

УДК 550.834

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. А. Ф. Еманов^{1, *}, П. О. Полянский¹, А. С. Сальников²

¹Алтае-Саянский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
г. Новосибирск, Россия

²Акционерное общество “Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья”, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: Emanov@gs.nsc.ru

Поступила в редакцию 11.09.2020 г.

После доработки 30.11.2020 г.

Принята к публикации 16.12.2020 г.

По материалам сейсморазведки методом ОГТ на опорном профиле 3-ДВ с использованием динамического пересчета преломленных волн во временные разрезы получены скоростные разрезы поперек четырех блоков земной коры в приграничной области Сибирской платформы и складчатой области: Нижнеалданская впадина, Предверхоянский краевой прогиб, Сетте-Дабанский блок, Западно-Верхоянская складчатая область. Все четыре структуры граничат друг с другом по зонам разломов с резким изменением скоростной модели на этих границах. В Нижнеалданской впадине построен рельеф двух преломляющих границ: границы фундамента и промежуточной границы в осадочном чехле. В Предверхоянском краевом прогибе построена одна преломляющая граница в чехле, а граница фундамента залегает глубже, чем позволяет изучить система наблюдений. Все границы в этих блоках – литологической природы. В верхах коры Сетте-Дабанского блока и Западно-Верхоянской складчатой области обнаружены пологие преломляющие границы, характеризующиеся скачком скорости и наличием сильных градиентов скорости в подстилающую среду. Особо высокими скоростями сейсмических волн отличается Сетте-Дабанский блок. Преломляющие границы в этих блоках не являются литологическими.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Сетте-Дабанский блок, Западно-Верхоянская складчатая область, Опорный геофизический профиль 3-ДВ, Преломленные волны, Динамические разрезы головных волн, скоростные модели верхов земной коры, когерентные волны.

DOI: 10.31857/S0002333721030054

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмические исследования, выполненные на опорных геофизических профилях по программе, утвержденной Правительством России [Эринчек и др., 2014], существенно изменили представления о строении земной коры территории России. Профиль 3-ДВ выполнялся несколько лет и, начавшись в Магаданской области, достигнув Якутска, развернулся к югу и через Алданский щит дошел до границы с Китаем. В данной работе рассматривается скоростное строение верхней части земной коры в районе Сетте-Дабана и его окружения на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ.

Сейсмические исследования, выполненные на профиле 3-ДВ, по системам наблюдения и методам обработки данных разделяются на три вида: глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), система наблюдений преломленных волн (КМПВ), система наблюдений глубинного метода отра-

женных волн (ОГТ). Информация, полученная на основе всех трех методов, дополняет представление о строении земной коры на всю мощность. Частично результаты публиковались в открытой печати [Сальников и др., 2013; Соловьев и др., 2014; Горошко и др., 2016; Старосельцев, 2015; Суворов и др., 2014; Черкасов и др., 2013].

Система наблюдений ГСЗ выполнена с расстоянием между источниками возбуждения 15–30 км, между приемниками колебаний 4–6 км и с дальностью регистрации опорных волн до удаленных в сотни километров. По преломленным и отраженным волнам восстановлена скоростная модель земной коры на всю ее мощность. Однако детальность изучения верхней части земной коры не является достаточной.

Данные системы наблюдения ОГТ ориентированы на селекцию глубинных отраженных волн в коре на всю ее мощность и будучи выполнены по

плотной системе наблюдений позволяют производить селекцию слабых отраженных волн с больших глубин и обеспечивают получение временных и глубинных динамических разрезов земной коры в свете близ вертикальных отражений. Расстояние между источниками по профилю 100 м, между приемниками 50 м, дальность регистрации 10 км.

Данные системы наблюдений КМПВ – промежуточные между ОГТ и ГСЗ по плотности и дальности регистрации. Шаг между пунктами возбуждения 10 км, между сейсмоприемниками 50 м и длина расстановки источник–приемник 40 км. Данные этой системы наблюдений использовались в двух целях: 1. Получить информацию необходимую для обработки ОГТ; 2. Дополнить модель, полученную по системе ГСЗ, более детальными данными по верхней части земной коры. Не трудно понять (из системы наблюдений), что и данных КМПВ недостаточно для построения модели в самых верхах земной коры. Возможность построения разреза верхней коры обеспечивается прямым лучевым трассированием методом подбора модели [Zelt, Smith, 1992]. В этом случае строится модель среды в изолиниях скорости. Чем ближе к дневной поверхности, тем более неоднозначна модель в изолиниях. Метод подбора позволяет для одного и того же волнового поля строить отличающиеся друг от друга модели особенно при выполнении работы разными специалистами [Тулина и др., 2011].

В данной работе для изучения верхней части разреза будут использоваться сейсмограммы ОГТ, в которых присутствуют преломленные волны в самой верхней части разреза. В обработке опорных профилей такая задача не ставилась из-за нереальности обработать такое количество сейсмограмм. В нашем случае применяется автоматизированный подход, который не вошел еще в широкое практическое применение. Исследования верхней части разреза будут выполняться по совершенно другим сейсмограммам, чем в подсистеме КМПВ, и результаты будут дополнять исследования на опорном профиле более детальными данными о строении верхней части разреза. При этом следует отметить, что глубинность исследований будет меньше, чем по данным КМПВ.

Наше внимание к зоне Сетте-Дабана привлек факт отсутствия единого мнения в интерпретации материалов профиля 3-ДВ по вопросу о строении северо-восточного окончания Сибирской платформы [Сальников и др., 2013; Соловьев и др., 2014; Старосельцев, 2015; Суворов и др., 2014]. Обоснованное в работе [Старосельцев, 2015] мнение, что граница Сибирской платформы уходит за Сетте-Дабанский блок имеет как явных противников [Суворов, Мельник, 2019], так и ло-

яльных по особенностям скоростного разреза к данной гипотезе исследователей [Сальников и др., 2013; Черкасов и др., 2013]. Имеются нерешенные вопросы и в геологическом представлении о границе Сибирской платформы и границе Северо-Азиатского кратона [Башарин и др., 2005]. Более детальное строение самой верхней части разреза может дать полезную информацию для решения вопроса о границе Сибирской платформы в сечении профиля 3-ДВ.

ДИНАМИЧЕСКИЙ ПЕРЕСЧЕТ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Метод ОГТ является способом суммирования отраженных волн при системах наблюдений с многократными перекрытиями. При этом отраженные волны суммируются синфазно, а помехи и другие типы волн – не синфазно. В итоге при большой кратности суммирования получаются временные разрезы с отраженными волнами в чистом виде.

Идея синфазного суммирования преломленных волн из данных систем наблюдений с многократными перекрытиями была научно обоснована в работе [Крылов, Сергеев, 1985], а алгоритмы динамического пересчета до уровня практической значимости были доведены [Селезнев, Еманов, 1998; Еманов и др., 2008]. Таким образом, из одних и тех же сейсмограмм при системах наблюдений с многократными перекрытиями можно осуществлять накопление не только отраженных волн, но и преломленных волн во временных разрезах и динамических годографах для изучения преломляющих горизонтов. Во втором случае отраженные волны входят в категорию помех и убираются с сейсмических записей за счет не синфазного их суммирования.

В основе динамического пересчета головных волн положено динамическое спектральное соотношение для спектров головной волны в четырех взаимно увязанных точках, полученное в работе [Крылов, Сергеев, 1985]. В обработке данных головных волн выделяются три этапа: определение областей прослеживания головных волн; сжатие избыточной информации по каждой из областей прослеживания во временном разрезе головных волн; определение параметров среды. Динамический пересчет головных волн во временные разрезы разрабатывался для случая, когда области прослеживания волн уже определены. Он основан на следующих предположениях:

1. Изучаемую среду, на поверхности которой находятся источники и приемники колебаний, рассматривают как линейный преобразователь, свойства которого полностью определяются его спектральной характеристикой. На сейсмический сигнал, распространяющийся в среде, воз-

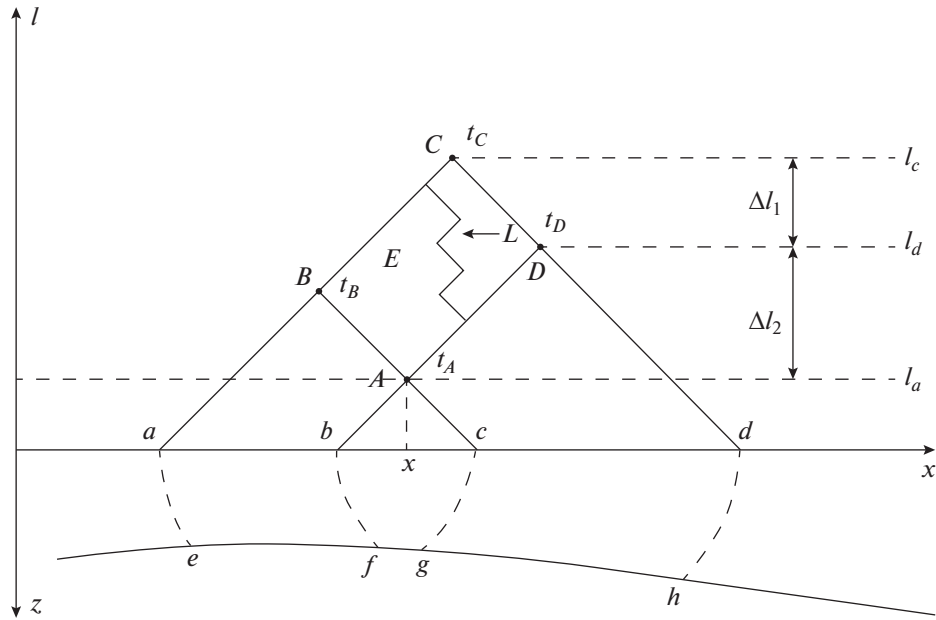


Рис. 1. Элемент системы наблюдений на обобщенной плоскости и лучевая схема [Крылов, Сергеев, 1985].

действуют только те ее участки, через которые проходит луч головной волны.

2. Предполагается, что головные волны скользят по преломляющим поверхностям без проникания в подстилающую среду.

