

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ОПОРНЫЙ ПРОФИЛЬ 3-ДВ)

© 2021 г. В. Д. Суворов^{1,*}, Е. А. Мельник^{1,**}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

**E-mail: MelnikEA@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 30.10.2019 г.

После доработки 23.04.2020 г.

Принята к публикации 25.09.2020 г.

По данным МПВ и ГСЗ выявлены структуры передового Приверхоянского и локального Тылового (совместно с прилегающей частью складчатой области) прогибов, разделенных высокоскоростным массивом Сетте-Дабанской тектонической зоны. Граница кратона под углом около 15° погружается под кору складчатой системы, где характерный для кратона слой нижней коры со скоростью 6.7–6.9 км/с отсутствует. При этом скорость во всей коре изученной части складчатой системы понижена до 6.2–6.3 км/с, против 6.4–6.5 км/с для кратона, как и на Мохо, соответственно от 7.9–8.0 до 8.3–8.4 км/с. Модель соответствует представлениям о пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, подверженного мезозойской складчатости.

Ключевые слова: земная кора, скорость преломленно-рефрагированных и отраженных продольных волн, метод лучевого трассирования, Приверхоянский, Тыловой прогибы, пассивная континентальная окраина.

DOI: 10.31857/S0002333721060107

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемые данные являются частью комплекса геофизических и геологических исследований вдоль профиля 3-ДВ, входящего в систему опорных региональных профилей Российской Федерации [Кашубин и др., 2016; Эринчек и др., 2014]. Используемые в данной работе сейсмические наблюдения характеризуют структуру земной коры вдоль отрезка профиля 3-ДВ длиной около 600 км, пересекающего слабо изученную геолого-геофизическими методами восточную окраину архейского Сибирского кратона, граничащего с мезозойской Верхояно-Колымской складчатой системой [Pafenov, 1991; Тектоника..., 2001] (рис. 1). Полевые данные представлены двумя системами наблюдений: методами первых вступлений (МПВ) и ГСЗ. Целью первой, более детальной, является изучение сейсмических свойств верхней части коры, предмет второй (с меньшей плотностью наблюдений), вся ее толща и верхи мантии. Интерес к такой задаче обусловлен изучением структуры и природы формирования континентальной зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы [Pafenov, 1991; Тектоника..., 2001]. Прикладная

часть заключается в прослеживании корней тектонических блоков, выделенных, в основном, по данным приповерхностной геологии и региональной геофизики, связанных с генезисом и размещением месторождений полезных ископаемых [Эринчек и др., 2014; Кашубин и др., 2016].

Представляемые здесь результаты заметно отличаются от рассмотренных нами в работе [Суворов и др., 2018]. Увеличена длина участка профиля 3-ДВ в сторону складчатой области, а дополнительные уточнения, связанные с использованием не только волн в первых вступлениях, но и отраженных в последующих, позволили более обоснованно интерпретировать зону сочленения как переход от кратона к пассивной континентальной окраине [Pafenov, 1991; Тектоника..., 2001].

ДАННЫЕ МПВ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

В качестве источников возбуждения в методе первых вступлений (МПВ) использовалась группа четырех вибраторов “Русич” (30 т) с шагом вдоль линии наблюдений 10 км при длине свипа 30 с в полосе частот 10–36 Гц. Длина расстановки станций (*input-output*) равнялась 40 км при шаге



Рис. 1. Положение рассматриваемого участка профиля 3-ДВ на структурной схеме [Тектоника..., 2001]. Геометрия наблюдений вдоль зимней автотрассы показана жирной линией с номерами пунктов возбуждения МПВ (треугольники) и ГСЗ (серые кружки). Приведены названия пересеченных профилем тектонических структур: СД – Сетте-Дабанская тектоническая зона, О – Крайний, В – Восточно-Сетте-Дабанский.

между сейсмоприемниками 50 м. Пункты возбуждения (ПВ) и наблюдений размещались вдоль автомобильной трассы, поэтому фактическое расстояние между ПВ (вдоль ломаной прямой линии, соединяющей ПВ) уменьшилось до 7–9 км, при расстояниях источник–приемник 35–38 км в зависимости от кривизны дороги.

Волновая картина представленная на коррелограммах (вибросейсмические сигналы) характеризует весьма разнообразную структуру верхней коры вдоль рассматриваемого отрезка профиля. Наиболее простая наблюдается в платформенной части, где опорные волны регистрируются в первых вступлениях, когда характеризуют осадочную толщу пород и свойства кристаллического фундамента (рис. 2, ПВ 115). В частности, уменьшение кажущейся скорости в прямом направлении обусловлено его погружением.

Свойства волновой картины значительно изменяются при увеличении мощности осадочных отложений (рис. 2, ПВ 133) с появлением в последующих вступлениях осей синфазности отраженных волн, близких к гиперболической форме. Их времена пробега с удалением от источника в докритической области сближаются, а в закритической части годографы близки к прямолинейной форме с кажущимися скоростями, асимптотически приближающимися к максимальной скорости в покрывающей толще. В рассматриваемом примере выделено четыре довольно отчетливых отражения, годографы которых в своей закритической части дополняют и делают более обоснован-

ными признаки слоистости, проявленные и в первых вступлениях. Следует также заметить различие в выразительности и протяженности осей синфазности и кажущейся скорости на годографах в прямом и встречном направлениях. Кроме того, сгущения трасс, выраженные темными полосами, являются признаками изменения кривизны линии наблюдения при соответствующем уменьшении расстояний источник–приемник.

В восточной части профиля годографы первых вступлений имеют сложную форму, определяющую присутствие латеральных неоднородностей (рис. 3). Последние выражаются в значительных изменениях вдоль профиля времен пробега волн и соответственно кажущейся скорости. Здесь, в последующих вступлениях практически отсутствуют коррелирующиеся гиперболические оси синфазности отраженных волн, свидетельствующие о слабо выраженной слоистости разреза, подобно наблюдающейся на коррелограмме из ПВ 133 (рис. 2).

Предварительные сведения об основных региональных особенностях строения верхней коры по глубине и латерали хорошо видны на системе наблюдаемых годографов первых и последующих вступлений волн (рис. 4), дополняющей рис. 2 и рис. 3. На ней хорошо представлена блочная структура верхней коры, определяемая ее тектоническим районированием и ожидаемым характером изменения скорости с глубиной. Так, в первой половине профиля уверенно картируется область увеличения времен пробега волн в пер-

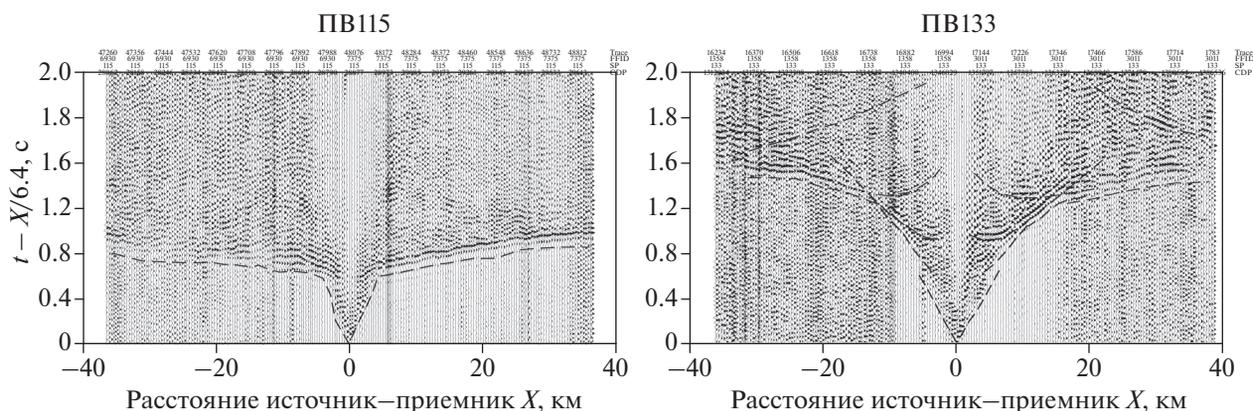


Рис. 2. Примеры нормализованных и фильтрованных в полосе 10–15–30–35 Гц коррелограмм в редуцированном масштабе времен, характеризующих особенности волновой картины при пологом платформенном залегании кровли кристаллического фундамента (ПВ 115) и при значительном его погружении с увеличением мощности слоистых перекрывающих осадочных отложений (ПВ 133). Хорошо видно увеличение времени пробега волн (в сравнении с ПВ 115) и уменьшение кажущейся скорости. Коррелированные оси синфазностей первых вступлений и отраженных волн в последующих показаны черными линиями. Здесь и далее для визуализации амплитудной выразительности волн изображены каждая 8 сейсмическая трасса.

