

Скоростной разрез верхней мантии под островными дугами северной и западной окраин Тихого океана

© В. В. Гордиенко, Л. Я. Гордиенко, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 30 апреля 2014 г.

Представлено членом редколлегии А. В. Кензерой

Побудовано швидкісні моделі верхньої мантії островних дуг у північній та західній частинах Тихого океану за часом приходу поздовжніх сейсмічних хвиль на сейсмостанції в їх межах. Визначено аномалії, що можуть вказувати на дуже молодий геосинклінальний процес. Типова швидкісна модель верхньої мантії островних дуг повністю узгоджується з адвекційно-поліморфною гіпотезою глибинних процесів.

Ключові слова: островні дуги, верхня мантія, швидкісні моделі, геосинклінальний процес, молодий магматизм.

Введение. Обобщение геолого-геофизической информации, касающейся океанов и переходных зон между ними и континентами, проведенное, в частности, в работе [Гордиенко, 2012], обнаруживает ее недостаточность для обоснованного контроля гипотетических схем глубинных процессов в тектоносфере этих регионов (в данном случае соответствующих адвекционно-поліморфной гипотезе — АПП). В значительной мере исправить положение можно путем построения скоростных моделей верхней мантии под ними, так как упомянутые регионы различаются повышенной сейсмичностью и довольно развитой системой наблюдения за землетрясениями. Большую пользу может принести построение даже одномерных моделей, не отражающих многих деталей, но дающих возможность выявить основные характеристики тепломассопереноса в верхней мантии.

Наиболее перспективной представляется такая операция для островных дуг, в пределах которых сеть сейсмостанций особенно плотная. Под территориями и акваториями этих регионов гипоцентры многих землетрясений располагаются на сравнительно небольших глубинах, в верхних горизонтах мантии. Они могут поставить подходящий материал для планируемых построений. Можно предвидеть и источник возможных осложнений в ходе планируемого исследования, заключающийся в край-

ней неравномерности распределения скоростей распространения сейсмических волн в подкоровой части тектоносферы [Низкоус и др., 2006 и др.]. Однако достижение поставленной цели все же кажется реальным. После решения этой задачи можно перейти к изучению мантии других, прежде всего океанических регионов.

Авторы уже предпринимали попытку построения скоростных моделей северных островных дуг Тихого океана [Гордиенко, Гордиенко, 2012], в данной работе использован намного больший массив данных для большего числа дуг.

В литературе есть информация о скоростных разрезах дуг, но она часто противоречива (см. ниже) или ограничена априорными представлениями, например, об отсутствии вариаций скорости на глубинах нижней половины верхней мантии [Gudmundsson, Sambridge, 1998 и др.] и т. п.

В этой статье приведены результаты построения скоростных (для продольных сейсмических волн — V_p) разрезов верхней мантии под островными дугами (Алеутской, Курильской, Японской, Идзу-Бонинской, Соломоновой, Новогвинейской, Тонга—Кермадек, Новозеландской) на северной и западной окраинах Тихого океана. Используются также данные, позволяющие оценить распределение V_p под частями Камчатки и Аляски. Предполагается своеобразие моделей (высокие значения V_p в нижней текто-

носфере), обусловленное молодостью последней стадии глубинного процесса в альпийских геосинклиналях дуг [Тектоносфера ..., 1992; Гордиенко и др., 1992; Эрлих, 2011 и др.]. В их пределах последняя складчатость мощных толщ возрастотом 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 продолжающегося на север дугу Идзу-Бонин). Но времена пробега волн от здешних землетрясений не отличаются от остальных на тех же угловых расстояниях.

Априорные данные о скоростном разрезе.

Сейсмологическая изученность рассматриваемых дуг довольно значительна [Fukao, 1977; Болдырев, 1986; Тектоносфера ..., 1992; Yamasaki, Hirahara, 1996; Gudmundsson, Sambridge, 1998; Hansen, Ratchkovski, 2001; Гонтовая, Гордиенко, 2006; Тараканов, 2006; Отчет ..., 2008 и др.], но предпринимаемое исследование не кажется излишним. Дело в том, что различия между приводимыми в перечисленных публикациях моделями очень велики. В значительной мере это обусловлено заранее принятыми авторами представлениями о скоростной структуре верхней мантии.

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 (от этих моделей существенно не отличается и скоростной разрез для соседней с Японской дуги Рюкю — Тайвань [Inatani, Kurita, 1980]); во второй этот элемент отсутствует (рис. 1).

Среди опубликованных вариантов скоростного разреза региона присутствует и полученный сотрудниками Института океанологии РАН

и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН, довольно близкий к осредненному при условии сглаживания ступенчатой модели [Отчет ..., 2008]. Поскольку он применяется для определения параметров очагов, можно говорить об их соответствии искомому разрезу.

Обоснованием для границы на глубине 410 км, часто вводимой в скоростные модели мантии априорно, служат, 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. Но для вероятного состава и концентрации изменяющегося оливина процесс должен охватывать вполне заметный интервал глубин. 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 составляет 100 км, но в его трактовке речь может идти о интервале глубин

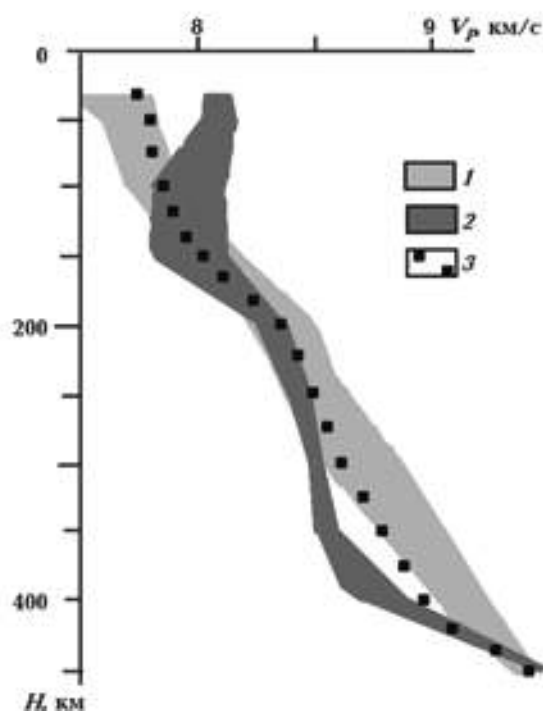


Рис. 1. Скоростные модели Японской, Курильской островных дуг и части Восточной Камчатки: 1 — без резкого скачка V_p на глубине около 410 км (5 моделей), 2 — со скачком скорости на глубине 410 км (7 моделей), 3 — среднее распределение скоростей.

для двух переходов, завершающихся образованием оливина- γ (собственно шпинель оливинового состава).

