

Р.З. Тараканов, О.В. Веселов

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ С ДОННЫМИ СТАНЦИЯМИ В СЕВЕРО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Введение

Начальные сведения о глубинном строении земной коры и верхней мантии северо-запада Тихого океана были получены в результате проведения глубинных сейсмических исследований (ГСЗ), осуществленных Институтом Физики Земли АН СССР [17, 4]. В ходе этих исследований в районе окраинного вала Зенкевича, восточнее о-ва Уруп, на профиле 24 была выделена высокоскоростная (8,8-9,0 км/с) граница на глубине около 20 км ниже океанического дна [3, 4]. Это сообщение послужило одним из весомых поводов для активизации исследования глубинной структуры верхней мантии сейсмическими методами. В целом скорости Р-волн в верхней мантии под океаническими плитами равны 8,0-8,3 км/с, поэтому повышенные скорости Р-волн в верхней мантии вала Зенкевича свидетельствуют об ее особых тектоно-физических условиях.

Возрастание роли сейсмологии в детальном изучении сейсмических процессов в тектонических зонах океана, играющих активную роль в современной эволюции Земли, потребовало создания бескабельных постоянно действующих автономных донных сейсмических станций (АДСС). Создание сейсмических донных станций стало качественно новым, более эффективным средством изучения структуры и динамики литосферы океанов. Конструированием и применением донной сейсмической аппаратуры наиболее результативно занимались специалисты Советского Союза, Японии, США, Англии [14, 10, 26, 35, 29, 31 и др.]. С 1971 г. японскими исследователями проводится цикл работ с донными сейсмографами в западной части Тихого океана [23, 24, 42]. В 1973-1978 гг. Японская исследовательская группа провела восточнее Японского и Идзу-Бонинского желобов серию экспериментов (Longshot) по сверхглубинному зондированию с помощью АДСС и мощных взрывов [24, 25, 33]. При интерпретации материалов зондирования подтверждена вертикальная и латеральная неоднородность скоростей в верхней мантии региона, объясняемая ее анизотропией [43].

В 1975 г. был проведен Курильский сейсмологический эксперимент советскими и американскими

специалистами в районе Курильского желоба с использованием донного сейсмографа. Материалы эксперимента были проинтерпретированы сахалинскими сейсмологами [20]. При построении детальных скоростных разрезов Р-волн между двумя группами эпицентров землетрясений, находящихся на одной прямой с регистрирующей станцией, использовался метод относительных невязок [9]. Было показано, что скорости Р-волн возрастают от 8,05 км/с на глубине 25 км до 8,2 км/с на глубине 70 км.

С середины 80-х годов XX века исследования с АДСС стали более активно проводиться вблизи района, где были выявлены высокоскоростные аномалии Р-волн под валом Зенкевича. В этих исследованиях участвовали японские и американские ученые [16, 25, 36, 27, 40, 48 и др.]. Очень результативными оказались эксперименты, проведенные США по созданию «Морской сейсмической системы», в которой сейсмоприемники размещались в скважинах, пробуренных в океаническом дне исследовательским буровым судном «Гломар Челленджер». Сейсмологическая информация регистрировалась в устройстве, смонтированном вблизи устья скважины. Записи курило-камчатских землетрясений, записанные донным сейсмометром в скважине 581, дали очень важную информацию [28].

Проведение исследований с АДСС в районе, где были выявлены аномальные скорости, позволило проанализировать результаты ряда экспериментов для их сопоставления и получения более достоверных данных о скоростной структуре мантии региона.

В данной работе поэтому рассматриваются результаты ряда экспериментов с АДСС, в которых была получена ценная информация о скоростях сейсмических волн и других особенностях волновой картины. Кроме упомянутых выше исследований проанализированы результаты наблюдений с АДСС в трех рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» [11, 7]. Эксперимент с донными станциями, установленными в районе пролива Буссоль на континентальном склоне Курильского желоба, позволил получить данные о протекании сейсмического процесса при разрядке землетрясений малых энергий [7]. Было выявлено отличие морфоструктуры зоны Беньофа в зоне

Центральных Курильских островов от морфоструктур флангов островной дуги.

Применение АДСС позволило построить скоростную модель коры и верхней мантии Центральной части Японского моря [41] и получить данные о взаимоотношении Тихоокеанской и Филиппинской морской плит [45, 46].

Материалы, полученные с использованием автоматических донных сейсмических станций, дали возможность построить скоростные модели литосферы ряда регионов северо-западной части Тихого океана, также оценить диапазон частотных и амплитудных параметров сейсмических волн, положение слоев с повышенными скоростями в подкоревой части литосферы окраинных валов северо-запада Тихого океана.

Аномалии скорости Р-волн на длинных профилях

Большой объем сейсмической информации, позволивший построить скоростные модели земной коры окраинных структурных элементов Северо-Западной плиты, был получен при осуществлении японскими специалистами долговременного проекта «Longshot». Было проведено шесть сейсмических экспериментов, два из которых (L-1 и L-3) были выполнены в районе Марианской впадины и здесь не рассматриваются. Четыре других эксперимента (L-2, L-4, L-5 и L-6) выполнены в северо-западной части Тихого океана и результаты их исследований в разной степени детальности анализируются в этой работе. Схема расположения донных станций и взрывов при этих сейсмологических экспериментах приведена на рис. 1 [25, 42, 43]. На нем показано также расположение профилей донных станций и взрывов, отработанных в 21, 23 и 29-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» и морскими экспедициями Института Физики Земли [11, 12, 13, 7].

В результате проведения этих работ были получены уникальные данные, которые позволили значительно уточнить наши представления об особенностях строения верхней мантии океанического блока.

Наиболее надежным в скоростном распределении можно считать разрез, построенный по данным эксперимента L-2 [25, 42, 43], который характеризуется относительно повышенными скоростями Р-волн 8,4-8,6 км/с на глубине около 100 км, при этом выделен уверенный волновод с перепадом скорости на 0,2 км/с. Также по материалам этого эксперимента на эпицентральном расстоянии около 1000 км отмечается зона тени. Частотные характеристики Р-волн до и после 1000 км заметно отличаются друг от друга. На этом основании японские сейсмологи предположили, что

под окраинным валом существует слой пониженных скоростей [25]. В экспериментах L-4 и L-5, где профили ориентированы в субширотном направлении, получены относительно пониженные скорости Р-волн. Так в интервале эпицентральных расстояний 400-1150 км $V_p = 7,9-8,0$ км/с. Тогда как при эксперименте L-6, в котором профиль ориентирован по азимуту 145°, то есть почти ортогонально направлению профилей L-4 и L-5, значение V_p на глубинах до 50 км равно 8,2 км/с и в интервале глубин 50-140 км 8,7 км/с. Таким образом, в этих экспериментах доказана слоистая структура литосферы Северо-Западной плиты Тихого океана и значительная скоростная анизотропия ее верхней мантии.

Аномалии скорости Р- и S-волн по данным донного скважинного сейсмографа

Уникальная информация о скоростных особенностях верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана была получена с помощью донного скважинного сейсмографа Гавайского университета, установленного в 1982 г. в точке с координатами 43°55,6' с.ш., 159°47,8' в.д. на забое скважины 581, пробуренной НИС «Гломар Челленджер» в 1982 г. (рейс 86-й). Глубина моря в месте установки составила 5476 м, а глубина скважины от дна моря – 378 м [27, 28]. Скважинный сейсмограф располагался на пересечении профилей 29-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (рис. 1) [11, 12].

Скважинным сейсмографом зарегистрировано большое количество курило-камчатских и хоккайдских землетрясений. Для 86 землетрясений имелись сведения о моментах и четкости вступлений Р- и S-волн. Эти данные, полученные в результате обмена сейсмологической информацией, были нами обработаны и проанализированы [5, 21].

В результате были построены годографы Р- и S-волн, которые сопоставлены с годографом Джеффриса. Эти годографы позволили построить один из вариантов скоростного разреза.

