2 — СОХ, 3 — желоба, 4 — изученные задуговые впадины.

Т а б л и ц а 2. Количество землетрясений, сведения о которых были использованы при построении годографов (http://asllwww.cr.usgs.gov/Seismic_Data/)

Регион	N	Регион	N
Срединно-океанические хребты			
Австрало-Антарктический	456	Срединно-Атлантический	563
Восточно-Индийский	457	Восточно-Тихоокеанский	871
Чилийский	137	Галапагос—Кокос	91
Котловины			
Ангольская и Бразильская	15	Северо-Американская	188
Северо-Тихоокеанская	33	Западно-Австралийская	640
Желоба			
Алеутский	160	Японский	12
Курило-Камчатский	19	Идзу-Бонинский	616
Тонга (не использованы)	30		
Островные дуги и береговые хребты			
Алеутская	2337	Яванская	127
Курильская	3168	Тонга (не использованы)	804
Японская	710	Кермадек	454
Идзу-Бонинская	1310	Южные Анды	1060
Соломонова	740	Северные Анды	562
Ново-Гвинейская	1138	Северные Кордильеры	277
Филиппинская	971	Южные Кордильеры	1093
Задуговые впадины			
Японская	170	Филиппинская	220
Берингова	390	Южно-Охотская	120
Всего			19939

океанических котловин или островных дуг. Поэтому обоснованность средней скорост-

ной модели оказалась существенно меньше, чем дуг. Меньше и максимальная глубина, до

которой построено распределение V_p . Немного лучше обстоит дело с задуговыми впадинами. Тут все же удалось построить модель до подошвы верхней мантии. Сравнительно хорошо представлены СОХ, заметно слабее — океанические котловины. Возможно, привлечение в будущем большего количества данных позволит улучшить достигнутую изученность, но и уже полученные результаты позволяют обнаружить многие важные особенности скоростной структуры мантии океанических регионов.

Методика расчетов. Расчетный годограф получен по программе SEIS-83 И. Пшечника и В. Червени. Построенная картина проникновения лучей рефрагированных волн на разные глубины обнаруживает причины пробелов (не идентичные причинам возникновения «тени» в зоне пониженных скоростей) и «петель». Последние отмечены и при предшествующих исследованиях мантии океана [Тараканов, 2006 и

др.]. Максимально необходимые глубины проникновения лучей достигаются на удалениях примерно 23° и временах пробега около 300 с.

Для сравнения с расчетным годографом использованы сведения о временах пробега волн с сайта (http://as1www.cr.usgs.gov/Seismic_Data/). Привлекались только данные по землетрясениям, эпицентры которых располагались в изучаемых регионах. Глубины гипоцентров, привлеченных к анализу землетрясений (H), достигали 50—55 км, все они были пересчитаны на одну величину H , примерно соответствующую глубине раздела М. Поправки к временам прихода волн пересматривались по мере подбора скоростного разреза в диапазоне глубин между действительной глубиной очага (гипоцентра) и Мохо.

Для удобства сопоставления расчетных и наблюдаемых годографов построены их редуцированные варианты для скорости распро-