Использованное при оценке глубины полиморфного перехода значение вертикального градиента температуры представляется близким к реальному, но приведенные абсолютные значения T и метод их получения [Рингвуд, 1981; Brown, Shankland, 1981] не согласуются с принятыми авторами моделями верхней мантии [Гордиенко, 2012 и др.].

Само по себе получение в одном регионе указанных вариантов скоростных разрезов свидетельствует о неоднозначности решения обратной задачи при различном подходе авторов. На возможность согласования сейсмической информации с разными распределениями V_p в рассматриваемом интервале глубин указывают авторы, специально изучавшие вопрос, например [Zhao et al., 1999].

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 около 430 км или несколько больше [Flanagan, Shearer, 1999] (на результативной схеме (рис. 2) по какой-то причине приведены глубины на 10 км меньше). Достоверность такой информации увеличивается с ростом детальности и точности учета вышележащего разреза [Flanagan, Shearer, 1999], но все же установленные вариации глубины (порядка 10 км) оказываются меньше погрешности их определения (около 15 км). С этой точки зрения полезно сравнить полученные результаты с данными ГСЗ на базе ядерных взрывов, полученными в Северной Евразии [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]. Используемый метод построения границы в этом случае позволяет максимально использовать сведения о скоростях в коре и верхней мантии региона. Установленные двумя методами глубины совпадают с точностью до нескольких километров.

Таким образом, наиболее вероятной представляется глубина начала полиморфного перехода около 430—435 км. Этот результат примерно согласуется и с установленным по тепловой модели верхней мантии. На несколько больших глубинах скорость должна расти с большим градиентом, но не скачкообразно.

Этим условиям в какой-то мере соответствуют результаты работ, направленных на изучение "внутренней структуры" скачка скорости, например [Zhao et al., 1999 и др.]. Здесь рас-

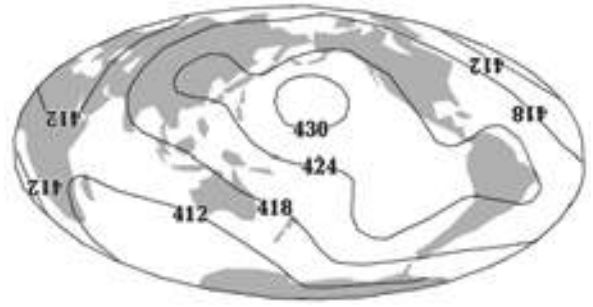


Рис. 2. Схема глубин раздела "410 км" [Flanagan, Shearer, 1999].

смотрен скоростной разрез мантии щита Южной Африки, в соответствующей части которого виден рост вертикального градиента скорости продольных волн минимум в 7—8 раз по сравнению с вышележащим горизонтом (рис. 3).

Такой рост скорости нельзя согласовать с полиморфной природой границы. Поэтому необходимо все же дать оценку, отражающую физическую природу явления. Необходимые данные приведены на рис. 4. Распределение температуры в низах верхней мантии соответствует геосинклинальному эндогенному режиму в рассматриваемых регионах, а не платформенному, как на рис. 3. По представлениям АПГ это обозначает существенное сокращение температуры. Обозначенные на рис. 4 полиморфные преобразования подразумевают сохранение химического состава минералов.

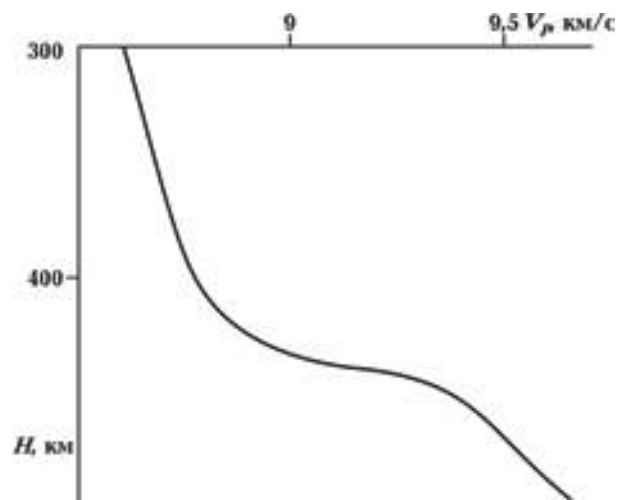


Рис. 3. Распределение скорости распространения продольных сейсмических волн в нижней половине верхней мантии Южной Африки, по [Zhao et al., 1999].

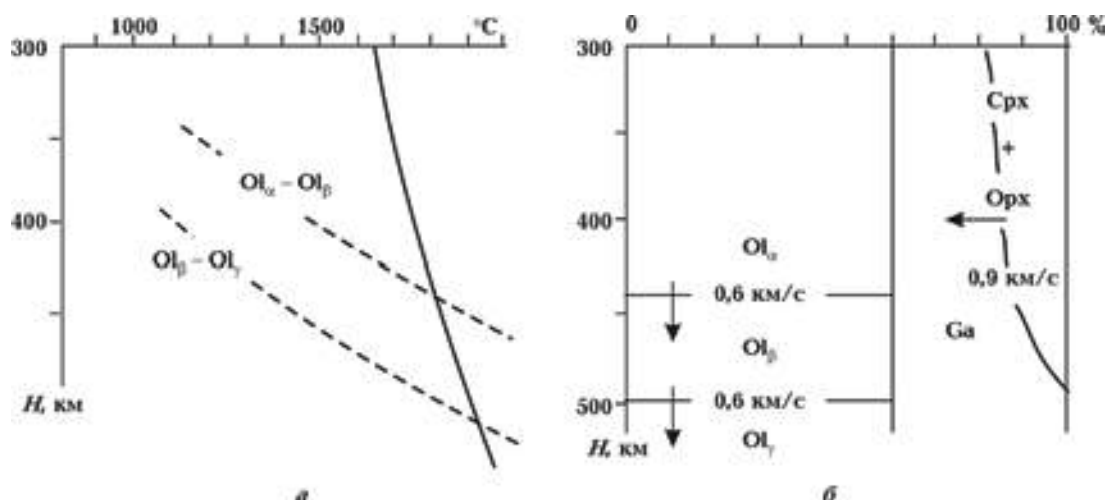


Рис. 4. Тепловая модель (а) низов верхней мантии и схема преобразования минерального состава вещества (б) для постгеосинклиальной фазы. Стрелками показаны направления увеличения скорости при полиморфном переходе минерала. Ol — оливин (13 % фаялита), Ga — гранат, Srx, Orx — клино- и ортопироксены.

Величины изменений V_p оценены по закону Берча, для использования которого требуется минимум информации. 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 осредненной экспериментальной модели на рис. 1. Только его увеличение начинается на меньшей глубине. Именно это распределение скорости было принято 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 дуг применялись данные из работ [Тектоносфера..., 1992; Низкоус и др., 2006; Эрлих, 2011; Iwasaki et al., 2013 и др.]. Мощность коры 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. Естественно, принятая мощность и скоростной разрез коры — результат компромисса между данными разных авторов. В южных дугах допускалась некоторая коррекция разреза, заметно не влиявшая на результаты расчетов.