Для определения аномалий скоростей Р- и S-волн было построено поле эмпирических точек в координатах время пробега t – эпицентральное расстояние Δ по сравнению с соответствующими значениями t и Δ по годографу Джеффриса (рис. 2). Характерной особенностью построенного поля является более низкое положение эмпирических точек для Р- и S-волн, что свидетельствует о более высоких значениях скоростей под океаническими структурами. Значения отклонений для Р-волн изменяются в зависимости от эпицентрального расстояния от 5 с при $\Delta = 550$ км до 2 сек при $\Delta = 1500$ км. Для S-волн аномалии во временах пробега изменяются от 6 до 3 сек на расстояниях 540-1535 км. Приведенные материалы

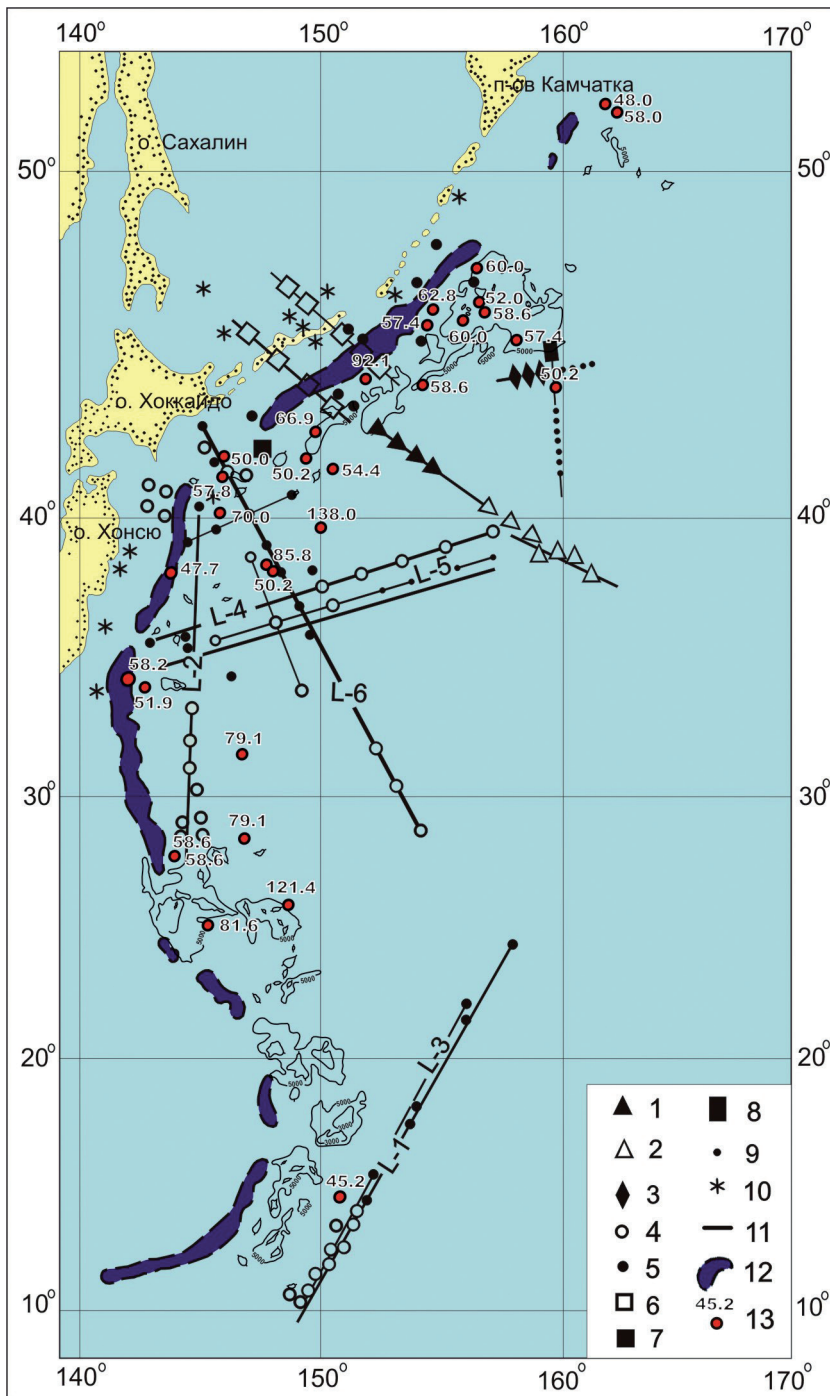


Рис. 1. Схема расположения сейсмологических экспериментов с донными станциями в северо-западной части Тихого океана:

- 1-7 – донные сейсмографы:
- 1-3 – поставленные в 21, 23 и 29-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» (Непрочнов, 1989);
- 4 – поставленные в Японских экспериментах на длинных профилях (Asada et al., 1983; Nagumo et al., 1986; Shimamura, Asada, 1983);
- 5 – американский эксперимент в желобе (McDermott et al., 1967);
- 6 – ИФЗ АН СССР (Зверев и др., 1974);
- 7 – поставленные в советско-японском эксперименте (Касахара, Харви, 1977);
- 8 – американский скважинный сейсмограф (Duennebieer et al., 1987);
- 9 – пункты расположения взрывов;
- 10 – эпицентры землетрясений, данные которых использованы при анализе времен пробега;
- 11 – линии профилей;
- 12 – схема расположения глубоководных желобов (по изобате 7000 м);
- 13 – пункты измерения теплового потока (в мВт/м²)

использованы нами для построения варианта скоростного разреза. Скорости Р-волн варьируют от 8,3 до 8,6 км/с.

Построенный вариант скоростного разреза, верхней мантии для Р-волн пересекается со скоростным разрезом L-2 на глубинах 50 и 100 км. Приведенные зависимости $V_p(h)$ характеризуются повышенными значениями скорости продольных волн, которые отмечены в верхней части разреза, и аномалии достигают 0,6-0,7 км/с на глубинах 60-80 км. Значения положительных аномалий δt_p резко

уменьшаются с глубиной, и при $h = 300$ км аномалии времен пробега Р-волн становятся практически незаметными [19, 30].

Отношение скоростей Р- и S-волн практически не изменяется для интервала глубин проникновения лучей от 50 до 250 км и близко к теоретическому значению $K = 1,73-1,74$. В интервале глубин 250-300 км намечается возрастание отношения от 1,73 до 1,77. По данным о глубоководных землетрясениях отношения скоростей V_p/V_s в интервале глубин 200-700 км получились близкие к 1,8 [19].

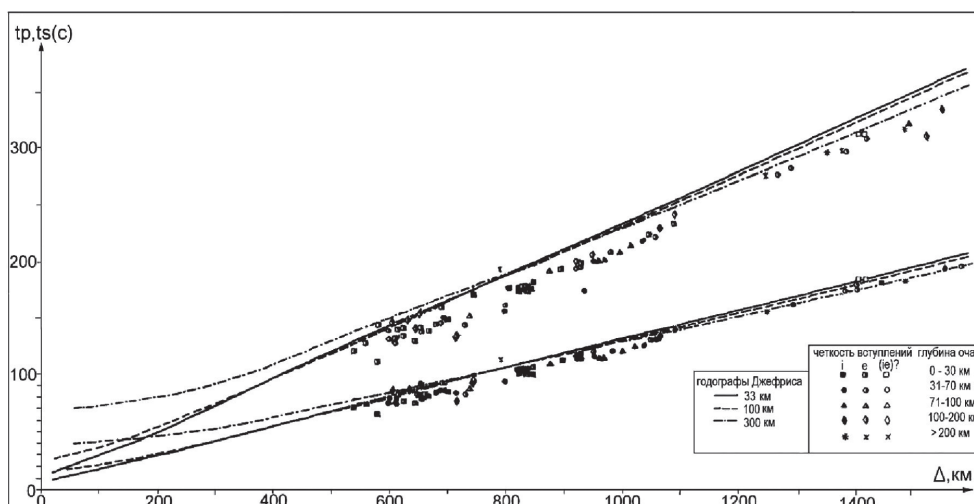


Рис. 2. Эмпирические времена пробега P- и S-волн от Курило-Камчатских землетрясений по данным скважинного сейсмографа и по годографу Джеффриса.

В таблице показаны годографы Джеффриса, четкость вступлений и глубины очагов

Скорости P- и S-волн в северо-западной части Тихого океана по данным НИС «Дмитрий Менделеев»

Результативные комплексные геофизические исследования были проведены в сентябре 1982 г. Институтом океанологии АН СССР в Северо-Западной котловине Тихого океана в 29 рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» совместно с судами США «Гломар Челленджер» (88-й рейс) и «Де-Стайгер» [11, 13] (рис. 1). Исследования выполнялись с помощью 7 донных станций (ДС) на двух профилях, ориентированных в субширотном и субмеридиональном направлениях. Три ДС принадлежали ИОАН, два – ТОИ, два – Гавайскому институту. Выше отмечалось, пересечение профилей почти совпадает с местом, где американскими учеными был поставлен донный скважинный сейсмограф [28]. Глубина моря в точках постановок донных станций составляла около 5,5 км. В качестве источников сейсмических волн использованы взрывы зарядов тротила (от 29 до 817 кг) с судна ВМФ США «Де-Стайгер», а также пневмоисточники объемом 30 дм³ с НИС «Дмитрий Менделеев» Кроме сигналов от пневмоисточников и взрывов были зарегистрированы также волны от землетрясений, расположенных в районе Курило-Камчатского и Японского желобов.