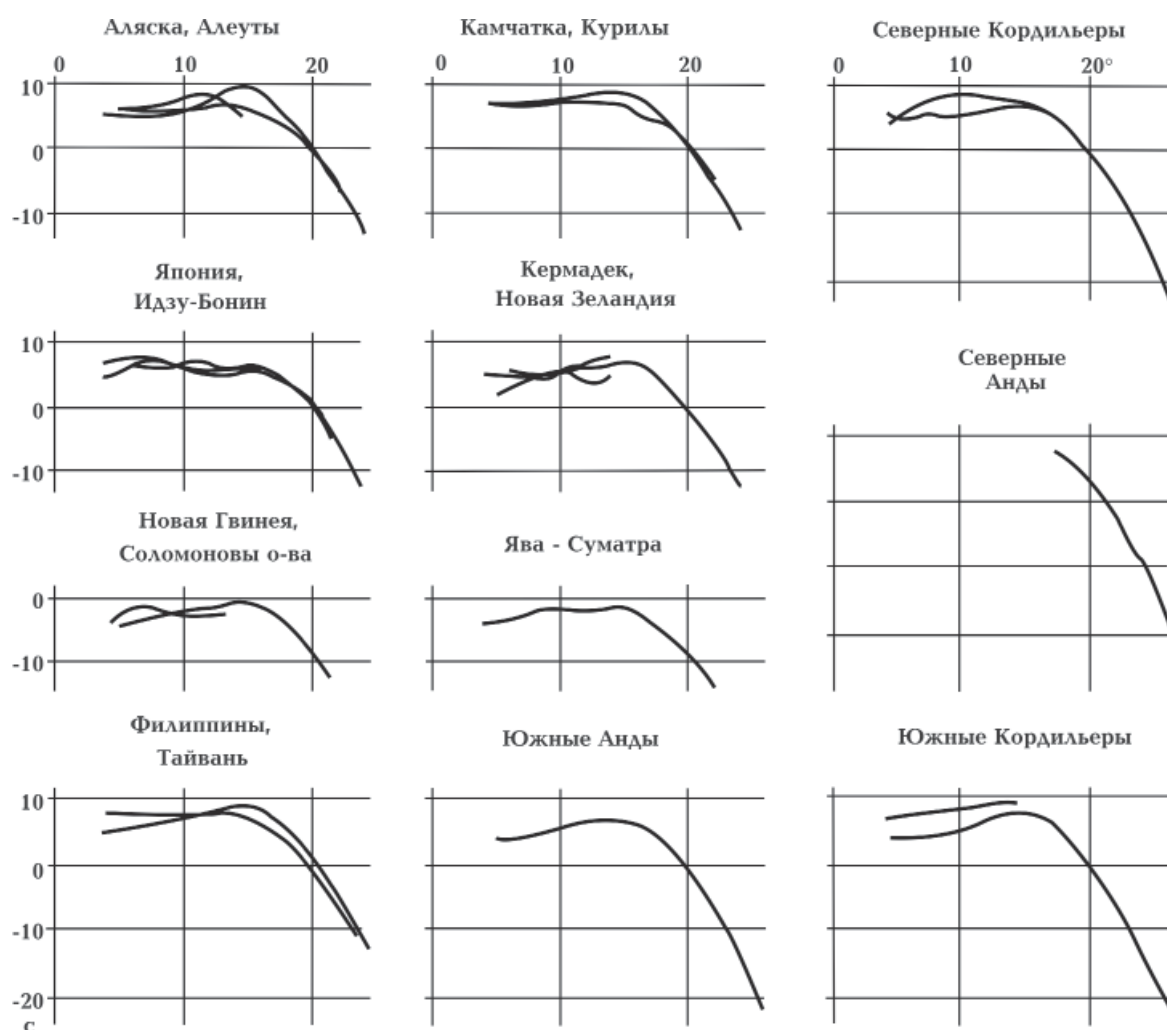


Рис. 9. Редуцированные наблюдаемые годографы, построенные для островных дуг и береговых хребтов.

странения продольных сейсмических волн в породах верхней мантии, равной 8,2 км/с. Осреднение наблюдаемых времен прихода волн проводилось в скользящем окне в 3—4°, резульативная точка на годографе размещалась внутри окна с учетом изменяющейся «концентрации» наблюдаемых, единичное смещение окна составляло 0,4°.

Отклонения точек от осредняющей кривой представляются неплохой характеристикой погрешности наблюдаемого годографа. Среднее значение для всех рассмотренных годографов около 2 с. Типичное значение отклонений не превышает полученных в других работах близкой направленности [Feng et al., 2007 и др.].

Согласно оценкам в работе [Назарова и др., 2010], отклонение около 2 с может быть обусловлено только ошибкой в определении планового положения эпицентра землетрясения при реальной погрешности информации об одномерной скоростной модели региона, используемой для расчета параметров очага. Погрешность определения глубины очага также вносит вклад в величину отклонения, заметно увеличивая его. По данным работы [Тараканов, 2006] ошибка

в определении момента события 1—1,2 с. Погрешность положения эпицентра $\pm(10—15)$ км, глубины очага ± 10 км. Погрешность определения координат эпицентра составляет около $0,1^\circ$ широты и долготы, по [Отчет..., 2008]. Оценки погрешности расчета для большей части годографа дают величину не меньше 1—1,5 с, скорее всего, они значительней, но обоснованно их установить не удастся. Наблюдаемые годографы представлены на рис. 9 и 10.

Для всех изучаемых типов океанических регионов были построены средние годографы. Исключение составили желоба: ограниченность полученного материала привела к построению одного годографа по данным для всех структур. Средние отклонения частных годографов от осредняющего невелики (максимальны они для островных дуг и береговых хребтов, но и в этом случае составляют 1,8 с) — около 1,5 с. На достигнутом уровне изученности можно сделать вывод о том, что для всех полученных массивов информации по отдельным структурам в пределах одного типа регионов следует использовать один годограф. При отмеченной выше погрешности установлен-

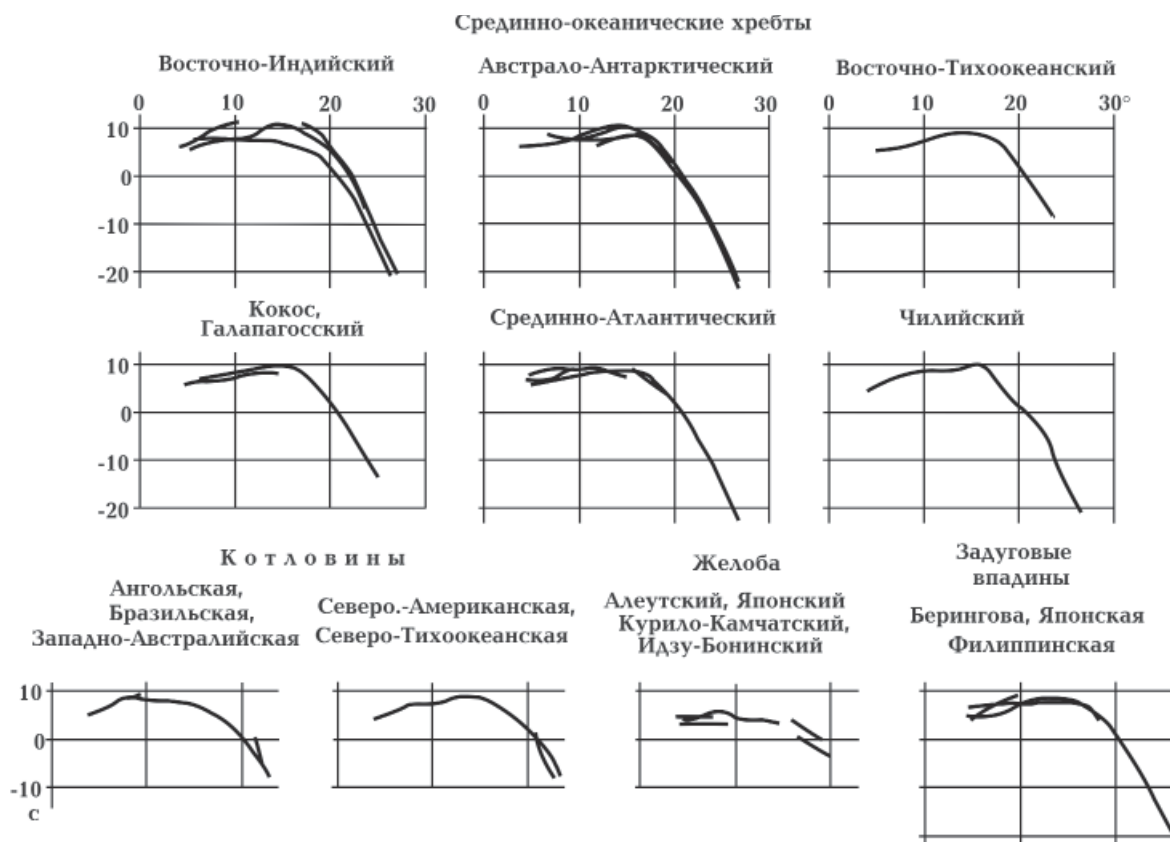


Рис. 10. Редуцированные наблюдаемые годографы, построенные для СОХ, котловин, желобов и задуговых впадин.