Методика расчетов и использованный материал. Расчетный годограф получен по программе SEIS-83 И. Пшечника и В. Червени. По-

строенная 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 региона [Тараканов, 2006 и др.]. Максимальные 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 [International ..., 2011] от землетрясений, эпицентры которых располагались на островных дугах. Глубины гипоцентров (H), привлеченных к анализу землетрясений, достигали 50—55 км, все они были пересчитаны на одно значение глубины, равное 30 км, примерно соответствующую глубине раздела Мохо под дугами. Поправки к временам прихода волн пересматривались по мере подбора скоростного разреза в диапазоне глубин между действительной глубиной очага (гипоцентра) и 30 км. Были привлечены данные по сейсмостанциям: Колледж Аутпост (COLA), о. Адак (ADK) в США, Петропавловск-Камчатский (PET) и Южно-Сахалинск (YSS) в России, Мацуширо (MAJO) в Японии, Гуам (GUMO) на Марианских островах, Порт Морсби (PMG) и Хониара (HNR) в Папуа — Новой Гвинее, Афиамалу (AFI) в Самоа, о. Рауль (RAO) и Южный Карори (SNZO) в Новой Зеландии (рис. 5).

Для построения наблюдаемых годографов

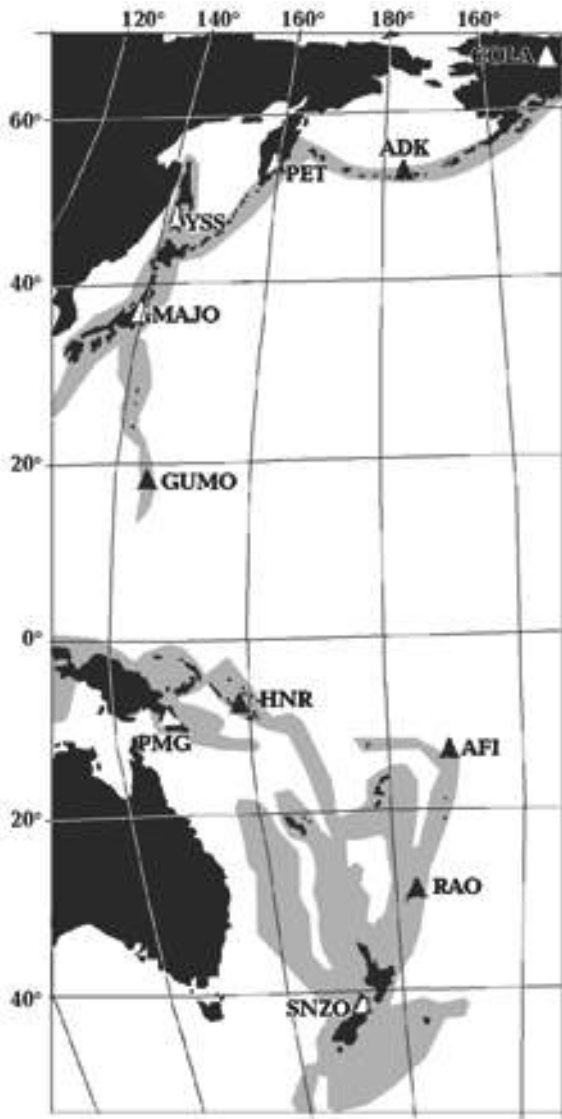


Рис. 5. Размещение использованных сейсмостанций и островных дуг (серый цвет).

в разных частях изучаемого региона использовалось различное количество данных (табл. 1).

Во всех случаях количество данных больше, чем использовано в работе [Гордиенко, Гордиенко, 2012], где на Алеутской, Курильской и Японской дугах привлечены сведения примерно о 100 землетрясениях.

Результаты расчетов. Для удобства сопоставления расчетных и наблюдаемых годографов построены их редуцированные варианты для скорости распространения продольных сейсмических волн в породах верхней мантии, равной 8,2 км/с (рис. 6). Осреднение наблюдаемых времен прихода волн проводилось в скользящем окне в 3°, результирующая точка на годографе размещалась внутри окна с учетом изменяющейся "концентрации" наблюдаемых, единичное смещение окна составляло 0,4°.

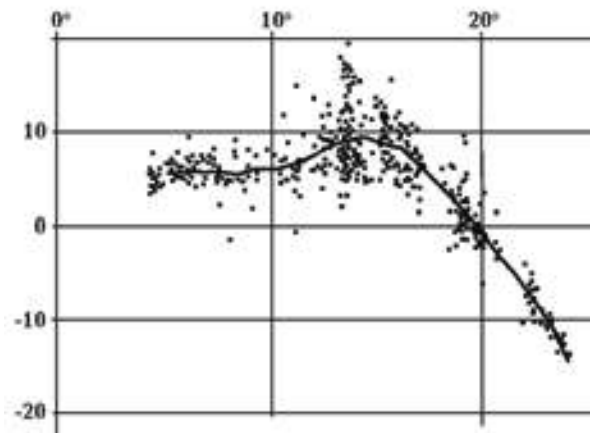


Рис. 6. Редуцированный наблюдаемый годограф для одной из станций (PET → COLA) в изучаемом регионе.

Т а б л и ц а 1. Количество землетрясений, сведения о которых были использованы при построении годографов на сейсмостанциях

Станция и направление	<i>n</i>	Станция и направление	<i>n</i>
COLA → PET	1321	GUMO → MAJO	223
ADK → COLA	250	PMG → северо-запад	1011
ADK → PET	88	HNR → северо-запад	740
PET → COLA	678	AFI → RAO → SNZO	718
PET → MAJO	2091	RAO → AFI	86
MAJO → PET	1076	RAO → SNZO	156
YSS → MAJO → GUMO	782	SNZO → RAO → AFI	215
MAJO → GUMO	1005	SNZO → юг	83