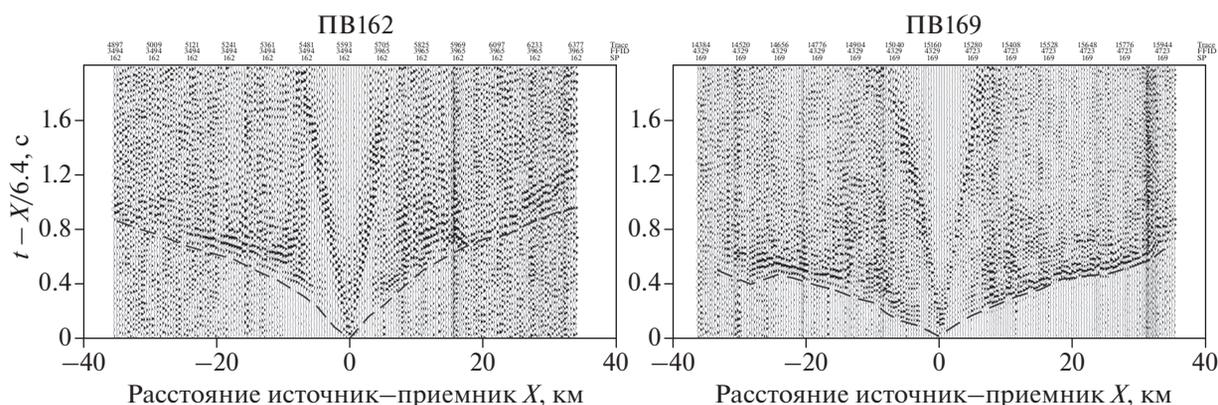


Рис. 3. Примеры коррелограмм, характеризующие типичные особенности волновой картины наблюдаемые в пределах складчатой области (восточная часть профиля). Усл. обозначения см. на рис. 2.

вых вступлениях, обусловленная погружением кристаллического фундамента и увеличением мощности осадочного чехла. Последний, судя по годографам отраженных волн может быть представлен слоистой моделью, со сложной геометрией слоев, изменяющейся по латерали. При этом амплитудная выразительность отражений может изменяться вдоль профиля (рис. 2, рис. 3), затрудняя непрерывность повсеместного их прослеживания при отсутствии отражений на отдельных коррелограммах.

Область, относящаяся к восточному борту Сибирского кратона (Приверхоанский прогиб, рис. 1), ограничивается выступом высокоскоростного массива, выраженного в редуцированном масштабе времен пробега волн в первых вступлениях с близкими к нулю значениями (скорость реду-

кции близка к кажущейся скорости). Поперечный размер массива достигает 50–70 км и, судя по изменениям формы годографов, при более пологом западном его ограничении в сравнении с восточным. Дополнительно отметим присутствие отчетливых отражений на участке, восточного ограничения высокоскоростного массива из ПВ 156 (рис. 4 и коррелограмма ниже).

На востоке, в пределах складчатой области, годографы первых вступлений существенно короче, чем в начальной части профиля при значительно пониженных временах пробега и, соответственно, повышенной кажущейся скоростью. Наблюдаемые локальные, достаточно контрастные изменения времен пробега, свидетельствуют о горизонтальных неоднородностях приповерхностной части земной коры.

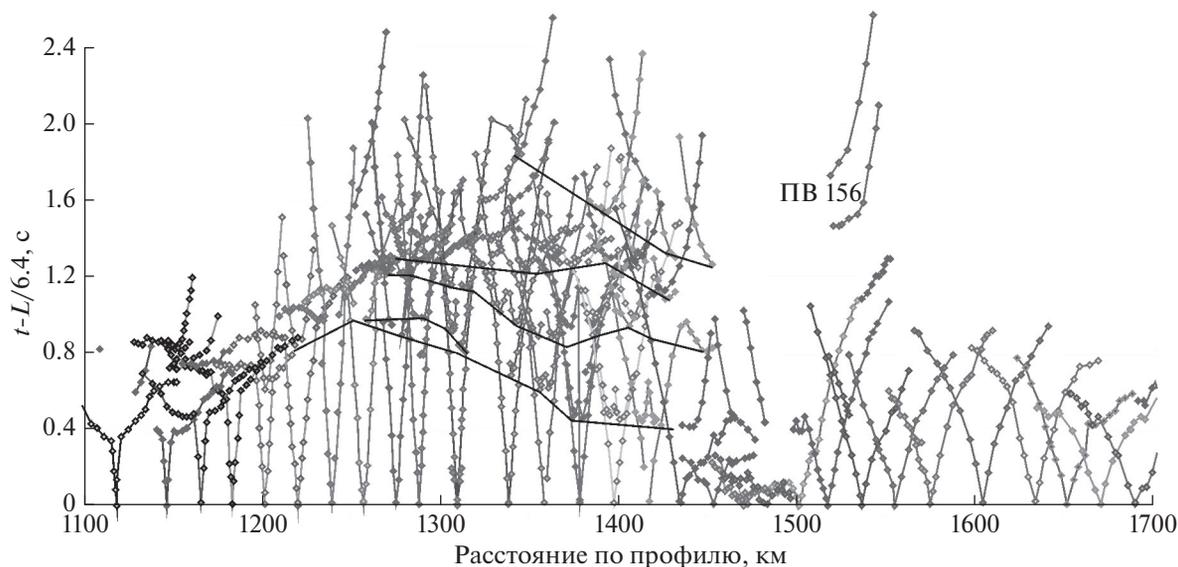


Рис. 4. Схема прореженных наблюдаемых редуцированных годографов первых вступлений и отраженных волн (с гиперболической формой) в последующих (представлено 30 годографов из 63 фактических). Черными сплошными линиями показаны огибающие минимумов годографов отраженных волн, подчеркивающие слоистость толщи осадочных отложений. Для ориентировки отмечены номера некоторых ПВ (рис. 1).

Построение сейсмического разреза верхней коры проведено прямым лучевым трассированием методом направленного подбора параметров [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999], обеспечивающего невязки между наблюдаемыми и расчетными временами пробега волн, не превышающими в среднем 0.05–0.07 с (см. рис. 5, рис. 6). Направленность перебора определяется локальными изменениями положения узлов (или только одного из них) ломаной линии, аппроксимирующей форму сейсмических границ, и послонных узлов вариаций скорости по вертикали и латерали, влияющих на траекторию распространения сейсмических лучей и соответственно, на времена пробега волн. В зависимости от кривизны линии наблюдения, когда лучевые плоскости между ПВ и пунктами приема значительно различаются, невязки на отдельных локальных участках достигают 0.1–0.15 с в зависимости от присутствия латеральных (трехмерных) неоднородностей. Вместе с тем наблюдаемые вариации времен пробега значительно превышают эту величину, что позволяет с достаточной уверенностью в двумерном приближении выделять региональные особенности структуры верхней коры. Ошибку определения кажущейся скорости на базе не менее 15–20 км (двойное расстояние между источниками возбуждения) в среднем можно оценить величиной ± 0.1 км/с. Глубина залегания границ контролируется в основном параметрами модели в окрестности каждого из источников возбуждения, которые затем корректируются результатами лучевого трассирования из соседних ПВ, с увязанными го-

дографами прямого и встречного направлений, образуя взаимно согласованную систему данных. По порядку величины относительная среднеквадратичная погрешность (формула переноса ошибок) в глубине залегания границ, в слоистой среде, при принятых ошибках во времени и скорости может достигать $\pm 2\%$.

Принятая модель состоит из восьми латерально неоднородных слоев, в том числе и выклинивающихся, в которой удастся с приемлемой точностью согласовать наблюдаемые и модельные времена пробега преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Для каждого из слоев и типов волн задавалось минимально достаточное количество лучей, как правило не более 25–30, равномерно выходящих из источников и возвращающихся к поверхности. Это обеспечивало возможность наглядного анализа влияния параметров модели на плотность лучевых траекторий и их связь с основными кинематическими характеристиками наблюдаемого волнового поля. При этом модельные годографы отраженных волн на сейсмограммах определяют возможность локализации коррелирующихся с ними достаточно интенсивных осей синфазности, правда, не всегда большой протяженности и не на каждой коррелограмме. Последнее обусловлено присутствием контрастных латеральных неоднородностей как в структуре, так и в изменениях скорости в среде, которым соответствуют годографы отраженных волн сложной формы, значительно отличающиеся от гиперболичности, что затрудняет их визуальное выделение и корреляцию.

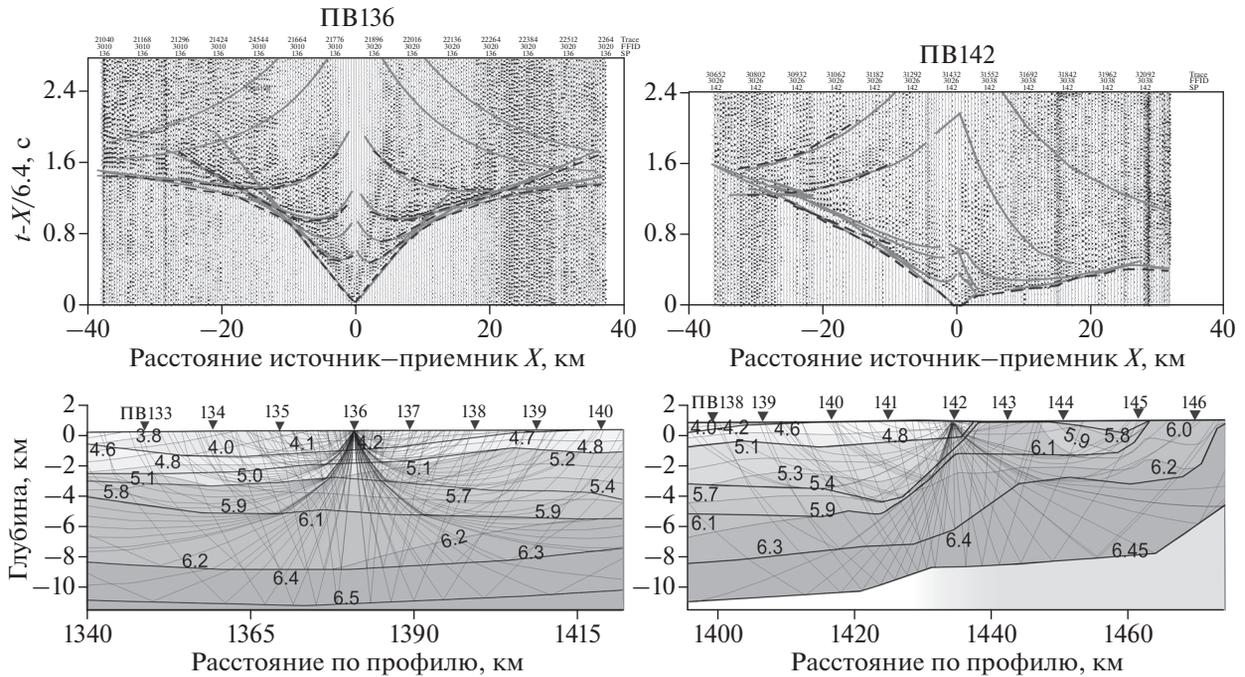


Рис. 5. Примеры редуцированных коррелограмм и лучевых схем распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн на участке Приверхоянского прогиба (ПВ 136, 142) с наблюдаемыми и теоретическими годографами (штриховые и сплошные линии соответственно) при скорости редуции 6.4 км/с. На разрезе толстые линии соответствуют границам со скачком скорости (штриховые неуверенно), тонкие — изолиниям скорости в км/с. Пункты возбуждения, данные которых использованы при моделировании, показаны треугольниками с номерами.