Для элемента системы наблюдений на рис. 1 в работе [Крылов, Сергеев, 1985] была доказана справедливость выражения:

$$F_A(\omega)F_C(\omega) = F_B(\omega)F_D(\omega), \quad (1)$$

где $F_A(\omega)$, $F_B(\omega)$, $F_C(\omega)$ и $F_D(\omega)$ — комплексные спектры головных волн, зарегистрированных в точках A , B , C и D . Согласно выражению (1), по записям головных волн в трех точках системы наблюдений можно рассчитать запись головных волн в четвертой точке. Выражение (1) справедливо для неограниченного количества головных волн на сейсмограмме. В это число входят все волны, головные на выходе (отраженно-головные, кратные на выходе головные, поперечные головные и т.п.). В соответствии с фазовыми характеристиками амплитуды спектральных составляющих всех перечисленных волн раскладываются по временам вступлений. Расчет комплексных спектров выполняется по всей записи сразу.

Для случая присутствия градиента скорости в подстилающей среде выражение (1) преобразуется к виду [Сергеев, 1988]:

$$\begin{aligned} [FA(\omega) \exp(i\omega\tau_A)][FC(\omega) \exp(i\omega\tau_C)] = \\ = [FB(\omega) \exp(i\omega\tau_B)][FD(\omega) \exp(i\omega\tau_D)], \end{aligned} \quad (2)$$

где τ — поправки за рефракцию. Фактически в (2) учитывается изменение времени пробега волн за счет рефракции.

Соотношения (1) и (2) являются фундаментальными для динамического пересчета преломленных волн, но эффективными алгоритмами они не являются, поскольку в них не учтены свойства помех, к которым относятся и отраженные волны.

Алгоритм оптимального фильтра Винера для пересчета головных волн из одной точки обобщенной плоскости в другую [Селезнев, Еманов, 1998; Еманов и др., 2008] основан на использовании в качестве элементарного фрагмента системы наблюдений сейсмограмм двух источников с записями головной волны на параллельных корреляционных ходах (рис. 2).

Пересчет волнового поля из точки (i, j) в точку $(i + 1, j)$ на обобщенной плоскости будет описываться спектральным выражением:

$$\hat{F}'_{i+1,j}(\omega) = \hat{F}_{i,j}(\omega)h_{i+1,j}^{i,j}(\omega), \quad (3)$$

где: $h_{i+1,j}^{i,j}(\omega)$ — частотная характеристика линейного фильтра, обеспечивающего пересчет волнового поля из точки (i, j) в точку $(i + 1, j)$; $\hat{F}_{i,j}(\omega)$ — спектр суммы сигнала и случайной помехи в точке (i, j) ; $\hat{F}'_{i+1,j}(\omega)$ — спектр сейсмограммы, пересчитанной в точку $(i + 1, j)$.

Задача пересчета головной волны сводится к определению частотной характеристики фильтра, обеспечивающего пересчет головной волны

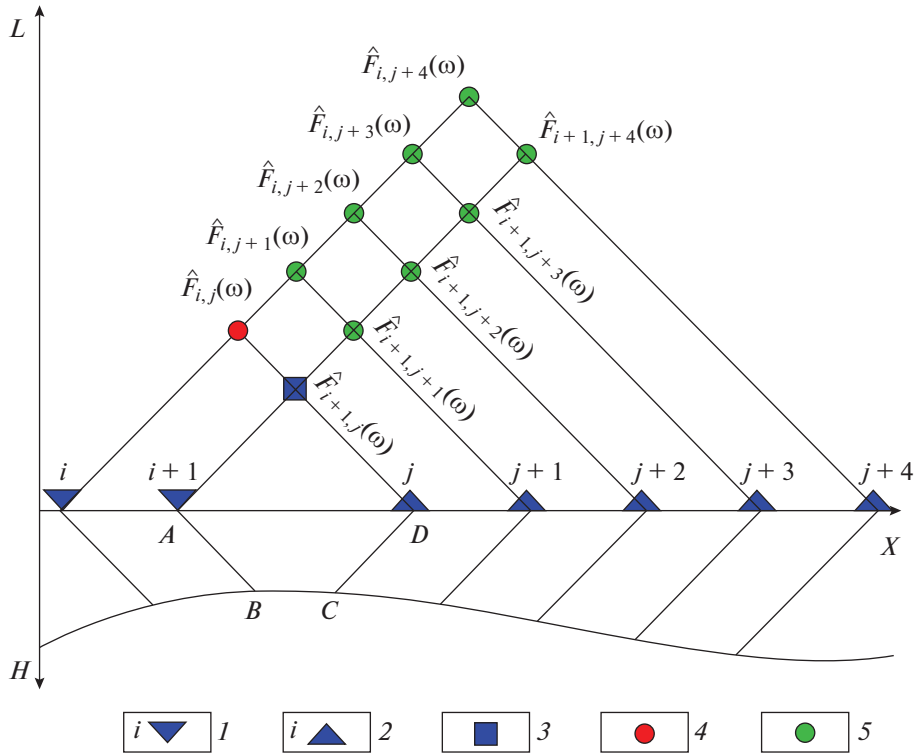


Рис. 2. Элемент системы наблюдений на обобщенной плоскости и лучевая схема [Селезнев, Еманов, 1998]: 1 – i -тый источник; 2 – j -тый приемник; 3 – точка, в которую пересчитывается волна; 4 – точка, из которой пересчитывается головная волна; 5 – точки, сейсмограммы которых используются для построения фильтров Винера.

из одной точки в другую. Для головных волн, согласно (1), можно записать условие равенства фильтров пересчета на нагоняющих корреляционных ходах (рис. 2):

$$\begin{aligned}
 h_{i+1,j}^{i,j}(\omega) &= h_{i+1,j+1}^{i,j+1}(\omega) = \\
 &= h_{i+1,j+2}^{i,j+2}(\omega) = \dots = h_{i+1,j+k}^{i,j+k}(\omega).
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

Это равенство справедливо для случая отсутствия шумов на сейсмограммах. Согласно (4), для пересчета головной волны из точки (i, j) в точку $(i + 1, j)$, мы можем воспользоваться фильтром пересчета, полученным по любому из нагоняющих корреляционных ходов. Выражение (4) указывает на когерентность головных волн по одному из измерений пространства.

С учетом свойства пространственной когерентности оптимальный пересчет головной волны из одной точки обобщенной плоскости в другую осуществляется по формуле [Селезнев, Еманов, 1998]:

$$\hat{F}_{i+1,j}^i(\omega) = \hat{F}_{i,j}(\omega) \frac{\sum_k [\hat{F}_{i+1,j+k}(\omega) \hat{F}_{i,j+k}^*(\omega)]}{\sum_k |\hat{F}_{i,j+k}(\omega)|^2}.
 \tag{5}$$

Рассматривая рис. 2 и формулу (5), можно понять, что для пересчета головных волн из одной

точки обобщенной плоскости в другую используется множество пар сейсмограмм на параллельных корреляционных ходах для уточненного построения фильтра пересчета волн.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ОБОБЩЕННОЙ ПЛОСКОСТИ ПРИ ПЕРЕСЧЕТЕ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ГОЛОВНОЙ ВОЛНЫ В ТОЧКУ

Согласно (1), нетрудно понять, что данным соотношением связаны все записи профиля, какой бы длины он ни был. Информативность обобщенной плоскости для пересчета поля головных волн в точку определена в работе [Селезнев, Еманов, 1998]. Прежде чем приступить к построению схемы пересчета головных волн в точку, в работе [Селезнев, Еманов, 1998] было выполнено:

1. Определение области обобщенной плоскости, в которой имеется полезная информация для пересчета волнового поля в точку 0 (рис.3);
2. Разделение точек этой области на две совокупности. Одна – с головными волнами, пересчитываемыми в заданную точку, другая – с записями, используемыми для построения фильтров пересчета головных волн.

Раскрашенная фигура на рис. 3 соответствует области точек, в сейсмограммах которых содер-

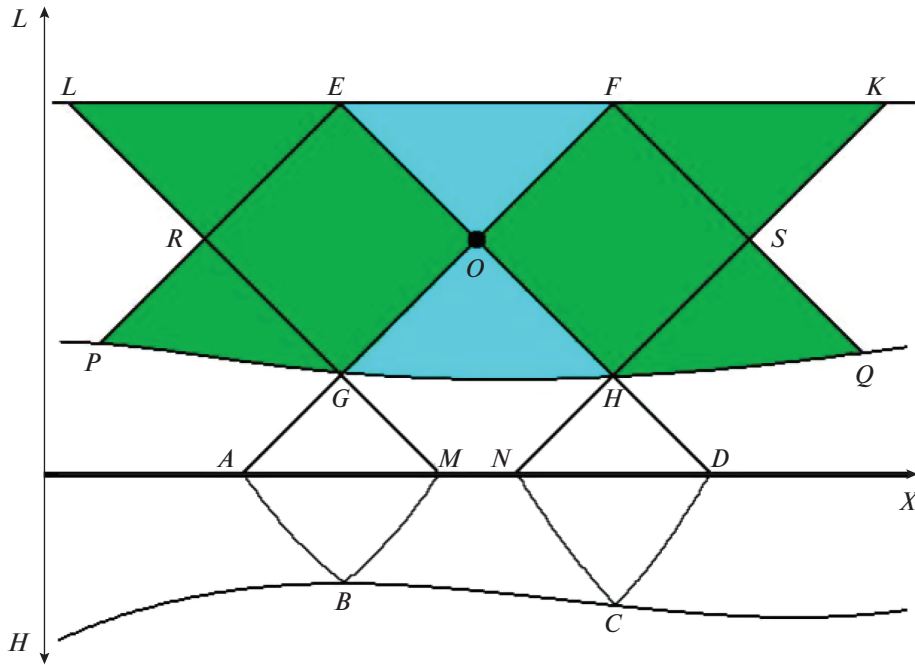


Рис. 3. Информативность обобщенной плоскости при пересчете волнового поля головной волны в точку [Селезнев, Еманов, 1998].