Основная информация об изменении скоростей P- и S-волн с расстоянием в пределах Северо-Западной котловины Тихого океана приведена на рис. 3а, б. Как видно из этого рисунка, скорости, как P, так и S-волн в интервале эпицентральных расстояний 4-15° изменяются в очень широких пределах (7,5-8,8 и 4,3-5,2 км/с). Эмпирические точки полей $(V_p, V_s) = f(\Delta)$ для P- и S-волн разделяются на две почти обособленные группы. Определены средние

значения скорости для каждой группы: $V_{p1} = (8,6 \pm 0,17)$ км/с, $V_{p2} = (8,0 \pm 0,17)$ км/с, $V_{s1} = (5,1 \pm 0,07)$ км/с, $V_{s2} = (4,6 \pm 0,13)$ км/с [11]. Из этой работы мы использовали только аномальные значения скорости P-волн, которые хорошо согласуются со всеми прежними данными в верхних горизонтах мантии. Как уже отмечалось, большой разброс значений V_p и V_s может быть частично объяснен анизотропией скоростей. Со значительно меньшими отклонениями высокие скорости P-волн фиксируются на расстояниях, соответствующих верхней мантии. Положительные аномалии скоростей P- и S-волн в начальной части годографа могут быть обусловлены большими скоростями под глубоководным желобом.

Скоростные особенности верхней мантии под континентальным склоном Курильского глубоководного желоба

Данные об аномально высокой скорости P-волн ($V_p = 8,8-9,0$ км/с) у подошвы земной коры были получены впервые при проведении работ по глубинному сейсмическому зондированию в районе вала Зенкевича [3, 4]. Длительное время эти результаты подвергались сомнению как маловероятные из-за высокой аномальности скоростей P-волн. В дальнейшем, как будет показано ниже, эти ранние данные оказались близки полученным по другим методикам.

Важная информация о скоростных особенностях океанического блока верхней мантии была получена в результате анализа данных, полученных при проведении экспериментов с донными сейсмическими станциями, осуществленных американцами в 1966 г. [34] и в советско-американской экспедиции 1975 г. [6].

Базы данных

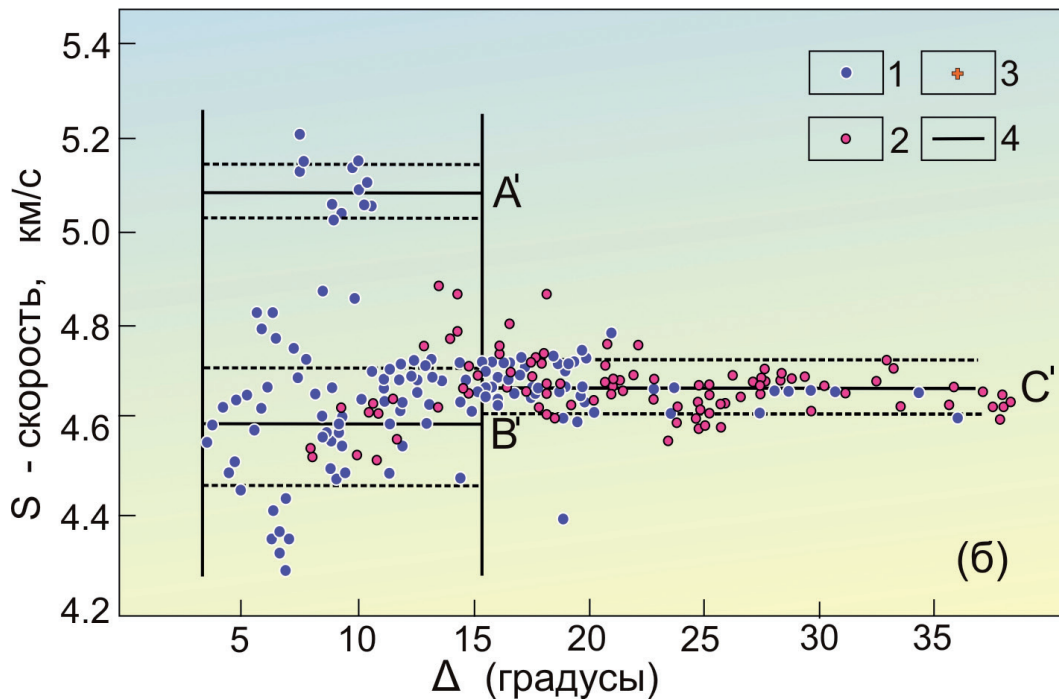
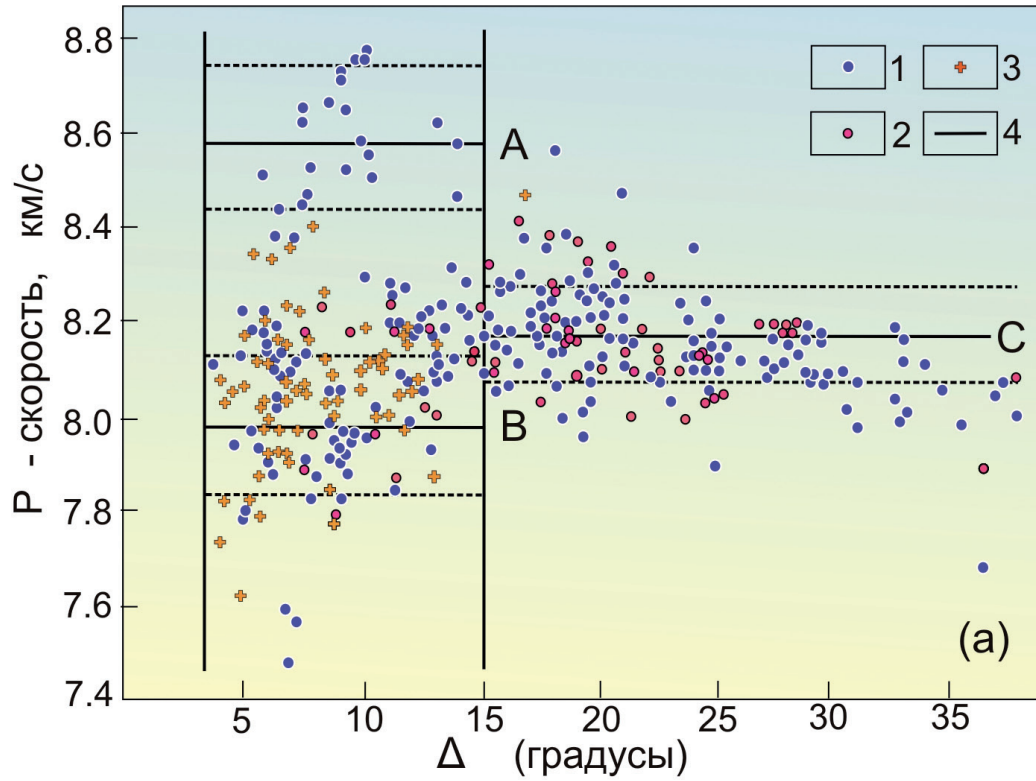


Рис. 3. Изменения средних скоростей продольных (а) и поперечных (б) волн с эпицентральной расстоянием (Ostrovsky and Buravtsev, 1992)

Линии – коридоры для точек наблюдений с разной детальностью:

- 1 – средние скорости P- и S-волн, полученные при работах в 21, 23 и 29 рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» и по данным скважинного сейсмографа;
- 2 – японские данные (Shimamura, Asada, 1976);
- 3 – американские данные (Walker, McCreery, 1987);
- 4 – генерализованные значения P- и S-волн.

Пунктиром обозначены диапазоны изменения средних значений скоростей сейсмических волн с эпицентральной расстоянием

Данные, полученные в Курильском сейсмологическом эксперименте, были обобщены в работах сахалинских сейсмологов [20]. Анализ времен пробега Р- и S-волн показал, что сейсмофокальный слой в Южной части Курильских островов имеет блоковое строение [5, 20].

На траверзе островов Большой Курильской гряды скорость Р-волн в верхней мантии имеет повышенные значения (до 8,3-8,4 км/с). Здесь же наблюдаются увеличения отношения скоростей Р- и S-волн до 1,76-1,78, что соответствует коэффициенту Пуассона (до 0,253-0,265), и повышенная концентрация очагов землетрясений. На траверзе приливов отмечается обратная картина.