Примеры коррелограмм и результаты моделирования (рис. 5), иллюстрируют в дополнение к рис. 2 и рис. 3 волновую картину с наиболее отчетливыми фазами отраженных волн, определяющими возможность непосредственного обнаружения слоистости осадочного чехла в пределах Приверхоянского прогиба. Важно отметить различие в амплитудной выразительности прослеживания фаз колебаний отраженных волн в прямом и встречном направлениях. Часто это связано с криволинейной геометрией отражающих горизонтов и, по-видимому, повышенным фоном помех в виде интенсивных боковых отражений, а также и случайного шума. Так, например, отраженные волны являются более отчетливыми во встречном направлении (рис. 5, левая часть коррелограммы из ПВ 136), тогда как в прямом от ПВ 136 и 142 на удалениях источник-приемник свыше 20 км их выделение затруднительно на фоне случайных помех значительной интенсивности. Также отражения не наблюдаются на нормализованных коррелограммах в ближней окрестности всех ПВ.

В частности, на коррелограмме из ПВ 136, расположенного в пределах Приверхоянского прогиба, четыре теоретических годографа отраженных волн, коррелирующиеся с интенсивными фазами колебаний подчеркивают слоистость разреза. Два из них встречного направления на боль-

ших временах неплохо согласуются с осями синфазности докритических отражений, визуальная корреляция которых на коррелограммах без модельных годографов затруднительна. Другие прерывистые оси синфазности от наиболее погруженных границ менее выразительны особенно на расстояниях менее 15–20 км от источника. Вместе с тем расчетные годографы в прямом направлении из этого же ПВ от одноименных границ располагаются в области слабо выразительных отражений на повышенном фоне помех.

Распределения лучевых траекторий и времен пробега рассматриваемых волн, соответствующие наблюдаемым годографам показывают, что параметры слоев, определенные совместно по первым вступлениям и отраженным волнам, относятся к наиболее обоснованным (рис. 5). Положение границ на глубине 4–12 км, рассчитанных только по докритическим отражениям, является условным вследствие отсутствия сведений о непосредственной величине и изменениях скорости в соответствующих слоях при отсутствии преломленно-рефрагированных волн. Кроме того, в приближении постоянной скорости в слоях, характерном для моделей по отраженным волнам, возможны изменения геометрии границ вследствие неучитываемых изменений скорости как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

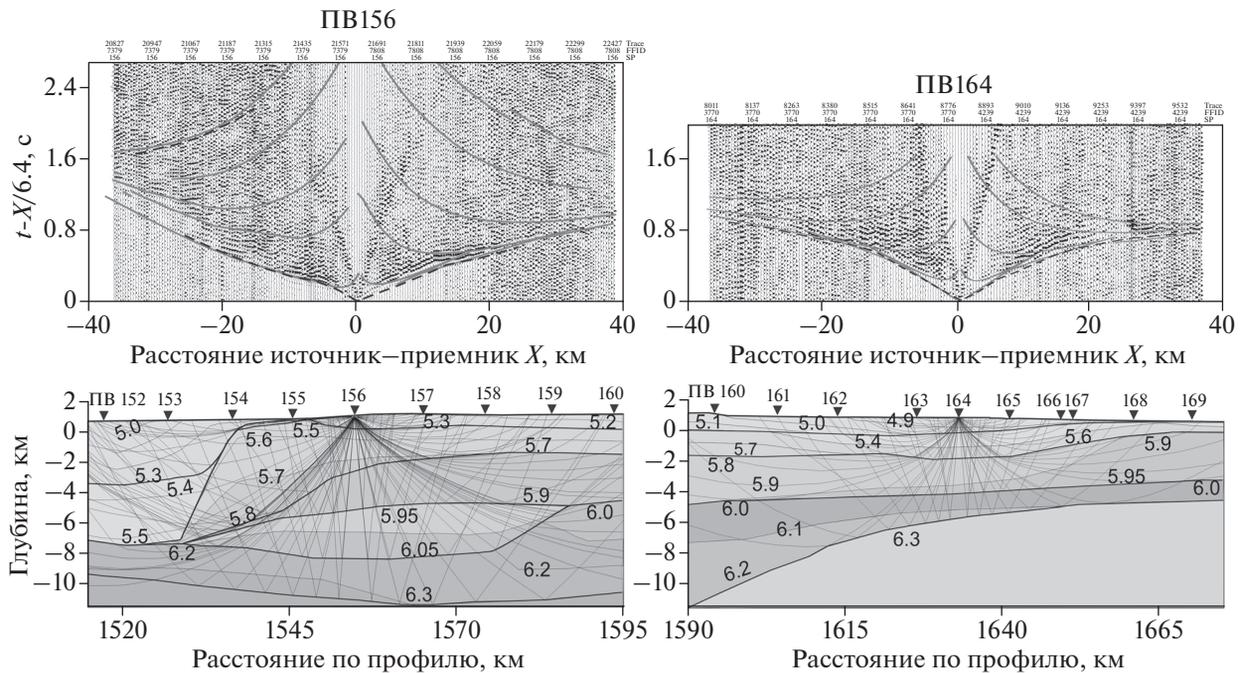


Рис. 6. Примеры моделирования структуры верхней коры в локальном прогибе, непосредственно приуроченном к границе высокоскоростного блока (ПВ 156), и в пределах складчатой системы (ПВ 164). Усл. обозн. см. на рис. 5.

Пример распределения лучевых траекторий в области западного выклинивания слоя мощностью до 4 км и скоростью 4.6–5.4 км/с, примыкающего к приповерхностной части блока со скоростью около 6.0 км/с в окрестности ПВ 142, представлен на рис. 5. Близость расположения ПВ к границе клина подчеркивает высокую контрастность изменения редуцированных времен пробега волн от повышенных (до 1.6 с) во встречном направлении до пониженных (до 0.4 с) в прямом. При этом линия наблюдения значительно искривлена, что выражается на коррелограмме полосами сгущения трасс и уменьшением расстояния источник–приемник (в сравнении длиной линии наблюдения), в частности, из ПВ 142 в прямом направлении на величину до 8 км. Этот эффект проявляется на всех коррелограммах из ПВ, наблюдения из которых пересекают эти зоны сгущения трасс (участок профиля 1430–1500 км, рис 1, рис. 4).

Лучевая схема при удовлетворительном соответствии наблюдаемых и теоретических годографов первых вступлений для ПВ 142 показывает, что в приповерхностной части разреза прибортовой части Приверхоаянского прогиба до глубины около 3 км, скорость изменяется по латерали от 4.2–5.4 км/с, до 5.8–6.2 км/с (участок профиля 1390–1465 км). Подчеркнем, что модель в области демонстрируемого распространения волн из представленного источника, согласована с дан-

ными других ПВ, расположенных на этом участке профиля (рис. 4, рис. 5).

Примеры моделирования типов разреза к востоку от высокоскоростного блока, представлены на рис. 6. Важной особенностью структуры, являющейся достаточно выразительными по амплитуде оси синфазности отраженных волн с близкими к гиперболической форме, наблюдаемые только на встречной части коррелограммы из ПВ 156. В прямом направлении от ПВ они значительно менее проявлены вследствие выклинивания верхних трех слоев со скоростью 5.0–5.3, 5.4–5.5 и 5.6–5.8 км/с. При этом выделение отражений от других, более глубоких границ, затруднено повышенным фоном помех. Совокупность всех данных указывает на присутствие здесь узкого Тылового прогиба (шириной около 35 км) мощностью 5.0–5.5 км/с

К востоку от ПВ 156 визуальная корреляция отражений затруднительна, что хорошо видно в правой части этой коррелограммы и они полностью отсутствуют на данных из ПВ 164, поэтому их нет и на рис. 4. Моделирование показывает, что в восточной части профиля глубина проникания волн в первых вступлениях уменьшается до примерно 4–5 км при увеличении скорости от 5.0 до 5.5–6.2 км/с. Характерные изменения амплитудной выразительности осей синфазности отраженных волн в зависимости от положения источника и направления их распространения в части