жится информация о линейных преобразованиях на луче $ABCD$, соответствующем головной волне на сейсмограмме в заданной нами точке [Селезнев, Еманов, 1998]. Все точки, находящиеся вне фигуры $LGHK$, не содержат информации о линейных преобразованиях на луче $ABCD$, а в точках внутри фигуры обязательно содержится информация о линейных преобразованиях сигнала хотя бы на небольшом участке рассматриваемого луча. Верхняя граница выделенной области ограничивается либо дальностью регистрации, реализованной в системе наблюдения, либо областью прослеживания обрабатываемой головной волны.

Информация о линейных преобразованиях на отрезках луча AB и CD содержится только в записях для точек, лежащих на прямом и встречном корреляционных ходах GF и HE соответственно. Область $LGHK$ делится этими корреляционными ходами на четыре участка. Область EOF охватывает точки, в каждой сейсмограмме которых содержится полная информация о линейных преобразованиях на отрезке луча BC , а полная информация об этом участке преломляющей границы содержится в сейсмограммах точек, лежащих на любой линии $l = \text{const}$ области GOH .

В двух областях $LGOE$ и $KHOF$ количество информации о линейных преобразованиях сигналов на луче BC убывает по мере удаления точек от корреляционных ходов GF и HE . Размеры этих областей зависят от строения среды, без наличия сведений о разрезе невозможно определить их

границы, т.к. нижние границы указанных областей определяются линией начальных точек.

При пересчете головных волн необходимо устранить информацию о преобразованиях сигнала вне луча $ABCD$. Проведя корреляционные ходы EP и FQ , мы ограничим область $PRLKSO$, в которой сосредоточена вся полезная информация – как извлекаемая, так и та, которую нужно исключить из сейсмограмм, пересчитываемых в точку O . В сейсмограммах точек обобщенной плоскости вне выделенной фигуры для пересчета головных волн в точку O информации нет.

Первую составят точки, сигналы из которых пересчитываются в точку O , а вторую – точки, записи из которых используются для построения фильтров пересчета. Наибольшей информативностью для пересчета в точку O обладают сейсмограммы из точек, лежащих на корреляционных ходах FG и EH . Именно сейсмограммы с этих линий пересчитываются в заданную точку и суммируются в ней с целью селекции головных волн. Все остальные сейсмограммы пригодны для построения фильтров пересчета [Селезнев, Еманов, 1998].

СХЕМА ПЕРЕСЧЕТА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ГОЛОВНОЙ ВОЛНЫ В ТОЧКУ

Рассмотренная информативность системы наблюдений на обобщенной плоскости является основой для разработки схемы пересчета. Если в

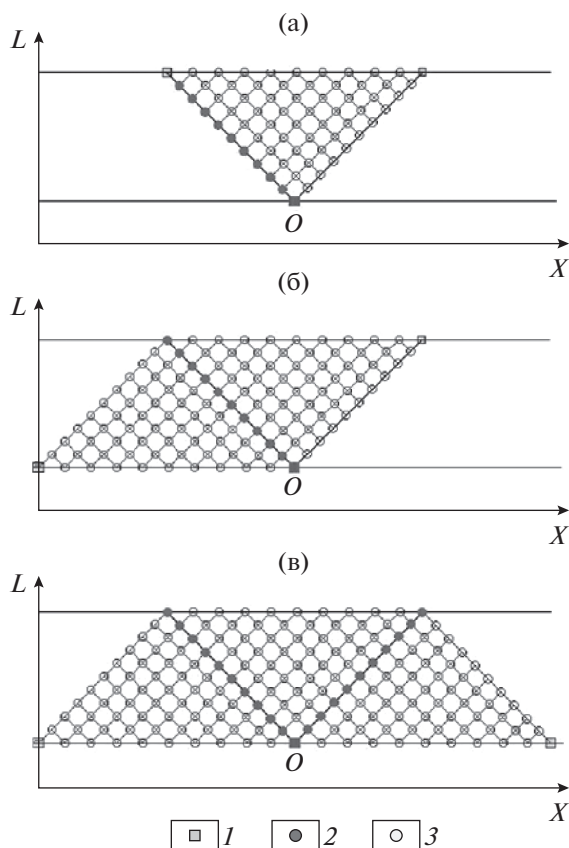


Рис. 4. Схема перерасчета волнового поля головной волны в точку: (а) – треугольная область; (б) – перерасчеты для областей в виде параллелограммов; (в) – трапециевидальная область; 1 – точка, в которую ведется пересчет поля; 2 – точки, из которых пересчитывается головная волна; 3 – точки, сейсмограммы из которых используются для построения фильтров пересчета.

схеме пересчета будет использоваться не вся область полезной информации, то мы не реализуем всех возможностей системы наблюдений для максимального возможного соотношения сигнал/шум, а если захватим в обработку сейсмограммы без нужной информации, то получим дополнительные шумы в результате.

Подробный анализ схем пересчета головных волн имеется в работе [Еманов и др., 2008]. В данной работе приведем одну схему, используемую в обработке данных на опорном профиле.

На рис. 4 представлена схема пересчета поля головной волны в точку в виде трапеции. В каждую точку пересчитываются головные волны с прямых, пересекающихся в заданной точке под углом 45°. Отметим, что отраженные волны суммируются с вертикального сечения. Сейсмограммы всех остальных, отмеченных на системе наблюдений точек пригодны для получения фильтров для пересчета головных волн. Смещение по горизонтали точки 0 на один шаг (рис. 4) позволяет

получать следующую трассу временного разреза. Таким образом, строится временной разрез с постоянной базой регистрации для головных волн. Если точки будут смещаться на один шаг по наклонной линии, то будет получен динамический годограф головных волн.

ВЛИЯНИЕ РЕФРАКЦИИ ПОД ПРЕЛОМЛЯЮЩЕЙ ГРАНИЦЕЙ НА ДИНАМИЧЕСКИЙ ПЕРЕСЧЕТ ГОЛОВНЫХ ВОЛН

Особенностью фильтров Винера, используемых для пересчета волновых полей головных волн, является высокий уровень подавления волн, не обладающих параллельностью нагоняющих годографов, на суммированных записях. Головные на выходе к поверхности волны обладают данным свойством, и все они будут сохранены после пересчета и суммирования в заданную трассу. Рассмотренные в данной работе алгоритмы ориентированы на изучение слоев с резким скачком скорости, но в ряде случаев преломляющая граница подстилается средой с изменением скорости сейсмических волн. В этом случае фильтр Винера, используемый в пересчете волн, приведет к частичному подавлению головной волны. Влияние рефракции на результат описывается соотношением (2), полученным в работе [Сергеев, 1988], а расчеты для разных моделей сред выполнены в работе [Полянский и др., 2018]. Наличие рефракции в подстилающей среде аналогично действию низкочастотной фильтрации. Чем сильнее градиент изменения скорости, тем больше высоких частот из сигнала преломленной волны будет отфильтровано процедурой обработки.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПРОСЛЕЖИВАНИЯ ВОЛН

До настоящего момента мы рассматривали динамический пересчет головных волн для случая, когда имеются сейсмограммы с головными волнами от изучаемых границ. Такие ситуации встречаются, когда использована система наблюдений с вынесенными источниками [Селезнев, Еманов, 1998], но в большинстве случаев мы имеем дело с центральной системой наблюдений, применяющейся в методе отраженных волн, и в этом случае области прослеживания головных волн не охватывают всю систему наблюдений хотя бы потому, что с удалением от источника осуществляется смена волн в соответствии с моделью среды.

Динамический пересчет преломленных волн позволяет получать как временные разрезы, так и динамические годографы преломленных волн. На сегодняшний день определение областей про-

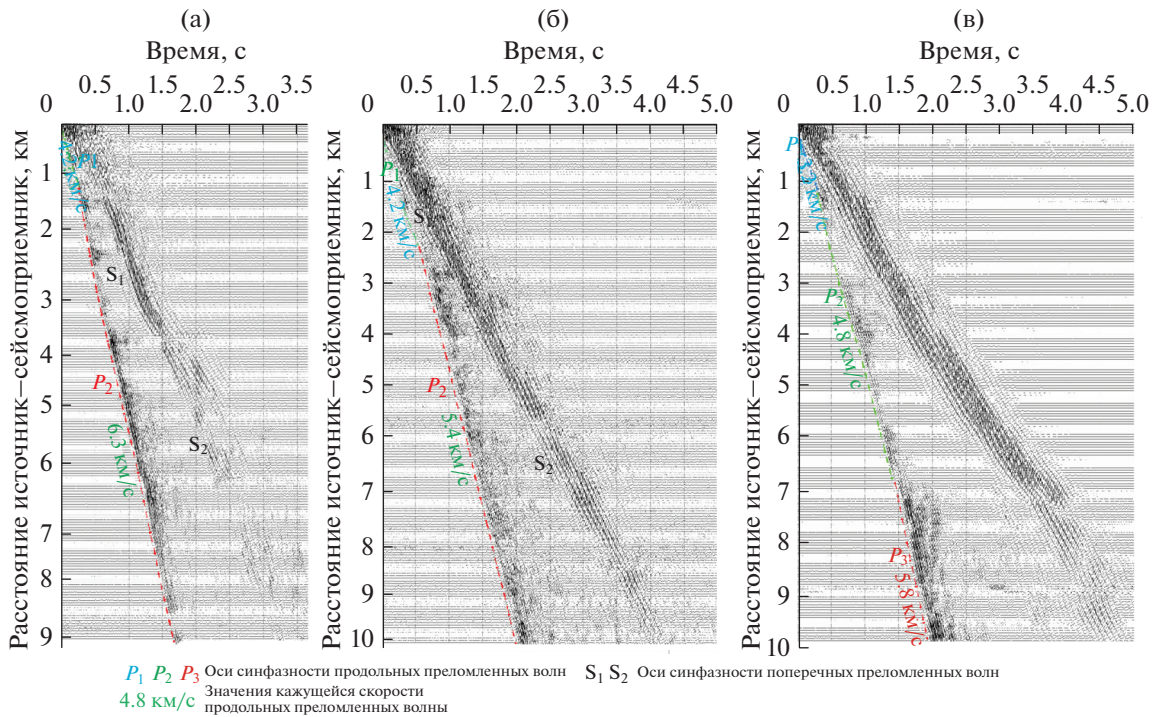


Рис. 5. Примеры волновых полей, зарегистрированных на северо-западном участке профиля 3-ДВ: (а) — в восточной части Сетте-Дабанского блока; (б) и (в) — зарегистрированы в пределах Западно-Верхоянской складчатой области.

