

**ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ КОРЫ  
СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА****В.Н. Патрикеев***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Представлены результаты изучения земной коры методом отраженных волн по субмеридиональному профилю ГСЗ эксперимента "DELP" в Северо-Западной котловине Тихого океана. По этим материалам кора является расслоенной. Для слоев 1 и 2 характерна литологическая, а для слоев 3А и 3В – тектоническая расслоенности. В коре выявлены две границы резких структурных изменений. Верхняя совпадает с кровлей слоя 3В и выражается в смене углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 20–25° в слое 3В, что свидетельствует об изменении состояния дилатансионного деформирования пород на этой границе и уменьшении прочности пород в слое 3В.

Нижняя граница соответствует кровле контрастного горизонта и выражается в выполаживании наклонных разломных зон в слое 3В до горизонтали. Это связывается с переходом среды к катакластическому состоянию.

**Ключевые слова:** океаническая кора, тектоническая расслоенность, отражающая граница, структурная граница, прочность пород, разлом, Тихий океан.

Самые общие сведения о расслоенности коры и верхней мантии Северо-Запада Тихого океана можно получить из материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). По этим данным в коре выделены слои 2 и 3, которые рассматриваются, соответственно, как базальтовый и габбровый. Детальные исследования методом преломленных волн (МПВ) по системе встречных и нагоняющих годографов позволили подразделить их на слои 2А, 2В, 2С и 3А, 3В. Было также установлено, что разные районы океана имеют различный набор этих слоёв, и скорости в них могут существенно различаться. Например, в большинстве районов Северо-Запада Тихого океана слой 2А отсутствует, на Северо-Западной плите в слое 3В наблюдается инверсия скорости [18], а на плите Картографов слой 3В отличается повышенными относительно слоя 3А скоростями [17].

Сведения о тонкой расслоенности коры можно получить лишь из материалов метода отражённых волн (МОВ). Эти исследования имеют особенно большое значение благодаря убедительным доказательствам, во многих случаях подтверждённым бурением, что разломы обладают прекрасными отражающими свойствами [20] и, следовательно, при пологих углах (до 45–60°) падения могут успешно выделяться на временных разрезах МОВ. Поэтому исследованиями МОВ можно выявить не только литологическую, но и тектоническую расслоенности океанической коры. Но, несмотря на это, до сих пор этот

метод не нашёл должного применения при изучении океанической коры и верхней мантии. Частично этот пробел был восполнен Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН, который в 1989 году выполнил такие исследования в варианте общей глубинной точки (ОГТ) на Северо-Западной плите вдоль субмеридионального профиля ГСЗ эксперимента японских ученых "DELP" [25, 26] (рис. 1). Они проведены по проекту "Тихоокеанские трансекты" на судне треста "Дальморнефтегазгеофизразведка" "Академик Гамбурцев". Юго-восточная часть профиля МОГТ длиной 500 км располагается в полосе трансформного разлома Тускарора, а северо-западная часть длиной 250 км – за его пределами.

Исследования осуществлялись с использованием 48-канальной сейсмической косы длиной 2.4 км и излучающего комплекса, состоящего из 20 пневмоизлучателей разной ёмкости общим объёмом 32.6 литра при рабочем давлении 140 МПа. Методика работ обеспечивала 24-кратное накопление сейсмических данных. Работы проводились при тщательной регулировке плавучести сейсмической косы и постоянном контроле уровня шумов её транспортировки, не превышавшем 20 мкв на каждом канале. Для выполнения этого условия в связи с неблагоприятной погодой и резким изменением температуры воды на широте 38° работы по профилю приходилось прерывать, и он отработан в три приёма. Его северный отрезок пройден в юг-юго-восточном направлении,

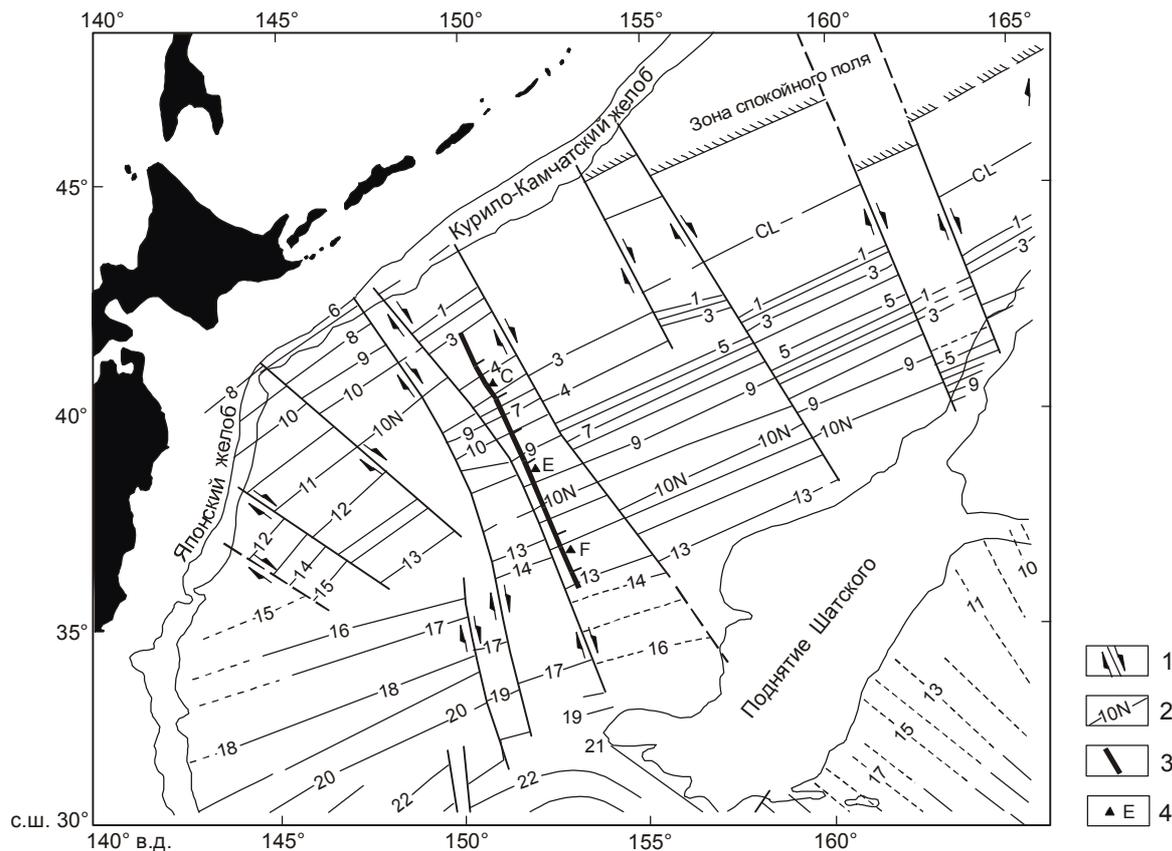


Рис. 1. Схема расположения профиля МОГТ донных станций эксперимента "DELP".

1 – трансформные разломы; 2 – оси магнитных аномалий, 3 – профиль МОГТ; 4 – местоположение донных станций эксперимента "DELP".

два южных отрезка – в север-северо-западном направлении.

Обработка сейсмических данных включала: амплитудную коррекцию, скоростной анализ, суммирование, временную миграцию конечно-разностным методом с 45-градусным оператором и переменной по времени полосовой фильтрацией. Центральная частота фильтра изменялась от 30 Гц в верхней части разреза до 10 Гц в нижней его части.

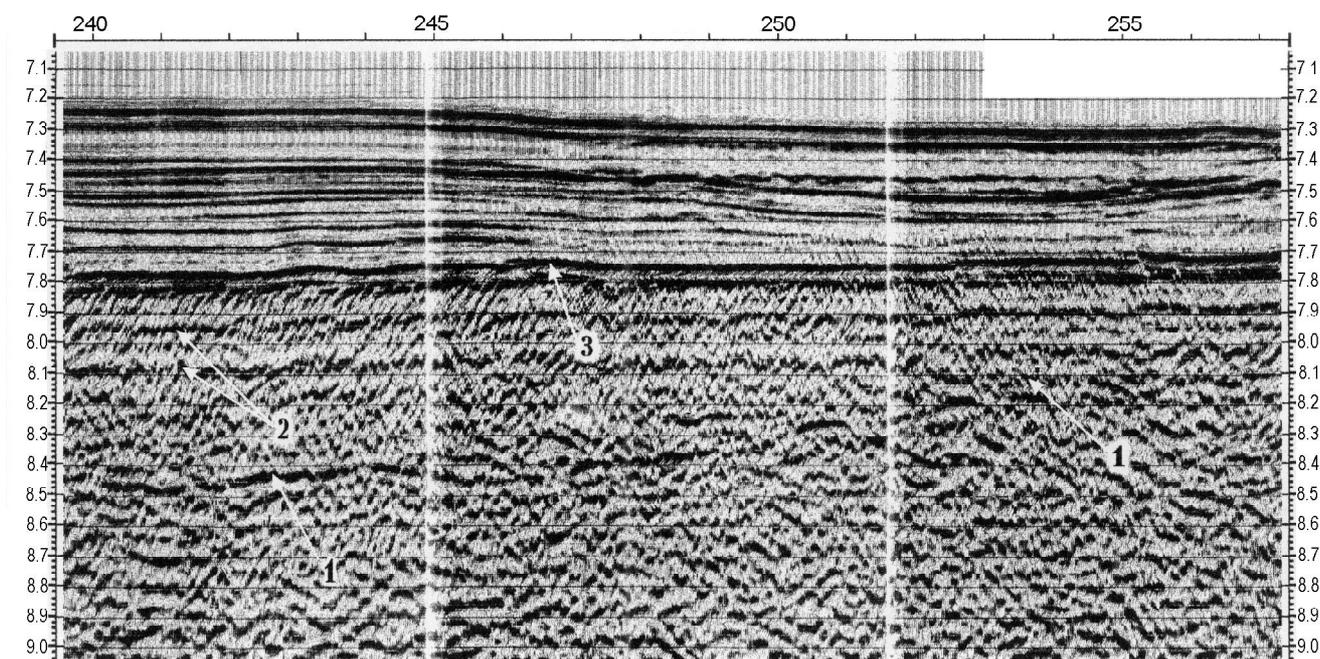
Выбор скоростей распространения волн в океанической коре и верхней мантии, необходимых при обработке сейсмических данных (суммировании, миграции) и построении глубинных разрезов, осуществлялся по опубликованным материалам ГСЗ, полученным в Северо-Западной котловине [1, 16, 18, 25, 26].