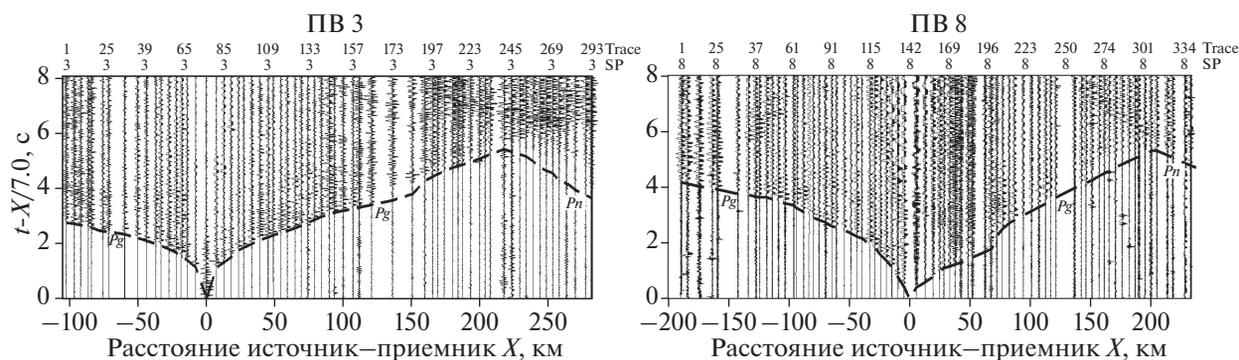


Рис. 7. Примеры сейсмограмм ГСЗ нормализованных и фильтрованных в полосе частот 2–3–15–20 Гц (ПВ 3 и 8) в редуцированном масштабе времен, характеризующих основные особенности изменений времен пробега волн в первых вступлениях, распространяющихся в земной коре (Pg) и в верхах мантии (Pn) в зависимости от положения ПВ. Также можно заметить отсутствие на фоне интенсивных колебаний обособленных протяженных осей синфазности гиперболической формы, характерных для закритических отраженных волн от поверхности Мохо в платформенных условиях.

профиля, расположенного в складчатой области, можно также увидеть и на рис. 6. Интенсивные и протяженные оси отражений хорошо видны только в левой части коррелограммы и практически отсутствуют в правой. Природа этого явления остается пока непонятной.

ДАННЫЕ ГСЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Система наблюдений ГСЗ характеризуется средним расстоянием между пунктами возбуждения 15–30 км (только на двух участках профиля такой промежуток увеличен до 60 и 90 км) в виде рассредоточенных взрывов 4–5 т в неглубоких водоемах и применением телеметрических четырех канальных (с шагом 300 м) станций “Роса-А”, распределенных по профилю через 3–6 км при расстояниях источник–приемник до 400–450 км.

Существенной особенностью на сейсмограммах ГСЗ являются значительные вариации времен пробега волн в первых вступлениях в зависимости как от расстояния взрыв–прием, так и от положения пунктов возбуждения (ПВ). Типичные аномалии, характеризующие основные латеральные изменения волновой картины и времен пробега волн вдоль профиля, иллюстрируются на примерах сейсмограммах (рис. 7).

На сейсмограмме из ПВ 3, расположенного в начале профиля, времена пробега первой волны Pg до 1.0–1.5 с в окрестности источника определяются мощностью осадочного чехла с относительно пониженной скоростью в Приверхоянском прогибе. С удалением от источника на восток, увеличение их времени пробега сопровождается монотонным нарастанием кажущейся скорости, нарушающемся ее локальным увеличением на участке 110–140 км приповерхностного блока с аномальной скоростью (рис. 4, рис. 5, рис. 7).

Следующее за этим увеличение времен (уменьшение скорости, на участке годографа 140–170 км) соответствует Тыловому прогибу, заполненному отложениями с относительно пониженной скоростью (рис. 6, ПВ 156). Волна, проникающая в верхнюю мантию Pn , выходит в первые вступления на расстоянии от источника около 210 км. Ее прослеживание здесь затруднено слабой интенсивностью (как и первых вступлений на интервале расстояний 150–190 км), подтверждаемой только по взаимным временам из других ПВ (рис. 8). На расстояниях от источника 180–300 км в последующих вступлениях можно выделить отраженную волну от Мохо (PmP), в виде первой интенсивной фазы колебаний примерно гиперболической формы.

Также уверенно коррелируются с приповерхностными неоднородностями, выявленными по данным МПВ, изменения времен пробега волны Pg на сейсмограмме из ПВ 8 в восточной части профиля (рис. 1, рис. 7). Отчетливое плавное увеличение кажущейся скорости на встречном годографе обусловлено структурой Приверхоянского прогиба (рис. 4, ПВ 136). На годографе в прямом направлении локальное увеличение кажущейся скорости на участке удалений от источника 10–50 км определяется аномальным блоком. Далее, на участке шириной около 50–80 км скорость уменьшается, маркируя положение Тылового прогиба (рис. 6, ПВ 156). Существенной особенностью годографа первых вступлений на интервале удалений 80–90 км от ПВ 8 вплоть до выхода в первые вступления волны Pn (на расстоянии источник–приемник около 210 км) является его прямолинейная форма с пониженной интенсивностью колебаний. В отличие от ПВ 3 здесь характерно отсутствие типичных корреляционных признаков обнаружения волны PmP .

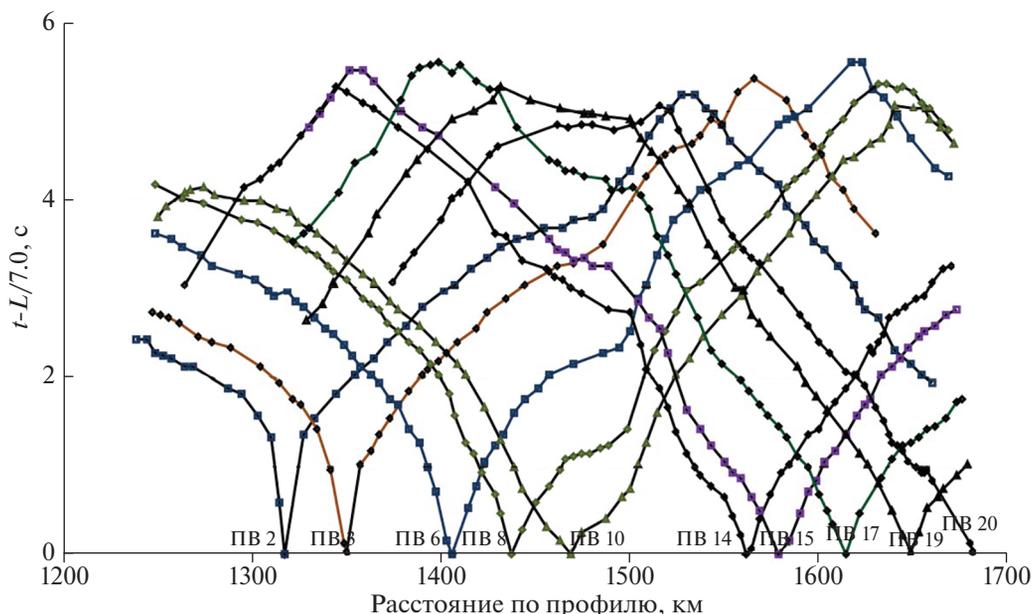


Рис. 8. Система наблюдаемых редуцированных годографов волн в первых вступлениях по данным ГСЗ (Pg — распространяющаяся в земной коре, Pn — преломленная на Мохо) с номерами ПВ. Резкие изменения наклона годографов с переходом от кажущейся скорости 6.6–7.0 до 7.9–8.0 км/с маркируют выход в первые вступления волны Pn . Скорость редукции 7 км/с.

Блок с аномально повышенной скоростью (1430–1500 км профиля, рис. 4, рис. 8) разделяет систему годографов волны Pg на западную и восточную части. Кажущаяся скорость этой волны, распространяющейся в встречном направлении из ПВ 2–10 монотонно увеличивается с расстоянием источник–приемник в пределах Приверхоанского прогиба. На годографах из этих же ПВ в прямом направлении он также ограничен на 1430 км, резким увеличением скорости. Далее на восток наблюдаются подобные наклоны всех нагоняющих годографов (ПВ 2–10).

Контрастность изменения формы годографов волны Pg , распространяющейся в прямом направлении из источников, расположенных в западной части профиля тесно связана с приповерхностными неоднородностями в виде аномального блока (1430–1500 км профиля) и ограничивающего его Тылового прогиба (1500–1530 км), с пониженной кажущейся скоростью (рис. 4). Годографы из ПВ 6, 8, 10 (частично и из ПВ 3) на участке профиля свыше 1500 км имеют прямолинейную форму вплоть до выхода в первые вступления волны Pn , с параллельностью, зависящей от положения ПВ относительно латеральных неоднородностей. Наиболее контрастно это проявляется на годографах прямого направления из ПВ 8 и 10 (рис. 8).

На встречных годографах из ПВ 14–20 также хорошо проявлены приповерхностные неоднородности в виде пониженных значений кажущейся

скорости, соответствующих Тыловому прогибу (1500–1550 км профиля), и следующего за ним участка с аномально повышенной скоростью (1430–1500 км). В пределах Приверхоанского прогиба удаленная часть годографов первых волн из ПВ 14, 15 отличается практически прямолинейной формой, отличающейся от монотонного нарастания кажущейся скорости на нагоняемых годографах из ПВ 8, 10, вплоть до резкого ее увеличения, свойственного волне Pn .

Характерной особенностью последней является повышение времен пробега на величину до 1 с из источников, расположенных в восточной части профиля в сравнении с западными. Например, выход волны Pn в первые вступления из ПВ 10 наблюдается в западной части профиля на редуцированном времени около 4.0 с на расстоянии источник–приемник около 200 км, тогда как в восточной части профиля это значение увеличено до 5 с при пониженном до 170 км расстоянии от источника.