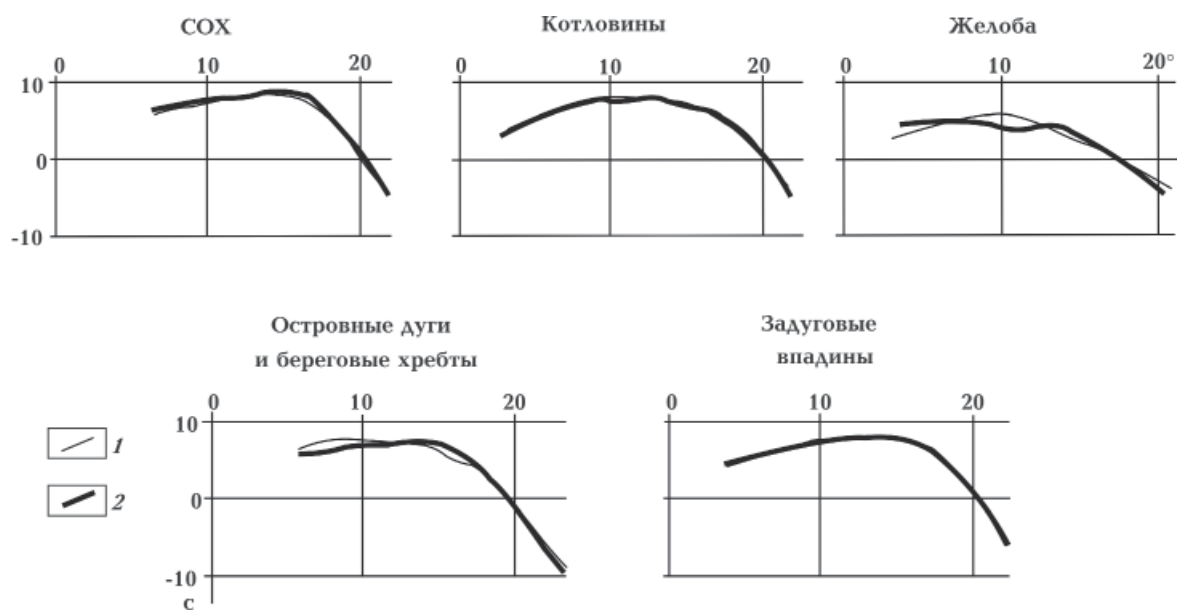


Рис. 11. Согласование наблюдаемых (1) и расчетных (2) годографов.

ные отличия неизбежны. Тестовые расчеты показали, что для реальных распределений V_p приведенные выше ошибки времен пробега волн, составляющие годограф, соответствует изменению подбираемой скорости (в интервале глубин не менее 50—100 км) около 0,1 км/с. Погрешность расчета скоростной модели по тепловой примерно такая же [Гонтовая, Гордиенко, 2006 и др.]. Соответственно, при сравнении двух разновидностей скоростных разрезов среднее расхождение около 0,15 км/с считалось еще приемлемым, если различия с разными знаками встречались в примерно одинаковом числе точек сравнения.

В соответствии с величиной погрешности можно оценивать и результаты сравнения наблюдаемых и расчетных годографов. Вариации результатов расчета, выраженные в разнице времен при различных скоростных разрезах, существенно изменяются с глубиной вносимых изменений модели. Чтобы не пропустить скоростных аномалий, будем считать заметными различиями расчетных и наблюдаемых годографов все, превосходящие по размеру 2 с. Хотя не все фиксируемые при этом скоростные аномалии (соответствующие отличиям от подобранного расчетного годографа) могут быть признаны достоверными.

Большинство наблюдаемых годографов удовлетворительно согласуются с расчетным (пример см. на рис. 11), т. е. можно утверждать, что типичный скоростной разрез верхней мантии изучаемых объектов соответствует использованному при расчете.

Некоторые заметные аномалии обнаруживаются в мантии под Камчаткой. В частях наблюдаемых годографов появляются отличия от расчетного, для их устранения под Камчаткой необходимо ввести понижение скорости примерно на 0,15 км/с на глубинах около 100—200 км. Примерно такой же объект можно предположить под Новой Гвинеей и Восточно-Индийским хребтом.

Гистограмма распределения отличий наблюдаемых годографов от расчетного ($t_{\text{набл}} - t_{\text{расч}}$) построена для всех регионов (рис. 12). Очевидно, что типичное отличие годографов полностью объясняется погрешностью исходного материала, небольшие аномалии размером в 0,10—0,15 км/с, которым соответствуют различия времен пробега волн 2—3 с, мало распространены.

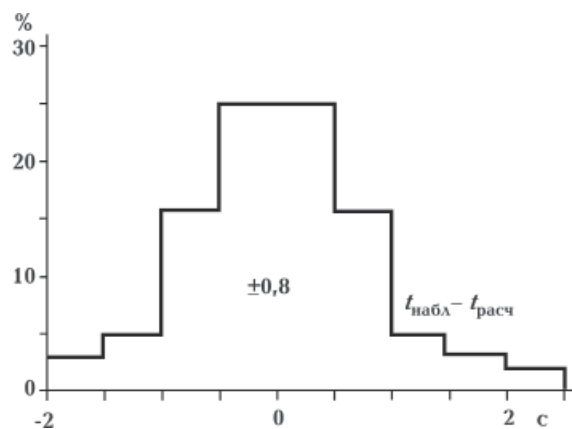


Рис. 12. Гистограмма распределения отличий средних наблюдаемых годографов от расчетных.

Обсуждение результатов. Подобранные скоростные разрезы отличаются от исходного, но не принципиально. В пределах большей части верхней мантии различия составляют первые десятые доли км/с, но все же вполне заметны (рис. 1 и 13).

Упоминание о глубинных процессах, приведших к определенным тепловым моделям мантии и выявленному распределению V_p , будет сделано ниже. Здесь остановимся на собственно скоростных моделях.