слеживания волн осуществляется с сочетанием диалоговых подходов с участием специалиста-геофизика [Гамбурцев и др., 1952; Епинатьева и др., 1990] и автоматических. В диалоговом подходе к обработке строится система параллельных годографов преломленных волн и с использованием анализа по нагоняющим годографам определяются места смены преломленных волн на годографах. В данной работе разделение областей прослеживания волн выполняется на небольшом участке профиля, а далее выполняется автоматическая проверка условий неизменности области прослеживания опорной волны на основе сравнения кажущейся скорости волны между вступлением волн на трех выбранных базах между центром области прослеживания и верхом и между центром и низом области прослеживания. При близких значениях контролируемых величин вдоль профиля двух этих значений мы имеем дело с одной и той же волной в первых вступлениях, а при возникновении устойчивой разности область прослеживания проверяется по динамическим годографам в диалоговом режиме.

На рис. 5 представлены примеры волновых полей в районе с быстрым изменением строения верхней части разреза. Даже в такой ситуации на профиле 3-ДВ обеспечивается достаточно высокая кратность для селекции каждой из преломленных волн.

ПОСТРОЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ И МОДЕЛИ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА

Поскольку на данном этапе развития технологии цифровой обработки преломленных волн процедура перехода от временных разрезов, получаемых динамическим пересчетом, к глубинным сейсмическим разрезам недостаточно автоматизирована, то для получения моделей верхней части земной коры использовалась модификация метода средних скоростей — способ t_0 [Гурвич, Боганик, 1980]. Значения средней скорости продольных волн в покрывающих толщах определялись по результатам анализа сейсмограмм ОПВ головных волн, полученных при динамическом пересчете (рис. 5). Значения граничной скорости продольных головных волн определялись из временных разрезов, полученных методом динамического пересчета.

Два временных разреза на разных базах $L = \text{const}$, построенные пересчетом трасс, лежащих в области прослеживания одной и той же преломленной волны, позволяют определить значения граничной скорости этой волны. Например, осуществлен динамический пересчет волнового поля преломленной волны (для примера, область прослеживания волны составляет 3–9 км) во временные разрезы на базах $L_1 = 4$ км и $L_2 = 8$ км. Тогда для вычисления граничной скорости этой преломленной волны для каждой (i) трассы вре-

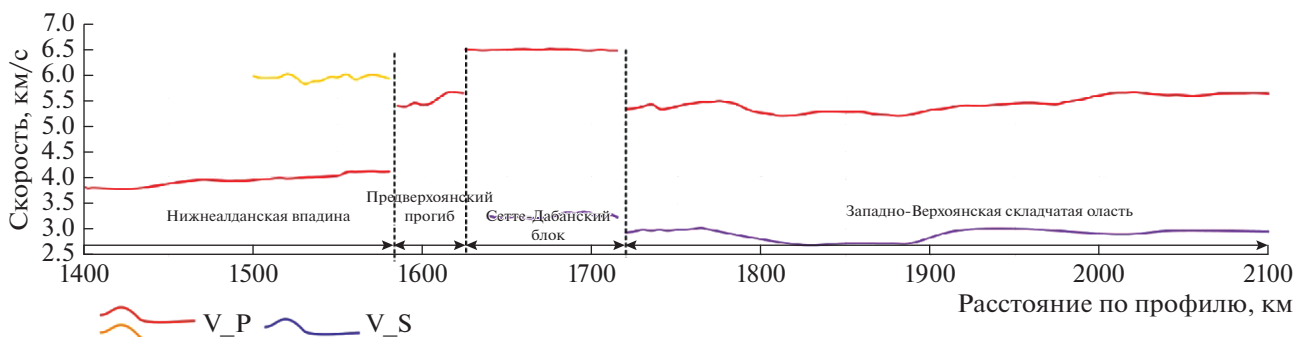


Рис. 6. Латеральное изменение граничной скорости преломленных волн на северо-западном участке профиля 3-ДВ.

менного разреза на базе L_1 фиксируем значения времени пробега преломленной волны (t_1), то же самое проделываем для каждой (i) трассы временного разреза с базой L_2 . Затем разность баз временных разрезов делим на разность времен пробега головной волны [Пузырев и др., 1965], пренебрегая косинусом угла наклона (φ) преломляющей границы:

$$V_{\Gamma} = \frac{L_2 - L_1}{t_2(i) - t_1(i)} \cos \varphi. \quad (6)$$

Для углов наклона, не превышающих $5^{\circ}-10^{\circ}$, значения $\cos \varphi$ очень близки к 1, поэтому если множителем-косинусом пренебречь — погрешность определения граничной скорости не превысит 1.5%.

На рис. 6 даны графики граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн, зарегистрированных на северо-западном участке профиля 3-ДВ.

Поперечные волны уверенно прослеживаются только в складчатых областях, и граничные скорости для них определены только в Сетте-Дабанском блоке и Западно-Верхоянской складчатой области.

ОЦЕНКА РЕФРАКЦИИ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ УЧАСТКЕ ПРОФИЛЯ 3-ДВ

В результате цифровой обработки методом динамического пересчета из зарегистрированного волнового поля выделяется его когерентная по пространству составляющая — головные волны с параллельными нагоняющими годографами. Как известно [Пузырев, 1987], в случае наличия эффекта проницания, нагоняющий и нагоняемый годографы не параллельны друг другу. Также доказано [Сергеев, 1988], что влияние эффекта рефракции при выделении сигналов преломленных волн из первичного волнового поля эквивалентно низкочастотной фильтрации. В работе [По-

лянский и др., 2018] оценено снижение амплитуд сигналов преломленных волн на разных частотах в зависимости от параметров системы наблюдения и интенсивности эффекта рефракции. Таким образом, в результате динамического пересчета трасс, зарегистрированных в структурах, где градиент скорости в верхней части земной коры отсутствует, ширина спектра исходных трасс и трасс-результатов обработки будет одинаковой. В том случае, когда в среде есть градиент скорости волн, в зависимости от его величины в спектре трасс-результатов пересчета снижаются амплитуды высокочастотных компонент. Преобразование Фурье всех трасс временного разреза позволило оценить изменение частотного состава сигналов выделенных в результате динамического пересчета преломленных волн по всей длине северо-западного участка профиля 3-ДВ. На рис. 7 черными линиями ограничены спектры исходных, зарегистрированных на северо-западном участке профиля 3-ДВ сигналов, а красными линиями ограничены спектры сейсмических трасс, составляющих построенный временной разрез.

В областях Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба фиксируется наименьшая разница в значениях “верхних” частот исходного и результирующего спектров — не более 3–5 Гц. В то время как в пределах Сетте-Дабанского блока и Западно-Верхоянской складчатой области наблюдаем значительно большую разницу значений верхних частот — до 15 Гц. Таким образом, рефракция в верхней части коры в этих областях, вероятно, более интенсивна, чем в пределах Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба. Теперь получим количественные оценки градиента скорости волн под преломляющими границами в разных частях северо-западного участка профиля.

Для вычисления коэффициентов рефракции волн воспользуемся подходом, обоснованным в исследованиях [Пузырев, 1960]. В случае субгоризонтальной преломляющей границы, залегающей на глубине H , и наличия вертикального гра-

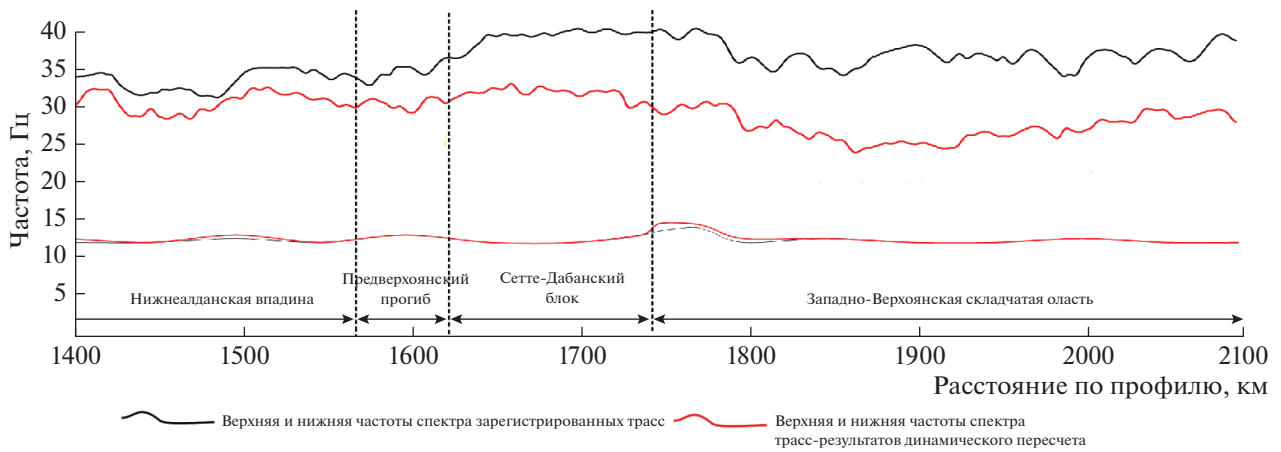


Рис. 7. Изменение частотного состава сейсмических сигналов по латерали на северо-западном участке. Показаны граничные частоты спектров исходных сейсмических трасс (ограничены черными линиями) и трасс-результатов динамического пересчета (ограничены красными линиями).