Выявленные свойства наблюдаемых годографов ГСЗ фактически определяют стартовую модель земной коры, параметры которой являются целью численного моделирования. При этом возможны ошибки в локализации и неточности в оценках скорости в пределах региональных неоднородностей, выявленных априори по системе годографов (рис. 4) и в соответствии с детальностью системы наблюдений. Конечно, на выбор стартовой модели может оказывать влияние не

всегда уверенная визуальная фазовая корреляция волн, однако размеры и контрастность рассматриваемых неоднородностей значительны, чтобы отнести их к достаточно обоснованным и пригодным для локализации. Здесь особую значимость приобретают расчет годографов первых вступлений (рис. 8), используемых в качестве первого приближения и анализ их соответствия наблюдаемому волновому полю. Это имеет непосредственное отношение и к обнаружению отраженной волны от Мохо (PmP) на сейсмограммах и определение ее годографов, являющихся в платформенных условиях, как правило, опорными. В нашем случае ее корреляция в виде протяженных годографов гиперболической формы оказывается весьма затрудненной из-за значительной неоднородности коры. Поэтому для волны PmP , в качестве первого приближения, полезно использовать модельные годографы, в некоторой окрестности которых можно пытаться обнаружить хотя бы фрагменты ее осей синфазности и при обоснованной необходимости корректировать параметры нижней коры, не противоречащие годографам волны Pn .

Моделирование структуры земной коры производилось итеративным методом прямого лучевого трассирования [Zelt et al., 1992; Zelt, 1999] с учетом свойств ее верхней части, полученных по наблюдениям МПВ. При этом восемь слоев верхней коры дополнены еще двумя в нижней ее части и одним в верхах мантии с подошвой на глубине 60 км. Для более равномерного распределения лучевых траекторий лучше соответствующих разрешающей способности метода ГСЗ с менее плотной системой наблюдений (рис. 8) использован сглаженный рельеф границ в верхней коре.

Невязки времен пробега между наблюдаемыми и теоретическими годографами достигали в среднем 0.1–0.2 с, что по порядку величины соответствует фазе регистрируемых колебаний, хотя на локальных участках невязки могут быть больше вследствие кривизны линии наблюдения и влияния трехмерных неоднородностей. Вместе с тем, увеличение длины участков годографов и соответствующей мощности модельных слоев в коре и верхах мантии (в сравнении с МПВ) не приводит к увеличению погрешности в оценке скорости, которая в среднем, как и для верхней коры, достигает ± 0.1 км/с. Однако погрешность определения глубины границ в нижней коре оказывается больше, чем для верхней. Оценка ее величины по формуле переноса ошибок, например, для глубины Мохо в двухслойном приближении достигает по порядку величины $\pm 5\%$ в значительной зависимости от погрешности определения параметров верхней относительно низкоскоростной части коры.

В модели с контрастными латеральными неоднородностями удалось подобрать параметры средней и нижней частей коры при удовлетворительном соответствии наблюдаемых и теоретических годографов первых вступлений, правда не без затруднений (рис. 9). Подчеркнем также, что количество изображенных (как и выше для данных МПВ), равномерно выходящих из источника лучей и распространяющихся преломленно-рефрагированных волн (Pg в коре, Pn в мантии) в каждом из слоев и отраженных от границ в коре (PcP_1 , PcP_2) и Мохо (PmP) принято минимально достаточным, как правило, не более 25–30. Это обеспечивает необходимый анализ особенностей годографов и их связь с параметрами коры, что особенно важно для визуального обнаружения фрагментов достаточно интенсивных осей синфазности отраженных волн часто не гиперболической формы.

Рассмотрим результаты моделирования, полученные в начальной части профиля на примере встречной сейсмограммы из ПВ 6, на которой модельный и наблюдаемый годографы первых вступлений в интервале расстояний до 160 км соответствуют волне Pg , распространяющейся в верхней коре и проникающей на глубину до 10–12 км. Сложность разреза подтверждается здесь отраженными волнами от двух границ, годографы которых практически совпадают с первыми вступлениями в критической точке. Отсутствие закритических отражений как модельных, так и наблюдаемых, можно объяснить кривизной границ.

Область прослеживания распространяющейся в прямом направлении волны Pg из ПВ 6 ограничена 150 км при сложной форме годографов обусловленной выклиниванием трех верхних слоев при переходе к блоку с аномально повышенной скоростью и понижением скорости в его тыловой части. В пределах этого блока существует разрыв модельного годографа для волны, распространяющейся в третьем слое при переходе через преломляющую границу со скоростью 6.0 км/с на глубине около 8 км. Изменением ее рельефа такой эффект можно устранить, однако это приведет к другому распределению лучевых траекторий волны Pg из ближних к рассматриваемому пункту возбуждения и увеличению невязок между модельными и наблюдаемыми годографами.

Более сложная ситуация наблюдается на интервале удалений от источника 150–200 км, где в области первых вступлений волна, лучевые траектории для которой пересекают аномальный блок, имеет пониженную интенсивность, в соответствии с их плотностью. Согласовать наблюдаемый и модельный годографы в этой области удалось моделированием отраженной волны PcP_1 от криволинейной границы на глубине около 20 км. Важно также, что эта волна контролирует

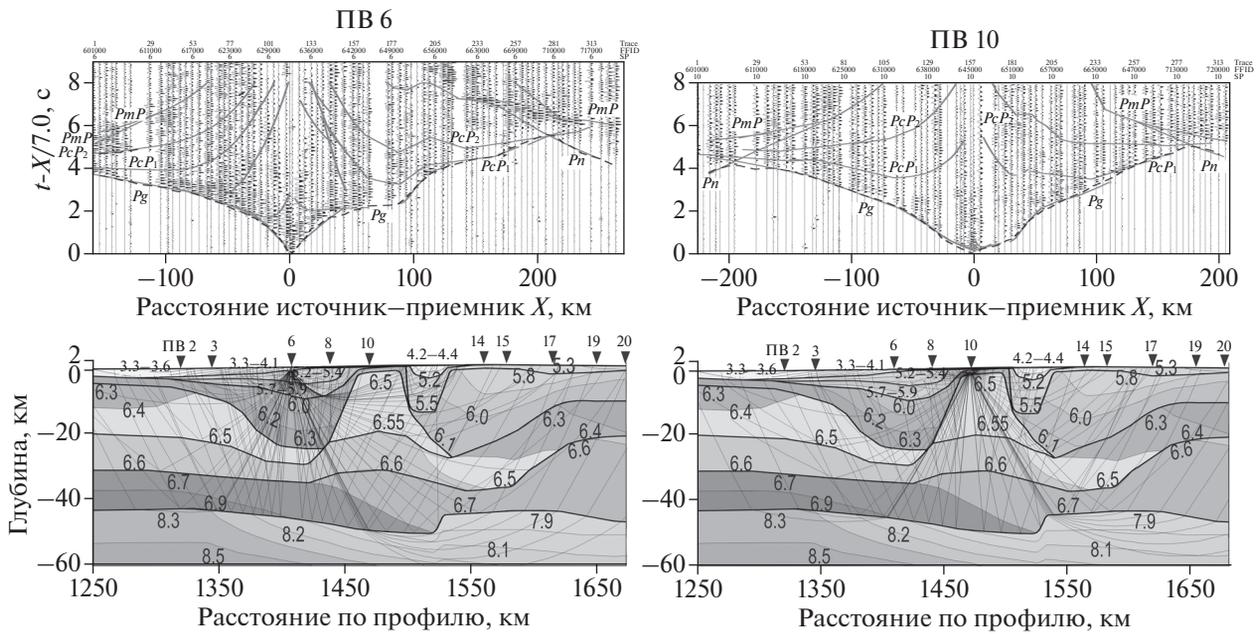


Рис. 9. Примеры моделирования сейсмической структуры коры для сейсмограмм (вверху) из источников, расположенных в Приверхоянском прогибе (ПВ 6) и в пределах высокоскоростного блока (ПВ 10). Показаны наблюдаемые (штриховые линии) и модельные годографы (сплошные), вместе с сейсмическими разрезами (внизу). Даны значения скорости в км/с и лучевые траектории распространения волн. Показано положение ПВ (треугольники) и их номера вдоль профиля, данные которых использованы при моделировании.

повышенную до 20 км мощность пород со скоростью до 6.0–6.1 км/с к востоку от аномального блока, также, как и увеличенное до 15 км положение подошвы Тылового прогиба. Во встречном направлении из этого же источника отсутствует достаточно интенсивная и протяженная ось синфазности волны PcP_1 , хотя в окрестности модельного годографа можно найти коррелирующиеся короткие фрагменты, возможно относящиеся к этой волне.

Отраженная от границы на глубине 30 км волна PcP_2 , представлена в левой части сейсмограммы короткой интенсивной осью синфазности на расстоянии 130–160 км от ПВ 6 (рис. 9). Она является первой в цуге последующих колебаний протяженностью около 0.5 с, который ограничен сверху годографами волн Pn и PmP в окрестности критической точки. В прямом направлении модельный годограф отражений PcP_2 от границы на глубине около 30 км совпадает в интервале удалений 150–220 км с наблюдаемой мало амплитудной осью синфазности.

Времена пробега волны PmP , распространяющейся в прямом направлении из ПВ 6, уверенно соответствуют фазам интенсивных колебаний на интервале расстояний 140–160 км в критической области вместе с волной Pn , прослеживающейся в последующих и первых вступлениях (рис. 9). Далее, в годографе волны PmP наблюдается разрыв и петля, вследствие изменений лучевых траекто-

рий в области ступенеобразного рельефа Мохо. За ее пределами, начиная с удалений 220 км, модельный годограф коррелируется с фазой колебаний повышенной амплитуды.