По совокупности материалов ГСЗ и МОГТ с использованием данных о прочности горных пород при высоких давлениях и температурах и характере хрупкого или пластического их разрушения при сдвиге под давлением [8] можно попытаться разработать наиболее полную сейсмическую модель коры Северо-Запада Тихого океана для тектонически спо-

койных и активных (например, зон трансформных разломов) районов. Эта модель могла бы послужить основой для понимания геодинамических процессов в океанах и активных окраинах континентов. В данной работе предпринята попытка разработать такую модель для тектонически спокойных районов океана на примере северо-западной части профиля МОГТ, расположенной вне трансформного разлома.

Выделение протяжённых осей синфазности волн, связанных с реальными сейсмическими границами в коре, а также относительно непротяжённых осей синфазности, часто группирующихся в довольно узком диапазоне времён и связанных с областями повышенной отражающей способности, производилось с учётом возможного наличия на разрезах различного рода кратных волн и боковых отражений.

Основными кратнообразующими границами являются поверхность моря, дно и кровля базальтового фундамента, поскольку на этих границах происходит наиболее резкий скачок акустической жёсткости. Следовательно, на временных разрезах, прежде всего, должны выделяться кратные волны, связанные с этими границами. Однако, ни на одном



**Рис. 2.** Фрагмент временного разреза (240–257 км) с миграцией, иллюстрирующий горизонтальную расчлененность слоя 2 и несогласное залегание слоев 2 и 3.

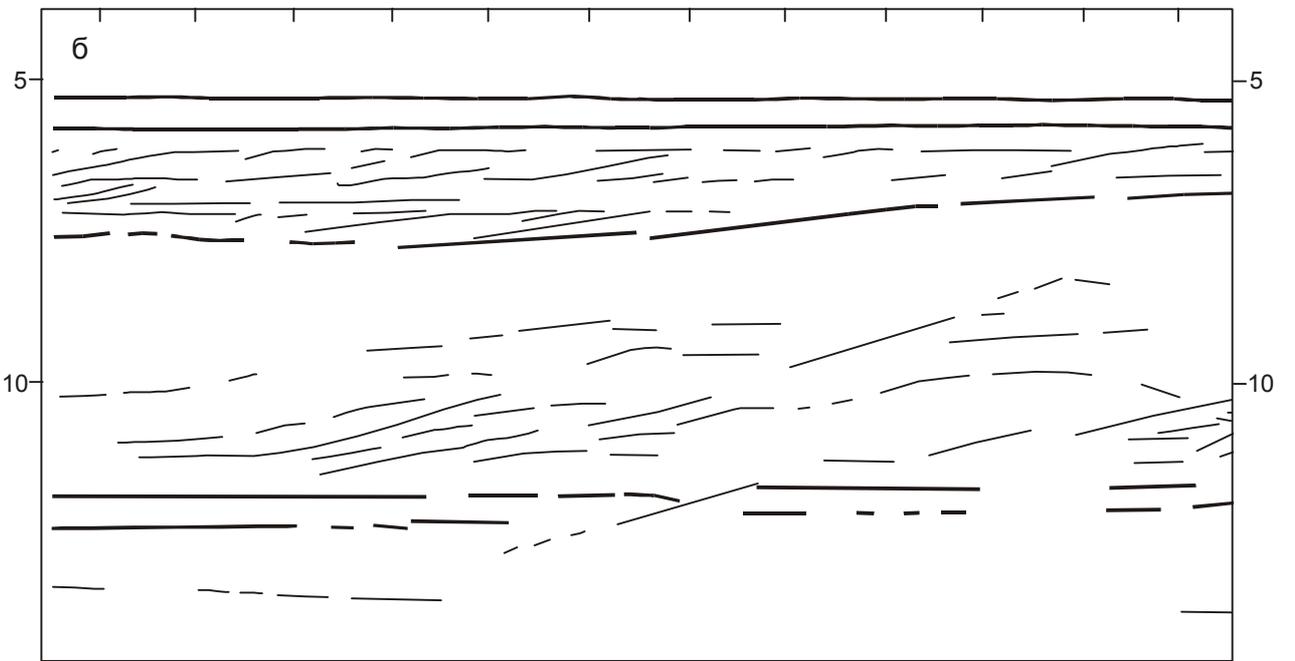
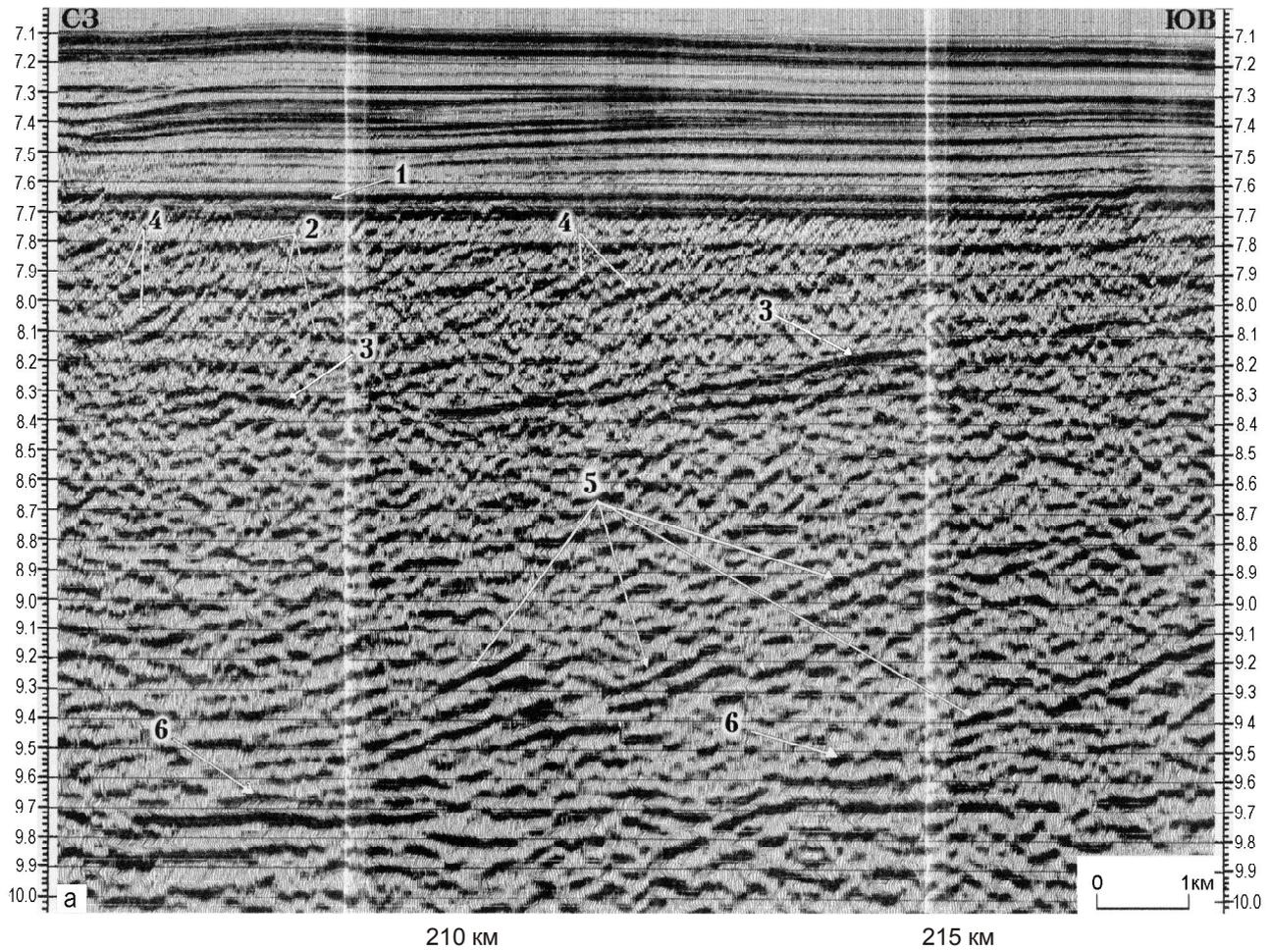
1 – отражение от кровли слоя 3; 2 – отражения от горизонтов слоя 2; 3 – отражение от кровли слоя 2.

из представленных фрагментов временных разрезов (рис. 2, 3, 4, 5) не выделяются кратные волны, связанные с дном и кровлей базальтового фундамента даже на тех участках профиля, где эти границы плоские и контрастные, т.е. отличаются наиболее высокими значениями коэффициентов отражения. Ещё меньшую интенсивность должны иметь кратные волны, образованные на границах в осадочном чехле, и проследить их на разрезе не представляется возможным.

Другим важным критерием наличия на разрезах данного типа кратных волн являются симметричные расположение и форма осей синфазности ниже и выше отражений от основных кратнобразующих границ в разрезе. Таковым в нашем случае является отражение от кровли базальтового фундамента. Однако на временных разрезах даже в случае плоскопараллельных залеганий границ в осадочном чехле, в основном, наблюдается асимметрия положения осей синфазности ниже и выше этого отражения, а при непараллельном залегании (рис. 2, 3) – асимметрия их формы. Из этих данных следует, что кратные волны, образованные в осадочном чехле, на временных разрезах отсутствуют.