диента скорости, предполагается, что скорость изменяется с глубиной z по закону:

$$V(z) = V_{\text{гр}}(1 + \gamma(z - H)),$$

где γ – коэффициент рефракции, который может быть вычислен следующим образом:

$$\gamma = 2\sqrt{2bV_{\text{ср}}/(L(x_1 + x_2 - L - 2X_n))},$$

где: $V_{\text{ср}}$ – средняя скорость в покрывающей толще; b – средний наклон линейного тренда графика разности нагоняющих годографов в пределах изучаемого участка; L – расстояние между пунктами взрыва, при воздействии от которых получены анализируемые сейсмограммы; x_1 и x_2 – границы области прослеживания преломленной волны в системе отсчета “нагоняемого” годографа (отметим, что от выбора значения расстояния между анализируемыми пунктами возбуждения результат вычисления γ не изменится, так как изменение значения L будет скомпенсировано за счет изменившихся значений x_1 и x_2); X_n – координата начальной точки годографа преломленной волны (вычисляемая с использованием значений глубины залегания преломляющей границы, средней скорости волн в покрывающей толще $V_{\text{ср}}$, а также значения $V_{\text{гр}}$). При наличии рефракции в среде разность времен нагоняющего и нагоняемого годографа убывает с увеличением расстояния от источника, чем сильнее рефракция, тем быстрее убывают значения разности годографов. На рис. 8 показаны примеры функций разности нагоняющих и нагоняемых годографов, соответствующих волновому полю, полученному в разных тектонических структурах, пересекаемых профилем: на рис. 8а показаны примеры разности нагоняющих и нагоняемых годографов для области Нижнеалданской впадины; зеленая ли-

ния отображает разность нагоняющих годографов для “первой” преломленной волны, а красная линия – для “второй” более высокоскоростной преломленной волны. На рис. 8б изображен пример разности годографов, зарегистрированных в области Сетте-Дабанского блока, а на рис. 8в – в пределах Западно-Верхоянской складчатой области.

Рассмотрим процедуру определения коэффициентов рефракции для волнового поля Нижнеалданской впадины (рис. 8а). График разности нагоняющих годографов “первой” преломленной волны P_1 показан зеленой линией. Абсолютное значение углового коэффициента (b) линии тренда равно 0.0004. Расстояние между пунктами возбуждения (L) составляет 1 км. Значение средней скорости продольных волн в покрывающей толще – 2.2 км/с, граничная скорость – 3.8 км/с, глубина до границы – 0.75 км. Таким образом, коэффициент рефракции под преломляющей границей, которой соответствует волна P_1 , согласно (4), составляет: $\gamma_{P_1} = 0.04 \text{ км}^{-1}$. В результате аналогичных расчетов для волны P_2 в этой же части профиля получаем, что коэффициент рефракции под преломляющей границей составляет 0.05 км^{-1} . Для наглядности поясним физический смысл коэффициента рефракции: при сохранении постоянного значения коэффициента рефракции (например, 0.04 и 0.05 км^{-1}) на интервале глубин 1 км значение граничной скорости преломленных волн P_1 и P_2 увеличивается на 4 и 5% соответственно. Такие значения свидетельствуют о весьма небольшой рефракции в верхней части земной коры Нижнеалданской впадины. На рис. 8б показаны примеры разности нагоняющих годографов преломленных волн для области Сетте-Дабанского блока. Абсолютное значение углового коэффициента (b) линии тренда составляет 0.0097

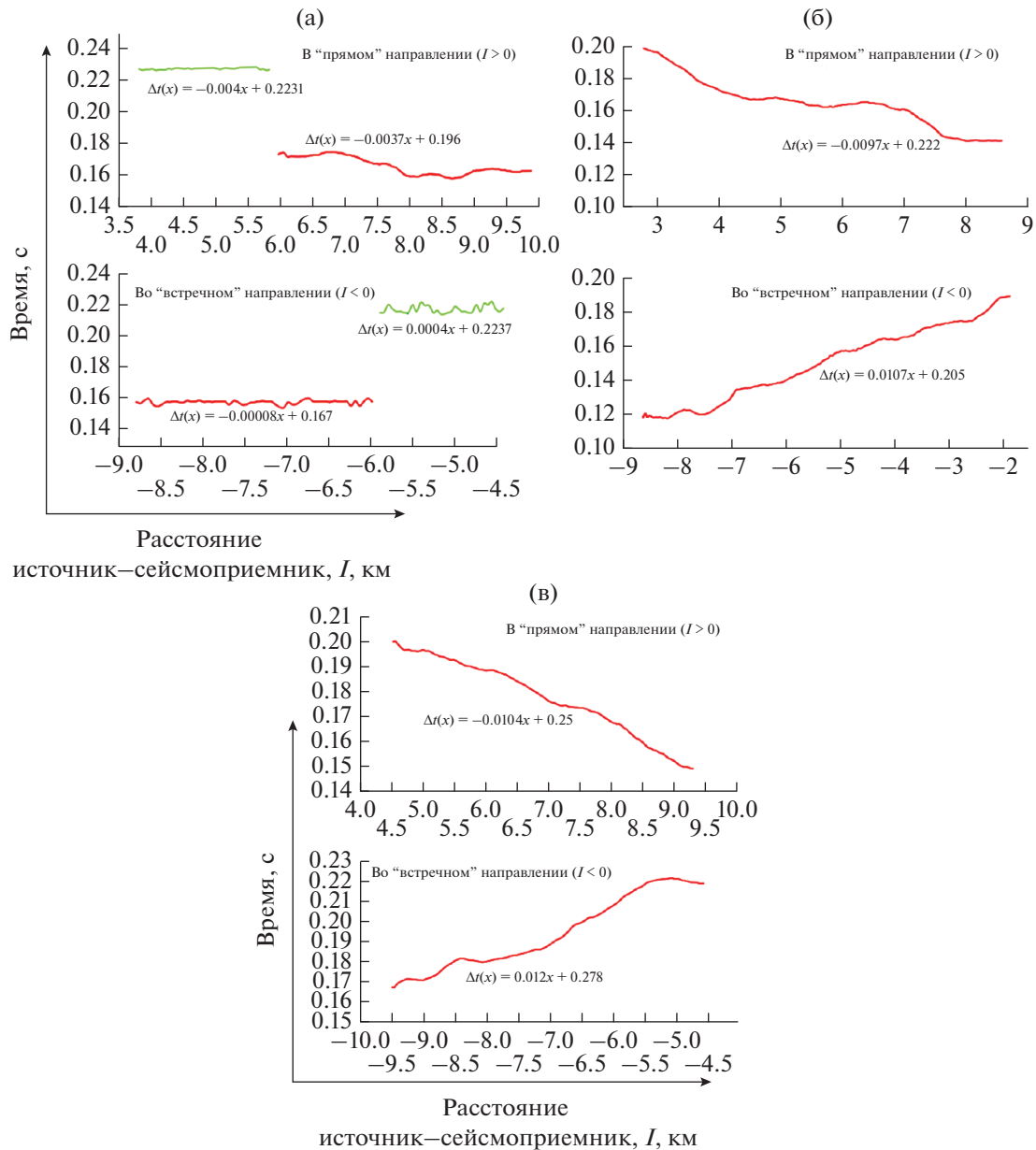


Рис. 8. Примеры графиков разности нагоняющих годографов на северо-западном участке профиля 3-ДВ: (а) – пример разности нагоняющих и нагоняемых годографов для области Нижнеалданской впадины; (б) – пример разности годографов, зарегистрированных в области Сетте-Дабанского блока; (в) – пример разности годографов в пределах Западно-Верхоянской складчатой области.

для “прямого” направления и 0.0107 для “встречного”, расстояние между анализируемыми пунктами возбуждения также возьмем 1 км. Значение средней скорости продольных волн в покрывающей толще – 4.2 км/с, граничная скорость – 6.4 км/с, глубина до границы – 0.6 км. Соответственно, значение коэффициента рефракции составляет 0.19 км^{-1} . Полученное значение свидетельствует о сильной рефракции в пределах Сетте-Дабанского тектонического блока.

МОДЕЛЬ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ГРАНИЦЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С СЕТЕ-ДАБАНСКИМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ БЛОКОМ И ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТЬЮ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 3-ДВ

Временные разрезы головных волн на северо-западном участке профиля 3-ДВ опубликованы в работе [Полянский и др., 2017]. В данной работе мы будем рассматривать фрагмент этого профиля, со-

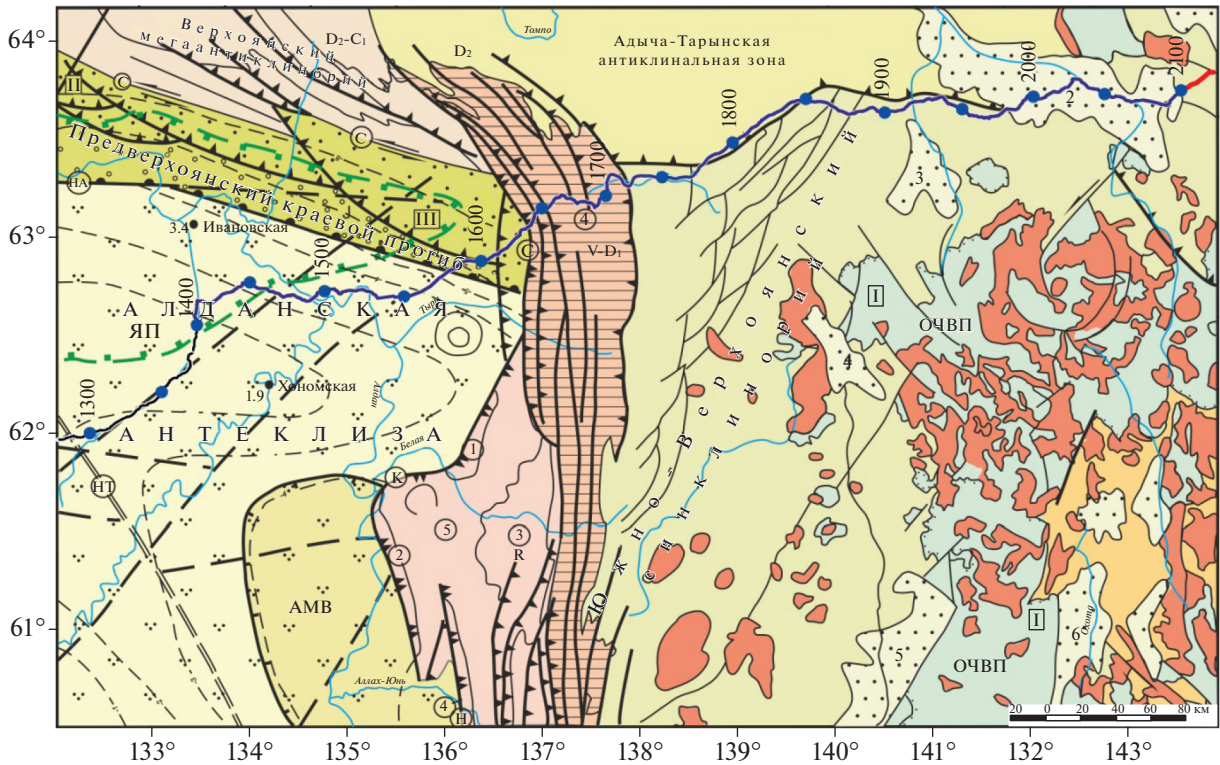


Рис. 9. Тектоническая карта района исследований.