Распределения V_p , построенные для верхней мантии под океанами, вызывают вопрос о реальности используемых в настоящее время референтных моделей. Одна из наиболее применяемых — модель АК135 [Kennett et al.,

1995], в верхней мантии мало отличающаяся от IASP91. Они получены обобщением обще-земной информации о временах пробега волн землетрясений с разными частотами колебаний и «... используются как отсчетные модели нулевого приближения в томографических моделях, при которых мантия разбивается на достаточно мелкие блоки ($\sim 1^\circ$, размеры 100 км), в которых определяются невязки скоростей распространения волн по отношению к их значениям в отсчетной модели» [Якупов, 2011]. Максимальные значения V_p достигаются в современно-активных структурах — альпийских геосинклиналях, рифтах и СОХ [Гордиенко, 2010 и др.]. В модели АК135 в этом интервале глубин скорости заметно выше. Их

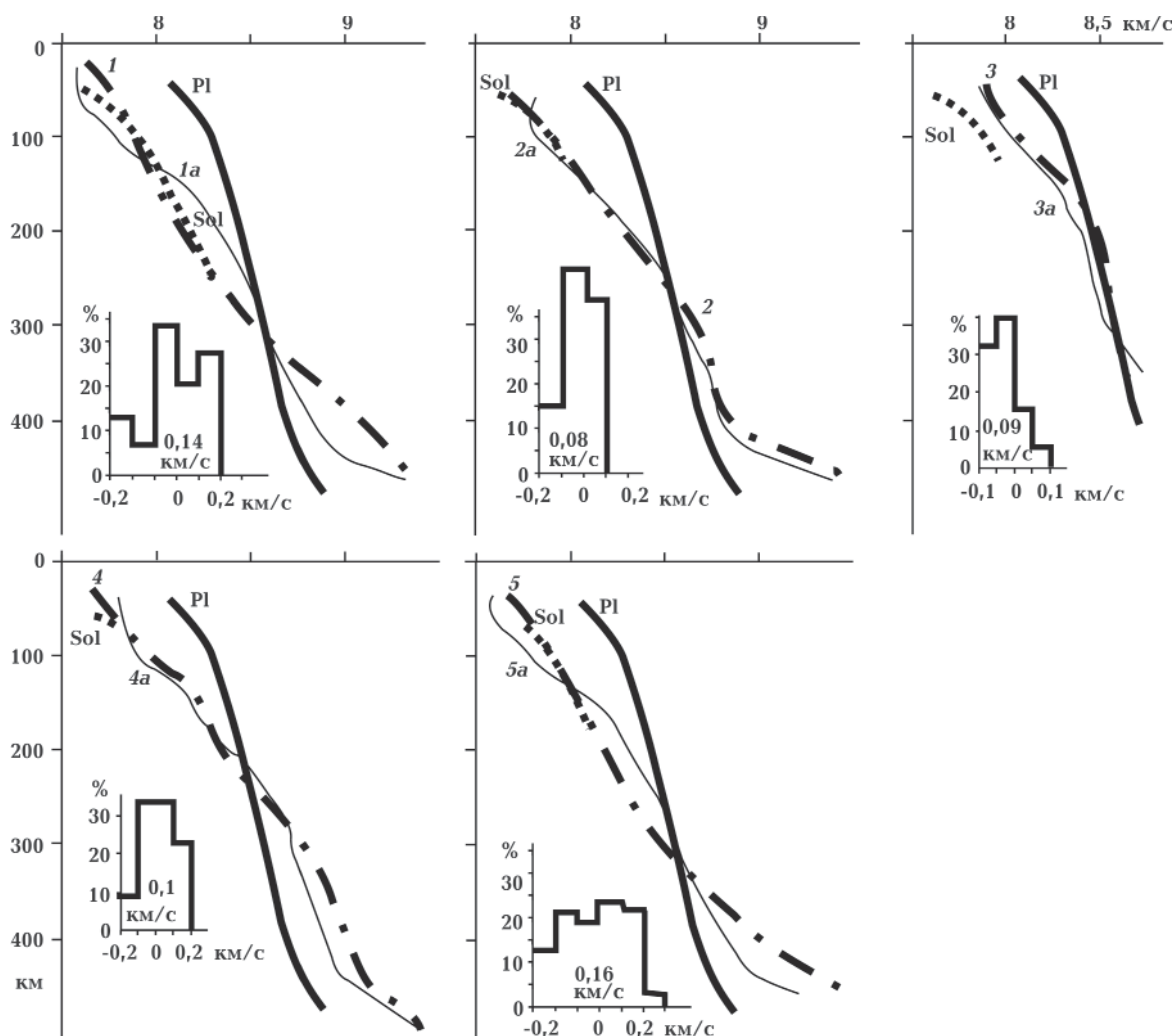


Рис. 13. Подобранные скоростные модели верхней мантии океанических регионов: Pl — скоростной разрез мантии неактивизированной докембрийской платформы, Sol — сухой солидус мантийных перидотитов по [Гордиенко, 2012 и др.]; 1 — СОХ, 2 — котловины, 3 — желоба, 4 — островные дуги или береговые хребты, 5 — задуговые впадины. Номера с индексом «а» относятся к скоростным разрезам, построенным по тепловым моделям мантии регионов, соответствующие представлениям АПГ о глубинных процессах под океанами и активными переходными зонами. Гистограммы на врезках — распределение различий скоростных разрезов, построенных двумя методами.

невозможно согласовать с составом, минералогией и PT -условиями. Применение указанных референтных моделей порождает ложные аномалии. Не исключено, что возникшая проблема вызвана использованием при построениях общеземных и региональных моделей волн с различными частотами колебаний. Как показано в работе [Karato, 1993], скорость связана не только с температурой, но и с частотой: $V(\omega, T) = V_0(T) \{1 + (Q^{-1}/\pi) \ln \omega \tau(T)\}$, точнее со временем релаксации τ , которое зависит от частоты.