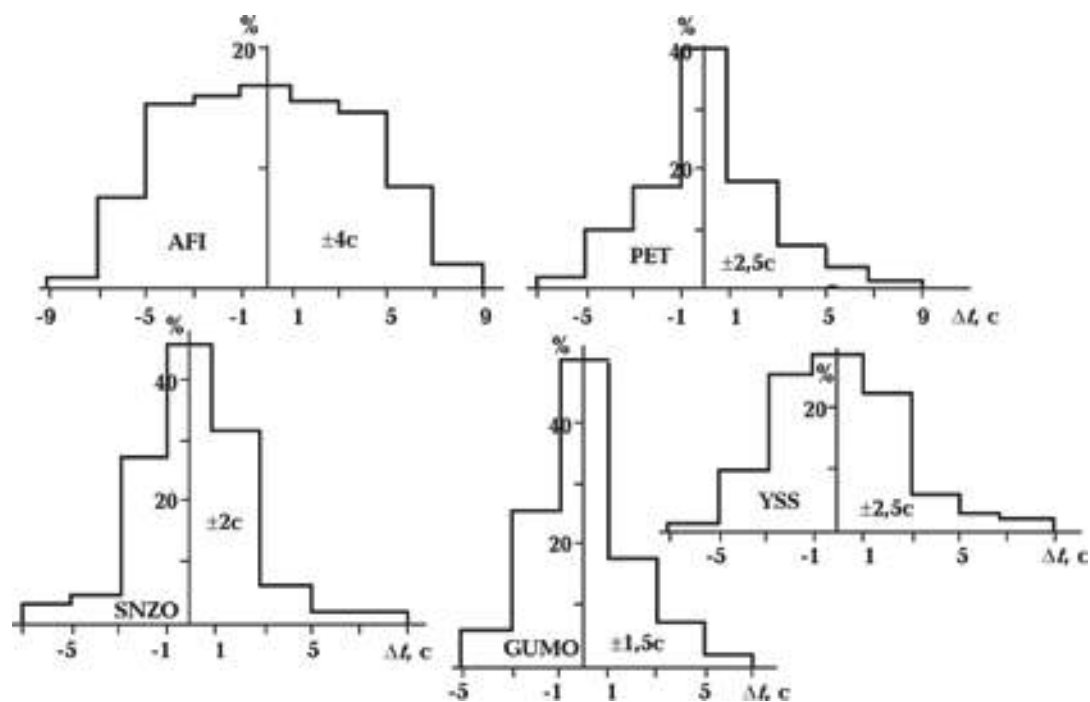


Рис. 7. Примеры гистограмм распределений отклонений времен прихода волн на сейсмостанции от осредненных годографов.

Отклонение точек от осредняющей кривой представляется неплохой характеристикой погрешности наблюдаемого годографа. Часть материала, полученного при таких сравнениях, представлена на рис. 7. Среднее значение для всех рассмотренных годографов составляет около 2 с. Исключение — годограф AFI → RAO → SNZO, где отклонение от средней линии достигает 4 с. Типичное значение отклонений не превышает полученных в других работах близкой направленности [Feng et al., 2007 и др.].

Согласно оценкам, приведенным 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 ± 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 не меньше 1—1,5 с,

скорее всего они значительней, но обосновано их установить не удастся.

Наблюдаемые годографы (рис. 8) строились начиная с углового расстояния около 3° , так как на меньших расстояниях резко увеличивался разброс экспериментальных данных. Возможно, сказывалась неоднородность земной коры или самых верхних горизонтов мантии.

В соответствии с установленной величиной погрешности можно оценивать 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 скоростные аномалии, будем считать заметными различиями расчетных и наблюдаемых годографов все, превосходящие на размеру 2 с. Хотя не все фиксируемые при этом скоростные аномалии (соответствующие отличиям от подобранного расчетного годографа) могут быть признаны достоверными.

На рис. 9 представлен редуцированный расчетный годограф, подобранный под большую часть наблюдаемых, соответствующий ему скоростной разрез верхней мантии и некоторые лучи распространения сейсмических волн. Последние показывают причину раздвоения го-

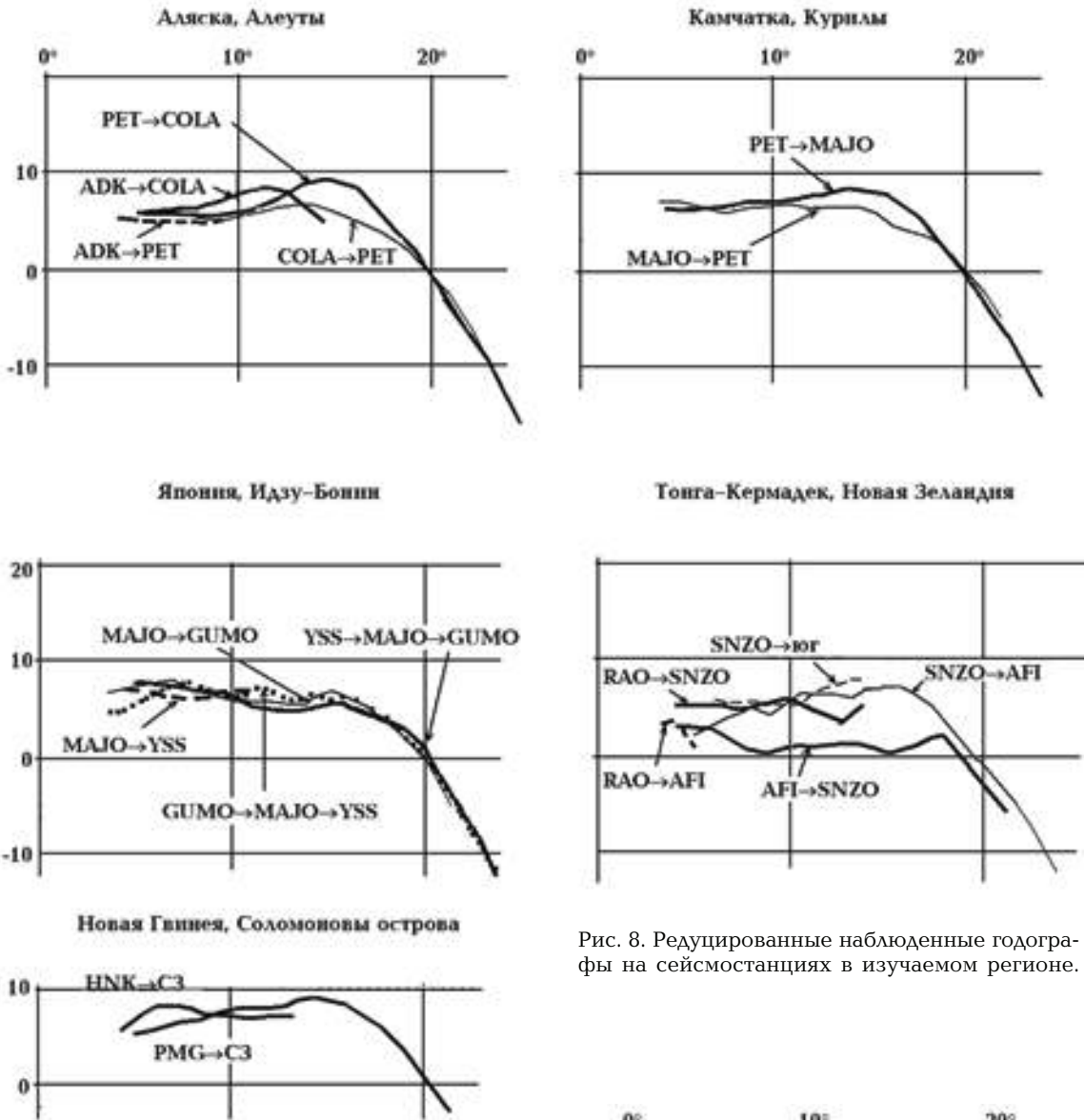


Рис. 8. Редуцированные наблюдаемые годографы на сейсмостанциях в изучаемом регионе.