Область распространения закритических лучей волны PmP на встречной части сейсмограммы из ПВ 10 ограничена границей приповерхностного блока с повышенной скоростью и при непрерывном распределении лучей волны Pn . В прямом направлении интенсивные в области критической точки фазы колебаний волны PmP соответствует модельному годографу на интервале удалений 120–200 км, как и менее интенсивные колебания Pn в первых вступлениях.

Увеличение времени пробега волн Pg , PmP на величину около 1.0 с в прямом направлении из ПВ 3, 6, 8, 10, в сравнении с данными из ПВ 10 встречного направления (рис. 8), определяется пониженной скоростью в коре к востоку от аномального блока в сравнении с западной и уменьшением (от 8.2–8.3 до 7.9 км/с) скорости на Мохо (рис. 9).

Совпадающие наблюдаемый и модельный годографы волны Pg встречного направления из ПВ 15 отчетливо определяют положение Тылового прогиба с пониженной скоростью и блока с ее аномальным увеличением (рис. 10). Область ее прослеживания только до 125 км на сейсмограмме, как видно по распределению лучевых траекторий, определяется глубиной залегания подош-

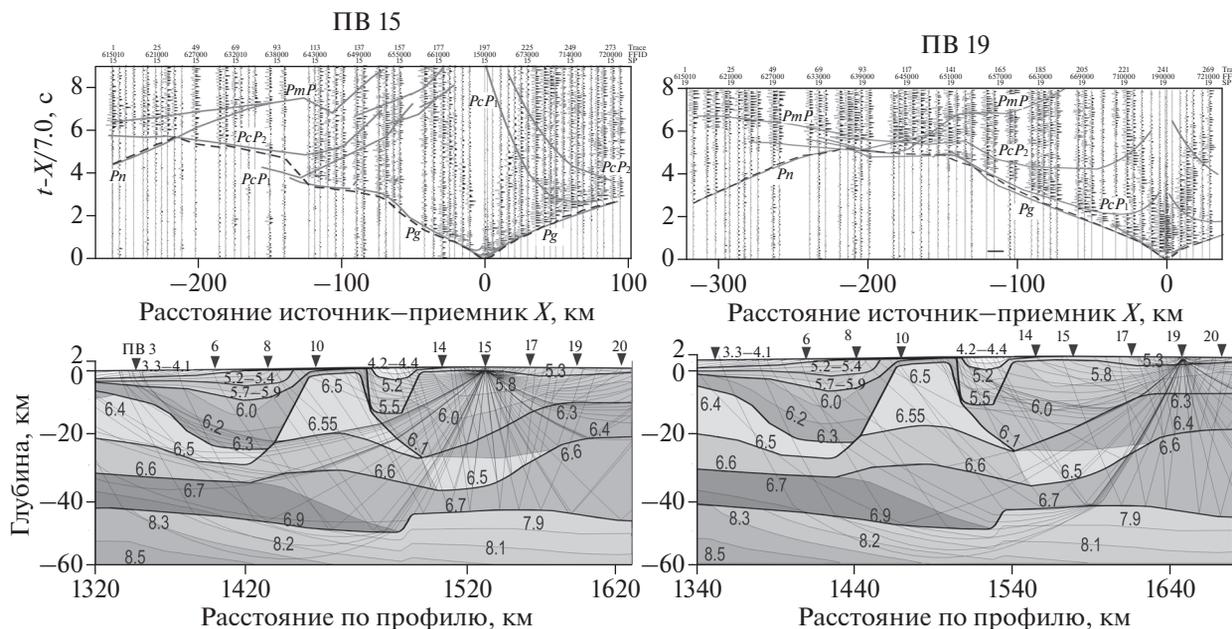


Рис. 10. Сейсмограммы с наблюдаемыми (штриховые линии) и модельными (сплошные) годографами (вверху) и результаты моделирования структуры коры по данным из ПВ 15, 19, расположенных в восточной части профиля (внизу). Усл. обозн. см на рис. 9.

вы Тылового прогиба. Далее интенсивность колебаний в области первых вступлений резко уменьшается, в соответствии с плотностью лучевых траекторий, а короткий отрезок модельного годографа с кажущейся скоростью, пониженной в сравнении с предшествующей его частью, можно соотнести с фазой волны PcP_1 . С удалением от ПВ ее интенсивность еще более уменьшается и наблюдающаяся на примерно 0.5 с позднее ось синфазности модельного годографа соответствует волне PcP_2 , прослеживающейся до удалений 260 км. Модельный годограф волны PmP имеет сложную форму, соответствуя наиболее интенсивными фазами колебаний только в закритической области (интервал расстояний 140–200 км), где также присутствует и фаза волны Pn с более высокой кажущейся скоростью.

В прямом направлении из ПВ 15 (рис. 10) глубина проникания волны Pg , в соответствии с наблюдаемым годографом, достигает 10–12 км, определяя положение преломляющей границы со скоростью 6.3 км/с. Это подтверждается также годографами из ПВ 14, 15, 17 (рис. 8), где первые вступления в прямом направлении с кажущейся скоростью около 6.3 км прослеживаются, начиная с расстояний от источников в 30 км. Во встречном направлении, по данным из ПВ 6, 10 (рис. 9), эта граница погружается на глубину около 20–25 км в направлениях к высокоскоростному блоку. Не противоречит этому и годограф отраженной волны PcP_1 из ПВ 10 (рис. 9) в виде отчетливой фазы интенсивных колебаний в видимых

первых вступлениях на расстояниях взрыв-прием около 130–170 км.

Волновая картина и годографы встречного направления из ПВ 19 значительно отличаются от ПВ 15 более уверенным прослеживанием волн Pg и Pn в первых вступлениях (рис. 10). Контрастно пониженная до 6.8–7.0 км/с кажущаяся скорость волны Pn в интервале удалений от ПВ 150–200 км контролируется блоком с аномально повышенной скоростью и с учетом сейсмического сноса ступенеобразным подъемом границы Мохо. Волна PcP_1 представлена интенсивной осью синфазности, прослеживающейся вслед за высокочастотными и малоамплитудными колебаниями волны Pg . Волне PcP_2 соответствует интенсивная ось синфазности в последующих вступлениях на эпицентральных расстояниях 130–220 км. Теоретический годограф волны Pn и достаточно интенсивные первые вступления на удалениях свыше 220 км, удовлетворительно согласованы, а сложная форма годографа волны PmP с разрывом из-за ступени в рельефе Мохо и аномального блока в коре, затрудняет обнаружение соответствующих осей синфазности в интерференционном волновом поле. Времена пробега волн из других ПВ, расположенных в восточной части профиля, дополняют обнаруженные выше региональные особенности строения коры также в зависимости от латеральных приповерхностных неоднородностей (рис. 8, рис. 10).

Представленные примеры иллюстрируют принципиальные особенности моделирования структу-

ры коры, согласованной с системой данных по всем ПВ ГСЗ и только частично с данными МПВ по верхней коре. Наиболее значительные изменения касаются увеличения мощности верхней коры со скоростью 6.0–6.2 км/с до примерно 20–25 км в областях, обрамляющих блок с повышенной до 6.5 км/с скоростью (рис. 9, рис. 10) в сравнении с 8–10 км по данным МПВ (рис. 7, рис. 8). По данным МПВ в верхней коре распространяющаяся вдоль слоев преломленно-рефрагированная волна P_g имеет наибольшую длину близгоризонтальной части лучей, определяющих кажущуюся скорость, близкую к изменениям скорости внутри слоев. С глубиной это свойство утрачивается отсутствием таких волн из-за недостаточных расстояний источник–приемник и переходом к отраженным волнам, для которых лучевые траектории являются наклонными. Так, например, для ПВ 10 (рис. 9), судя по модельному годографу волны PcP_1 , прямого направления (соответствует интенсивной фазе колебаний в видимых первых вступлениях), наименьший угол луча, отраженного от рассматриваемой границы на глубине 25–30 км, уменьшается до 20–25° на расстоянии около 125–150 км и увеличиваясь с приближением к источнику. Возможно, что различие в скоростях, определяемых по данным рефрагированных и отраженных волн связано с квазианизотропными свойствами земной коры, что требует дополнительного изучения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Моделирование структуры земной коры при контрастных латеральных неоднородностях выявило ряд особенностей. Прежде всего, отметим, что представление сейсмограмм (от взрывных источников) и кореллограмм (от вибрационных) в нормализованном виде приводит к ослаблению влияния геометрического расхождения на амплитуды регистрирующихся волн, особенно в ближней зоне к источникам. В результате удается выделить отраженные волны в докритической области от границ в верхней коре, особенно в пределах слоистых осадочных бассейнов большой мощности. Это значительно расширило возможности обоснованного построения латерально неоднородной структуры земной коры путем кинематического двумерного моделирования. При этом природа достаточно интенсивных и протяженных осей синфазности волн в первых и последующих вступлениях может быть определена по соответствию их модельным годографам. Последние, в зависимости от положения источников и приемников относительно неоднородностей, имеют сложную и прерывистую форму, отличающуюся от гиперболичности для отраженных волн и от монотонно увеличивающейся кажущейся скорости волн в первых вступлениях. Это существенно затрудняет выявление даже опорных волн на сей-

смограммах и построение соответствующих годографов, необходимых для составления стартовой модели с наиболее адаптированной к имеющимся данным параметризацией (рис. 2, рис. 4, рис. 7, рис. 8). Определение природы волн в первых вступлениях также не является простым, что показано моделированием в условиях значительных неоднородностей коры.