Из практики проведения сейсмических работ на глубоком море следует, что наиболее интенсивными являются кратные волны, образованные в водной толще. Часто на разрезах наблюдаются волны до четвертой и более кратности. Согласно величинам взрывных интервалов при работах на профиле во

временной диапазон регистрации полезных волн могут попадать волны четвертой кратности в водной толще от предыдущего излучения. Однако в связи с изменением скорости движения судна и, как следствие этого, изменением взрывного интервала должны происходить резкие смещения временного диапазона регистрации этого типа кратных волн относительно временного диапазона полезных волн. Следовательно, если на временном разрезе имеются оси синфазности, связанные с кратными волнами в водной толще, то в момент изменения взрывного интервала они должны резко смещаться по времени или даже выходить за время регистрации. Проверка показала, что никаких смещений осей синфазности на разрезе не происходит. Следовательно, данного типа волн на разрезе нет. К этим же выводам относительно кратных волн пришли авторы работы [27], в которой рассматриваются те же материалы МОГТ, но по всему профилю. В этой работе на двух небольших участках северо-западной части профиля проведены суммирование и анализ полученных временных разрезов при разных скоростях  $V_{\text{ОГТ}}$  (после процедуры *dip move – out* (DMO) corrections). Показано, что кратные волны, сформированные в водной толще, на разрезах отсутствуют. Реверберация в осадочной толще, в основном связанная с границами дно–кровля базальтового фундамента, проявляется на разрезах лишь при наиболее оптимальных для суммирования этих волн скоростях  $V_{\text{ОГТ}}$ , равных 1550 м/с. При



Н, км Н, км  
**Рис. 3.** Фрагменты временного разреза (206–217 км) с миграцией (а) и соответствующего ему глубинного разреза (б).

1 – отражение от кровли слоя 2; 2 – отражения от горизонтов слоя 2; 3 – отражение от кровли слоя 3; 4 – наклонные отражения в горизонтах слоя 2; 5 – наклонные отражения в слое 3В; 6 – отражение от кровли контрастного горизонта.

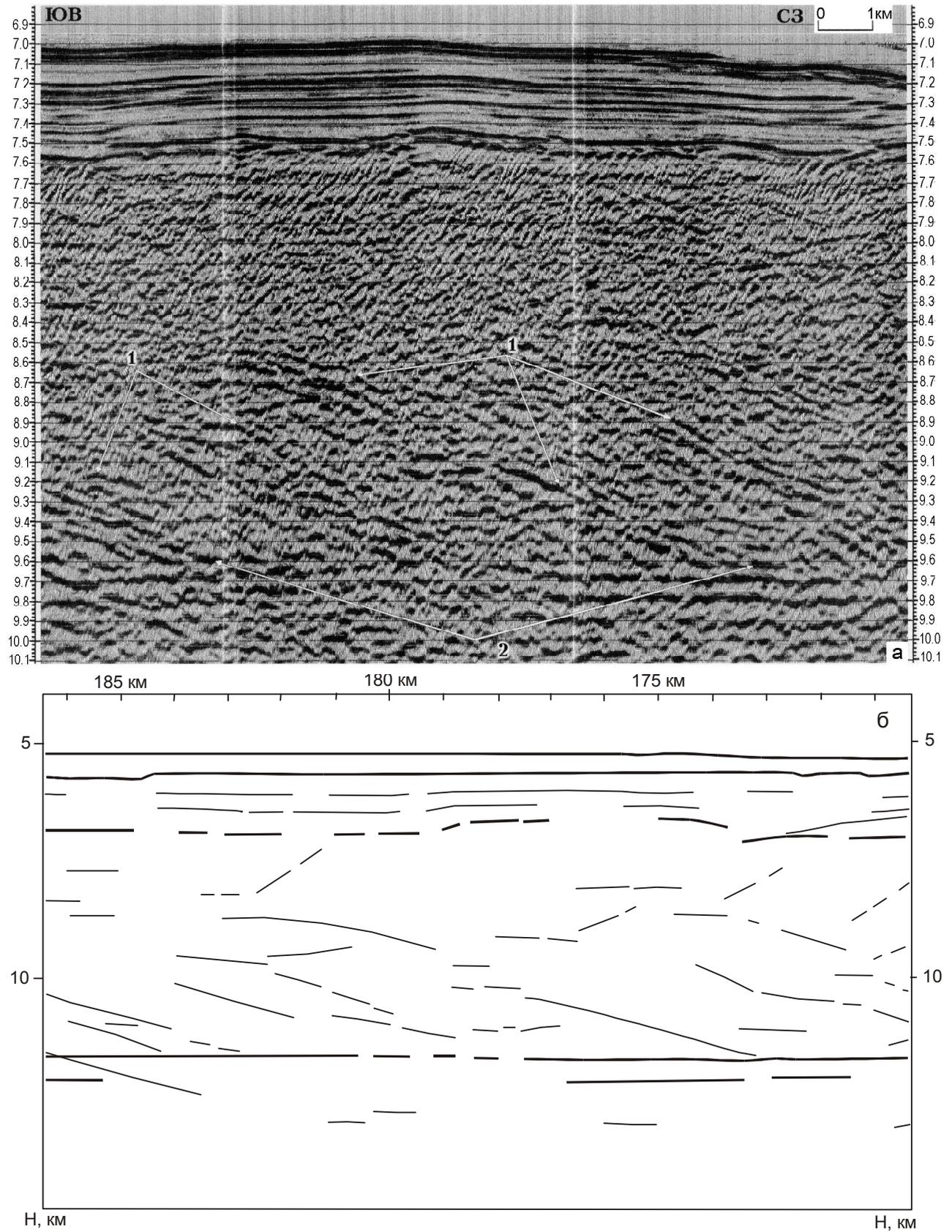
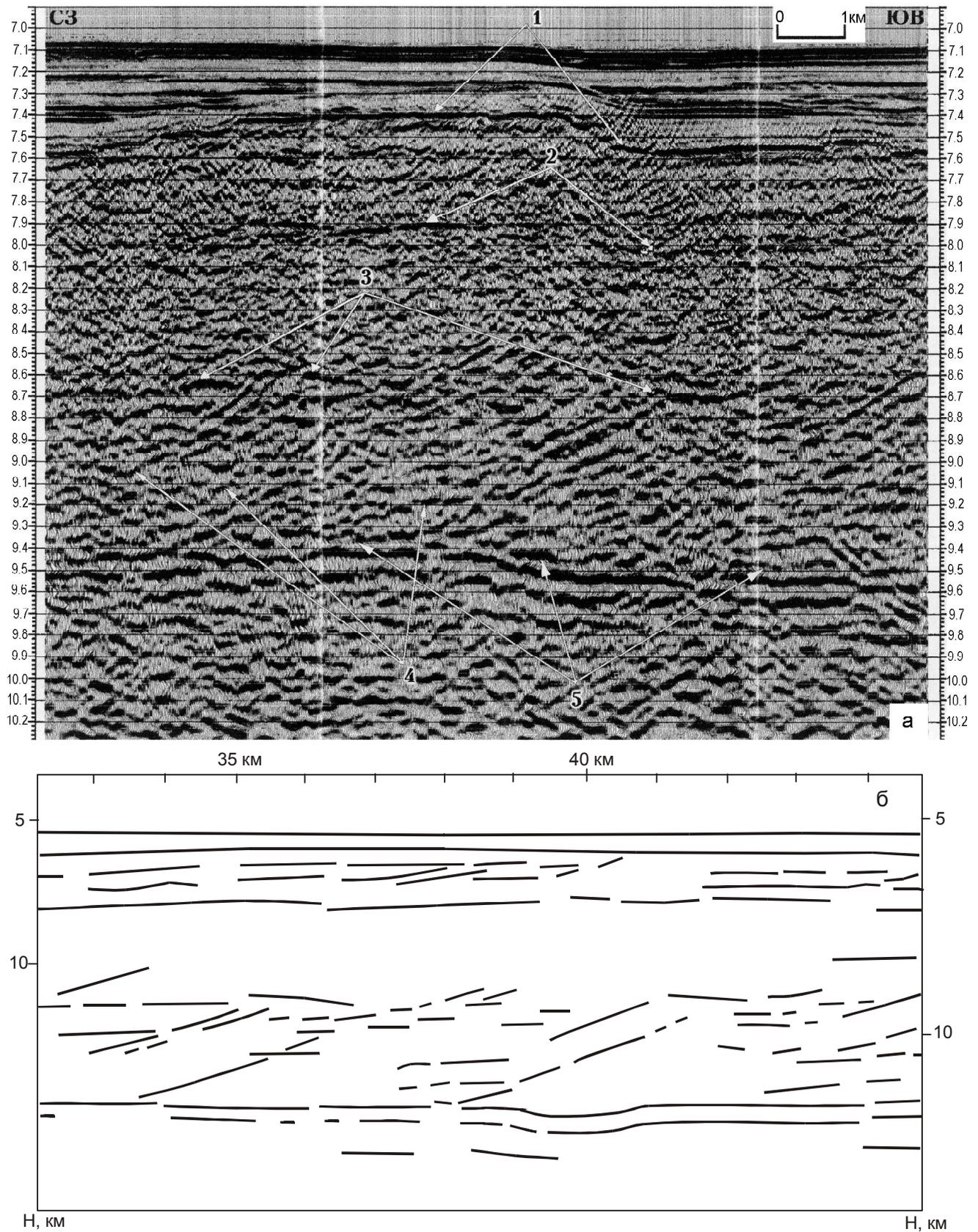


Рис. 4. Фрагменты временного разреза (170–186 км) с миграцией (а) и соответствующего ему глубинного разреза (б).

1 – наклонные отражения в слое 3В; 2 – отражение от кровли контрастного горизонта.