догографов на значительных угловых расстояниях. Наблюдаемый годограф строится, естественно, без учета этого раздвоения, осредняются все времена распространения продольных волн с одного углового расстояния. Поэтому при сравнении следует учитывать обе ветви расчетного годографа.

Большинство наблюдаемых годографов удовлетворительно согласуются с расчетным, т. е. можно утверждать, что типичный скоростной разрез верхней мантии изучаемых островных дуг соответствует приведенному на рис. 9.

Существенные коррективы пришлось внести в разрез только для дуги Тонга. Построенная для этого случая простая двумерная модель включала типичный скоростной разрез верх-

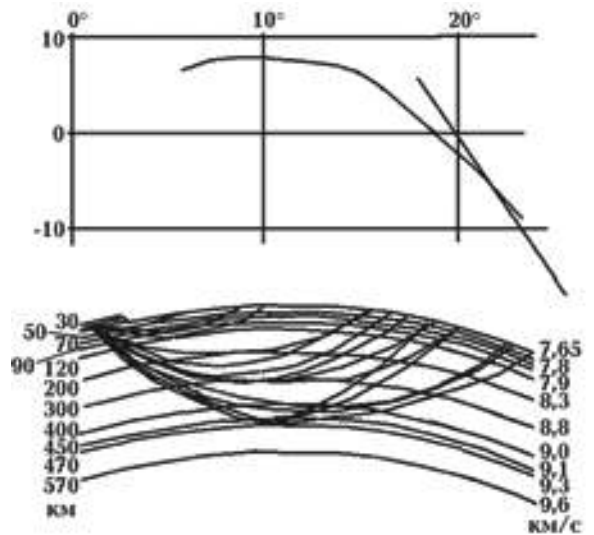


Рис. 9. Редуцированный расчетный годограф, соответствующий подобранному скоростному разрезу.

ней мантии для южной части дуги (примерно между станциями SNZO и RAO) и разрез с существенно более высокими скоростями распространения продольных волн между станциями RAO и AFI. На глубине около 50—200 км скоростная аномалия достигала 0,2—0,3 км/с. Впрочем, достоверность такой модели непонятна: ведь именно годограф AFI → RAO → SNZO построен с максимальной погрешностью около 4 с. Отклонения от годографа для типичного скоростного разреза лишь на небольшом отрезке превышают эту величину. И все же едва ли дело сводится к погрешности в построении наблюдаемого годографа: отклонения от расчетного сохраняют знак на значительной части его длины.

Менее значительная аномалия по сравнению с типичным годографом обнаруживается в мантии под Камчаткой. В частях наблюдаемых годографов PET → COLA и PET → MAJO наблюдаются отличия от расчетного, для устранения которых под Камчаткой необходимо ввести понижение скорости примерно на 0,15 км/с на глубине около 100—200 км. Примерно такой же объект можно предположить под Новой Гвинеей.

Гистограмма распределения расхождений наблюдаемых годографов от расчетного ($t_{\text{набл}} - t_{\text{расч}}$) построена без учета данных по дуге Тонга (рис. 10). 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. Таким образом, единственной проблемой согласования наблюдаемых и расчетного годографа остается район дуги Тонга.

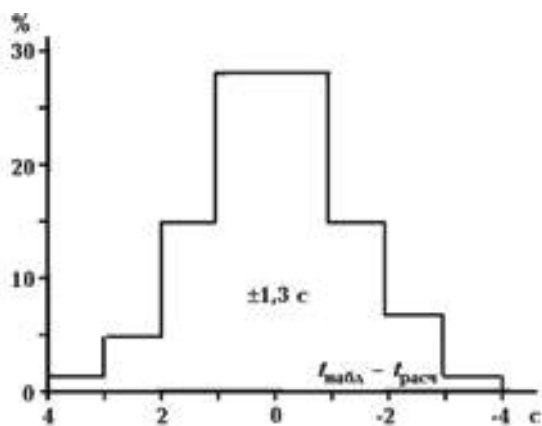


Рис. 10. Гистограмма распределения расхождений наблюдаемых годографов от расчетного.

Обсуждение результатов. Подобранный скоростной разрез отличается от исходного, но не принципиально (рис. 1 и 11). В пределах большей части верхней мантии расхождения составляют 0—0,15 км/с и только на глубине около 150 км достигают 0,3 км/с. Отличия рассчитанной модели от полученной авторами ранее [Гордиенко, Гордиенко, 2012] еще менее значительны, но все же вполне заметны.

Сравним полученную скоростную модель с рассчитанными другими авторами для островных дуг западной части Тихого океана (рис. 11, 12).

Среди моделей, которые сравниваются с полученной нами, часть едва ли заслуживает обсуждения. Модели 5—7 представлены в верхней части мантии столь высокими значениями скорости, что никак не могут соответствовать зоне частичного плавления в этом интервале глубин. Для регионов с весьма активным современным магматизмом это неприемлемо. Модель 3, напротив, приписывает этому интервалу глубин столь низкие скорости, что их можно объяснить только очень высокой концентрацией магмы, скорее всего, превышающей предел сегрегации. Существование таких объектов также представляется маловероятным. Модели 2 и 4 вполне реалистичны и существенно не отличаются от построенной в данной работе. Именно они, в отличие от указанных выше, получены с использованием значительного экспериментального материала.

Построение прогнозной скоростной модели островных дуг базировалось на представлении о геосинклинальном характере глубинных процессов в тектоносфере этих регионов [Гордиенко, 2012]. Все рассмотренные геосинклинали молодые, позднеальпийские. В этот период небольшое изменение возраста складчатости (и мантийного теплопереноса) может привести к заметным изменениям расчетных глубинных температур и, следовательно, скоростей. Кроме того, влияние на тепловую модель оказывает и современная (постгеосинклинальная) активизация, происходящая не по всей территории дуг [Гонтовая, Гордиенко, 2006]. Перечисленные явления изучены далеко не повсеместно. Поэтому были построены несколько вариантов тепловых моделей, пересчитаны в скоростные и осреднены. Ни в одном из интервалов глубин разница между осредненным распределением и каким-либо из осредняемых не достигала 0,1 км/с, т. е. всегда была в пределах погрешности построения скоростной модели, соответствующей экспериментальным годографам.