Наиболее рельефно аномалии скоростей Р- и S-волн под континентальным склоном глубоководного желоба проявились в эксперименте с донным сейсмографом, установленном на океанической стороне глубоководного желоба в точке с координатами $\varphi = 41^{\circ}41,5' \text{ с. ш.}$ и $\lambda = 146^{\circ}41,7' \text{ в. д.}$ на глубине 540 м [6]. За 7 дней работы донной станции было зарегистрировано около 120 землетрясений, для 7 из которых удалось достаточно уверенно определить параметры землетрясений и провести оценку скоростей Р- и S-волн на трассах к донным станциям.

Однако представленные в статье [6] средние скорости оказались неточными, так как авторы считали, что сейсмические лучи всех аномальных землетрясений значительную часть пути проходят в пределах литосферной плиты с заданной скоростью.

Мы попытались рассмотреть более детально пути волн для каждой из 7 трасс с помощью сейсмических лучей и произвести послойные оценки аномалий в скоростях Р-волн. С этой целью были построены вертикальные скоростные разрезы для каждой трассы с изображением (в масштабе) реальных сейсмических лучей (по модели Джеффриса), сейсмофокальной зоны и геоморфологических элементов. Далее было произведено послойное разбиение верхней мантии для оценки аномалий δt_p , соответствующих каждой части луча.

Как видно из рис. 4, по значениям аномалий скоростей Р- и S-волн трассы сейсмических волн можно разделить на две группы. Первая группа (№ 2, 4, 5, 6, и 7) характеризуется отрицательными аномалиями во временах пробега Р- и S-волн, причем величина аномалий, как правило, возрастает с ростом гипоцентральных расстояний. Для второй группы (№ 1 и 3) характерны относительно небольшие положительные аномалии во временах пробега Р-волн и практическое отсутствие аномалий в S-волнах.

В результате детального рассмотрения каждой из семи волновых трасс и послойной оценки аномалий скоростей Р-волн получили ступенеобразный

разрез аномалий δV_p в литосфере до глубины 400 км: в слое 80-100 км $\delta V_p = +0,9 \text{ км/с}$; в слое 100-140 км $\delta V_p = +0,7 \text{ км/с}$; в слое 140-260 км $\delta V_p = +0,4 \text{ км/с}$; в слое 240-400 км $\delta V_p = -0,45 \text{ км/с}$.

Основные особенности полученного скоростного распределения таковы: на глубине 40 км $\delta V_p = +0,55 \text{ км/с}$; резкий рост скорости Р-волн отмечается для интервала глубин 40-100 км. При $h = 100 \text{ км}$ $V_p = 8,9-9,0 \text{ км/с}$. Такие значения скорости Р-волн отмечались только в верхней части разреза для района Южных Курильских островов [4]. Для интервала глубин 100-200 км скорость Р-волн остается высокой и практически постоянной, равной 9 км/с. В интервале 200-250 км скорость убывает до значений 8,5 км/с.

По данным профильных наблюдений с АДСС подошва литосферы отмечается на глубине около 130 км [38]. В пределах сейсмофокальной зоны прилегающей части океанического блока на этой же глубине выделяется слой повышенных скоростей Р-волн. Прохождение сейсмических волн от гипоцентров землетрясений до донного сейсмометра в данном эксперименте ориентировано в основном вдоль осей желобов. Поэтому максимальные скорости Р-волн, особенно в верхней части разреза, в значительной мере объясняются анизотропией строения литосферы региона [21].

Сопоставление скоростных разрезов

Как сказано во Введении, одной из задач данной работы была проверка правильности заключения Е.М. Зверева [3, 4] о существовании аномально высокой скорости Р-волн (9 км/с) на глубине более 10 км под подошвой земной коры в районе вала Зенкевича.

На рис. 5 приведены разные скоростные разрезы Р-волн, в том числе общий для всей Земли [30], построенный с использованием ядерных взрывов, а также скоростной разрез для зоны перехода от континента к океану [19]. Скорость 9 км/с по этим скоростным разрезам соответствует глубине около 300 км. Такая большая скорость в верхних горизонтах мантии могла появиться только за счет привноса из недр Земли более плотного материала, характеризующегося высокими температурами. Не исключено, что вал Зенкевича прошел особую историю тектонического развития.

Центральное звено вала Зенкевича характеризуется также аномалиями в ряде геофизических полей. Гравитационные аномалии в редукциях Буге и Фая образуют над валом относительный максимум по сравнению со смежными участками океанического ложа. Максимум в изостатической редукции свидетельствует о подъеме коры вала под действием внедрения высокоплотного мантийного вещества [15, 18]. В магнитном поле центрального

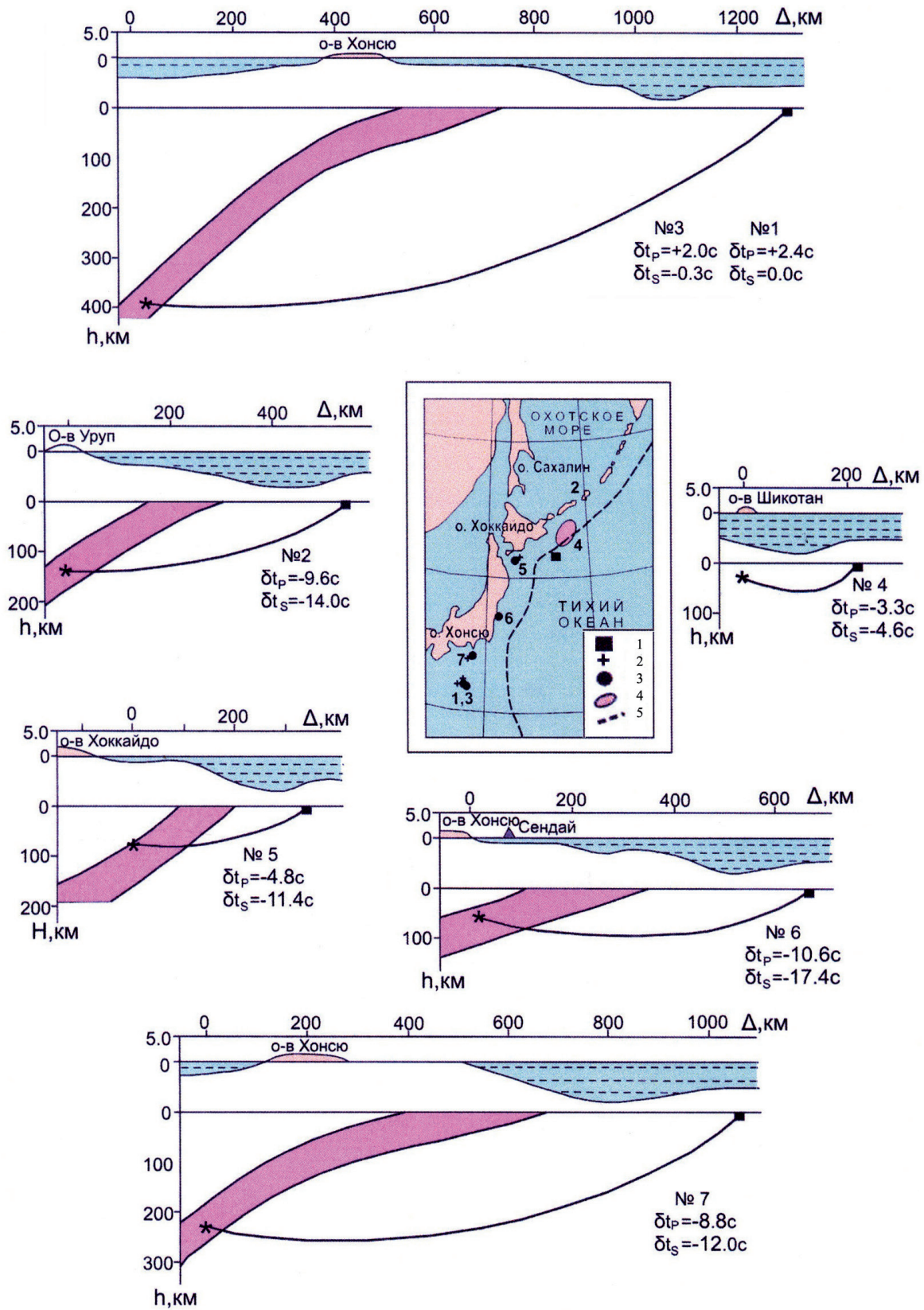


Рис. 4. Лучевая картина, построенная по результатам эксперимента (Касахара, Харви, 1977). Цветом отмечена сейсмофокальная зона, звездочками – цифры землетрясений, квадратом – донная станция. На врезке – расположение донного сейсмографа, эпицентров землетрясений. 1 – донный сейсмометр, 2-3 – эпицентры землетрясений: 2 – по данным Геологической службы США, 3 – по данным ЯМА; 4 – район афтершоков; 5 – оси желобов Курильского, Японского, Идзу-Бонинского

звена вала наблюдается зона отрицательного знака с амплитудой напряженности до 400γ . Простирается аномалия ортогонально направлению линейных аномалий вала, совпадающих с его простираем [8]. Центральная часть вала, наиболее геоморфологически выраженная, выделяется повышенным тепловым потоком – 56 мВт/м^2 , что превышает на треть фоновый тепловой поток Западно-Тихоокеанской плиты [1, 22].