**Рис. 5.** Фрагменты временного разреза (33–45 км) с миграцией (а) и соответствующего ему глубинного разреза (б).

1 – отражение от кровли слоя 2; 2 – отражение от кровли слоя 3А; 3 – отражение от кровли 3В; 4 – наклонные отражения в слое 3В; 5 – отражение от кровли контрастного горизонта.

других скоростях, в том числе при суммировании с интервальными скоростями, с которыми получен весь разрез по профилю, кратные волны отсутствуют.

Боковые волны обычно связаны с неровностями в рельефе наиболее интенсивных границ, поэтому широко проявляются лишь вблизи сложной формы вулканических построек и зон тектонических деформаций, а в районах со спокойной тектоникой обычно не регистрируются. Следовательно, роль этих волн на рассматриваемой в работе северо-западной части профиля не велика, за исключением отдельного участка (ПК 60–105), где широко проявляются вулканическая деятельность и тектонические деформации. В связи с этим здесь глубинный разрез не строился.

Следует отметить, что в связи с отсутствием на северо-западной, удаленной от разлома Тускарора, части профиля регулярных, коррелируемых на значительные расстояния волн, помех, автор настоящей работы, в отличие от авторов работы [27], попытался наиболее полно отобразить особенности волнового поля на глубинном разрезе, вынести на него не только резкие и хорошо коррелируемые отражения, но и относительно слабые или коррелируемые на малых расстояниях. Этим объясняется несколько большая насыщенность границами глубинного разреза в настоящей работе, особенно в пределах слоя 2. В общем, разрезы похожи, и на них, за исключением слоя 2, наблюдаются сходные особенности, рассмотрение которых и является одной из основных задач работы.

При описании характера поля отраженных волн и тонкой структуры океанической коры по временному и глубинному сейсмическим разрезам (рис. 6) автор основывался на модели трехслойного строения океанической коры, полагая, что различия скоростных параметров в этих слоях должны проявляться в их тонкой структуре. В соответствии с таким строением и примерной мощностью слоев океанической коры на временном разрезе с миграцией уверенно выделяются волны, отраженные от дна, практически повсеместно – от кровли слоя 2 или базальтового фундамента, на отдельных участках профиля – от кровли слоя 3 и на значительной части профиля – на временах 2,3–2,7 с, под дном, предположительно от кровли верхней мантии [10, 24, 27].

Первый или осадочный слой океанической коры представлен на временном разрезе в верхней части субпараллельными, протяженными фазами интерферирующих отраженных волн, в нижней части слоя они менее протяжены, часто до нескольких сотен метров, имеют, в основном, более высокочастотный состав. На профиле он залегает в диапазоне глубин 5–5,6 км (рис. 6) и перекрывает базальтовый фундамент (слой 2 океанической коры), часто сглаживая неровности рельефа его кровли. Поскольку

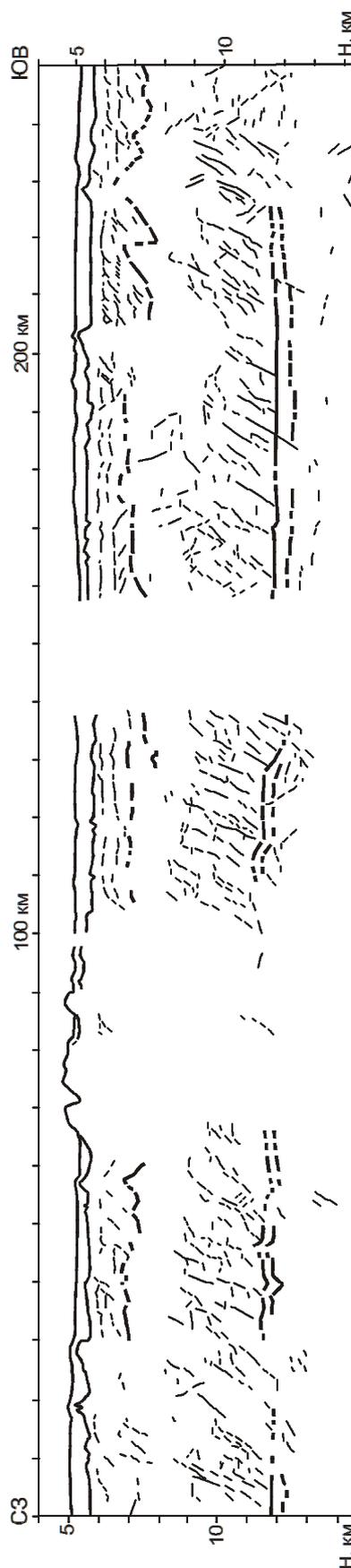


Рис. 6. Обзорный сейсмический разрез Северо-Западной плиты вдали от трансформного разлома.

строение осадочного чехла в данном регионе более детально изучено по материалам НСП, то рассматривать этот вопрос по одному профилю МОГТ не имеет смысла.

**Слой 2.** На временных разрезах с миграцией МОГТ, отличающихся от разрезов одноканального профилирования более низкочастотным характером записи, кровля слоя 2 отображается повсеместно в виде интенсивного двухфазного, реже – однофазного отражения, свидетельствующего о резком и выдержанном по латерали скачке скорости сейсмических волн. На многих участках профиля эта граница характеризуется плоским, возможно выровненным рельефом, часто осложнённым уступами, реже холмами, амплитудой от нескольких десятков до первых сотен метров. На временных разрезах до миграции, даже, казалось бы, от абсолютно гладких и плоских участков этой границы, прослеживается большое число дифрагированных волн (рис. 7). Последнее обстоятельство свидетельствует об обилии мелких уступов и холмов в кровле слоя 2, математическое моделирование которых позволяет предположить, что их вертикальная амплитуда изменяется от первых метров до 10–15 метров [11]. По-видимому, часть этих уступов имеет тектоническую природу, но более вероятно, что большинство мелких форм рельефа кровли слоя 2 связано с фронтальными частями базальтовых потоков.

На профиле (рис. 6) слой 2 залегает в диапазоне глубин 5,5–7,5 км. На участках профиля, где подо-

шва слоя определяется надёжно, она выделена на рис. 6 более толстой линией.

Практически вдоль всего профиля, за исключением тех его участков, где располагаются вулканические постройки, существенно искажающие волновое поле, зарегистрированное от залегающих под ними границ, слой 2 горизонтально расслоен (рис. 2). В верхней части слоя отражения более выдержаны и устойчиво коррелируются на многие десятки километров. Амплитуда их незначительна, поэтому часто корреляция этих волн нарушается интерференцией с другими волнами, в том числе и помехами, чем, в основном, и объясняется переменная интенсивность волн и некоторая прерывистость фаз на временном разрезе.

С увеличением глубины горизонтальные отражения встречаются реже, они менее выдержаны, несмотря на то, что их интенсивность, в общем, не убывает. В пределах слоя устойчиво выделяются 3, реже 4 горизонта. Мощность их слабо изменяется по латерали и составляет 200–400 м.

Наряду с горизонтальной расслоенностью в слое 2 выделяются два типа наклонных отражений. Первый тип (рис. 3) наиболее отчётливо проявлен на ПК 195–250 км (рис. 6). Для отражений этого типа характерны северо-западное падение под углом 15–20°, малая протяжённость, обычно в пределах отдельных горизонтов, высокая плотность по латерали.

Наклонные отражения второго типа более протяжённые, они нередко пересекают не только несколь-

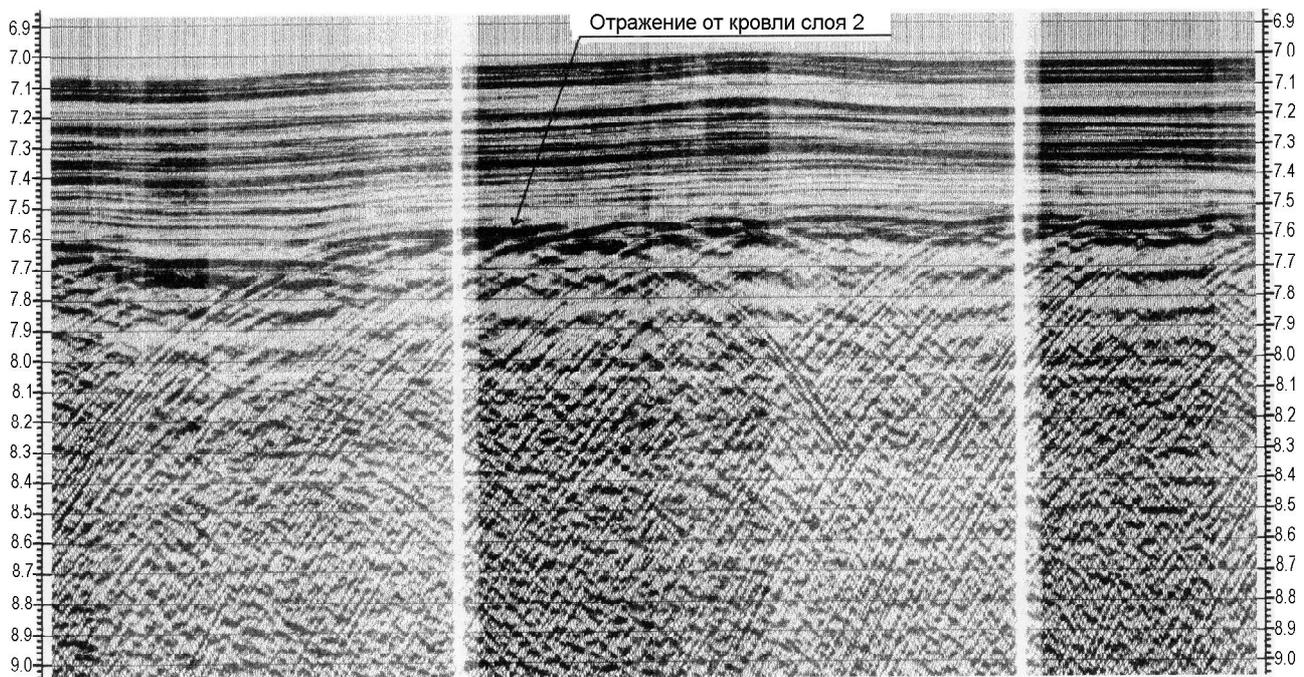


Рис. 7. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующего дифрагированные волны от кровли слоя 2.