Следует напомнить важную особенность результатов, касающихся строения консолидированной толщи земной коры. Выше отмечалось различие на сейсмограммах представительности достаточно выразительных по интенсивности осей синфазности отраженных волн прямого и встречного направлений как от фиксированного источника, так и при изменении его положения. Такое явление, скорее всего, связано с контрастными скоростными латеральными неоднородностями, кривизной и прерывистостью отражающих элементов. Поэтому предлагаемая модель характеризует сглаженную, региональную структуру коры, в которой сейсмические границы могут представлять собой огибающие отдельных протяженных (много больше зон Френеля) отражающих элементов, не являющихся фактически непрерывными.

Верхняя кора по данным системы наблюдений МПВ

К наиболее крупным структурам верхней коры относятся Приверхоянский передовой и Тыловой прогибы, разделенные блоком с аномально повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью (рис. 11). Протяженность передового прогиба достигает 120–180 км, а локального Тылового только до 30 км.

Приверхоянский передовой прогиб условно можно представить тремя этажами, разделяющимися по структуре и значениям скорости (рис. 11). Напомним, что признаки слоистости подтверждаются данными отраженных волн. Верхний из них, сложенный мезозойскими отложениями [Pafgenov, 1991; Тектоника..., 2001], характеризуется пониженными до 3.3–4.1 км/с значениями скорости и увеличивающейся мощностью, вдоль профиля от 0.5 до 2 км в центральной части прогиба и выклинивающейся затем в восточном направлении с приближением к блоку с аномальной скоростью. Заметим, также что изменения мощности этого слоя связаны с изгибом профиля относительно борта Вилуйской синеклизы (рис. 1). До 1250 км профиль направлен в северо-восточном направлении в сторону увеличения мощности осадочного чехла синеклизы и ее уменьшением с изменением направления на восточное с приближением к прибортовой Сетте-Дабанской тектонической зоне (ПВ 123, рис. 1, рис. 11).

Второй структурный этаж определяется тремя слоями с значительными изменениями скорости

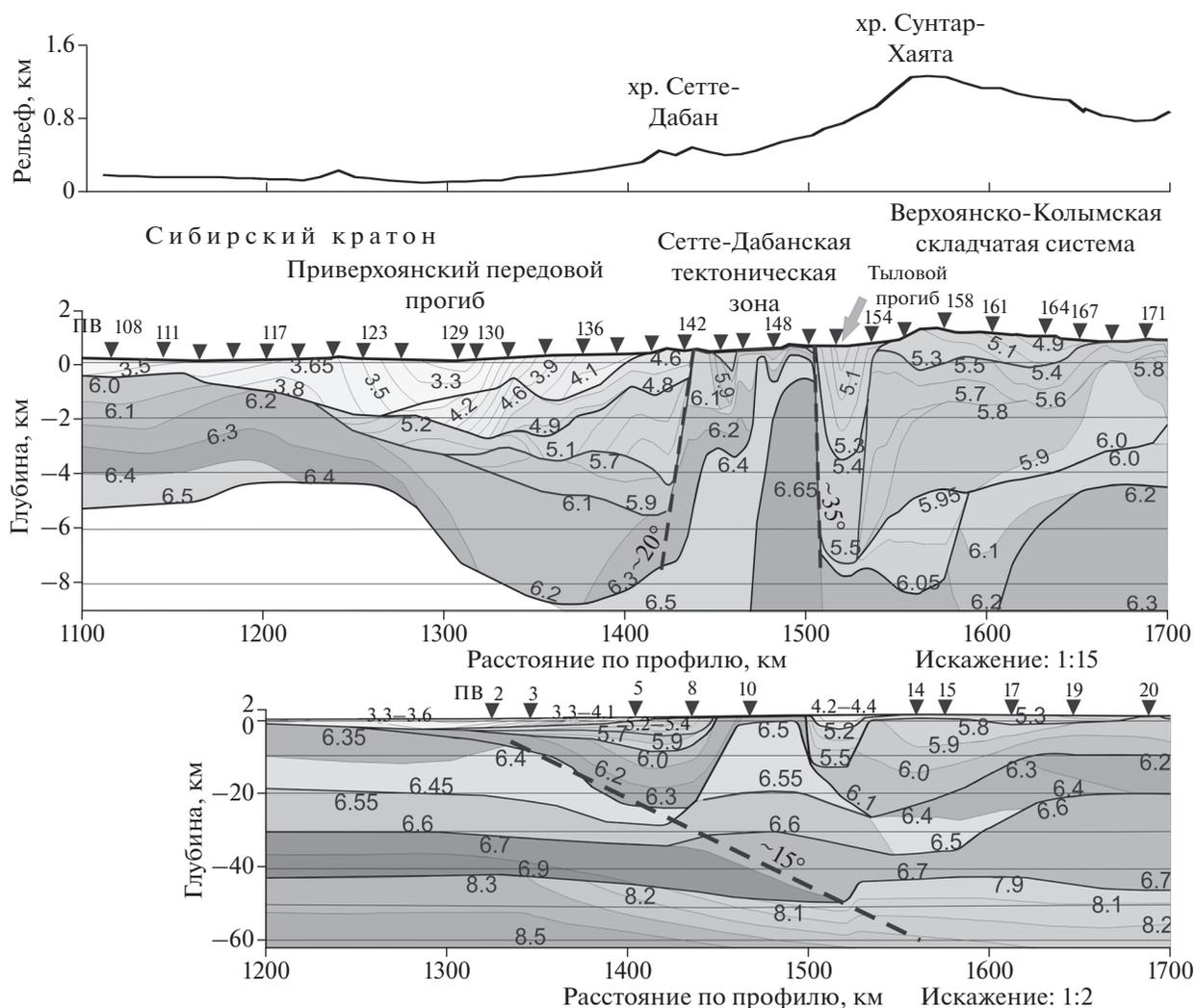


Рис. 11. Сейсмические разрезы верхней коры и всей ее толщи. Вверху рельеф дневной поверхности. Толстые линии – сейсмические границы со скачком скорости или с изменениями ее градиента в слоях, тонкие – изолинии скорости с значениями в км/с. Штриховыми черными линиями показаны контакт аномальной неоднородности с осадочным чехлом в верхней коре и вероятная граница кратона с углами падения в градусах. Черные треугольники с номерами – пункты возбуждения.

от 4.2 до 5.9 км/с по глубине и латерали. Максимальная мощность этажа достигает 5–6 км в пред-Сетте-Дабанской тектонической зоне, где он резко, видимо, по контакту, выклинивается. В западном направлении его мощность также постепенно уменьшается вплоть до выклинивания в окрестности 1400 км профиля. При пологой подошве этажа, мощность слоев в его толще, как и скорость довольно изменчивы по латерали. Судя по значениям скорости можно предполагать, что он сложен дислоцированными породами палеозойского возраста [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001].

В центральной части передового прогиба скорость в третьем этаже достигает 6.0–6.2 км/с при мощности до 5 км и глубине подошвы около 8.0 км. В западной части профиля кровля слоя, который

отнесен к архейскому кристаллическому фундаменту со скоростью 6.0–6.2 км/с залегает на глубине около 1 км. В приплатформенной части скорость с значительным градиентом возрастает на глубине 3–4 км до 6.4 км/с и уменьшается до 6.1–6.2 км/с под центральной частью прогиба на глубине 5–8 км. Для кристаллических пород уменьшение скорости с глубиной при повышении литостатического давления не является типичным, поэтому отсутствует уверенность в отнесении этой части слоя к кристаллическому фундаменту. В зоне восточного контакта с аномальным блоком скорость, повышенная до примерно такой же величины 6.0–6.2 км/с, наблюдается на близкой глубине 6–8 км, которая уменьшается в восточном направлении до 2–4 км.

Изменения структуры и скорости в верхней коре разделены аномальным блоком, соответствующим по геологическим данным Сетте-Дабанской тектонической зоной (рис. 1, рис. 11). В его приповерхностной части скорость увеличивается в восточном направлении от 6.1 км/с до 6.4 км/с. Западный контакт блока, прослеженный на глубину 6–8 км при угле падения около 20°, ограничивает передовой прогиб при скачкообразном уменьшении скорости от 6.1–6.2 до 4.6–5.9 км/с. На восточном контакте блока с углом падения около 35° скорость 6.4–6.6 км/с также скачком уменьшается до 4.9–5.5 км/с в узком (шириной около 30 км) Тыловом прогибе глубиной до 8 км.

Таким образом, структурные и скоростные характеристики передового и расположенного восточнее Сетте-Дабанского блока, локального Тылового прогибов и далее уже в пределах складчатой области оказываются в целом структурно подобными, но с значительными различиями в изменении скорости. Так, обособляется узкий Тыловый прогиб, характеризующийся пониженной скоростью 5.1–5.5 км/с, и мощностью до 6–7 км. Примерно такая же скорость наблюдается и в более протяженной части Приверхоанского прогиба, приуроченной к аномальному блоку, с пониженной 4 км мощностью. Кроме того, в складчатой области отсутствует первый структурный этаж (мезозойский) со скоростью 3.2–4.1 км/с и верхняя часть второго (скорость 4.2–4.9 км/с, возможно также объединить его с первым этажом). Здесь на дневной поверхности наблюдаются породы со скоростью 5.1–5.5 км/с, которая увеличивается до 5.9–6.0 км/с на глубине 3–5 км, соответствуя нижней части второго структурного этажа в передовом прогибе. Ниже, как и в последнем выделяется слой мощностью 2–4 км и скоростью 6.0–6.2 км/с. Глубина залегания кровли этого слоя вблизи Сетте-Дабанской тектонической зоны около 8–10 км и уменьшается к востоку до 2–3 км при уменьшении мощности до 3–4 км при практически неизменной скорости. Максимальная, более 4–5 км, глубина сейсмических границ в рассматриваемом структурном этаже (и более глубокие), оцененная по отраженным волнам, является условной в зависимости от принятых значений пластовой скорости. В этой части профиля под рассмотренным этажом, как и в передовом прогибе, могут присутствовать породы со скоростью 6.1–6.2 км/с.