Как сказано выше, наиболее надежным можно считать разрез, построенный по данным эксперимента L-2 [25, 42]. Для этого разреза были получены относительно повышенные скорости Р-волн (8,4–8,6 км/с) на глубине около 100 км, при этом выделен волновод с перепадом скорости на 0,2 км/с. На рис. 5 нанесены все разрезы, полученные в окрестностях вала Зенкевича.

Менее информативным является ступенчатый скоростной разрез 4 на рис. 5, построенный по азимуту 165° [24, 44].

В целом, наши скорости Р-волн в верхней части мантии составляют 8,4 км/с. При нормальном распределении скоростей с глубиной значение 8,4 км/с соответствует глубинам мантии около 200 км. Считая, что аномалия скоростей привносит значительные ошибки в определении скорости Р-волн, можно,

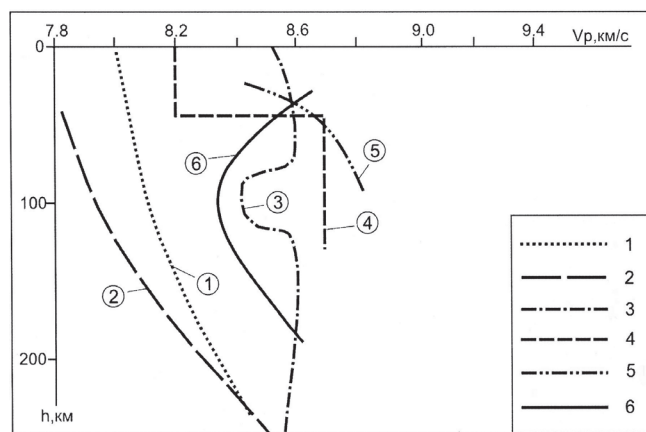


Рис. 5. Сводка скоростных разрезов в окрестностях вала Зенкевича и прилегающих глубоководных желобов:

- 1 – мировой скоростной разрез по Е. Херрину (Herrin, 1968);
- 2 – скоростной разрез для Дальневосточной зоны (Тараканов, 2005);
- 3 – отрезок скоростного разреза для профиля L-2 (Asada et al., 1983, Nagumo et al., 1986);
- 4 – отрезок скоростного разреза для профиля L-6;
- 5 – отрезок скоростного разреза для профилей L-(4-5);
- 6 – отрезок скоростного разреза, построенный Р.З. Таракановым

по-видимому, считать, что аномальная скорость Р-волн, найденная Е.М. Зверевым [3] в районе вала Зенкевича, с учетом анизотропии скорости нашла в пределах погрешности подтверждение. Вал Зенкевича действительно является аномальной структурой.

Скоростная структура Р-волн в центральной части Япономорского бассейна

В июле 1996 г. в центральной части Япономорского бассейна были произведены российско-японские сейсмологические исследования методом преломленных и отраженных сейсмических волн [41]. Три донных океанических сейсмографа (OBS1, OBS2, OBS3) были установлены с интервалом 30 км вдоль 103-километрового профиля, идущего в широтном направлении. В качестве источников искусственных сейсмических волн были использованы две пневмопушки емкостью 20 литров каждая, которые буксировались судном «Профессор Гагаринский».

Конечная скоростная структурная модель приведена на рис. 6. Осадочный слой состоит из двух частей: верхняя характеризуется $V_p = 1,7 \text{ км/с}$, нижняя – 2,2–2,7 км/с. Верхняя часть коры под осадочным слоем состоит из трех слоев, в которых V_p равны 3,8–4,3; 4,7–5,1 и 5,9–6,2 км/с соответственно. Общая мощность этой части коры под OBS1 и OBS2 равна 2,5 км, под OBS3 – 2,9 км. Нижняя часть коры равна 4,0–4,5 км под OBS1 и OBS2. Скорости Р-волн в ней равны 6,8–6,9 км/с. Под OBS3 ее мощность достигает 5,6 км. Переходная зона от коры к верхней мантии характеризуется скоростью примерно 7,5 км/с и мощностью около 0,6 км. Под OBS3 ее мощность достигает 5,6 км. Переходная зона от коры

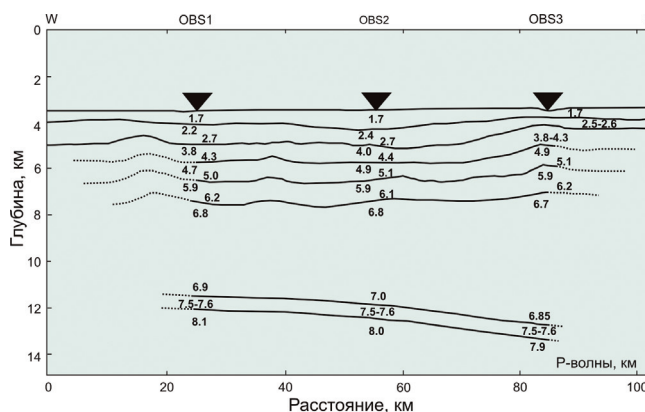


Рис. 6. Модель скоростной структуры Р-волн (в км/с) в северной части центра Япономорской впадины, построенная с помощью двухмерного лучевого метода трассирования (Sato et al., 2004).

Горизонтальная ось представляет расстояние от западного конца профиля. Треугольниками показано расположение донных станций. Сплошные линии обозначают скоростные границы высокой достоверности

к верхней мантии характеризуется скоростью примерно 7,5 км/с и мощностью около 0,6 км.

В верхней части мантии $V_p = 8,1$ км/с под OBS1, 8,0 км/с под OBS2 и 7,9 км/с под OBS3 соответственно. Общая мощность коры, включая осадочный слой, равна около 9 км под OBS1 и OBS2 и примерно 10 км под OBS3.

В плане строения земной коры Японское море представляет собой один из наиболее хорошо изученных бассейнов тыловых дуг. В частности, сделан вывод, что строение земной коры центральной части Японского моря не соответствует версии рифтового процесса раскрытия Японского моря, предложенной в работе [47].

Строение земной коры в центральной части Япономорского бассейна отличается от строения типичной океанической коры, в особенности ее мощности и скорости в верхней части коры, которая для Р-волн составляет 6,5 км/с, что не соответствует этим же параметрам для типичного второго океанического слоя. Полученную скоростную структуру Р-волн для центральной части Япономорского бассейна можно интерпретировать как аномально утолщенную океаническую кору, сформированную мощными мантийными внедрениями в низы коры, или истонченную континентальную кору на границах пассивной окраины океана-континента. Кора в этой части моря могла быть сформирована скорее истончением континентальной коры, а не внедрением высокотемпературного мантийного вещества при раскрытии Японского моря.

Из сравнения структуры скоростей Р-волн и магнитного поля изученной зоны со структурой Р-волн и магнитного поля северо-восточной части Япономорской впадины следует, что процесс образования северной части центра Япономорской впадины происходил иначе, чем формирование типичной океанической коры в результате спрединга [41]. Из результатов интерпретации сейсмических данных сделан вывод, что кора Япономорской впадины образовалась более сложным образом, чем предполагается спрединговой моделью или формированием на реликтовой океанической коре.

Сейсмический эксперимент с донными станциями в районе пролива Буссоль

В августе-сентябре 2006 г. для детальных сейсмологических наблюдений «сейсмической бреши» Курильской дуги ИО РАН им. П.П. Ширшова была установлена сеть из 6 донных станций (ДС) на островном склоне Курильского глубоководного желоба к юго-востоку от о. Уруп на траверзе пролива Буссоль [7]. Расположение донных станций показано на рис. 7 треугольниками. Пять станций находились

на выровненном участке хребта Буссоль (глубины 820–1120 км) и одна – в локальной впадине южнее на глубине 1900 м. Между крайними станциями наибольшее расстояние составляло 60 км, наименьшее – 18 км.

Главной задачей сейсмологического эксперимента было исследование сейсмического процесса в районе, представленного землетрясениями малых энергий (слабые и микроземлетрясения с $M_L < 4$). Основное внимание было обращено на изучение пространственного распределения очагов слабых землетрясений и сейсмического режима слабых и микроземлетрясений, а также обнаружение краткосрочных предвестников сильных землетрясений.