ответствующий границе Сибирского кратона с Сете-Дабанским блоком.

Сейсмические исследования выполнялись вдоль автомобильной дороги (синяя линия, рис. 9). Точки на ней с цифрами — это пикеты, по которым увязывается соответствие линии профиля с разрезом. Следует отметить, что разрез составлен для линии профиля растянутой в прямую линию, и по пикетам выстраивается привязка его на местности.

На рис. 10 даны два представления скоростной модели. Одно представление позволяет количественно оценивать скорости волн и сопоставлять с возможным вещественным составом, а представление в цвете дает наглядное качественное видение строения верхней части разреза. Отметим, что глубинность изучения скоростного строения в подсистеме ОГТ ограничена длиной географов, и в данном случае удается построить скоростной разрез на глубину около 2 км. Метод динамического пересчета волн ориентирован на толстослоистую модель земной коры с выделением границ раздела со скачком скорости. В нашем случае мы имеем пересечение геологических блоков разного строения.

Нижнеалданская впадина и Предверхоанский краевой прогиб являются структурами Сибирского кратона, и преломляющие границы в осадочных породах — вполне нормальная ситуация.

Для складчатых областей рефракция волн в земной коре является распространенным случаем, и до сих пор предпочтение отдавалось моделям земной коры с непрерывным изменением скорости с глубиной. Для составления скоростной модели земной коры по профилю 3-ДВ использовались методы подбора модели под наблюдаемые времена [Zelt, Smith, 1992]. При этом строятся модели в изолиниях скорости и в том числе для данного участка профиля [Сальников и др., 2013; Соловьев и др., 2014; Суворов и др., 2014]. Как во временных разрезах, так и в глубинных в данной работе отчетливо фиксируются преломляющие границы со скачком скорости. Но при этом, данные границы обнаруживаются в среде с сильным градиентом скорости. Как было показано [Сергеев, 1988; Полянский и др., 2018], рефракция в среде влияет на пересчитанные трассы как низкочастотный фильтр. На этом эффекте основано автоматическое определение рефракции в подстилающей среде, как обнаружение отличий спектров зарегистрированных волн от пересчитанных [Полянский и др., 2019]. Совпадение спектров преломленных волн до пересчета и после наблюдается при отсутствии градиента скорости в подстилающей среде. При наличии градиента скорости, чем значительнее различия спектров

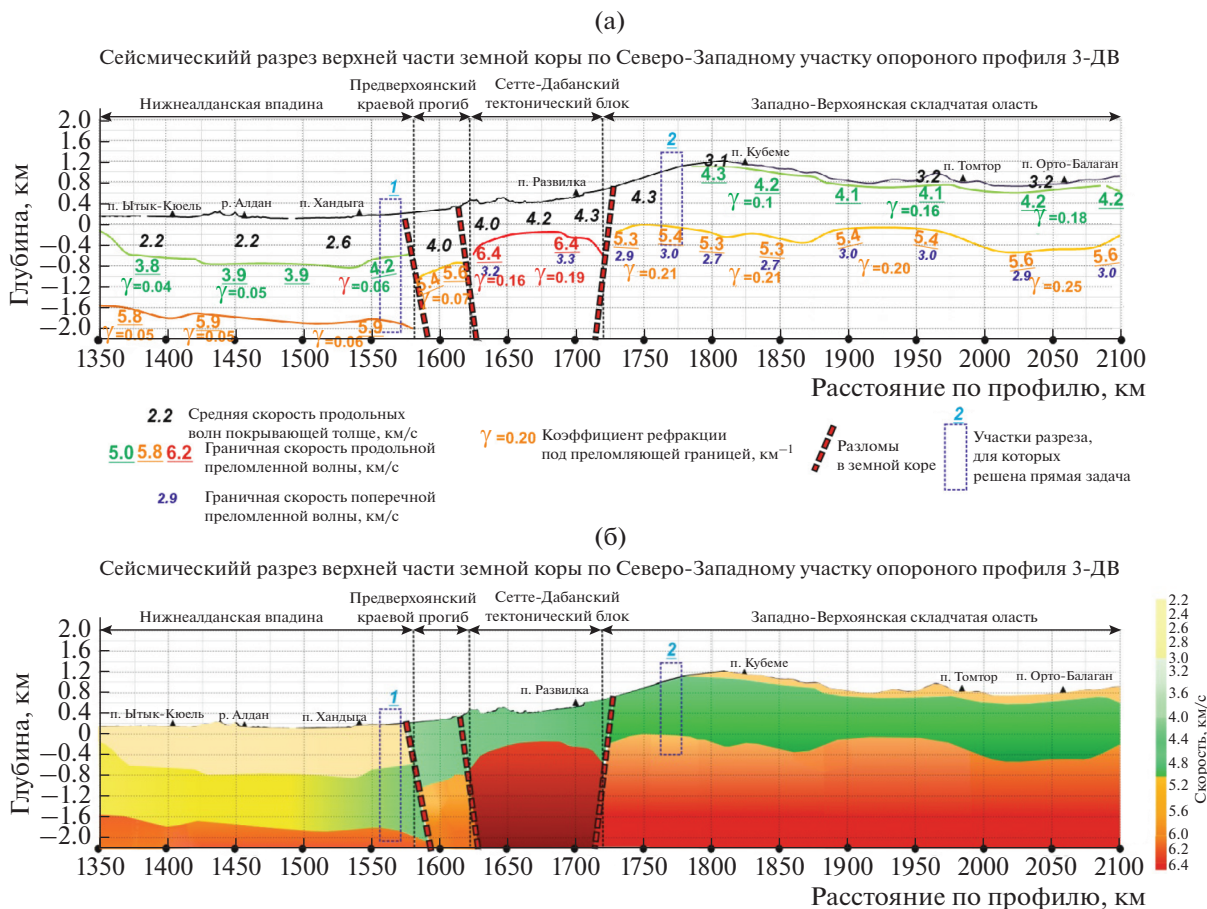


Рис. 10. Модель скоростного строения верхней части земной коры по преломленным волнам для фрагмента профиля 3-ДВ (подсистема наблюдений ОГТ): (а) – модель в значениях скорости; (б) – модель в цвете.

волн со стороны высоких частот, тем более сильный градиент скорости в подстилающей среде.

На опорных профилях появляется уникальная возможность получить данные детальной по кратности сейсморазведки в горных областях и обработать их не на селекцию отраженных волн, а на селекцию преломленных волн. Если среда градиентная, то на трассах временных разрезов мы должны видеть прямые линии без колебаний. На самом же деле на всех временных разрезах головных волн вдоль профиля 3-ДВ в горных областях уверенно прослеживаются преломленные волны на глубинах в первые километры [Полянский и др., 2016; 2017; 2019]. Для них фиксируется при обработке эффект низкочастотной фильтрации. Фактически обнаруженные границы – это не только скачок скорости, но и изменение градиента скорости. Низкие частоты на данной глубине скользят вдоль преломляющей границы, а высокие частоты проникают вниз в соответствии с градиентом скорости в подстилающей среде. Фактически на глубинах 1–2 км в складчатых областях обнаруживается граница со скачком ско-

рости и с сильным градиентом скорости в подстилающей среде. Природа данной границы может быть не обязательно литологической или структурной, а может быть вызвана изменениями пород из-за современных процессов, протекающих в верхней части складчатых областей [Крылов, 1967; Каракин и др., 2003].

На рис. 10 скоростное строение Нижнеалданской впадины двухслойное. Первый слой со скоростью продольных сейсмических волн 2.2–2.6 км/с наблюдается на глубинах до 600–1000 м от дневной поверхности. На втором слое граничная скорость 3.8–4.2 км/с при наличии слабого градиента скорости в подстилающей среде $\gamma \sim 0.05$. Подошва второго слоя характеризуется граничной скоростью ~5.9 и градиентом скорости ~0.05. Эту границу можно рассматривать как границу фундамента в Нижнеалданской впадине. На стыке впадины с Предверхоанским краевым прогибом выделенные границы имеют тенденцию к инверсии. Верхняя граница поднимается, а нижняя опускается. Второй ярус осадков с приближением к границе Предверхоанского краевого прогиба

характеризуется медленным нарастанием скорости продольных волн в слое в горизонтальном направлении.

Предверхоанский краевой прогиб выделяется как блок, ограниченный с двух сторон разломами и имеющий отличающееся от соседних блоков скоростное строение. В нем удалось выделить только одну преломляющую границу при скорости продольных волн в покрывающей толще 4.0 км/с. Преломляющая граница характеризуется граничной скоростью ~5.5 км/с и градиентом скорости 0.07. Фундамент в этом блоке [Пушаровский, 1959] находится на глубинах недоступных системе наблюдений с базами регистрации до 10 км. Для Предверхоанского прогиба верхний ярус осадков характеризуется скоростями сейсмических волн большими, чем для верхнего яруса соседнего блока Нижнеалданской впадины. Во втором ярусе — высокие скорости, но не соответствующие кристаллическому фундаменту.

Сетте-Дабанский тектонический блок, ограниченный с двух сторон глубинными разломами, отличается высокоскоростным строением верхней части разреза. Скорость в верхнем слое ~4.2 км/с. На глубинах 700–800 м от дневной поверхности преломляющая граница с граничной скоростью 6.4 км/с и большим градиентом скорости под ней $\gamma \sim 0.16–0.19$. Начиная с Сетте-Дабанского блока, на временных разрезах выделяются поперечные преломленные волны с граничной скоростью на преломляющей границе в этом блоке 3.3 км/с.