Установленные нами распределения скоростей содержат симметричные положительные и отрицательные аномалии по сравнению со скоростями под неактивизированными частями докембрийских платформ (рис. 13). Они указывают на адвекционный характер тепло-массопереноса, сформировавшего аномалии. Исключение — модель под желобами. Она вполне может быть объяснена наложением на платформенную бокового влияния перегретых объемов подкоревой мантии под островной дугой и океанической котловиной. Симметричная положительная аномалия может располагаться на больших глубинах, чем изученные под желобами. Это указывает на адвективное относительно недавнее перемещение с большой вертикальной амплитудой вещества верхней мантии под одним или обоими соседними регионами. Геологические данные полностью подтверждают такое предположение. Под альпийскими геосинклиналями островных дуг и котловиной, по крайней мере северо-западной котловиной Тихого океана, происходили практически аналогичные акты тепло-массопереноса, под дугой — на 100 млн лет позже [Гонтовая, Гордиенко, 2006; Тектоносфера..., 1992; Гордиенко, 2012 и др.]. В обоих случаях они были дополнены, вероятно, одноактным тепло-массопереносом в последние миллионы лет. Для восточной окраины Тихого океана исследование верхней мантии желобов провести не удалось. В будущем это необходимо сделать, так как геологические данные указывают на возможное отличие происходящих там процессов от характерных для восточной окраины (в частности, некоторые желоба заполнены молодыми осадками), во всяком случае, в пределах выделенной В. В. Белоусовым переходной зоны колумбийского типа [Белоусов, 1982]. Построенный скоростной разрез желоба может указывать на сравнительно небольшую массу вынесенного под кору перегретого вещества под соседними регионами — на уровне одного кванта тектонического действия. Согласно

АПГ, квант тектонического действия — минимальный объем перемещающегося вещества с характерным диаметром 50—70 км [Гордиенко, 2012 и др.].

Полученные модели сопоставлены с распределениями V_p при температуре солидуса на соответствующих глубинах. Они несколько различаются для островных дуг и береговых хребтов и остальных регионов. В первом случае предполагался обычный состав континентальной мантии, в других — плавлению подвергались, скорее всего, включения эклогитов, что изменяло температуру солидуса и значения V_p . Сравнение модели мантии желобов и распределения V_p на солидусе свидетельствует об отсутствии здесь астеносферы. Во всех остальных случаях она есть и ее кровля располагается на сравнительно небольших глубинах, что указывает на молодость процессов в мантии. Такие глубины слоя частичного плавления могут появиться только под влиянием альпийских или постальпийских актов тепло-массопереноса.

Интересно сравнить модели задуговой впадины и СОХ. Они почти совпадают, различия лишь в небольших интервалах глубин достигают 0,1 км/с. С точки зрения АПГ так и должно быть: происходят одновозрастные идентичные процессы тепло-массопереноса в мантии под территориями с разными типами земной коры. В первом случае идет (практически завершилась) океанизация первично-базитовой коры континентальной мощности и формируется значительное (на последнем этапе некомпенсированное) опускание. Во втором активизируется регион с предварительно уже океанизированной корой. Эффект сводится к сильному прогреву подкоревой мантии и низов преобразованной коры. Он резко преобладает (за счет разной величины коэффициента теплового расширения, сокращающегося с глубиной) над эффектом охлаждения и сжатия низов верхней мантии. Формируется значительное поднятие. В геологически ближайшем будущем начнется уплотнение оливина мантийных пород у подошвы верхней мантии и хребет нивелируется, глубина океана приблизится к имеющейся в котловинах. Разница в скоростных разрезах задуговой впадины и котловины вполне может соответствовать сокращению тепловых аномалий, произошедшему за период около 50—100 млн лет после океанизации коры котловины. Конечно, в такой оценке учтена повышенная по сравнению с континентальной теплогенерация в породах мантии океана.

Расчет тепловых эффектов активных про-

цессов в океанической мантии по представлениям АПГ [Гордиенко, 2012 и др.], дополненным данными о глубинном процессе в задуговых впадинах (рис. 14), позволил построить скоростные модели, учитывающие аномалии температур, небольшие возмущения, связанные с изменением состава пород (см. выше) и частичным плавлением на уровне 1—2%. Они

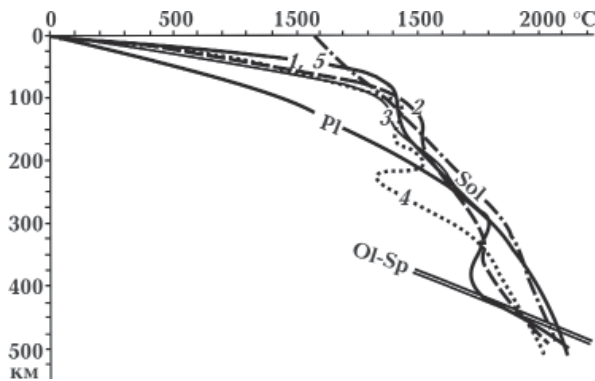


Рис. 14. Тепловые модели океанических регионов: Sol — температура начала плавления пород мантии. Ol-Sp — начала перехода оливин — шпинель. 1, 5 — СОХ и задуговая впадина, 2 — котловина, 3 — желоб, 4 — островная дуга.

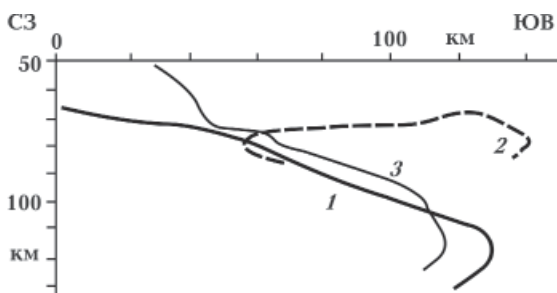


Рис. 15. Глубина кровли астеносферы по сейсмологическим данным под Восточной Камчаткой [Гонтовая и др., 2006, Гордиенко, 2010 и др.]: 1 — юг, 2 — центр, 3 — север.

сопоставлены (см. рис. 13) с установленными по сейсмическим данным. Среднее расхождение составляет 0,12 км/с, что может быть объяснено погрешностями расчетов.

Наибольшее количество геолого-геофизических данных, позволяющих контролировать скоростные разрезы, имеется в районах островных дуг. Рассмотрим некоторые из них.