Сейсмограммы глубоководных и коровых землетрясений существенно различались по форме. Глубоководные землетрясения характеризовались резкими вступлениями продольных и поперечных волн. Для коровых землетрясений амплитуды Р-волн были, как правило, в десять и более раз меньше, чем амплитуды S-волн. Вычисление координат эпицентров землетрясения и глубин очагов проводилось с помощью программы НУРО-71. При этом использовалась скоростная модель среды, разработанная на основе комплексных исследований, включающих метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), преломленных волн КМПВ, обменных волн от землетрясений (МОВЗ) и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) [7].

В течение 16 суток работы донных станций в радиусе 150 км вокруг центра сети было зарегистрировано более 230 землетрясений с $M_L = 0,5-5,5$ на глубинах до 330 км. Впервые при наблюдениях с донными станциями получены записи 80 землетрясений с очагами в земной коре ($h = 0-30$ км) островного склона Курильского глубоководного желоба, что меняет существующее ранее представление о ее сейсмичности. Основным результатом детальных сейсмических исследований явилось обнаружение уникальной морфоструктуры зоны Беньофа района Центральных Курильских островов. Она состоит из внутренней сейсмофокальной подзоны под островным склоном дуги на глубинах 15–210 км с углом наклона около 50° под дугу, выходящей на верхнюю часть островного склона желоба примерно в 80 км от оси желоба, и внешней слабоактивной подзоны. Последняя трассируется субпараллельно внутренней с глубины 30 км под океаническим бортом Курильского желоба до глубины порядка 300 км.

В результате несколько меньшего наклона ($\sim 45^\circ$) внешней подзоны обе подзоны медленно сближаются с глубиной, но соединение не происходит на предельных глубинах гипоцентров землетрясений. Общая мощность зоны Беньофа колеблется от 150

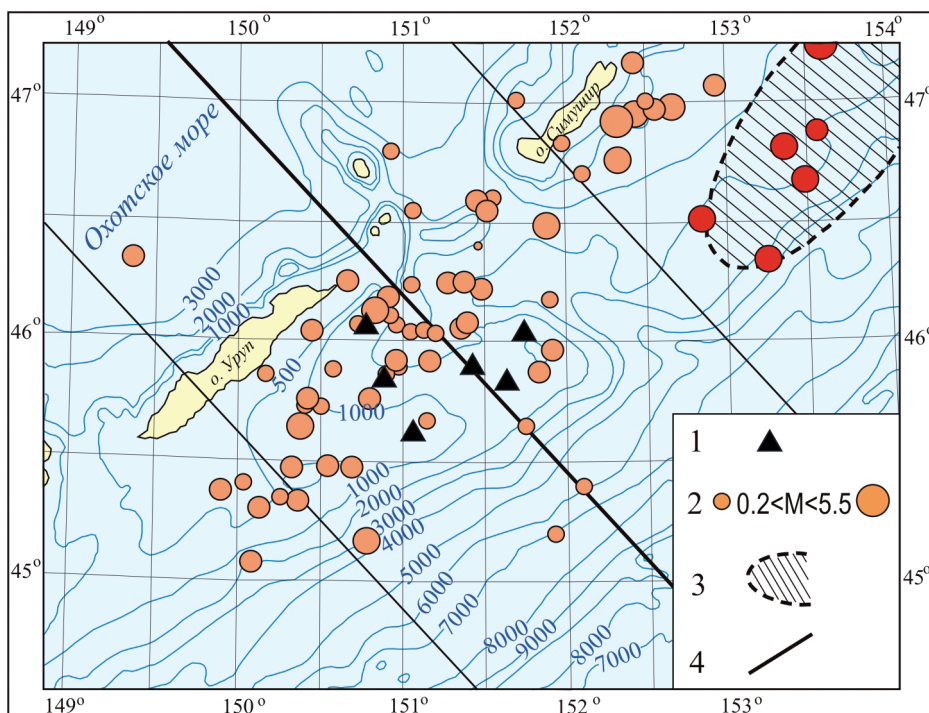


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений, полученная при эксперименте с донными станциями в районе пролива Буссоль (Ковачев и др., 2009):

- 1 – донные сейсмографы в проливе Буссоль; 2 – интервал магнитуд землетрясений $0,2 \leq M_L \leq 5,5$;
- 3 – контуры будущего землетрясения 15 ноября 2006 г.; 4 – линии профилей

в верхней части до 125 км на глубинах 210-260 км. При этом пространство подзоны практически асейсмично. Раздвоение зоны Бенъофа для центра Курильской дуги не было ранее известно.

Следует для сравнения отметить, что по данным японских сейсмологов раздвоение зоны Бенъофа происходит под островным склоном Японского желоба, причем внешняя подзона появляется на глубине около 80 км на расстоянии 145 км к западу от оси желоба и под углом 50° к горизонту прослеживания до глубины около 260 км, где она соединяется с основной частью [7].

Следовательно, характерными особенностями структуры зоны Бенъофа в районе Центральных Курил являются выдвигание внешней подзоны восточнее оси желоба в океан, более широкое расстояние между подзонами по сравнению с наблюдаемыми под Северо-Восточной Японией на сопоставляемых глубинах.

Реальность выявленной структуры зоны подтверждается распределением афтершоков землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M \approx 8,3$), которые явились форшоками последующего сильнейшего землетрясения 13 января 2007 г. ($M \approx 8,1$) с очагом под океаном у желоба. Такая структура зоны в пределах Центральных Курил уникальна и пока не имеет аналогов ни на флангах Курило-Камчатской дуги, ни в других дугах.

Исследование землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. и его афтершоков с помощью донных станций

С сентября 2008 г. японские сейсмологи проводят эксперимент на субмеридиональном профиле протяженностью 400 км на океаническом шельфе префектуры Канто. На профиле были установлены более 40 донных сейсмографов разного типа, из которых данные получены с 37 сейсмографов. С использованием технологии томографического анализа была построена пространственная модель в плане 400×35 км, включающая ячейки размером $10 \text{ км} \times 2 \text{ км}$. Скорости каждой ячейки определялись по 7338 первых вступлений. В результате была получена двухмерная модель коры с помощью метода двухмерного прослеживания направленного луча [49]. Согласно модели в северной части профиля глубины поверхности Мохо в океанической коре Тихоокеанской плиты находятся ниже дна в 24-26 км. Скорости Р-волн в верхней мантии равны 7,7-7,9 км/с.

11 марта 2011 года у северо-восточного побережья о. Хонсю (префектура Тохоку) произошло сильнейшее землетрясение ($M = 9$). В исторической хронике сильные землетрясения в преддуговой зоне дуги отмечались и ранее. Землетрясение 11 марта 2011 г. сопровождалось значительными волнами цунами, поэтому к этому событию привлечено особое внимание исследователей. Землетрясение

с афтершоками позволило получить структуру скоростей Р-волн вдоль описанного выше профиля [46] (рис. 8).

Установлено, что плита Филиппинского моря поддвигается в северо-западном направлении от Японского желоба и желоба Идзу-Огасавара. Погружение плиты Филиппинского моря, обращенной к суше, оценено также по существованию надвиго-сбросовых землетрясений с малым углом наклона [32, 37].

В результате субдукции (поддвигания Тихоокеанской и Филиппинской плит) под Северо-Восточную Японскую дугу происходили и происходят различные сейсмические явления. В районе известны как медленные сдвиговые события, так и разрушительные землетрясения (например, землетрясение Канто 1923 г.), ассоциированные с субдукцией плиты Филиппинского моря.

Для того чтобы проанализировать эти сейсмические события, необходимо знать структуру коры в районе мористее п-ва Босо. С этой целью был проведен ряд исследований методом отраженных волн с использованием донных сейсмографов. Эти исследования выявили тонкую структуру в районе п-ва Босо. На этих участках отобразилась субдукция плиты Филиппинского моря от котловины Сагами под островную плиту.

Для анализа сейсмических проявлений землетрясения Тохоку в сентябре 2012 г. был проведен эксперимент методом преломленных волн у побережья префектуры Канто, от Ибараки до п-ва Босо

[45]. Южный конец сейсмопрофиля длиной 400 км пришелся на склон залива Сагами. Для эксперимента использовались данные 31 донного сейсмографа короткопериодного типа. Авторы смогли выявить значительные изменения кажущейся скорости в первых вступлениях для северной и южной частей профиля. Ими проведен рефракционный томографический анализ с использованием только данных по первым вступлениям [37, 45]. На основе интерпретации сейсмических данных анализа было получено детальное строение верхней части разреза и более обобщенное отображение глубокозалегающей структуры до глубины более 30 км.