ко горизонтов слоя 2, но и проникают в слой 3, имеют низкую плотность по латерали и разные направления падения. Обычно на участках профиля с ненарушенной горизонтальной расслоенностью слоя 2 они не наблюдаются или встречаются крайне редко (ПК 110 – 190 км) (рис. 6). И, напротив, на участках, где горизонтальная расслоенность нарушена (ПК 0 – 60 км) (рис. 6), они встречаются часто. Всё это свидетельствует о том, что эти отражения связаны с разломами.

Отражения первого типа отображают косую слоистость в горизонтах слоя 2 и, по-видимому, свидетельствуют о проградационном формировании этого слоя на участке профиля с ПК 195 – 250 км с образованием клиноформ бокового наращивания. Тогда эти клиноформы должны быть сложены переслаиванием базальтовых потоков с грубообломочным вулканогенным материалом, поскольку, по-видимому, только эти отложения могут выдерживать наблюдаемые на глубинных разрезах крутые углы склонов до 20°. В этом случае важно отметить, что базальтовые потоки с грубообломочным материалом поступали в осадочный бассейн с юго-восточной стороны.

На ПК 205–250 км (рис. 6), где наблюдается расчленённый рельеф кровли слоя 3 с вертикальной амплитудой до 1 км, практически не нарушающий горизонтальную расслоенность слоя 2, наиболее чётко устанавливается несогласное залегание этих слоёв (рис. 2, 3). Мощность слоя 2 изменяется в пределах от 1,3 до 2,0 км и составляет в среднем 1,5 км.

В настоящее время большинство исследователей, основываясь на мобилистских представлениях о формировании коры в спрединговых хребтах, рассматривают слой 2 океанической коры как магматогенный, сложенный базальтами. Как показали исследования ГСЗ [1, 16, 18, 21], в котловинах Северо-Запада Тихого океана под осадочным чехлом, в основном, выделяется слой 2В с характерными для него скоростями 4,6–5,6 км/с. Низкоскоростной слой 2А (скорость 3–4 км/с), как правило, наблюдается в районах с молодой корой на востоке Тихого океана. На западе последний обнаружен в районе Императорско-Гавайского хребта и вблизи некоторых подводных гор, где он считается вулканогенным, а на возвышенности Шатского даже вулканогенно-осадочным, так как сложен преимущественно осадочными породами. Исследованиями ГСЗ [21] установлено увеличение мощности слоя 2А от 100–200 м до 1,5 км к подножию Императорских гор с запада и с востока при сохранении мощности слоёв 2В и 2С. Следует полагать, что увеличение мощности слоя 2А происходило за счёт изостатического прогибания коры при росте Императорских гор, поэтому его формирование осуществлялось за пределами спрединговой

зоны, возможно, существенно позднее времени образования здесь коры, и его следует рассматривать как вулканогенно-осадочный.

В Северо-Западной котловине слой 2, состоящий по данным ГСЗ, из слоёв 2В и 2С, с учетом материалов данной работы, имеет следующие существенные для понимания его природы особенности строения.

1. Кровля слоя является самой резкой отражающей границей в разрезе коры, повсеместно имеет ступенчатый профиль с вертикальной амплитудой ступеней до первых десятков метров.

2. Слой горизонтально расслоен иногда на всю свою мощность, а на отдельных участках, особенно вблизи с трансформным разломом, с несогласием налегает на слой 3, тем самым часто сглаживая проявление деформаций этого слоя на дне.

3. На некоторых участках профиля в пределах отдельных горизонтов слоя 2 отчётливо прослеживается косая слоистость северо-западного падения, которая может свидетельствовать о проградационном формировании слоя на этих участках плиты в северо-западном направлении с образованием клиноформ бокового наращивания.

4. Слой 2 является высокоградиентным, скорости в нём увеличиваются с глубиной от 4,6 км/с у кровли до 6–6,3 км/с у его подошвы [25, 28]. Отмечается, особенно в его верхней части, высокий диапазон изменения скоростей, в плане достигающий 2,0 км/с.

5. По материалам МОГТ в подошве слоя 2 на многих участках профиля прослеживается двух-, иногда однофазная волна, характеризующаяся переменной по профилю интенсивностью.

6. В самой верхней части слоя 2 по одноканальным сейсмическим исследованиям нередко наблюдается интенсивная расслоенность, ярусное строение базальтовых потоков, карманы и окна в базальтовом фундаменте [9], что свидетельствует о переслаивании базальтовых пластовых тел с осадками. Интенсивная расслоенность верхней части слоя 2 наблюдается в районе наиболее глубоко вскрывшей этот слой скважине DSDP 462 в котловине Науру, где во вскрытой 510-метровой части слоя 2 залегает магматогенно-осадочная серия готерив-альбского возраста, сложенная перемежающимися базальтовыми силлами и пилоу-лавами, разделенными прослоями пирокластических и осадочных пород [15]. Следовательно, продолжительность формирования этой серии оценивается не менее чем в 30 миллионов лет. Разрез в этой скважине во многом подтверждает такую интерпретацию сейсмических материалов в Северо-Западной котловине по слою 2. В этой связи интересны также материалы бурения скважины DSDP

192, где в самой верхней части слоя вскрыто 5 лавовых потоков.

Согласно перечисленным выше особенностям строения слоёв 2В и 2С в Северо-Западной котловине следует соответственно рассматривать как осадочно-магматогенный и вулканогенно-магматогенный. В связи с таким пониманием природы слоёв отдельные пункты перечисленных особенностей строения слоя 2 требуют некоторого пояснения.

Кровля слоя 2, по сути дела, является кровлей самого верхнего в разрезе базальтового пласта. Ниже по разрезу залегает толща, сложенная переслаиванием базальтовых пластовых тел с пропластками осадков и гиалокластики. Мощность таких пластов обычно незначительна, до первых десятков метров, о чём свидетельствуют значения вертикальных амплитуд ступеней в кровле слоя. Последние предлагается рассматривать как фронтальные части базальтовых потоков. Двухфазное отражение от кровли слоя указывает на однородность верхнего базальтового пласта. Многофазное, или, как его иногда называют, реверберационное, отражение, иногда достигающее по времени до 0,4–0,5 с под кровлей слоя 2, особенно часто наблюдаемое на более высокочастотных временных разрезах НСП, свидетельствует о тонком переслаивании базальтов с осадками в верхней, мощностью до 1000 м, части слоя 2. Такое переслаивание также отображается и на временных разрезах МОГТ субгоризонтальной расслоенностью слоя 2, которая наблюдается, в той или иной степени, в пределах всего профиля, иногда достигая его подошвы.

Довольно высокий градиент скорости с глубиной в верхней и средней частях слоя объясняется увеличением доли массивных базальтов вниз по разрезу, отчасти за счёт увеличения количества субвертикальных даек, маркирующих каналы, по которым базальтовая лава поступала в верхние горизонты слоя. Прерывистость горизонтальных отражений в слое, вероятно, связана с пересечением этими дайками основных отражающих горизонтов. Отсутствие критических отражений от кровли слоя 3 при интенсивных рефрагированных в нём волнах свидетельствует о градиентном переходе скорости от слоя 2 к слою 3, что может указывать на переслаивание здесь базальтов с полосчатым и габбро. Высокий диапазон изменения скоростей в плане, особенно в верхах слоя, свидетельствует о различных соотношениях магматогенных и осадочно-вулканогенных отложений по простиранию слоя 2, а интенсивные отражённые волны свидетельствуют о выдержанности по латерали характера скоростного перехода между слоями 1 и 2.

В то же время, сложно объяснить местами (ПК 158 – 170, ПК 205 – 225, ПК 234 – 250) очень контрастные отражения в подошве слоя 2, поскольку даже

при резком переходе от базальтов в низах слоя 2 к габбро в слое 3 перепад акустической жёсткости незначителен. Поэтому остаётся предположить, что эти отражения связаны с тонким пропластком, характеризующимся аномально низким значением акустической жёсткости. При этом предположении легко объясняется изменение интенсивности этих отражений по профилю. Так при уменьшении мощности пропластка контрастность отражений на временном разрезе падает до полного их исчезновения, при увеличении его мощности контрастность отражений возрастает. Геологическая природа этих слоёв может быть самой разнообразной: от пластов гиалокластиков или пирокластиков до базального горизонта.

Сведения о проградационном формировании горизонтов слоя 2 на отдельных участках профиля являются во многом неожиданными. Конечно, нет оснований утверждать, что клиноформы бокового наращивания, тем более северо-западного падения, являются характерной чертой большинства небольших осадочных бассейнов Северо-Запада Тихого океана, но следует признать, что эта особенность всё же характерна для некоторых из них (например, мезозойского осадочного бассейна на ПК 195–250 км). Тогда сложно себе представить механизм формирования слоя 2 в осевой зоне срединно-океанических хребтов с образованием клиноформ бокового наращивания. Но даже если такой механизм существует, то осевой хребет должен находиться по отношению к осадочному бассейну со стороны поступления вулканического и вулканогенного материала, т.е., в данном случае, с юго-восточной стороны от бассейна. Но, согласно палеомагнитным реконструкциям и установленному по бурению возрасту коры, вернее, возраста низов осадочного чехла слоя 1, спрединговый хребет субдуцировал в Курило-Камчатском глубоководном жёлобе, т.е. располагался в противоположном от осадочного бассейна направлении.