Адвекционный характер теплопереноса при формировании слоя частичного плавления в верхних горизонтах мантии дуги подтверждается петрологическими данными: «породы... позднекайнозойского... возраста, распространенные в ... зрелых островных дугах... такой фации глубинности не могли содер-

жать таких количеств некогерентных элементов ... даже при развитии процессов зонного плавления или избирательного флюидного выщелачивания. Поэтому представляется более обоснованным предположить привнос в зоны селективного плавления верхней мантии... пластического вещества с гораздо более значительных глубин» [Геохимия..., 1980, с. 300—301].

Наиболее важным элементом скоростного разреза мантии островных дуг, который может быть проконтролирован независимыми данными, представляется неглубокая астеносфера. Следует, однако, учитывать, что в каждом из изучаемых регионов глубина кровли астеносферы существенно изменяется в зависимости от близости к краю активного объекта, расположения зон современной активизации и т. п. Например, под Восточной Камчаткой при использовании не осредненной модели, а скоростных разрезов вдоль профилей в разных ее частях (нуль пикетов на профилях совпадает с Срединным хребтом Камчатки) обнаруживаются весьма существенные вариации глубины скоростной границы, характерной для солидуса (рис. 15). Очевидно, что очаги молодого магматизма, приуроченные к кровле астеносферы, могут располагаться на глубинах от 50 до 110 км.

Немногочисленные данные глубинной геоэлектрики указывают на расположение кровли проводящего слоя под Сахалином на глубине 50—80 км (в другом варианте интерпретации слой располагается в интервале глубин 80—120 км), под южными Курилами 70—80 км, под северными Курилами 50—70 км, под Камчаткой 70—110 км [Тектоносфера..., 1992; Мороз, 2009].

По петрологическим данным под Камчаткой молодые магматические очаги распространены на глубинах 30—40 км, 60—80 км и глубже (до 120—160 км). Магмы Курильских островов формируются в очагах глубиной от 25 до 40—60 км [Тектоносфера..., 1992]. По данным работы [Фролова и др., 1989] очаги плавления, из которых на поверхность поступили молодые лавы Камчатки, располагаются в интервале глубин от 70 ± 10 до 140 ± 20 км.

Используя одну из методик определения глубины и температуры магматических очагов из работ [Гордиенко, Гордиенко, 2013а,б и др.] по концентрации окислов алюминия и магния в породах мантийного происхождения, установим этот параметр для островных дуг и сходных с ними образований на окраинах континентов. В качестве источников информации

Т а б л и ц а 3. Глубины очагов молодого и современного магматизма в мантии островных дуг

Регион	Глубины очагов, км	Регион	Глубины очагов, км
Аляска	55—100	Бонинская и Марианская дуги	55—85
Алеуты	55—105	Австралийские о-ва	50—90
Командоры	55—100	Фиджи	50—95
Корякия	55—90	Тонга—Кермадек	50
Камчатка	55—90	Новая Британия	55—85
Курилы	55—95	Соломоновы о-ва	55—85
Сахалин	50—100	Новая Зеландия	65—100
Хонсю, Рюкю	50—90	Антильская дуга	50—90
Филиппины	50	Дуга Скотия	85

о составах применялись в основном данные из работы [Петрологические..., 1996] и сайта <http://www.geokem.com/index.html>. Полученные значения глубины приведены в табл. 3. Отметим, что полученные температуры полностью согласуются с тепловой моделью геосинклинали на стадии активизации, по которой был построен скоростной разрез.

Данные расчетов показывают, что очаги определенно концентрируются в диапазоне глубин, обнаруженном при построении скоростного разреза островных дуг. Этот результат полностью соответствует представлениям АПГ: инициальный магматизм геосинклинали имеет гораздо более глубокие источники (200—220 км и около 150 км) и только на среднем и завершающем этапах развития геосинклинали очаги приближаются к подкоровым глубинам 100 и 50 км [Гордиенко, 2012]. Современная постгеосинклиальная активизация использует астеносферу, сформированную именно в конце цикла.

В самой нижней части разреза высокий вертикальный градиент V_p под океаническими регионами может отражать начало полиморфного преобразования мантийного оливина. Если интерпретировать эту аномалию как следствие резкого понижения температуры после последнего акта адвекционного теплопереноса, соответствующее возмущение температуры окажется на уровне 800 °С. Такая аномалия нереальна, так как намного превышает отличие нормальной платформенной температуры от PT -условий начала трансформации α -оливина в β -оливин. Впрочем, на таких глубинах скоростная модель довольно неопределенная: ее заметные изменения мало сказываются на расчетном годографе.

Выводы. Построение скоростных моде-

лей верхней мантии океанов проведено после целого ряда подобных исследований, выполнявшихся в течение многих десятилетий. Полученные данные позволили предпочесть вариант разреза без резкого скачка скорости на глубине несколько больше 400 км, довольно распространенный и среди опубликованных моделей [Тектоносфера..., 1992; Тараканов, 2006; Отчет..., 2008 и др.]. Выявлена значительная по мощности астеносфера — слой частично расплавленных пород мантии с небольшим (примерно до 2 %) содержанием жидкой фазы. В нижней половине верхней мантии явно находится мощный интервал глубин с аномально холодными породами, степень их охлаждения на 400—450 км достаточна для начала полиморфного преобразования оливина.

Построенные скоростные разрезы мало изменяются от региона к региону в пределах одного типа эндогенного режима. Это позволяет утверждать, что полученные модели представляют собой стандартное (типичное) распределения V_p в мантии регионов, как это и предполагалось по АПГ. Расчетные разрезы полностью согласуются с прогнозными.

Скоростные и тепловые модели верхней мантии океанов и модели глубинных процессов позволяют сделать существенные выводы.

1. Обнаруживается большая близость океанизации и рифтогенеза.

2. Выявленный глубинный процесс, происходящий под базитовой континентальной корой, ведет к океанизации, а под океанической корой — к образованию СОХ.

3. Модели океанических котловин согласуются с представлением о том, что мантия под ними — результат сглаживания тепловых аномалий, имевшихся в мантии под СОХ или задуговой впадиной.