В Западно-Верхоанской складчатой области в самой верхней части на глубинах в десятки метров от дневной поверхности зафиксирована преломляющая граница с граничной скоростью 4.2 км/с при сильном градиенте скорости под ней $\gamma \sim 0.16–0.18$. Скорость в покрывающей среде 3.1–3.2 км/с. Преломляющая граница, характеризующая состояние верхней части складчатой области, прослеживается на глубинах 600–800 м от дневной поверхности. Граничная скорость изменяется в пределах 5.3–5.6 км/с. При этом наблюдается быстрый рост скорости с глубиной $\gamma \sim 0.20–0.25$. Граничная скорость поперечных волн ~3 км/с. Следует признать, что данный блок земной коры существенно отличается от платформенных блоков Нижнеалданской и Предверхоанской впадин.

На рис. 11 показано волновое поле продольных волн, зарегистрированных в Западно-Верхоанской складчатой области (интервал профиля, соответствующий этой сейсмограмме, выделен прямоугольником 2 на разрезе на рис. 10). Для этого участка решена прямая задача на основе полученной модели и на рис. 11 дано сравнение рассчитанных времен с наблюдаемыми временами. Полученные теоретические годографы волн P_1 и P_2 нанесены на сейсмограмму темно-зеленой и синей пунктирными линиями соответственно.

Наблюдаемые годографы этих волн выделены на сейсмограмме светло-зеленой и красной сплошными линиями. Максимальное значение невязки между наблюдаемыми и расчетными временами пробега не превышает 30 мс. В то же время фаза колебаний продольных волн составляет в среднем ~60 мс.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Применение динамического пересчета и суммирования пересчитанных волн во временные разрезы на материалах системы наблюдений ОГТ на опорных геофизических профилях [Эринчек и др., 2014] позволило изучить скоростное строение среды вдоль профиля на глубину в первые километры с высокой детальностью. Учитывая большой объем данных, обработанных на профилях, рассмотренный метод единственный, позволяющий извлечь информацию о строении верхней части земной коры.

В соответствии с системой наблюдений имеется возможность детально изучать скоростное строение земной коры на глубинах до 2–3 км. Все просто в понимании, когда изучаются осадочные бассейны. Преломленные волны в осадочных бассейнах соответствуют литологическим границам. К примеру, в Нижнеалданской впадине изучена поверхность фундамента и литологическая граница внутри осадочной толщи. В Нижнеалданской впадине отмечается латеральное повышение скорости в нижнем ярусе осадков с приближением к границе с Предверхоанским краевым прогибом.

Строение Предверхоанского краевого прогиба по скоростным характеристикам и структуре существенно отличается от граничащих с ним по разломам соседних структур. Глубина до фундамента прогиба возросла так, что обработанные данные сейсморазведки не позволяют увидеть эту границу. На глубине около одного км прослеживается граница, вероятнее всего имеющая литологическую природу. Осадки Предверхоанского прогиба характеризуются более высокими скоростями сейсмических волн, чем осадочный чехол Нижнеалданской впадины. Для нижнего яруса осадков фиксируется очень слабый рост скорости с глубиной, что характерно для осадочных пород.

Сетте-Дабанский тектонический блок ярко выражен как высокоскоростная структура в верхней части земной коры (рис. 10), что отмечалось в работах [Полянский и др., 2017; Суворов и др., 2014]. По данным отраженных волн на профиле 3-ДВ в районе Сетте-Дабанского блока наблюдается быстрое погружение отражающих границ [Черкасов и др., 2013; Старосельцев, 2015], что вполне объясняется надвиговой структурой контакта Сибирской платформы с Верхоанской

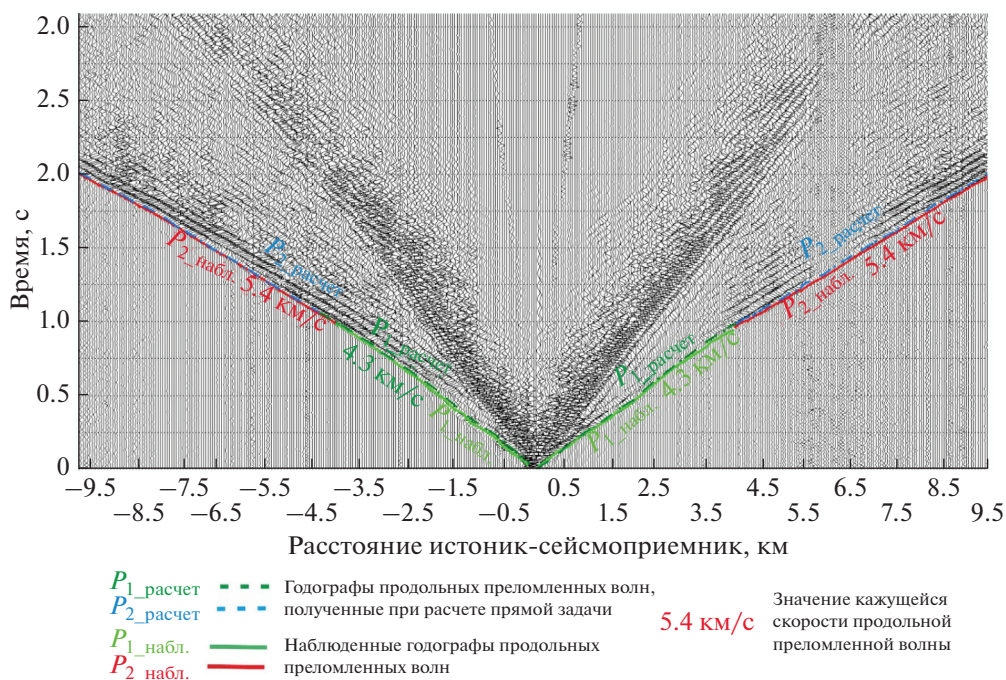


Рис. 11. Сравнение результата решения прямой задачи по построенной модели с экспериментальными данными.

складчатой областью [Горошко и др., 2016; Имаева и др., 2006; 2017; 2018; Константиновский, 2007; Сафонов, 1974]. Поскольку по геологическим данным [Имаева и др., 2018] блок сложен из сильно деформированных пород, то литологические границы должны иметь сложную быстроизменяющуюся геометрию. На самом деле по результатам наших исследований на глубинах около 1.0 км фиксируется скачок скорости продольных волн. Граница раздела порождает головную волну, и отмечается довольно плавная, близкая к горизонтальной, граница раздела.

Обзор случаев существования пологих преломляющих границ в консолидированной земной коре на разных глубинах дан в работах [Крылов, 1967; 1970], рассмотрена возможная природа таких границ. При этом указывается, что природа пологих сейсмических границ в каждом отдельном случае требует доказательства и может быть разной даже на равных глубинах в разных геологических структурах.

Предпочтительное рассмотрение преломленных волн как рефрагированных [Авербух, 1975] получило в практике сейсмических исследований неоднозначную трактовку. Вопрос о разделении преломленных волн на головные и рефрагированные детально рассмотрен в работе [Пузырев, 1987].

На рис. 12 приведены модели границ, на которых образуется разрыв фронта сейсмических волн вдоль границы, и формируется коническая

волна, выходящая на поверхность как головная. Возможно и существование головных волн второго рода, когда нет скачка скорости на границе, а фиксируется изменение градиента [Пузырев, 1987]. Анализ кинематических характеристик головных волн для сложных моделей скоростного строения сред представлен в работе [Гамбурцев, 2003].

Природа пологих границ в коренных породах складчатых областей рассматривалась при сейсморазведке в районе рудных месторождений [Волин, 1969; Караев, Рабинович, 2000], и при этом в ряде случаев фиксировались как литологические границы, порождающие головные волны, так и физические границы, являющиеся результатом дальнейшей переработки состояния вещества. В рудной сейсморазведке исследуется локальная область месторождения до глубин в первые сотни метров, и в этом плане представленные в данной работе результаты отличаются несколько большей глубиной и существенно большей протяженностью профильных исследований.

Важным моментом является анализ исследований на сверхглубоких скважинах для понимания природы преломляющих границ в земной коре [Кольская..., 1998; Караев, Рабинович, 2000]. Установлена сложная картина изменения скорости волн с глубиной. Данные о формировании отраженных волн в земной коре хорошо представлены по материалам вертикального сейсмического профилирования. Для изучения природы пологих преломляющих горизонтов в коренных

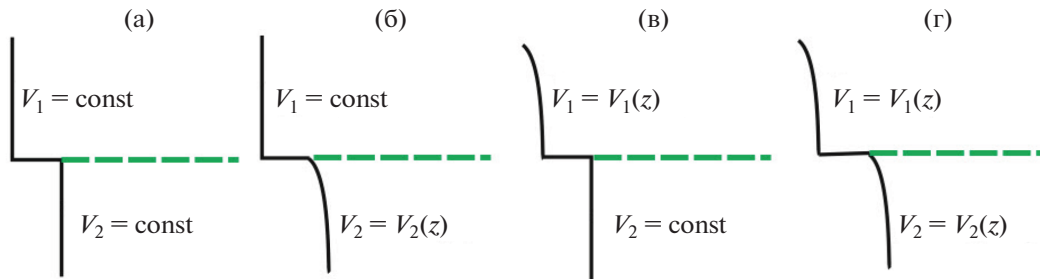


Рис. 12. Модели распределения скоростей на границе первого рода [Пузырев, 1987], при которой образуется головная волна: (а) – скачок скорости при постоянных значениях ее в покрывающей и подстилающей средах; (б) – скачок скорости при постоянном значении ее в покрывающей среде и растущей с глубиной в подстилающем слое; (в) – скачок скорости при растущей скорости с глубиной в покрывающем слое и постоянной скорости в подстилающей среде; (г) – скачок скорости при растущих ее значениях с глубиной и в покрывающей, и в подстилающей средах.