В работе [45] на основе детального анализа данных с донных сейсмографов построена карта (рис. 8) афтершоков сильных землетрясений со схематическим изображением механизма очагов землетрясений. В результате анализа этого разреза сделано заключение, что некоторое преобладание взбросовых движений свидетельствует о продолжающемся поддвигании филиппинской дуги под о. Хонсю.

Согласно распределению афтершоков район основного толчка охватывает участок шириной около 500 км. Разрыв от основного толчка начался у побережья Мияго и распространился мористее п-ва Босо. Показано, что конец разрывной зоны находился на расстоянии 200 км от южного конца исследуемого профиля. На основе изучения механизма очагов землетрясения (рис. 8) была сделана оценка процессов в очаге главного толчка и установлено, что в очаге землетрясения преобладали взбросы [39, 45].

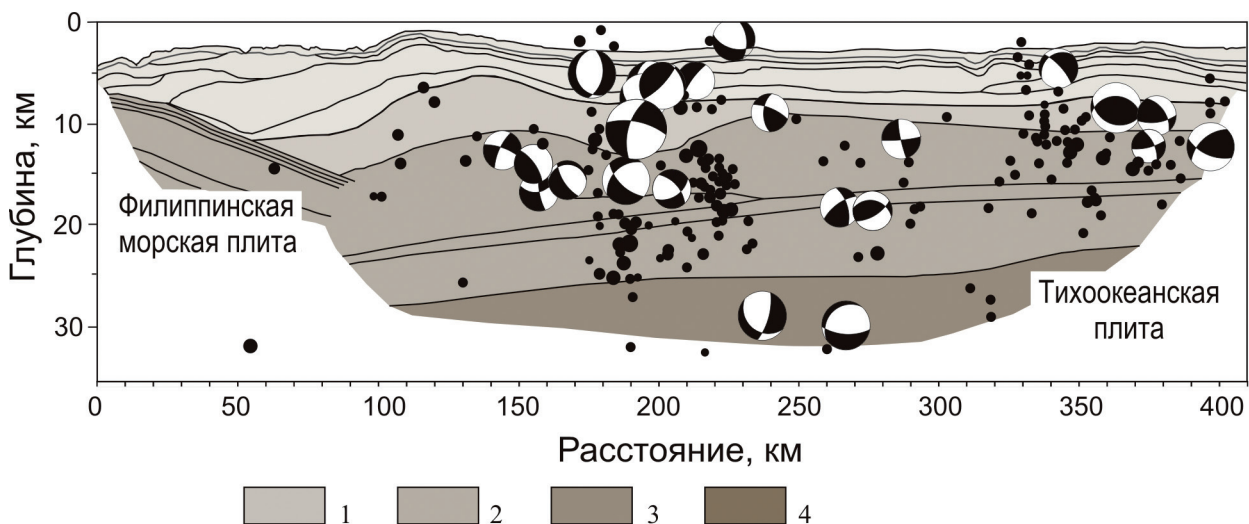


Рис. 8. Наблюдаемые скоростные структуры Р-волн, распределение афтершоков землетрясения 11 марта 2011 г. (Shinohara et al., 2012) вдоль субмеридионального профиля на континентальном склоне Японского желоба у префектуры Канто и постсейсмические подвижки.

Афтершоки спроектированы на ось профиля в полосе шириной по 20 км от нее. Фокальные механизмы, представленные в работе (Shinohara et al., 2012), также спроектированы на профиль. Кружки отмечают гипоцентры афтершоков, их диаметр соответствует магнитуде.

Скорости Р-волн в верхней части литосферы: 1 – трехслойная толща осадочных пород; 2 – 5,4-5,9 км/с; 3 – 6,1-6,5 км/с; 4 – 7,7-7,9 км/с

Согласно этим результатам был выявлен косейсмический сдвиг величиной более 4 м в северной части профиля. С помощью донных станций определено точное распределение афтершоков с определением механизма очагов. Распределение афтершоков приведено на рис. 8.

Коровая структура континентального склона желоба на широте п-ва Босо является более гетерогенной по сравнению с северной частью экспериментально профиля на широте Ибараки. Субдуктирующая океаническая кора Тихоокеанской плиты находится в тесном контакте с корой островной дуги на глубине около 17 км в северной части исследуемого региона и на глубине 20 км в 170 км от южного конца профиля. Геометрия верха Тихоокеанской плиты изменяется на протяжении около 200 км профиля. Контакт Тихоокеанской и Филиппинской плит на профиле явно не выражен. По мнению японских сейсмологов контактная зона характеризуется сильной гетерогенностью из-за больших деформаций [37]. Район значительных подвижек совпадает с районом коллизии двух плит.

На основании оценки механизмов очагов после основного землетрясения сделан вывод, что плита Филиппинского моря продолжает поддвигаться под Японские острова [37].

После землетрясения Тохоку 2011 г. по данным GPS-наблюдений оценено последовательное распределение деформаций в очаговой области. Большой район послесдвиговых деформаций на юге соответствует зоне столкновения между плитой Филиппинского моря и Тихоокеанской плитой.

Выводы

За полувековой период применения донных станций (ДС) в сейсмических экспериментах при совершенствовании аппаратурных средств, появлении новых методик экспериментов и обработки исходного сейсмического материала радикально изменилось представление о строении земной коры и верхней мантии океанов, в том числе и северо-западного сектора Тихого океана. Рассмотрение результатов наиболее значимых исследований с ДС позволяет сделать ряд заключений об особенностях строения литосферы этого региона, которые практически невозможно было бы получить с помощью наземных сейсмических стационаров и морских исследований методами ГСЗ, КМПВ, НСП и т.п.

Так, в экспериментах с ДС, осуществленных на континентальном склоне Курильского желоба американскими, советскими специалистами, получены доказательства блокового строения сейсмофокального слоя. Для региона Южных Курильских островов построен скоростной разрез верхней

мантии, характеризующийся ступенеобразным изменением аномалий V_p до глубин 400 км. Резкий рост V_p отмечен в интервале 40-100 км. Скорость 8,9 км/с сохраняется в интервале 100-200 км. Глубже, до 250 км, V_p убывает до 8,5 км/с. Выделена подошва литосферы на глубине около 130 км.

При выполнении долговременного проекта Longshot получены скоростные разрезы земной коры и верхней мантии океанической плиты, примыкающей к окраинным глубоководным желобам Японскому, Идзу-Бонинскому, Марианскому. Выделен волновод в интервале глубин 50-140 км, доказаны слоистая структура литосферы Северо-Западной плиты Тихого океана и скоростная анизотропия ее верхней мантии.

С помощью донного сейсмографа, установленного в скв. 581 DSDP, построен скоростной разрез верхней мантии до глубин не менее 300 км. Повышенные скорости с аномалиями до 0,6-0,7 км/с отмечаются в интервале 60-80 км. С глубиной аномалии резко уменьшаются, с 300 км аномалии времен пробега Р-волн практически незаметны.

По итогам геофизических исследований ИО РАН (29-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев») построены скоростные разрезы Р- и S-волн в верхней мантии Северо-Западной плиты. Отчетливо выделена скоростная анизотропия в интервале эпицентральных расстояний 4-15°.

В результате российско-японского сейсмического эксперимента с ДС в Японском море получен детальный скоростной разрез земной коры северной части Япономорской впадины. Анализ скоростного разреза позволил сделать вывод о многоэтапной эволюции земной коры Япономорской впадины.

Итогом сейсмического эксперимента в районе пролива Буссоль стало обнаружение уникальной морфоструктуры зоны Беньофа Центральных Курильских островов, ограниченной внутренней и внешней подзонами. Причем последняя трассируется с глубины 30 км под океаническим склоном желоба и прослеживается до глубин порядка 300 км, не пересекаясь с внутренней подзоной. Подобная структура не обнаруживается ни на флангах Курило-Камчатской дуги, ни в других дугах. Кроме этого, в земной коре островного склона желоба в районе Центральных Курил впервые выявлены очаги землетрясений.

Детальные сейсмологические наблюдения, проводимые японскими специалистами с 2008 г. на 400-километровом профиле субмеридионального простирания на континентальном склоне Японского желоба у берегов провинции Кантя, представили высококачественный материал о тонкой структуре земной коры региона, механизме очагов землетрясений, распределении афтершоков землетрясения

Тохоку 2011 г., глубине кровель плит Тихоокеанской и Филиппинской, зоне их коллизии и деформации.

На этих примерах применения ДС с целью выявления сейсмической структуры литосферы представлены огромные возможности их применения для постижения глубинного строения мантии океанов.