Структура всей толщи коры уточнена в сравнении с описанной в работах [Соловьев и др., 2016; Суворов, Мельник, 2018] за счет привлечения данных отраженных волн, при более отчетливом картировании структуры передового Приверхоанского, локального Тылового, совместно с прилегающей к нему частью складчатой области прогибов со скоростью 4.9–5.9 км/с и увеличенной

до 10–12 км мощностью в сравнении с 6–7 км по данным МПВ (рис. 11). Отнесение нижней части прогибов (по обе стороны от Сетте-Дабанской зоны) со скоростью 6.0–6.2 км/с к осадочному чехлу, что приводит к практически двукратному увеличению его мощности, остается дискуссионным, особенно в пределах складчатой области, где отраженные волны не выделяются и непосредственные признаки слоистости отсутствуют.

Также неизученной является природа заглубления сейсмических границ в верхней коре при уменьшении скорости и степени ее роста с глубиной по данным проходящих отраженных волн от глубоко залегающих границ. Можно предполагать, что она связана с квазианизотропией земной коры, поскольку эффект коррелируется с различием в направлениях лучевых траекторий распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Для первых лучи, преимущественно горизонтальные, распространяются с повышенной скоростью, для вторых, она меньше при круто наклоненных лучах под углами более 20–25° в зависимости от глубины отражателей и расстояний от источника.

Прогибы разделены Сетте-Дабанской тектонической зоной, представленной в приповерхностной части блоком (вероятно магматической природы) шириной около 50 км с аномально повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью, прослеженной, на фоне окружающей среды до глубины около 30 км.

Отделяет верхнюю кору от нижней ее части отражающая граница со скачком скорости 6.45–6.55 км/с. Она залегает согласно с передовым прогибом, образуя впадину амплитудой около 10 км за счет утонения подстилающего слоя с скоростью 6.55–6.6 км/с. Под Сетте-Дабанским блоком скорость в этом слое мощностью до 10 км сохраняется постоянной и только при непосредственном переходе в складчатую область уменьшается до 6.4–6.5 км/с. Дальнейшее вдоль профиля ее уменьшение до 6.2–6.3 км/с коррелируется с подъемом слоя от 25–35 до 10–20 км.

В кратонной части профиля кровля слоя со скоростью 6.7–6.9 км/с и мощностью 10–15 км определяющего переход кора–мантия залегает на глубине 30–40 км. Под Сетте-Дабанской зоной скорость в этом слое постепенно уменьшается до 6.6–6.7 км/с, являющейся характерной для складчатой области. В восточном направлении мощность слоя нижней коры довольно резко увеличивается до 25 км за счет подъема его кровли до глубины 20 км при мало изменяющейся в интервале 42–45 км глубине Мохо.

Близгоризонтальное положение Мохо на глубине около 40–42 км в платформенной части меняется на монотонное погружение до 50 км под передовым прогибом при скачкообразном возды-

мании до 42 км под Тыловым прогибом. Эта ступень маркирует положение нижней границы кратона вдоль вероятного разлома с углом падения около 15°. В области передового прогиба и тектонической зоны скорость под Мохо постепенно уменьшается от 8.3 км/с в платформенной части до 8.1 км/с и в складчатой области она оценивается величиной 7.9 км/с. В целом, обнаруженные особенности строения земной коры определяются региональным увеличением времен пробега регистрирующихся волн в складчатой области по сравнению с кратоном (рис. 8).

Важно подчеркнуть взаимную связь данных МПВ и ГСЗ при изучении структуры земной коры, вытекающую из анализа полученных данных. Наблюдения по детальной системе наблюдений МПВ обеспечивают вполне обоснованное структурно-тектоническое районирование региональных структур верхней коры, в сравнении с ограниченной разрешающей способностью (в сравнении с МПВ) данных ГСЗ. Вместе с тем учет структурных особенностей верхней коры при обработке наблюдений ГСЗ обеспечивает дополнительные возможности прослеживания их на глубину, что является решающим при определении их природы. Достаточно принципиальные региональные особенности строения коры не могут быть получены этими методами отдельно.

В целом, принципиальных различий в региональной структуре верхней коры между Приверхоанским передовым прогибом и складчатой областью восточнее Сетте-Дабанской тектонической зоны не обнаружено (рис. 11). Отсутствует в геологических построениях и локальный Тыловой прогиб, что затрудняет интерпретацию его природы, также как и аномально повышенной скорости в Сетте-Дабанской тектонической зоне. Дискуссионной является и оценка мощности осадочного чехла в прогибах. Если за подошву чехла принять границу со скачком скорости 5.9–6.1 км/с, то по данным МПВ ее максимальная глубина в передовом прогибе достигает 5–6 км (по данным ГСЗ около 10 км). Эти значения по порядку величины близки к геологическим представлениям [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001]. В складчатой области такое же разделение по сейсмическим данным приводит к близкой оценке мощности чехла, но по геологическим данным эта величина достигает 20–24 км. Это соответствует максимальной глубине залегания границы со скачком скорости от 6.1 до 6.4 км/с, если в осадочный чехол включить толщу пород со скоростью 6.0–6.2 км/с (6.2–6.3 км/с в передовом прогибе). Конечно, скорость 6.4 км/с гораздо ближе к кристаллическим породам фундамента, но тогда в Приверхоанском прогибе с учетом слоя пород со скоростью 6.1–6.2 км/с мощность чехла увеличивается до 8–10 км по данным МПВ и до 20–25 км как в складчатой области по данным

ГСЗ при скорости до 6.3 км/с. Получается, что ключевым вопросом оценки мощности осадочного чехла является природа слоя со скоростью 6.0–6.2 км/с: или это низы осадочного чехла, или верхи кристаллического фундамента.

По геологическим представлениям Верхояно-Колымская складчатая область (пояс) относится к пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, подверженной мезозойской складчатости [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001]. С этой точки зрения представляет интерес, сравнить дневной рельеф в связи с структурными особенностями верхней коры. Так, понижение рельефа в начальной части профиля соответствует передовому прогибу, но Тыловой располагается на горном склоне хр. Сунтар-Хаята, что не является характерным для структуры, заполняющейся осадочными отложениями (здесь отсутствуют аналогия с межгорными впадинами). Это можно объяснить тем, что время формирования Тылового прогиба (вероятно одновозрастного с передовым) предшествовало мезозойскому горообразованию (складчатости). Отсюда также следует, что и магматический массив также может иметь доскладчатый возраст, что является дополнительным аргументом в пользу существования пассивной континентальной окраины Сибирского кратона.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0006 “Структуры и напряженно-деформированное состояние земной коры платформенных и складчатых областей Центральной Азии на основе совместного решения обратных задач сейсмологии и гравиметрии”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за полезные и конструктивные замечания, способствующие улучшению изложения материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кащубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринов В.Ю. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин — основа глубинного 3D-картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 43–48.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов и чл.-корр. РАН М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”. 2001. 571 с.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Шиббаев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Особенности сейсмического строения области сочленения

Евразийской и Охотоморской плит на востоке России (в створе опорного профиля 3ДВ) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2044–2058.

Суворов В.Д., Мельник Е.А. Сейсмическая структура земной коры в зоне сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (профиль 3-ДВ). Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XIV Международный научный конгресс: Междунар. науч. конф. Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология. Новосибирск, 23–27 апр. 2018 г. Новосибирск: СГУГиТ. 2018. Т. 4. С. 264–271.

Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Каушбин С.Н., Мильштейн Е.Д. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметриче-

ских и сверхглубоких скважин. Геофизические методы исследования земной коры. Всероссийская конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск, 8–14 декабря 2014 г. Новосибирск: изд-во ИНГГ СО РАН. 2014. С. 282–288.

Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. № 199. P. 319–342.

Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure // Geophysical J. International. 1992. V. 108. № 1. P. 16–34.

Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data // Geophysical J. International. 1999. V. 139. P. 183–204.

Transition Zone from the Siberian Craton to the Verkhoyansk-Kolyma Folded System According to Seismic Data (Reference 3-DV Profile)

V. D. Suvorov^{a,*} and E. A. Melnik^{a,**}

^aTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia

*e-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

**e-mail: MelnikEA@ipgg.sbras.ru

From seismic data in the crust is revealed the structures of the Priverkhoyansk foredeep and local Backgraben (together with the adjacent part of the fold region) separated by the high-velocity massif of the Sette-Daban tectonic zone. The craton boundary slopes at an angle of about 15° beneath the folded crust, where is absent the lower crust layer with a velocity of 6.7–6.9 km/s, which is characteristic of the craton. The velocity in the entire crust of the studied part of the fold system is decreased to 6.2–6.3 km/s, versus 6.4–6.5 km/s for the craton, just like on Moho, from 7.9–8.0 to 8.3–8.4 km/s, respectively. The model is consistent with the views about the passive continental margin of the Siberian craton subjected to Mesozoic folding.

Keywords: Earth's crust, velocity of refracted-diving and reflected longitudinal waves, ray-tracing method, Priverkhoyansk depression, Backgraben, passive continental margin