В целом большую часть слоя 2 можно рассматривать как нормально осадочную, местами с несогласием залегающую на слое 3 океанической коры и местами накапливающуюся в обстановке бокового наращивания базальтовых потоков и грубообломочного вулканогенного материала. Таким образом, значительная часть этого слоя сформировалась позднее слоя 3 и сгладила достаточно расчленённый рельеф кровли последнего. Согласно же концепции спрединга, верхний базальтовый слой коры формируется на оси спредингового хребта в узкой километровой полосе по механизму вертикальных интрузий или даек за счёт быстрого охлаждения горячего расплава водой, практически, в одно время со слоем 3 [3]. Ожидать в этом случае горизонтальной расслоенности базальтового слоя и, тем более, переслаивания базальтов с осадками не приходится. Поэтому для

Северо-Западной плиты и, по-видимому, для большей части запада Тихого океана механизм образования основной части базальтового слоя (слой 2) совершенно иной, чем предлагается в концепции спрединга. В этом механизме кроме горизонтальной расслоенности, связанной с переслаиванием базальтов с осадками, клиноформ бокового наращивания, в том числе и с юго-восточной стороны от бассейна, необходимо учесть довольно длительный период формирования, по крайней мере, верхней половины слоя 2, в каждой точке плиты, исчисляемый десятками миллионов лет. По-видимому, только самый нижний горизонт слоя, так называемый слой 2С, мог образовываться в оси спредингового хребта, однако при этом для него следует предусмотреть возможность несогласного залегания на слое 3. Для остальной части слоя следует допустить более позднее его формирование в процессе движения плиты. Поэтому для Северо-Запада Тихого океана датировка магнитных аномалий и определение возраста коры по возрасту перекрывающих верхний базальтовый пласт осадков может приводить к значительным ошибкам в сторону омоложения её возраста.

**Слой 3А.** Характеризуется хаотической записью с редкими регулярными субгоризонтальными отражениями, протяжённостью не более одного километра. Наклонные отражения встречаются в нём редко и, как правило, не прослеживаются в перекрывающем и подстилающем слоях океанической коры. На профиле этот слой залегает в диапазоне глубин 7–9 км и на глубинном разрезе практически не содержит отражающих площадок. Мощность слоя составляет 1,5–2,0 км. На разрезе с сохранёнными амплитудами этот слой слабо контрастный, что может свидетельствовать о гомогенном, в сравнении с другими, и в меньшей степени нарушенном тектоническими процессами строении слоя. Такое отображение слоя в сейсмическом волновом поле не исключает наличия в нём субвертикальных разломов, поскольку на временном разрезе в интервале времён, где предположительно должна прослеживаться его кровля, в рельефе отражений наблюдаются уступы. В ещё большей степени такие уступы проявляются в пределах слоя 2. О наличии субвертикальных дислокаций в слое 3А может свидетельствовать также малая протяжённость в нём регулярных отражений.

**Слой 3В.** По сейсмическим материалам МОГТ из всех слоёв океанической коры слой 3В является самым акустически неоднородным, поскольку он в большей степени насыщен довольно контрастными отражающими площадками. Он залегает на глубинах более 9 км (рис. 6). Отражения от кровли слоя прослеживаются крайне редко и представлены пакетами коротких субгоризонтальных площадок (рис. 5), которые группируются в область повышен-

ной отражающей способности. В основном, кровля слоя выделяется в виде структурной границы, которая отделяет хаотическую, слабоконтрастную запись колебаний в слое 3А от контрастной записи с обилием наклонных отражений в слое 3В (рис. 5). Рельеф её очень сложный, амплитуда перепада высот достигает 1 км.

В слое выделяются две системы отражающих площадок. Большая часть из них имеет северо-западное падение под углом 20–30° и составляет основную систему отражений в этом слое. Просматривается также система редких субгоризонтальных, расположенных на разных временных уровнях отражений протяжённостью не более 2 км.

Большинство отражений основной системы являются многофазными с переменной по простиранию интенсивностью и с прерывистой корреляцией (рис. 3–5). Обычно перерывы в корреляции сопровождаются фазовыми сдвигами. Такая структура записи характерна для наклонных прослоев или пачки прослоев, смещённых или разорванных по горизонтали на некоторых глубинных уровнях, иногда на многие сотни метров. Временная мощность прослоев, исходя из количества фаз колебаний, изменяется от первых десятков миллисекунд до 0,1 с. В зависимости от скорости распространения сейсмических волн (является ли она повышенной или пониженной относительно вмещающих пород) их мощность может изменяться в широких пределах. Например, если скорость в них понижена и равна 5,0 км/с, то мощность прослоев может составлять до 0,25 км. Следует отметить, что на сейсмическом разрезе (рис. 6) каждый прослой или пачка прослоев отображены одной отражающей площадкой, поэтому информация об их мощности здесь отсутствует.

Большинство наклонных отражений выполаживается к протяжённым субгоризонтальным отражениям контрастного горизонта в низах слоя 3, а некоторая часть срезается ими (рис. 3, 4, 5). Но всё же в отдельных случаях наклонные отражения не только пересекают, но и прослеживаются ниже субгоризонтальных отражений в низах слоя 3В (рис. 3). Эти отражения могут быть боковыми, т.е. отражающие площадки, с которыми они связаны, могут располагаться в стороне от вертикальной плоскости, проходящей через профиль наблюдений. Поскольку в этом случае отражающие площадки, связанные с наклонными и субгоризонтальными отражениями, располагаются в разных плоскостях, то наклонные прослои, от которых получены эти отражения, также могут выполаживаться к границам в низах слоя или срезаться ими, но в стороне от профиля наблюдений.

Площадки, отображаемые системой непротяжённых субгоризонтальных отражений, обычно располагаются в разрывах наклонных границ и, по-ви-

димому, являются одной из причин смещения последних. Такого рода площадки чаще наблюдаются в кровле слоя 3В.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по наклонным сейсмическим границам в океанической коре. Они выявлены в пределах срединных хребтов и глубоководных котловин и регистрируются на профилях, пересекающих океанические структуры под разными углами. Эти границы, как правило, ограничиваются третьим слоем и выносятся вниз по направлению к границе М. На природу таких границ имеется две группы взглядов. Одни придают этим границам вещественный смысл, рассматривая их, например, как отображение на разрезе ультрабазитовых оснований габброидных магматических камер или внедрённых в габбро тел ультраосновных пород. Математическое моделирование сейсмических волновых полей от наклонных габбро-гипербазитовых тел среди габброидов [29] показало хорошую сходимость с наблюдаемой картиной. Другие считают, что наклонные границы имеют чисто тектоническую природу [14].

Согласно первой группы взглядов скорость сейсмических волн в наклонных прослоях может быть как выше, так и ниже, чем во вмещающих породах, согласно взглядам второй группы исследователей – существенно ниже. Поэтому, даже измерив скорости в наклонных геологических телах и вмещающих породах слоя 3В, нельзя однозначно решить эту проблему. Несмотря на то, что проведение таких измерений является задачей очень сложной и тонкой, а вероятность того, что они дадут убедительные результаты очень мала, попытки всё же были предприняты и получены, в общем, неоднозначные результаты [4].

На самом деле решить эту проблему можно существенно проще. Согласно первой группы взглядов скорость сейсмических волн в слое 3В за счёт наличия в нём ультрабазитовых тел будет выше, чем в габбро. Согласно же второй группы взглядов скорость в этом слое должна быть ниже, чем в габброидах, поскольку в разломных зонах и трещиноватых породах она существенно понижается. Поэтому более убедительные доводы о природе наклонных прослоев можно получить, оценив скорости не в отдельных прослоях, что очень сложно, а во всём слое 3В в районе, где наклонные границы располагаются очень плотно и, следовательно, в большей степени определяют акустические параметры (скорости и плотности) слоя. Высокая плотность наклонных отражений в слое 3В наблюдается на большей части профиля МОГТ, особенно вдали от трансформного разлома. Но для этого района Северо-Запада Тихого океана характерно обилие данных об инверсии скорости в слое 3В, которая, скорее всего, обусловлена обилием наклонных прослоев в нём, следовательно,

можно полагать, что последние характеризуются аномально низкими значениями скорости и могут рассматриваться как трещиноватые зоны, насыщенные флюидами. Вполне возможно, что в некоторых районах, где наблюдаются довольно высокие скорости сейсмических волн в слое 3В, например, на плите Картографов [17], по этим трещиноватым зонам, если они там есть, произошли внедрения ультрабазитов.

Несмотря на то, что отражения от кровли слоя 3В не прослеживаются на большей части профиля, она достаточно уверенно выделяется по срезанию основной системы наклонных отражений, т. е. является структурной границей.

В низах слоя 3В (рис. 3–5), на временах 9,4–10,0 с, практически непрерывно (за исключением участков расположения на профиле вулканических построек) прослеживается акустически контрастное, часто многофазное (3 – 5 фаз) отражение, с преобладающей частотой около 10 Гц. Согласно скоростному разрезу и мощности коры, полученным по этому профилю в эксперименте "DELP", примерно на этих временах ожидалось вступление отражения от раздела М. Поэтому естественно было рассматривать это акустически контрастное отражение как отражение от кровли мантии, и в первых работах [10] оно так и понималось. Но при более детальном анализе временного разреза были вскрыты две важные особенности.

1. Сравнивая формы импульса излучения и формы волн, отражённых от таких резких границ пространства, как дно и кровля слоя 2 с формой контрастного отражения в низах слоя 3В, можно заключить, что здесь залегает горизонт с переменной по простиранию временной мощностью от нескольких десятков миллисекунд до 0,2–0,3 с. Следовательно, контрастная волна есть отражение не от границы, а от слоя.

2. Кровля этого слоя, выделенная на глубинном разрезе (рис. 6) жирной линией, залегает на глубине 11,5–12 км, которая на 1,5–2,0 км меньше глубины границы М, указанной на результирующих скоростных колонках по всем трём линиям плотной прострелки ГСЗ в эксперименте «DELP».