Список литературы

- Белюсов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. Москва: Недра, 1982. 152 с.
- Болдырев С. А. Мантийные неоднородности активных окраин Мирового океана. В кн.: *Строение и динамика зон перехода от континента к океану*. Москва: Наука, 1986. С. 43—50.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев: Наук. думка, 1985. 212 с.
- Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. Ред. В. С. Соболев. Москва: Наука, 1980. 332 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.
- Гордиенко В. В. О природе аномалий скорости распространения продольных сейсмических волн в верхней мантии. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 3. С. 43—63.
- Гордиенко В. В. Процессы в тектоносфере Земли. (Адвекционно-полиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Атлантическим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013а. № 4. С. 63—78.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Тихим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013б. № 2. С. 47—63.
- Мороз Ю. Ф. Глубинная электропроводность вулканических зон Камчатки. В кн.: *Электромагнитные исследования Земли*. Москва: Изд. ИФЗ РАН, 2009. С. 157.
- Назарова З. А., Дроздина С. Я., Сеньюков С. А., Дроздин Д. В. Определение положения очагов землетрясений Камчатского региона. В кн.: *Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России*. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ДВО РАН, 2010. С. 363—366.
- Низкоус И. В., Кислинг Э., Санина И. А., Гонтовая Л. И. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии. *Физика Земли*. 2006. № 4. С. 18—29.
- Отчет «Разработка научных основ комплексной системы мониторинга сейсмоактивности в Курило-Камчатском районе». Рук. Л. И. Лобковский. Москва: Изд. ИО РАН, 2008. 95 с.
- Павленкова Н. И., Погребицкий Ю. Е., Романюк Т. В. Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики по Анголо-Бразильскому геотраверсу. *Физика Земли*. 1993. № 10. С. 27—38.
- Петрологические провинции Тихого океана. Ред. И. Н. Говоров. Москва: Наука, 1996. 439 с.
- Рингвуг А. Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра, 1981. 583 с.
- Тараканов Р. З. Скоростные модели и годографы Р-волн для Дальневосточного региона. *Вестник ДВО РАН*. 2006. № 1. С. 81—95.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Отв. ред. К. Ф. Сергеев. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Угинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. Москва: Наука, 1987. 340 с.
- Фролова Т. И., Перчук Л. А., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. Москва: Недра, 1989. 260 с.
- Эрлих Э. Н. Очерки геологии островных дуг. 2011. google.com/site/geotermiakuril.
- Якупов О. Одномерная референтная модель Земли. 2011. <http://www.olegyakupov.com/blog/?p=284>.
- Aoki H., Tada T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatsu Y., Shimamura H., Furuya I., 1972. Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation. *J. Phys. Earth* 20, 197—223.
- Boyd F., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96(1/2), 16—26.
- Brown J., Shankland T., 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* (66), 579—596.
- Chu R., Schmandt B., Helmberger V., 2012. Juan de Fuca subduction zone from a mixture of tomography and wave form modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B03304.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112, B04312. doi:10.1029/2006JB004449.
- Flanagan M., Shearer P., 1999. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors. *Geophys. Res. Lett.* 26(5), 549—552.

- Fukao Y., 1977. Upper mantle P-structure on the ocean side of the Japan-Kurile arc. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 50, 621—642.
- Gordienko V., 2016. Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines. *NCGT Journal* 1, 6—31.
- Gordienko V., 2015. Essential points of the advection-polymorphism hypothesis. *NCGT Journal* 3(2), 115—136.
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 7121—7126.
- Harley S., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126(3), 215—247.
- Helffrich G., 2000. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev. Geophys.* 38(1), 141—158.
- Irifune T., 1987. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 45, 324—336.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Idaka T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* 609, 184—201.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G., 2009. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics* 465, 190—203.
- Karato S.-I., 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1623—1626.
- Kennett B., Engdahl E., Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108—124.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* 416, 33—52.
- Romanowicz B., 2003. Global mantle tomography: progress status in the past 10 years. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 31, 303—328.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano S., Asada T., Matsuzawa T., 1958. Crustal structure in northern Kwanto district by explosion-seismic observations. Part II. Models of crustal structure. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 36, 349—357.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth* 44(6), 713—728.
- Yoshii T., Sasaki T., Tada T., Okada H., Asano S., Muramatsu I., Hashizume M., Moriya T., 1974. The third Kurayoshi explosion and crustal structure in the western part of Japan. *J. Phys. Earth* 22, 109—121.
- Walck M., 1985. The upper mantle beneath the north-east Pacific rim: a comparison with the Gulf of California. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 81, 243—276.
- Zhao Z., Kubota R., Suzuki F., Iizuka S., 1997. Crustal structure in the Southern Kanto-Tokai region derived from tomographic method for seismic explosion survey. *J. Phys. Earth* 45, 433—453.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A., Owens T., 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modelling regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, B3, 4783—4794.

Velocity sections of the upper mantle under the oceans

© V. V. Gordienko, L. Ya. Gordienko, 2016

We constructed the models of the distribution of longitudinal seismic waves velocities for the upper mantle oceanic regions: mid-ocean ridges (MOR), basins, trenches, island arcs and coastal ridges, back-arc troughs (BAT). They are in line with the schemes of advection-polymorphic deep-seated processes in tectonosphere. Under the island arcs and coastal ridges models meet the alpine geosyncline supplemented with recent activation. Under the MOR and BAT the models coincide. They correspond to the scheme of recent heat and mass transfer for rifting which on the mafic crust with continental thickness leads to oceanization. The basin model shows the result of smoothing of thermal anomalies under the MOR or BAT in about 60 million years. The trench model corresponds to the result of lateral warming-up of upper layers of the mantle of the inactive blocks from the island arc and basin.

Key words: The oceans, the upper mantle, velocity models, deep-seated processes.