породах большое значение могло бы иметь вертикальное сейсмическое профилирование с серией вынесенных вдоль наземного профиля источников волн. В этом случае интенсивные головные волны опережали бы прямую волну и фиксировались бы меньшие времена прихода первых вступлений выше преломляющих границ на более глубоких датчиках. Таким образом, можно выделить существующие в кристаллических породах границы, формирующие конические волны, на дневной поверхности, регистрируемые как головные. Отсутствие таких наблюдений в районе опорных и сверхглубоких скважин является общим недостатком программы региональных исследований [Эринчек и др., 2014]. Данные сейсмического каротажа сверхглубоких скважин хотя и дают возможность понимать состояние горных пород на разных глубинах, но однозначной интерпретации природы образования головных волн не обеспечивают. Такая же ситуация в ряде случаев формируется и по отраженным волнам [Караев, Рабинович, 2000], но в этом случае данные ВСП скважин хорошо выделяют отражающие горизонты.

В нашем исследовании для пологих преломляющих границ в складчатых областях обосновывается модель (б) и (г) на рис. 12. Рассмотрение природы построенных границ выходит за рамки данной работы. Определены скорости сейсмических волн среды около границ раздела. Для природы границ в верхах коры в работах предшественников высказывались гипотезы [Крылов, 1967; 1970; Каракин и др., 2003; Киссин, 2009], детальный анализ справедливости которых является темой отдельного исследования.

ВЫВОДЫ

- На основе динамического пересчета головных волн во временные разрезы из сейсмограмм системы наблюдений ОГТ на опорном профиле 3-ДВ, дополненного алгоритмами интерпрета-

ции для сред с градиентом скорости в подстилающую среду, создана модель скоростного строения верхов земной коры зоны восточного окончания Сибирской платформы.

- В срезе профиля изучены четыре блока земной коры, резко отличающиеся скоростным строением на глубину в первые километры от дневной поверхности: Нижнеалданская впадина, Предверхоанский краевой прогиб, Сетте-Дабанский блок, Западно-Верхоанская складчатая область. Все четыре структуры граничат друг с другом по зонам разломов с резким изменением скоростной модели на этих границах.

- В Нижнеалданской впадине и Предверхоанском краевом прогибе преломляющие границы являются литологическими. В Нижнеалданской впадине построены граница фундамента и граница внутри осадочной толщи, что подтверждает двухъярусное строение осадочной толщи, известное из геологических данных. В Предверхоанском прогибе, вследствие погружения фундамента, обработанные данные позволяют построить только границу внутри осадков. Под преломляющими границами зафиксирован слабый градиент скорости с глубиной.

- В Сетте-Дабанском блоке на глубине около одного километра от дневной поверхности прослеживается преломляющая граница с высокой граничной скоростью 6.4 км/с и высоким градиентом скорости в нижележащую среду. Данный блок имеет разломные границы со смежными структурами и отличается от них более высокой скоростью продольных сейсмических волн. Преломляющая граница является плавной и секущей литологические границы складок и по своей природе может быть только физической границей, отражающей процесс в земной коре, изменяющий скоростные свойства горных пород.

- В Западно-Верхоанской складчатой области на глубине 1–2 км фиксируется пологая преломляющая граница с граничной скоростью 5.3 км/с

и с большим градиентом скорости с глубиной. Скоростная модель существенно отличается от модели Сетте-Дабанской зоны, но общим является наличие пологой преломляющей границы, секущей складчатые структуры горной области. Объяснение природы существования такой границы следует связывать с процессом в верхах кристаллических пород, изменяющим скоростные свойства горных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авербух А.Г.* Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М.: Недра. 1975. 223 с.
- Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В.* Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 3–15.
- Волин А.П.* Применение сейсморазведки при решении задач рудной геологии. Обзор проведенных исследований и анализ современного состояния. М.: Наука. 1969. 80 с.
- Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епина-тьева А.М., Пасечник И.П., Косминская И.П., Карус Е.В.* Корреляционный метод преломленных волн. М.: изд-во АН СССР. 1952. 239 с.
- Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. В 3-х томах. Т. 2. Основы сейсморазведки. М.: Наука. 2003. 439 с.
- Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Гильманова Г.З.* Тектоника и металлогения зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 15–30.
- Гурвич И.И., Боганик Г.Н.* Сейсмическая разведка. 3-е изд., переработанное. М.: “Недра”. 1980. 551 с.
- Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А.* Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 1031–1045.
- Епинантьева А.М., Голошубин Г.М., Литвин А.Л. и др.* Метод преломленных волн. М.: “Наука”. 1990. 297 с.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Слепцов С.В.* Активные сейсмоструктуры Лено-Алданского междуречья (Центральная Якутия) // Исслед. Земли из Космоса. 2006. № 3. С. 62–67.
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Аишурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И.* Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений Северо-Востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Сеймотектоническая активизация новейших структур Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 36–54.
- Караев Н.А., Рабинович Г.Я.* Рудная сейсморазведка. М.: ЗАО “Геоинформмарк”. 2000. 365 с.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И.* Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. ВНИИГеосистем. 2003. 230 с.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты / Отв. ред. Леонов Ю.Г. М.: Наука. 2009. 328 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред.: Орлов В.П., Лаверов Н.П. М.: МФ “Технонефтегаз”. 1998. 260 с.
- Константиновский А.А.* Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3–22.
- Крылов С.В.* О природе сейсмических разделов земной коры // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние. 1967. С. 105–122.
- Крылов С.В.* О пологих сейсмических границах внутри фундамента // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 98–110.
- Крылов С.В., Сергеев В.Н.* Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 92–102.
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В.* Временные разрезы головных волн верхней части Земной коры на опорном профиле 3-ДВ (Северо-Восточный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 2. С. 86–95.
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В.* Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле 3-ДВ (Северо-Западный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. Т. 30. № 2. С. 112–122.
- Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С., Жабин В.В.* Динамический пересчет головных волн на центральном участке опорного профиля 3-ДВ: Особенности методики и интерпретация временных разрезов // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 2. С. 5–33.
- Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С.* Преломляющие границы в верхней части земной коры на южном участке опорного геофизического профиля 3-ДВ // Геофизика. 2019. № 3. С. 80–89.
- Пузырев Н.Н.* Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде // Геология и геофизика. 1960. № 10. С. 120–128.
- Пузырев Н.Н.* К вопросу разделения преломленных волн на головные и рефрагированные // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 65–73.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапов С.В.* Точечные сейсмические зондирования. Методика сейсморазведки. М.: “Наука”. 1965. С. 5–91.
- Пушаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Труды Геологического института АН СССР, вып. 28. М.: изд-во АН СССР. 1959. 154 с.
- Сальников А.С., Ефимов А.С., Кузнецов В.Л., Еманов А.Ф., Соловьев В.М., Селезнев В.С.* Глубинное строение земной коры Северо-Востока Евразии по данным глубинного сейсмического зондирования. В кн.: “50 лет сейсмологического мониторинга Сибири”. Новосибирск: изд-во Полиграфика. 2013. С. 201–205.
- Сафонов А.Ф.* Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоанского прогиба. Новосибирск: “Наука”, Сиб. отд-ние. 1974. 112 с.
- Селезнев В.С., Еманов А.Ф.* Пересчет волновых полей головных волн фильтрами Винера // Геология и геофизика. 1998. № 4. С. 536–546.
- Сергеев В.Н.* Учет геометрического расхождения и рефракции при пересчете поля колебаний преломлен-

ных волн // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 93–102.

Соловьев В.М., Сальников А.С., Тимофеев В.Ю., Шибачев С.В., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Глубинные сейсмические исследования на субширотном трансекте Хандыга–Сусуман–Мякит в области сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской континентальных плит // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2014. Т. 2. № 23. С. 61–67.

Старосельцев В.С. Геолого-геофизические предпосылки юго-восточного продолжения Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. Т. 24. № 4. С. 3–10.

Суворов В.Д., Мельник Е.А., Сальников А.С. Строение верхней части земной коры по данным КМПВ вдоль профиля 3-ДВ (Сковородино–Томмот–Якутск–Сусуман–Мякит). Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения акад. Н.Н. Пузырева (8–13 декабря 2014 г.). Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 2014. С. 264–269.

Тулина Ю.В., Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б. К проблеме неоднозначности интерпретации наблюдаемых данных глубинного сейсмического зондирования // Наука и технологические разработки. 2011. Т. 90. № 3. С. 14–39.

Черкасов Н.Г., Сальников А.С., Гошко Е.Ю. Инновационный прогноз нефтеносности Южного Приверхоянья и Сетте-Дабана // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4. С. 25–33.

Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Кашибин С.Н., Мильштейн Е.Д. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения акад. Н.Н. Пузырева (8–13 декабря 2014 г.). Новосибирск: изд-во ИНГГ СО РАН. 2014. С. 282–288.

Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travel time inversion for 2D crustal velocity structure // Geophys. J. Int. 1992. № 108(1). P. 16–34.

Upper Crustal Velocity Model for the Southeastern Boundary of the Siberian Platform

A. F. Emanov^{a,*}, P. O. Polyanskii^a, and A. S. Sal'nikov^b

^aAltai–Sayan Branch, Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences”, Novosibirsk, 630090 Russia

^bAbAO Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, 630091 Russia
*e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

Based on the common-depth point (CDP) seismic data on the 3-DV reference profile, with the dynamic conversion of refracted waves into time sections, the velocity sections are constructed across four crustal blocks in the boundary region of the Siberian platform and folded area: the Nizhnealdansakaya (Lower Aldan) depression, Pre-Verkhoyansk foredeep, Sette-Daban block, and West-Verkhoyansk folded region. The four structures contact each other along the fault zones with the velocity model abruptly changing at these boundaries. Within the Lower Aldan depression, the topography of two refractive discontinuities is constructed: the basement boundary and intermediate boundary in the sedimentary cover. In the Pre-Verkhoyansk foredeep, one refractive discontinuity is constructed in the sedimentary cover, whereas the basement boundary is located at greater depths than the depth interval covered by the observation system. All the discontinuities revealed in these blocks are lithological. In the uppermost crust of the Sette-Daban block and the West Verkhoyansk folded area, gently sloping refractive boundaries characterized by velocity jump and the presence of steep velocity gradients into the underlying medium are detected. The Sette-Daban block is distinguished by particularly high seismic velocities. The refractive boundaries are not lithological.

Keywords: Siberian platform, Sette-Daban block, West Verkhoyansk folded area, 3-DV reference geophysical profile, refracted waves, dynamic sections of head waves, upper crustal velocity models, coherent waves