Высокая акустическая контрастность горизонта свидетельствует об аномальном относительно вмещающих пород значении акустической жёсткости в нём. Поскольку вмещающими являются породы слоя 3В, скорости в котором в Северо-Западной котловине по данным [16, 18] находятся в пределах 6,3–6,8 км/с, то, в сравнении с этими значениями, аномально высокими следует считать скорости более 8,0 км/с, а аномально низкими – менее 5,0 км/с. Если акустическая жёсткость в этом горизонте была бы аномально высокой, т.е. мантийной, то его мощность могла бы достигать значений 800–1000 м и он, несомненно,

был бы зафиксирован японскими исследователями в эксперименте "DELP" на глубине 11,5–12 км. Но, как известно [25, 26], в пределах всех трёх линий плотных наблюдений С, Е, F до глубин 13,7 км границ или слоёв, на которых скорость сейсмических волн возрастает выше 7 км/с, не отмечается, мало того, на записях вдоль этих линий нигде не зафиксировано мантийных скоростей. Следовательно, скорость сейсмических волн в этом горизонте значительно ниже мантийной, и он характеризуется аномально низкими значениями скоростей, существенно меньшими, чем в слое 3В. Если принять их равными 5,0 км/с, то мощность горизонта должна составить 0,5–0,7 км.

На основании этих данных подошва контрастного горизонта располагается на глубине в среднем 12,5 км, т.е. на километр выше положения подошвы коры, выделенной и предполагаемой японскими исследователями. В связи с тем, что построение границ в низах коры в МОГТ производилось с учетом, а в эксперименте "DELP" – без учета инверсии скорости в слое 3В, то на разрезах МОГТ и ГСЗ следует ожидать некоторое различие в положении одних и тех же границ. Но, как показывают простейшие расчёты, оно не должно превышать 300–400 м, поэтому следует полагать, что под контрастным горизонтом залегает самая нижняя часть слоя 3В, а не верхняя мантия. Исходя из данных ГСЗ эксперимента "DELP", мощность этой части слоя 3В изменяется от 700 м до многих километров.

Нижняя часть слоя 3В под низкоскоростным горизонтом является акустически более однородной, чем верхняя. Её структура отличается от остальной части слоя, залегающей выше горизонта, тем, что здесь на фоне криволинейных осей синфазности преобладают короткие, до 1–2 км, субгоризонтальные отражающие площадки.

На временном разрезе на временах, соответствующих глубинам 13,7–14 км, можно отметить отдельные, даже акустически контрастные, но с большими перерывами в корреляции отражающие площадки, которые могли бы рассматриваться как элементы границы М, предполагаемой здесь японскими исследователями по материалам ГСЗ [26]. Но следует заметить, что делать обоснованные выводы о структуре этой части слоя 3В и, в том числе, о положении его подошвы нет веских оснований, поскольку они располагаются в 1–1,5-секундном интервале до конца записи. Здесь начинают существенно проявляться краевые эффекты миграции, и самое существенное значение имеет то обстоятельство, что из-за отсутствия информации не могут быть отображены границы с углами падения более 30°.

Согласно представлениям большинства исследователей, слой 3А является однородным и сложен

габбро. Эти представления полностью подтверждаются имеющимся и приводимым здесь сейсмическим материалом. Породы слоя являются прочными и хрупкими и при довольно низком для них давлении обжатия 0,12–0,16 ГПа разрушаются при сдвиге субвертикальными разломами. Об этом свидетельствует множество крупных уступов, с вертикальной амплитудой в сотни метров, и часть более мелких, имеющих тектоническую природу уступов, в наиболее четко выраженной в разрезе кровле слоя 2.

Слой 3В устроен существенно сложнее. Наиболее популярной в настоящее время является гипотеза о серпентинитовом составе этого слоя [3, 6], который начинает формироваться на удалении от активной зоны спрединга, где подошву габбрового слоя 3А пересекают изотермы 550 и 350°C, соответствующие верхним границам устойчивости антигоритовой и lizardit-хризотиловой модификаций серпентина, при наличии воды. Согласно этой гипотезе процесс серпентинизации перидотитов верхней мантии продолжается в процессе движения литосферы от оси спрединга в области между этими изотермами и подошвой габбрового слоя, если в ней будет находиться вода. Глубина проникновения воды определяется поверхностью хрупко-пластического перехода, при котором микротрещины закрываются полностью и среда становится непроницаемой для воды и пара.

Для серпентинитов [3] антигоритовой модификации это состояние достигается при давлении 0,4 ГПа, которое соответствует в условиях океана глубине 16,5 км, для серпентинитов lizardit-хризотиловой модификации – соответственно при давлении 0,26–0,27 ГПа на глубинах 12–12,5 км. Петельчатая структура серпентинитов, сложенных lizarditом и хризотилом, отражает тектонически-спокойные условия их образования в однородной среде, что характерно для серпентинизации перидотитов в океанических котловинах.

С учетом приведенных материалов рассмотрим особенности строения слоя 3В в Северо-Западной котловине, существенные для понимания его природы, и степень их соответствия гипотезе о серпентинитовом составе этого слоя.

1. Из всех слоев консолидированной коры слой 3В является самым неоднородным, т.е. наиболее гетерогенным, поскольку он в большей степени насыщен довольно контрастными отражающими площадками.

2. Система наклонных на северо-запад и выполаживающихся к контрастному горизонту в низах слоя 3В отражающих площадок, определяющих структуру этого слоя, фиксирует наклонные прослои или пачки прослоев с аномально низкими относительно вмещающих пород акустическими свойствами мощностью до 0,3 км. Эти прослои на некоторых

глубинных уровнях часто смещены или разорваны по горизонтали. Они рассматриваются как трещиноватые или разломные зоны.

3. В низах слоя 3В на глубине 11,5–12 км практически непрерывно прослеживается контрастный горизонт мощностью до 0,7 км с аномально низкими значениями акустической жесткости.

4. Самая нижняя часть слоя 3В под контрастным горизонтом является акустически более однородной, чем верхняя. Ее структуру определяют короткие (до 1,5 км) субгоризонтальные площадки.

5. Во многих районах Северо-Западной котловины по данным ГСЗ в слое 3В отмечается инверсия скорости до 6,3 км/с.

6. Кровля слоя 3В является прекрасной структурной границей, на которой хаотичные слабоконтрастные отражения слоя 3А сменяются на контрастные наклонные северо-западного падения отражения слоя 3В.

Структурные изменения на границе слоев 3А и 3В, выражающиеся в изменении углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 25–20° в слое 3В, свидетельствуют о существенно различающейся прочности пород в этих слоях или об их различном вещественном составе. Действительно, на структурной границе между слоями 3А и 3В, где литостатическое давление составляет 0,15–0,16 ГПа, породы с прочностными характеристиками базальта и габбро находятся в состоянии хрупкого разрушения с развитием при сдвиге субвертикальных (свыше 60°) макротрещин с гладким скольжением, что и наблюдается в слое 3А. При таких давлениях обжатия стенки трещин практически не касаются друг друга и силы трения незначительны, поэтому механизм разрушения здесь можно считать раскалыванием.

В верхней части слоя 3В при тех же давлениях обжатия пород угол падения разломов уменьшается до 25–30°, сами разломы, судя по мощности низкоскоростных прослоев до 0,3 км, являются уже не макротрещинами, а разломными зонами, представляющими собой полосу сдвига. Следовательно, породы слоя 3В находятся в ином, чем породы слоя 3А, состоянии дилатансионного деформирования, поскольку здесь не только стенки трещин стали касаться друг друга и начало действовать сухое трение, но оно по порядку величины стало сравниться с прочностью монолитных бортов трещин. В этих условиях смещение вдоль разлома сопровождается деструкцией его бортов, разлом расширяется в полосу, и происходит прерывистое скольжение.

Для габбро и базальтов такой механизм разрушения действует при существенно больших давлениях обжатия: от 0,40 до 0,65 ГПа [8]. Следовательно, слой 3В слагают породы менее прочные, чем базаль-

ты и габбро, с примерно теми же или чуть меньшими скоростями сейсмических волн. Таким свойствам наилучшим образом соответствуют петельчатые серпентиниты, а в данном случае серпентинизированные перидотиты, поскольку скорости в них близки скоростям в габбро, а описанный выше механизм разрушения осуществляется при очень низких давлениях обжатия 0,15 ГПа и более.

Дальнейший рост давления обжатия с глубиной не вызывает соответствующего роста предельной прочности пород слоя 3В (серпентинитов или серпентинизированных перидотитов), т.е. последняя в меньшей степени зависит от давления, тогда как сопротивление трения в разломе продолжает расти с давлением. При этом разрушение массива сопровождается появлением сети трещин, разделяющих его на множество малых частей. Остаточная прочность массива становится близкой сопротивлению пластическому течению фактически раздробленного материала. Сверхпластическое течение вызывается снижением сопротивления материала в связи с эффектом вращения фрагментов. Такое фрагментированное состояние называют катакластическим. В разрезе плиты это состояние достигается на глубинах, где разломы выполаживаются до горизонтали, т.е. на глубине контрастного горизонта, равной 11,5–12 км. В пределах этого горизонта серпентиниты раздроблены, характеризуются очень низкой прочностью, и соответственно, имеют пониженную скорость и плотность, а следовательно и акустическую жесткость. Давление обжатия на этой глубине равно 0,24 ГПа.

На опубликованных диаграммах механического состояния для серпентинитов петельчатой структуры, сложенных лизардитом и хризолитом [3, 8], при давлениях 0,15–0,27 ГПа располагается переходная зона, при больших давлениях – пластическая область. Согласно общей характеристике данных лабораторных испытаний для хрупкого и пластического разрушений при сдвиге под давлением переходной зоне соответствуют состояния прерывистого скольжения и катаклаза. В связи с этим из материалов МОВ по тектонической расслоенности слоя 3В следует, что в пределах переходной зоны для серпентинитов от 0,15 до 0,27 ГПа состояние прерывистого скольжения осуществляется в диапазоне давлений обжатия от 0,15 до 0,24 ГПа и глубин 9–12 км, а состояние катакластической ползучести – от 0,24 до 0,27 ГПа и глубин от 12 до 13 км.