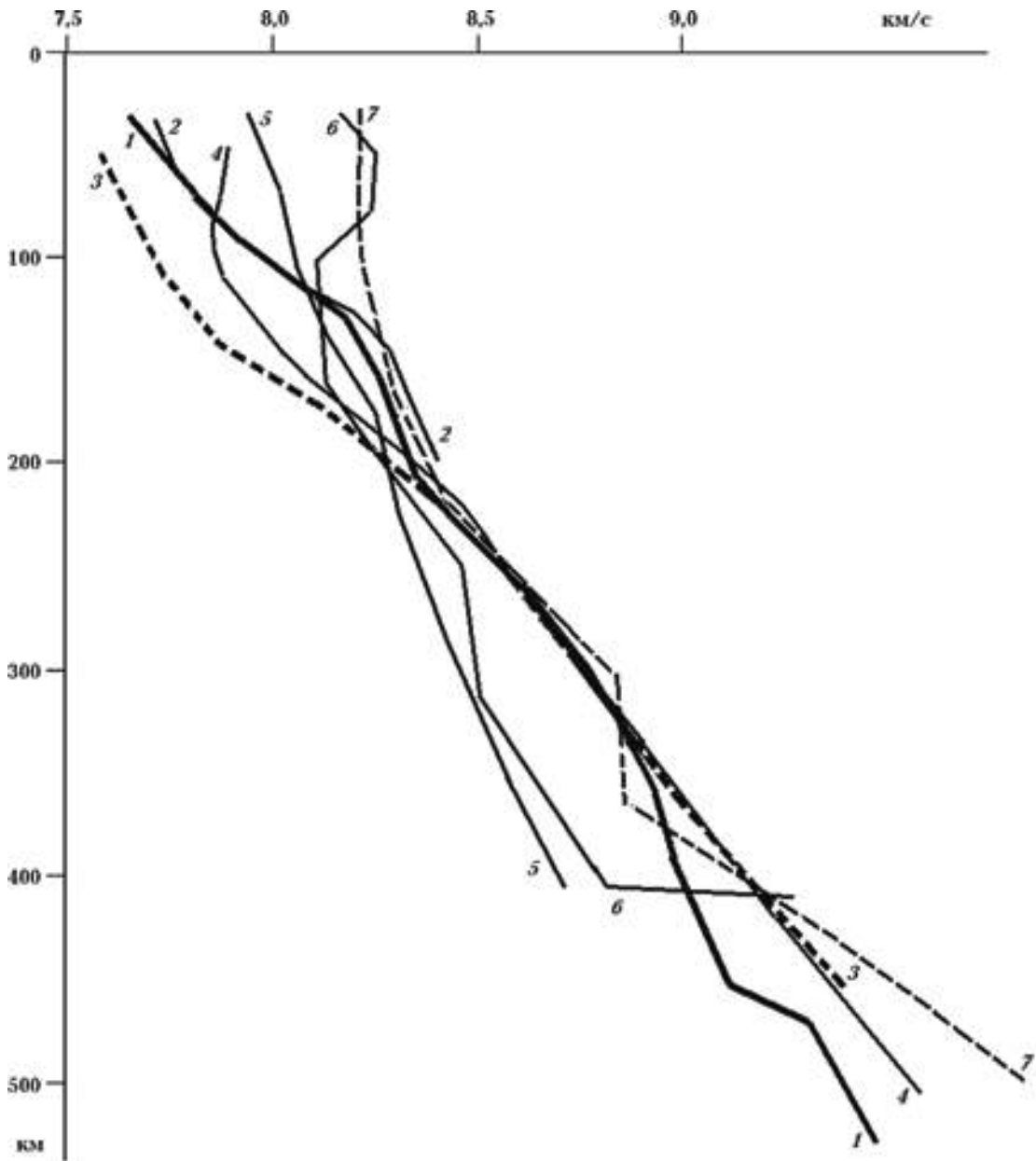


Рис. 11. Сравнение полученной скоростной модели островных дуг с данными других авторов: 1 — модель, полученная в данной работе, 2 — средняя модель для Восточной Камчатки [Гонтовая, Гордиенко, 2006; Низкоус и др., 2006], 3 — Курилы [Болдырев, 1986], 4 — Курилы [Тараканов, 2006, Тектоносфера ..., 1992], 5 — Хоккайдо [Yamasaki, Hirahara, 1996], 6 — Курилы, Япония [Fukao, 1977], 7 — островные дуги [Gudmundsson, Sambridge, 1998].

Отличия прогнозной модели от расчетной иллюстрирует гистограмма на рис. 12. Очевидно, что они не превышают обусловленные ошибками экспериментальные данные, т. е. эти независимо полученные модели согласуются.

Сравнение модели мантии дуги и докембрийской платформы показывает, что полученное распределение скорости соответствует адвекционному перемещению мантийного вещества,

охватившему также и кору. Сопоставимая аномальность (отличие от скоростного разреза под докембрийской платформой) в верхней половине верхней мантии (предположительно и в коре) и нижней половине (примерно той же мощности) указывает на очень молодой возраст теплопереноса: энергия, доставленная адвективным перемещением в верхнюю часть разреза, еще не вынесена в значительной мере че-