Ключевые слова: скорость сейсмических волн, океанический блок, сейсмологический эксперимент, донные станции, невязки времен пробега, анизотропия скоростей, Филиппинская плита, пролив Буссоль.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О.В., Сычев П.М. Структура поля тепловых потоков и термодинамические условия земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. – Владивосток, 1982. – С. 44-65.
2. Городницкий А.М. Строение океанической литосферы и формирование подводных гор. – М. : Наука, 1985. – 185 с.
3. Зверев С.М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М. : Наука, 1977. – С. 28-34.
4. Зверев С.М., Косминская И.П., Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н. Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры и верхней мантии в океане // Методика геофизических исследований океанов. – М. : Наука, 1974. – С. 5-26.
5. Иващенко А.И., Ким Чун Ун, Бобков А.О. Распределение скорости упругих волн под континентальным склоном Курильского глубоководного желоба // Сейсмологические исследования мирового океана. – М., 1983. – С. 117-126.
6. Касахара Д., Харви Р. Изучение Курильского желоба с помощью донного сейсмографа // Гидрофизические исследования океана : труды СахКНИИ (вып. 54). – Владивосток, 1977. – С. 17-34.
7. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Морские сейсмологические исследования в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. и январе 2007 г. (M = 8,1) // Физика Земли. – 2009. – № 9. – С. 48-65.
8. Кочергин Е.В., Павлов Ю.А., Сергеев К.Ф. Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных дуг. – М. : Наука, 1980. – 128 с.
9. Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. – М. : Наука, 1974. – 132 с.
10. Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Опыт применения автономных донных сейсмографов при ГСЗ // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1968. – № 11. – С. 71-77.
11. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Буравцев А.А. Результаты нового сейсмического литосферного эксперимента в Северо-Западной котловине Тихого океана // Океанология. – 1989. – Т. 29. – С. 599-607.
12. Островский А.А. О спектральном составе землетрясений, зарегистрированных донным сейсмографом в северо-западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. – 1987. – № 1. – С. 69-75.
13. Рыкунов Л.Н., Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Феофилактов В.Д., Саврина Л.А. Строение литосферы по данным сейсмических исследований по геотраверсу Южные Курильские острова – хребет Шатского // Строение дна северо-западной части Тихого океана. – М., 1984. – С. 106-114.
14. Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Донный сейсмограф // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1967. – № 8. – С. 83-87.
15. Сеначин В.Н. К вопросу об изостазии окраинных морей: модель глубинной компенсации и ее геодинамическое приложение // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. – Южно-Сахалинск, 1997. – С. 252-255. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Том III).
16. Соловьев С.Л. Сведения о строении сейсмофокальных слоев типа Курило-Камчатского, полученные с помощью донных сейсмических станций // Тихоокеанская геология. – 1987. – № 4. – С. 35-44.
17. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – М. : Наука, 1964. – 308 с.
18. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. – Новосибирск : Наука, Сибир. отд., 1976. – 368 с.
19. Тараканов Р.З. Новые годографы Р и S-волн для Дальневосточного региона. – Владивосток : ДВО РАН, 2005. – 196 с.
20. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. Об аномальном наклонном слое, прилегающем к фокальной зоне с Тихоокеанской стороны // Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану : тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. – Владивосток. – 1975. – Вып. 30. – С. 87-99.
21. Тараканов Р.З., Кулик М.Г. Предварительные данные об аномалиях скоростей Р и S-волн океанического блока верхней мантии по наблюдениям донного скважинного сейсмографа // Сейсмичность и сейсмический прогноз на Дальнем Востоке : тез. докл. – Петропавловск-Камчатский, 1986. – С. 158-160.
22. Тектоника северо-западной части Тихого океана. – М. : Наука, 1983. – 120 с.

23. Asada T., Shimamura H. On observations of the bottom seismographs // *Bull. Soc. France – Japan. Oceanogr.* – 1971. – № 9. – P. 35-45.
24. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean // *Tectonophysics.* – 1979. – Vol. 56. – P. 67-82.
25. Asada T., Shimamura H., Asano S, Kobayashi K., Tomada Y. Explosion seismological experiments on long-range profiles in the northwestern Pacific and the Marianas sea // *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region.* – Washington, D.C.: AGU, 1983. – P. 105-120. (Geodynamics ser: V.11.)
26. Brander H. Seismic measurements on the ocean bottom // *Science.* – 1964. – № 146. – P. 208-216.
27. Butler R., Duennebie F.K. Seismic observations from an ocean subbottom seismometer in the northwest Pacific basin // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* – 1986. – Vol. 76. – № 2. – P. 565-577.
28. Duennebie F.K., Lienez B., Cessaro R. Controlled-source seismic experiment at hole 581 // *Init. Repts. DSDP.* – Washington, 1987. – Vol. 91. – P. 105-125.
29. Francis T.J., Porter I.T. Ocean-bottom seismograph // *Marine Geophys. Res.* – 1975. – Vol. 2. – P. 195-213.
30. Herrin E.H. Seismological table P-phases // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* – 1968. – Vol. 58, N 4. – P. 1193-1241.
31. Lister C.R.B., Lewis B.T.R. An ocean-bottom seismometer suitable for arrays // *Deep-Sea Res.* – 1976. – Vol. 23. – P. 113-114.
32. Kimura H., Kasahara K. and Takeda T. Subduction process of the Philippine Sea plate off the Kanto district, central Japan, as revealed by plate structure and repeating earthquakes // *Tectonophysics.* – 2009. – Vol. 472. – P. 18-27.
33. Kobayashi K. Marine geophysics // *Recent Progr. Nat. Sci. Japan.* – 1977. – № 2. – P. 115-127.
34. McDermott J.G., Labhart R.J., Marshall V.O. Preliminary bulletin Kurile islands experiment. Ocean-bottom seismographic experiments // *Texas Instruments Incorporated, Science Services Division.* – Dallas : Texas, 1967. – 245 p.
35. Nagumo S., Kobayashi H., Koresawa S. Construction of ocean-bottom seismograph // *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.* – 1965. – Vol. 43. – P. 671-683.
36. Nagumo Sh., Ouchi T., Kasahara K., Koresawa S. P-wave velocity in the lower-lithosphere in the western-northwest Pacific basin observed by an ocean-bottom seismometer long range array // *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo.* – 1986. – Vol. 61. – P. 403-414.
37. Nakahigashi K., Shinohara M., Mochizuki K. et al. P-wave velocity structure in the southernmost source region of the 2011 Tohoku earthquakes, off the Boso Peninsula, deduced by an ocean bottom seismographic survey // *Earth Planets Space.* – 2012. – Vol. 64. – P. 1149-1156.
38. Ostrovsky A.A. and Buravtsev A.A. Generalized seismic properties of the lithosphere in the northwestern Pacific basin // *Tectonophysics.* – 1992. – Vol. 201. – P. 329-340.
39. Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M. and Imakiire T. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // *Nature.* – 2011. – Vol. 475. – doi: 10.1038/nature 10227.
40. Revenaugh J., Jordan T. A study of mantle layering beneath the western Pacific // *J. Geophys. Res.* – 1989. – Vol. 94, NB5. – P. 5787-5813.
41. Sato T., Shinohara M., Karp B.Y., Kulinich R.G., Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // *Earth Planets Space.* – 2004. – Vol. 56. – P.501-510.
42. Shimamura H., Asada T. Apparent velocity measurements on an oceanic lithosphere // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1976. – Vol. 13. – P. 15-22.
43. Shimamura H., Asada T. Velocity anisotropy extending over entire depth of the oceanic lithosphere // *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region.* – Washington, D.C. : AGU, 1983. – P. 121-125. (Geodynamics ser., Vol. 11).
44. Shimamura H., Inatani H., Asada T. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwest Pacific // *Phys. Earth Planet Inter.* – 1983. – Vol. 31. – P. 348-362.
45. Shinohara M., Machida Y., Yamada T. et al. Precise aftershock distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake revealed by an ocean-bottom seismometer network // *Earth Planets Space.* – 2012. – Vol. 64. – P. 1137-1148.
46. Shinohara M., Yamada T., Nakahigashi K. et al. Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network // *Earth Planets Space.* – 2011. – Vol. 63. – P. 835-840.
47. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., Ingle J.C., Jr. and Pisciotto K.A. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128. Pt. 2.* – College Station, TX Ocean Drilling Program, 1992. – P. 1333-1348.
48. Walker D.A., McCreery D.C. Po/So phases: Propagation velocity across a 1.500 km-long deep ocean hydrophone array // *J. Phys. Earth.* – 1987. – Vol. 35. – N 2. – P. 111-125.
49. Zelt C.A. and Smith R.B. Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J. Int.* – 1992. – Vol. 108. – P. 16-34.