Таким образом, по структуре и физическим параметрам слой 3В является самым верхним волноводом в океанической коре и характеризуется концентрацией дилатационно раскрытых трещин и резкой переориентацией главных напряжений. Эта переориентация напряжений связана с движением типа "де-

тачмент" [8] верхней части земной коры относительно мантии по нижней коре, породы которой находятся в состоянии катакластического разрушения. Переход от катакластического (милонитного) состояния к истинно пластическому, когда дислокационное течение реализуется внутри кристаллической решетки минерала, осуществляется для петельчатых серпентинитов при давлениях обжатия более 0,27 ГПа, что соответствует глубине 13 км. Следовательно, на этой глубине и глубже породы оказываются менее проницаемыми, т.е. с этих глубин, по крайней мере в тектонически спокойных районах Северо-Западной плиты, в основном, прекращается серпентинизация мантии и последняя становится в большей степени перидотитовой.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе материалы МОГТ в Северо-Западной котловине Тихого океана дают основания утверждать, что такого рода исследования необходимо широко внедрять при изучении строения коры и верхней мантии в океане.

По этим материалам кора Северо-Западной котловины является расслоенной. В тектонически спокойных районах океана для слоев 1 и 2 характерна, в основном, литологическая расслоенность. В слое 1 она обусловлена переслаиванием осадочных отложений разного состава, в слое 2 – осадочно-вулканогенных и магматических пород с преобладанием последних вниз по разрезу. Косая слоистость в пределах отдельных горизонтов слоя 2 на некоторых участках плиты может свидетельствовать о проградационном формировании слоя на этих участках.

В целом верхнюю половину, а на отдельных участках плиты почти весь слой 2 можно рассматривать как нормально осадочные, местами с несогласием залегающие на слое 3 океанической коры и накапливающиеся в обстановке бокового наращивания базальтовых потоков и грубообломочного вулканогенного материала. Таким образом верхняя, значительная по мощности, часть слоя 2 формировалась довольно длительный период времени, возможно исчисляемый многими десятками миллионов лет, вдали от оси спредингового хребта. Лишь нижняя часть слоя, представленная нижним горизонтом могла образоваться в спрединговом центре и иметь соответствующий времени образования коры возраст. Поэтому для Северо-Запада Тихого океана датировка магнитных аномалий и определение возраста коры по возрасту перекрывающих верхний базальтовый пласт осадков могут приводить к значительным ошибкам в сторону омоложения ее возраста.

Структура слоев 3А и 3В в тектонически спокойных районах плиты определяется тектонической расслоенностью. Слой 3А является однородным, по-

скольку имеет постоянную, не изменяющуюся с глубиной скорость сейсмических волн и в нем практически отсутствуют сколько-нибудь протяженные отражения. Сложен он прочными (типа габбро) породами, которые при давлениях обжатия и температурах, соответствующих глубинам его залегания, являются хрупкими и разрушаются при сдвиге субвертикальными разломами по механизму раскалывания.

На границе слоев 3А и 3В происходит резкое структурное изменение, выражающееся в смене углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 20–30° с падением на северо-запад в слое 3В, которое указывает, что породы слоя 3В находятся в ином, чем породы слоя 3А, состоянии дилатансионного деформирования. Изменение механического состояния пород в слое 3В произошло из-за существенного уменьшения прочности пород в этом слое, связанного с изменением его вещественного состава. Действительно, при наличии существенных касательных напряжений и уменьшении прочности пород стенки трещин в них начинают касаться друг друга и действует сухое трение, которое по порядку величины сравнимо с прочностью монолитных бортов трещин. В этих условиях смещение вдоль разлома сопровождается деструкцией его бортов, разлом расширяется в полосу, которая регистрируется на временном разрезе МОГТ. Вдоль полосы происходит прерывистое скольжение. Учитывая скорости сейсмических волн в слое 3В, близкие скоростям в габбро, описанный механизм разрушения при таких низких давлениях обжатия может быть реализован только в серпентинизированных перидотитах.

Структурное изменение на глубине 11,5–12 км, соответствующей кровле контрастного горизонта в слое 3В, выражающееся в выполаживании наклонных разломных зон до горизонтали, связано с переходом среды к другому механическому состоянию, которое называют катакластическим [8]. Здесь разрушение массива сопровождается появлением сети трещин, разделяющих его на множество малых частей. Остаточная прочность массива становится близкой сопротивлению пластическому течению фактически раздробленного материала. Поэтому контрастный горизонт характеризуется пониженной плотностью и скоростью сейсмических волн. Серпентиниты под контрастным горизонтом находятся в пластичном состоянии.

Таким образом, по структуре и физическим параметрам слой 3В, особенно содержащийся в нем контрастный горизонт, является самым верхним волноводом в океанической литосфере и характеризуется концентрацией дилатансионно раскрытых трещин и резкой переориентацией главных напряжений. Эта переориентация связана с движением типа «детachment» земной коры относительно мантии по нижней

коре (контрастному горизонту), породы которой находятся в состоянии катакластического разрушения, а в низах коры – в пластическом состоянии. Направление движения коры относительно мантии может быть определено при знании характера разломов в слое ЗВ – взбросы это или листрические сбросы.

В рамках плитовой тектоники эти материалы могут свидетельствовать о проскальзывании основной части океанической коры по ее нижней части относительно мантии при движении литосферы к зоне субдукции. По-видимому, это проскальзывание в отдельные периоды времени может быть настолько значительным, что при высокой скорости субдукции литосферы, вернее ее мантийной части, субдукции океанической коры может вообще не происходить. Отчасти с этим связано существенное уменьшение размеров аккреционных призм в глубоководных желобах относительно ожидаемых и, как правило, нарушение баланса осадков в них.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное сейсмическое зондирование: Данные по Тихому океану / Отв. ред.: И.П. Косминская, А.Г. Родников, Г.И. Семенова. М., 1987. 103 с. (МГК при Президиуме АН СССР: Материалы мирового центра данных Б).
2. 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., 1977. С. 28–34.
3. Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н. Образование серпентинового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические исследования // Докл. АН СССР. 1982. Т.265, №3. С.572–576.
4. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. №6. С.23–41.
5. Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. №2. С.3–15.
6. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сеймо-стратиграфия кайнозойского осадочного чехла северо-западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С.21–41. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. IV).
8. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
9. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сеймо-стратиграфия мезозойского осадочного чехла северо-западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С.5–20. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. IV).
10. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Покровная структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, №1. С.60–66.
11. Патрикеев В.Н., Рагозин Н.А. Отображение микрорельефа сейсмических границ на временных разрезах (Северо-Западная котловина Тихого океана) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 3–8.
12. Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расчлененность коры Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. 72 с.
13. Пилипенко А.И. Строение асейсмичных хребтов в зоне Маскаренско-Австралийского геотраверза (Индийский океан) // Геотектоника. 1994. №6. С.42–53.
14. Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. №2. С.45–56.
15. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: Факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
16. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника) / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, Ю.П. Непрочнов. М.: Наука. 1984. 231 с.
17. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
18. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 120 с.
19. Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А. Внутренняя структура земной коры. М.: Наука, 1976. 134 с.
20. Шаров В.И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. №1. С.112–120.
21. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Seismicrefraction measurements in the Northwest Pacific basin // J. Geophys. Res. 1969. V. 74, N6. P.1421–1434.
22. Hilde T.W., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific // The Geophysics of the Pacific ocean Basin and its Margin / Ed. Sutton G. H., Morghni M.N., Moberly R. Washington D.C., 1976. (A.G.U. Geophys. Monogr; 19).
23. Kosminskaya I.P., Puzyrev N.N., Alekseev A.S. Explosion seismology: its past, present and future. In: The Mantle. A.R. Ritsema (Ed.) // Tectonophysics. 1972. 13, N1–4. P. 309.
24. Ranero C.R., Reston T.J. Reflective oceanic crust formed at a fast-spreading center in the Pacific // Geology. 1997. V. 25, N 6. P. 499–502.
25. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part II: Oceanic Crust of the Basin / Kiyoshi Suyehiro et al. // Bull of Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo. 1990. Vol. 65. P. 89–104.
26. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part III: Seismic Structure Revealed by Explosion Experiments / Shozaburo Nagumo et al. // Bull of Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1990. V. 65. P. 105–133.

27. Reston T.J., Ranero C.R., Belykh I.N. The structure of Cretaceous crust of the NW Pacific: Constraints on processes at fast spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, N B1. P. 629–644.
28. Spudich P., Orcutt J. A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust // *Revs. Geophys. and Space Phys.* 1980. V. 18, N3. P.627–645.
29. Stoffa P.L., Buhl P. Two-ship multichannel seismic experiments for deep crustal studies: expanded spread and constant offset profiles // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, N B13. P.7645–7660.

*Поступила в редакцию 2 июля 2001 г.*

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

***V.N. Patrikeev***

### **Lithological and tectonic delamination of the crust in the Northwest Pacific**

This paper offers the results of the study of the Earth's crust by the seismic reflection method on the DSS submeridional profile in the DELP experiment carried out in the northwestern basin of the Pacific Ocean. This evidence proves that the crust is layered. Layers 1 and 2 are characterized by lithological, and Layers 3A and 3B, tectonic lamination. Two boundaries of strong structural disturbances have been identified in the crust. The upper boundary coincides with the roof of Layer 3 and manifests itself in the change of angles of dip of faults from subvertical in Layer 3A to 20-25° in Layer 3B. This gives evidence of the change in the state of dilatation deformation of rocks at this boundary and a decrease in the rock strength in Layer 3B.

The lower boundary corresponds to the roof of the contrasting horizon and manifests itself in the flattening of oblique fault zones in Layer 3B as far as the horizontal. This is related to the transition of the medium into a cataclastic state.