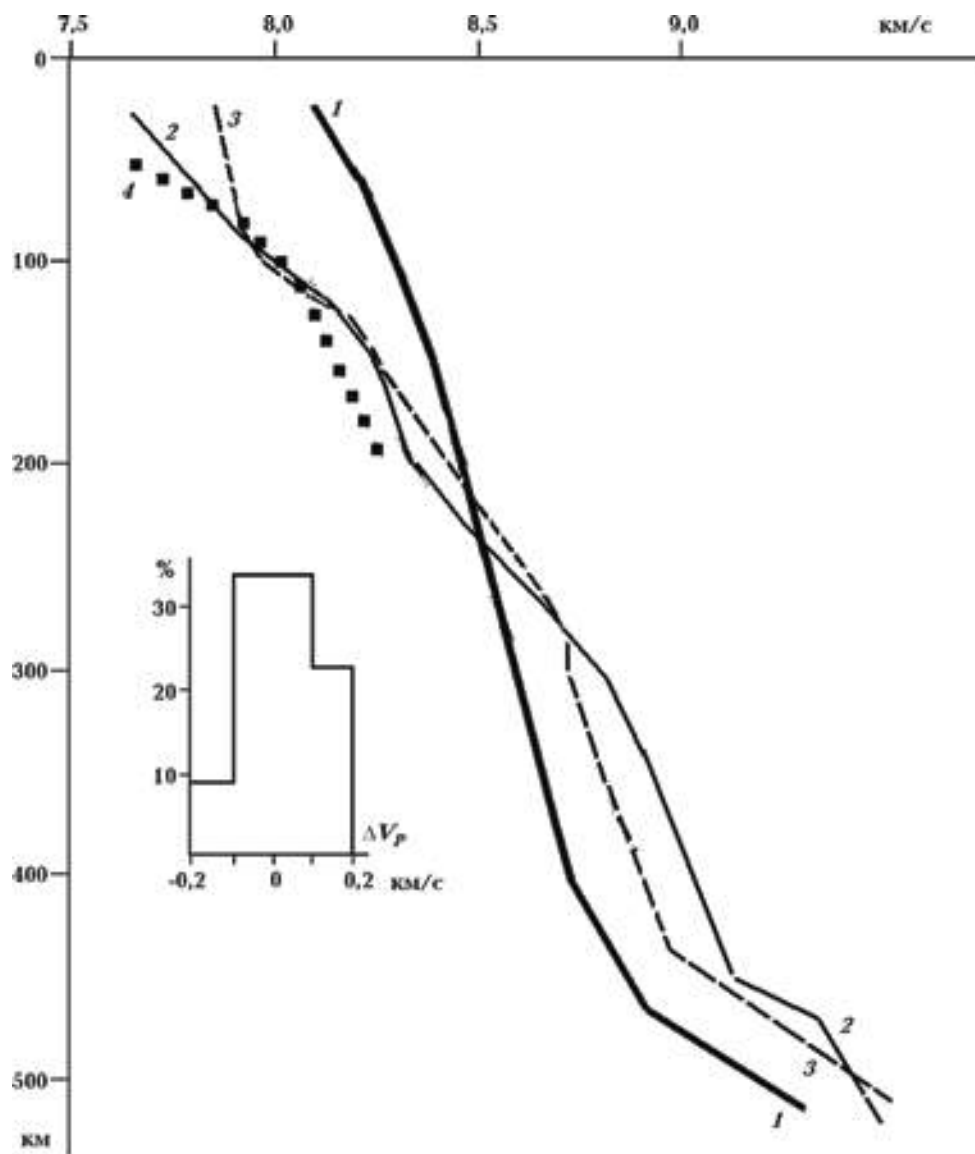


Рис. 12. Сравнение полученной скоростной модели верхней мантии островных дуг с построенными по представлениям АПГ: 1 — распределение скорости в верхней мантии докембрийской платформы, 2 — распределение, построенное в данной работе, 3 — прогнозная скоростная модель для верхней мантии альпийской геосинклинали по АПГ, 4 — распределение скорости распространения продольных сейсмических волн на линии солидуса мантийных пород (для концентрации жидкости на уровне 1 %).

рез поверхность. В настоящее время нагрев и охлаждение единицы объема верхнего и нижнего этажа теплопереноса (проявляющиеся в скоростных аномалиях разного знака) различаются всего примерно на 10—15 %. Неглубоко под корой располагается слой частичного плавления (значения скорости меньше, чем соответствующие температуре солидуса).

Адвекционный характер теплопереноса

са при формировании слоя частичного плавления в верхних горизонтах мантии дуги в принципе подтверждается петрологическими данными: "породы ... позднекайнозойского ... возраста, распространенные в ... зрелых островных дугах ... такой фации глубинности не могли содержать таких количеств некогерентных элементов ... даже при развитии процессов зонного плавления или избирательного флюидно-

го 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. 13). Очевидно, что очаги молодого магматизма, приуроченные к кровле астеносферы, могут располагаться на глубине от 50 до 110 км.

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

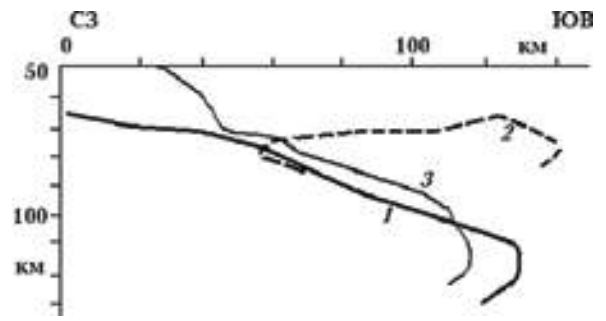


Рис. 13. Расположение кровли астеносферы по сейсмологическим данным под Восточной Камчаткой [Гонтовая, Гордиенко, 2006; Гордиенко, 2010 и др.]: 1 — юг, 2 — центр, 3 — север.

По петрологическим данным под Камчаткой молодые магматические очаги в основном распространены на глубине 30—40 км, а также — на 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 1400 ± 20 км.

Используя одну из методик определения глубины и температуры магматических очагов из работ [Гордиенко, Гордиенко, 2013 а, б и др.] по концентрации оксидов алюминия и магния в породах мантийного происхождения, установим этот параметр для островных дуг и сходных с

Т а б л и ц а 2 . Глубины очагов молодого и современного магматизма в мантии островных дуг

Регион	Глубина очагов, км	Регион	Глубина 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 острова	55—85
Сахалин	50—100	Новая Зеландия	65—100
Хонсю, Рюкю	50—90	Антильская дуга	50—90
Филиппины	50	Дуга Скотия	85

ними образований на окраинах континентов. В качестве источников информации о составах применялись в основном данные из работ [Петрологические ..., 1996; Geokem и др.]. Полученные значения глубины приведены в табл. 2. Отметим, что полученные температуры полностью согласуются с тепловой моделью геосинклинали на стадии активизации, по которой был построен скоростной разрез.

Результаты расчетов показывают, что очаги определенно концентрируются в диапазоне глубин, обнаруженном при построении скоростного разреза островных дуг. Этот результат полностью соответствует представлениям АПГ: инициальный магматизм геосинклиналей 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 постгеосинклинали активизация использует астеносферу, сформированную именно в конце цикла.

В целом скоростной разрез верхней мантии под изученными островными дугами неплохо согласуется с прогнозным, отражающим тепловые результаты недавнего теплопереноса согласно АПГ. В самой нижней части разреза высокий вертикальный градиент V_p 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 неопределенна: ее заметные изменения мало сказываются на расчетном годографе.

Выводы. Построение скоростных моделей верхней мантии островных дуг северной и западной окраин Тихого океана проведено после целого ряда подобных исследований, выполнявшихся в этом (одном из самых изученных) районах Мирового океана 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 районах современной активизации островных дуг возможно практически полное отсутствие расплава в астеносфере. 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.

Построенный скоростной разрез мало изменяется от дуги к дуге. Это позволяет утверждать, что полученная скоростная модель представляет собой стандартное (типичное) распределение V_p в мантии регионов с данным типом эндогенного режима, как это и предполагалось по АПГ. Расчетный разрез полностью согласуется с прогнозным. Исключение — дуга Тонга. Для нее построен редуцированный экспериментальный годограф с использованием максимально возможного количества данных (рис. 14). Распределение времен прихода волн позволяет наглядно представить причины максимальных среди всех других годографов (см. рис. 6) отклонений от осредняющей кривой. Но, кроме того, создается впечатление наличия двух массивов данных. По одному (для больших времен прихода) можно построить годограф, довольно близкий к типичному (но все же не совпадающий с ним). Соответствующий ему скоростной разрез согласуется с типичным в нижней половине верхней мантии, близок к нему в самых верхних ее горизонтах и характеризуется повышенной скоростью (на 0,10–0,15 км/с) в средней части изучаемого интервала глубин. Второй массив заметно отделен от первого, по нему можно построить годограф высокоскоростной верхней мантии, но едва ли это следует делать, так как происхождение его непонятно.