References

- Belousov V. V.*, 1982. Transition Zones between the Continents and Oceans. Moscow: Nedra, 152 p. (in Russian).
- Boldyrev S. A.*, 1986. Mantle heterogeneity of active margins of the oceans. In: Structure and dynamics of the transition zones from a continent to an ocean. Moscow: Nauka, P. 43—50 (in Russian).
- Buryanov V. B., Gordienko V. V., Zavgorodnyaya O. V., Kulik S. N., Logvinov I. M.*, 1985. Geophysical model of Ukrainian tectonosphere. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
- Geochemistry of deep volcanic rocks and xenoliths, 1980. Ed. V. S. Sobolev. Moscow: Nauka, 332 p. (in Russian).
- Gontovaya L. I., Gordienko V. V.*, 2006. Deep processes and geophysical models of the mantle of Eastern Kamchatka and Kronotskii Bay. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 107—121 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2010. On the nature of anomalies velocity of longitudinal seismic waves in the upper mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(3), 43—63 (in Russian).
- Gordienko V. V.*, 2012. Processes in the Earth tectonosphere (advection-polymorphic hypothesis). Saarbrücken: LAP, 256 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya.*, 2013a. On the PT-conditions in the mantle magma chambers beneath the Atlantic Ocean. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (4), 63—78 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya.*, 2013b. On the PT-conditions in the mantle magma chambers beneath the Pacific Ocean. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 47—63 (in Russian).
- Moroz Yu. F.*, 2009. Deep conductivity of volcanic zones of Kamchatka. In: *Electromagnetic study of the Earth*. Moscow: Publ. House of the IPE RAS, P. 157 (in Russian).
- Nazarova Z. A., Droznina S. Ya., Senyukov S. L., Droznin D. V.*, 2010. Determination of the earthquakes centers' position in Kamchatka region. In: *Problems of complex geophysical monitoring the Russian Far East*. Petropavlovsk-Kamchatski: Publ. House of the FEB RAS, P. 363—366 (in Russian).
- Nizkous I. V., Kissling E., Sanina I. A., Gontovaya L. I.*, 2006. Velocity properties of the transition zone's lithosphere in the Kamchatka ocean-continent region according to seismic tomography. *Fizika Zemli* (4), 18—29 (in Russian).
- Report «Development of scientific bases for complex seismic monitoring system in the Kuril-Kamchatka region», 2008. Head L. I. Lobkovskiy Moscow: Publ. House of the IO RAS, 95 p. (in Russian).
- Pavlenkova N. I., Pogrebitskiy Yu. E., Romanyuk T. V.*, 1993. Seismic-density model of South Atlantic crust and upper mantle along Angol-Brasil geotravers. *Fizika Zemli* (10), 27—38 (in Russian).
- Petrological province Pacific*, 1996. Ed. I. N. Govorov. Moscow: Nauka, 439 p. (in Russian).
- Ringwood A.*, 1981. Composition and petrology of the Earth's mantle. Moscow: Nedra, 583 p. (in Russian).
- Tarakanov R. Z.*, 2006. Velocity models and P-wave travel time curves for the Far East region. *Vestnik DVO RAN* (1), 81—95 (in Russian).
- Tectonosphere of the Asia Pacific margin*, 1992. Ed. K. F. Sergeev. Vladivostok: Publ. House of the FEB RAS, 238 p. (in Russian).
- Udintsev G. B.*, 1987. Relief and structure of the ocean floor. Moscow: Nauka, 340 p. (in Russian).
- Frolova T. I., Perchuk L. L., Burikova I. A.*, 1989. Magmatism and crustal transformation of active margins. Moscow: Nedra, 260 p. (in Russian).
- Erlikh E. N.*, 2011. Essays of Geology island arcs. google.com/site/geotermiakuril (in Russian).
- Yakupov O.*, 2011. One dimensional reference model of the Earth. <http://www.olegyakupov.com/blog/?p=284>.
- Aoki H., Tada T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatsu Y., Shimamura H., Furuya I.*, 1972. Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation. *J. Phys. Earth* 20, 197—223.
- Boyd F.*, 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96(1/2), 16—26.
- Brown J., Shankland T.*, 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* (66), 579—596.
- Chu R., Schmandt B., Helmberger V.*, 2012. Juan de Fuca subduction zone from a mixture of tomography and wave form modeling. *J. Geophys. Res.* 117, B03304.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M.*, 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112, B04312. doi:10.1029/2006JB004449.
- Flanagan M., Shearer P.*, 1999. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors. *Geophys. Res. Lett.* 26(5), 549—552.

- Fukao Y., 1977. Upper mantle P-structure on the ocean side of the Japan-Kurile arc. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 50, 621—642.
- Gordienko V., 2016. Deep-seated processes in the tectonosphere of geosynclines. *NCGT Journal* 1, 6—31.
- Gordienko V., 2015. *Essential points of the advection-poly-morphism hypothesis*. *NCGT Journal* 3(2), 115—136.
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 7121—7126.
- Harley S., 1989. The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126(3), 215—247.
- Helfrich G., 2000. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev. Geophys.* 38(1), 141—158.
- Irifune T., 1987. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 45, 324—336.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Idaka T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* 609, 184—201.
- Jiang G., Zhao D., Zhang G., 2009. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics* 465, 190—203.
- Karato S.-I., 1993. Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography. *Geophys. Res. Lett.* 20, 1623—1626.
- Kennett B., Engdahl E., Buland R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122, 108—124.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* 416, 33—52.
- Romanowicz B., 2003. Global mantle tomography: progress status in the past 10 years. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 31, 303—328.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano S., Asada T., Matsuzawa T., 1958. Crustal structure in northern Kwanto district by explosion-seismic observations. Part II. Models of crustal structure. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 36, 349—357.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth* 44(6), 713—728.
- Yoshii T., Sasaki T., Tada T., Okada H., Asano S., Muramatsu I., Hashizume M., Moriya T., 1974. The third Kurayoshi explosion and crustal structure in the western part of Japan. *J. Phys. Earth* 22, 109—121.
- Walck M., 1985. The upper mantle beneath the northeast Pacific rim: a comparison with the Gulf of California. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 81, 243—276.
- Zhao Z., Kubota R., Suzuki F., Iizuka S., 1997. Crustal structure in the Southern Kanto-Tokai region derived from tomographic method for seismic explosion survey. *J. Phys. Earth* 45, 433—453.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A., Owens T., 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modelling regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, B3, 4783—4794.