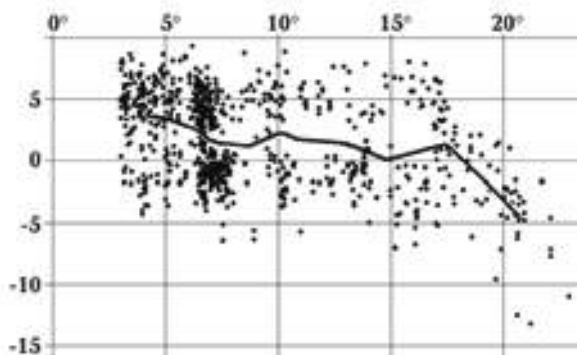


Рис. 14. Наблюденный редуцированный годограф AFI → SNZO.

Необходимо продолжить изучение океанических окраин построением скоростных разрезов мантии Кордильер и Анд, значительные

части которых близки по геологической истории к островным дугам, и дуг Атлантического и Индийского океанов.

Список литературы

- 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.
- 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-поллиморфная гипотеза). Saarbrücken: LAP, 2012. 256 с.
- Гордиенко В. В., Андреев А. А., Биккенина С. К., Ваньян Л. Л. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 239 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. Скоростной разрез верхней мантии под Алеутской, Курильской и Японской островными дугами. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2012. № 3. С. 37—46.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Тихим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013 а. № 2. С. 47—63.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. О РТ-условиях в мантийных магматических очагах под Атлантическим океаном. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013 б. № 4. С. 63—78.
- Мороз Ю. Ф. Глубинная электропроводность вулканических зон Камчатки. В кн. *Электромагнитные исследования Земли*. Москва: ИФЗ РАН, 2009. С. 157.
- Назарова З. А., Дроздина С. Я., Сеньюков С. Л., Дроздин Д. В. Определение положения очагов землетрясений Камчатского региона. В кн. *Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России*. Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН, 2010. С. 363—366.
- Низкоус И. В., Кисслинг 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: ИО РАН, 2008. 95 с.
- Петрологические провинции Тихого океана. Под ред. Э. Д. Голубевой. Москва: Наука, 1996. 439 с.
- Рингвуд 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. Ред. В. В. Гордиенко. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Фролова Т. И., Перчук Л. Л., 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.
- Brown J., Shankland T., 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* (66), 579—596.
- 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.
- Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html> [Accessed 12 December 2006].
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 7121—7126.

- Hansen Re. A., Ratchkovski Ne. A., 2001. The Kodiak Island. Alaska Mw7 Earthquake of 6 December 1999. *Seism. Res. Lett.* 72 (1), 22—32.
- Inatani H., Kurita K., 1980. Upper mantle velocity structure beneath the Ryukyu-Taiwan Arc. *Zisin* 2 (33), 37—49.
- International Seismological Centre, 2011. On-line Bulletin. Thatcham, United Kingdom. <http://www.isc.ac.uk>.
- Irfune T., 1987. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolytic composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* (45), 324—336.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* (609), 184—201.
- Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* (416), 33—52.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle P-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth* 44 (6), 713—728.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A., Owens T., 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modeling regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, B3, 4783—4794.

Velocity section of the upper mantle under the island arcs of the northern and western outlying parts of the Pacific Ocean

© V. V. Gordienko, L. Ya. Gordienko, 2015

We construct a velocity model of the upper mantle beneath the Island Arcs in the northern and western parts of the Pacific Ocean for the arrival times of longitudinal seismic waves at seismic stations in this regions. Revealed anomalies may indicate a very young geosynclinal process. Typical velocity model of the upper mantle of island arcs is fully consistent with the advection-polymorphic hypothesis deep processes.

Key words: island arcs, upper mantle, velocity models, geosynclinal process, recent magmatism.

References

- 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, 43—50 (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 iskopaemye 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., Andreev A. A., Bikkenina S. K., Van'yan L. L., 1992. Tectonosphere of the Asia Pacific margin. Vladivostok: FEB RAS, 239 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2012. Velocity section for the upper mantle beneath the Aleutian, Kurile and Japanese island arcs. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (3), 37—46 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2013 a. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Pacific Ocean. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 47—63 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2013 b. On the PT conditions in the mantle magma chambers beneath the Atlantic Ocean. *Geologiya i poleznye is-*

- kopaemye Mirovogo okeana* (4), 63—78 (in Russian).
- Moroz Yu.F., 2009. Deep conductivity of volcanic zones of Kamchatka. In: *Electromagnetic study of the Earth*. Moscow: 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*. Petropavovsk-Kamchatsky: FEB RAS, 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". Head L.I. Lobkovskiy. Moscow: IO RAS, 95 p. (in Russian).
- Petrological province Pacific, 1996. Ed. E.D. Golubeva. 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 Asia Pacific margin, 1992. Ed. V.V. Gordienko. Vladivostok: FEB RAS, 238 p.
- 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/geoterminiakuril (in Russian).
- Brown J., Shankland T., 1981. Thermodynamic properties in the earth as determined from seismic profiles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* (66), 579—596.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group up 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.
- Geokem. Geochemistry of igneous rocks. <http://www.geokem.com/index.html> [Accessed 12 December 2006].
- Gudmundsson O., Sambridge M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. Geophys. Res.* 102, B4, 7121—7126.
- Hansen Re.A., Ratchkovski Ne.A., 2001. The Kodiak Island. Alaska Mw7 Earthquake of 6 December 1999. *Seism. Res. Lett.* 72 (1), 22—32.
- Inatani H., Kurita K., 1980. Upper mantle velocity structure beneath the Ryukyu-Taiwan Arc. *Zisin* 2 (33), 37—49.
- International Seismological Centre, 2011. On-line Bulletin. Thatcham, United Kingdom. <http://www.isc.ac.uk>.
- Irfune T., 1987. An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolytic composition and its bearing on the construction of the mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* (45), 324—336.
- Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T., 2013. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics* (609), 184—201.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006. Upper mantle structure of Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics* (416), 33—52.
- Yamasaki A., Hirahara K., 1996. The upper mantle *P*-wave velocity structure beneath the northern Japan Arc. *J. Phys. Earth* 44(6), 713—728.
- Zhao M., Langston C., Nyblade A., Owens T., 1999. Upper mantle velocity structure beneath southern Africa from modeling regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 104, B3, 4783—4794.