



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СРЕД ПРИ РАБОТАХ ГСЗ НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РОССИИ

В. М. Соловьев, В. С. Селезнев, А. С. Сальников, Т. В. Кашубина, А. Е. Шенмайер

Выполнена оценка точности определения глубины границ и скоростных параметров при использовании эффективной модели среды при интерпретации данных глубинных сейсмических исследований на опорных профилях на Востоке России. По теоретическим годографам отраженных и преломленных волн, рассчитанных методом лучевого моделирования для двумерно-неоднородной модели среды (при интерпретации данных ГСЗ по 800-километровому профилю 3-ДВ Хандыга – Кюбеме – Сусуман), в рамках эффективной модели среды решена обратная задача. Показано, что с приемлемой точностью (в среднем до 3 %) в рамках эффективной модели восстанавливаются глубины до границы Мохо и граничные скорости. Показано также, что без данных отраженных волн, прослеженных на больших базах (от 100–120 до 180–200 км), только по данным волн в первых вступлениях для большинства реальных разрезов практически невозможно восстановление распределения скоростей в низах коры.

Ключевые слова: глубинное сейсмическое зондирование, эффективная модель среды, лучевое моделирование, отраженные и преломленные волны, годографы, эффективная скорость.

EFFECTIVE SEISMIC MODELS OF MEDIA USED IN DSS OPERATIONS ON BASE LINES IN EASTERN RUSSIA

V. M. Solovyev, V. S. Seleznev, A. S. Salnikov, T. V. Kashubina, A. E. Shenmaier

Accuracies of boundary depths and velocity parameters in using an effective medium model to interpret data of deep seismic investigations on the base lines in the East of Russia have been estimated. Within the frame of the effective medium model an inverse problem has been solved by theoretical reflection and refraction curves calculated by the raypath modeling method of a 2D inhomogeneous medium model in interpreting DSS data along the 3DV Khandyga-Kyubeme-Susuman line 800 km long. It is shown that within the frame of the effective medium model depths to the Moho discontinuity and boundary velocities are reconstructed with acceptable accuracy of up to 3 % on the average. It is also demonstrated that without evidence on refractions traced at great (~100...120–180...200 km) bases, it is practically impossible to reconstruct velocity conditions in the lowermost crust by first-arrival data only.

Keywords: Deep Seismic Sounding, effective medium model, raypath modeling, reflections and refractions, time-distance curves, stacking velocity.

Прирост минерально-сырьевой базы России в настоящее время связывается с освоением минералогических провинций Сибири и Востока России [18, 19]. В последнее десятилетие здесь реализуются крупные проекты геолого-геофизического изучения территорий. Так, с 2001 г. Роснедрами выполняются комплексные геолого-геофизические исследования на сети опорных профилей: 2-ДВ (пов. Кони – о. Врангеля), 2-ДВ-А (г. Певек – пос. Валунистое – г. Анадырь – пос. Хатырка), комплексный (морской и сухопутный) профиль р. Паляваам – мыс Биллингс – о. Врангеля и профиль 3-ДВ (Скворородино – Томмот – Хандыга – Адыгалах – залив Шелехова). В качестве опорных используются сейсмические методы ОГТ, КМПВ и ГСЗ, электроразведка АМТЗ, МТЗ и ГМТЗ, в качестве дополнительных – металлометрическая, литогазогеохимическая съемки, петрофизические исследования и данные интерпретации гравиметрического и магнитного полей. По результатам этих исследований составляется общая комплексная геолого-геофизическая модель, основу которой составляют материалы ОГТ, на качественном уровне согласованные с данными КМПВ и ГСЗ, а также потенциальных полей.

В основу интерпретации каждого метода заложена своя интерпретационная модель среды, описываемая своим набором параметров. Тем не менее в итоговой сводной модели должны быть представлены наиболее общие параметры, которые не должны существенно меняться в зависимости от методов геофизических исследований и способов интерпретации и должны быть понятными, в первую очередь геологам, выполняющим геодинамические построения и решающим задачи прогноза металлогении. Такими общепринятыми и важными параметрами геолого-геофизических разрезов являются, например, мощность земной коры, скорости упругих волн по границе Мохо, гипсометрическое положение поверхности кристаллического фундамента в платформенных областях и др. Однако даже при сейсмических построениях не всегда удается отождествить сейсмические границы или «увязать» скорости Р- и S-волн в земной коре и в мантии по данным разных методов. Так, часто по данным ОГТ граница Мохо нечетко отражается в близвертикальных отражениях («мантийные окна»). Использование современных томографических построений по данным рефрагированных волн вообще убирает из разреза резкие границы



типа кристаллического фундамента и границы Мохо. Решение прямой задачи в ряде случаев служит не проверкой правильности построенной модели среды, а способом ее построения. А поскольку решение обратной задачи по данным наземных наблюдений в общем случае не единственно, то разные авторы могут построить разные модели среды, формально удовлетворяющие наблюдаемым временам пробега и волновым формам. Какую модель взять при этом для дальнейших геолого-тектонических построений, не совсем ясно.

Далее представлена позиция исследователей, предлагающих за основу комплексной интерпретации материалов ГСЗ на геотрансектах на первом этапе принимать эффективные модели среды, понятные и геологам, и геофизикам. При дальнейшем изучении отдельных комплексов можно будет использовать детальные построения по ГСЗ, полученные в рамках более сложных моделей. Бесмысленно на первом этапе геолого-геофизических построений увязывать данные ОГТ по близвертикальным отражениям на высоких частотах (40–60 Гц) с низкочастотными данными ГСЗ (5–10 Гц), которые получены лучевым трассированием по закритическим отражениям и рефрагированным волнам, распространяющимся по субгоризонтальным лучам (для низов коры). В пользу правомочности и важности использования эффективных моделей, заменяющих слоистые периодические сейсмические среды, свидетельствует ряд исследований [2, 7, 11, 16, 20]. Согласно [20], «на разных этапах интерпретации одна и та же среда может быть представлена простой эффективной моделью, потом более сложной интерпретационной моделью и, наконец, результативной сейсмогеологической моделью». Насколько эффективная модель среды может отличаться от реальной среды, существенно зависит от выбора аппроксимационной модели (градиентная среда, градиентная среда с включением резких границ раздела, анизотропная среда и др.).

Достаточно распространено ошибочное мнение, что интерпретация данных о временах прихода преломленных и отраженных волн от границы Мохо в рамках эффективных моделей дает значительные ошибки. Это мнение часто связано с тем, что во многих случаях интерпретаторы неправильно выбирают область осреднения в эффективной модели, т.е. область, в которой пробегают используемые при интерпретации преломленные и отраженные волны. Происходит осреднение на очень больших базах (часто более 200 км), и полученная модель может отличаться от реальной. Если интерпретация выполнена грамотно и используются способы, позволяющие локализовать в интерпретационной модели области до 50–100 км [17], то точность получаемых параметров модели (при этой детальности) укладывается в 2–4 %. Отметим попутно, что все построения (например, интерпретация только волн в первых вступлениях), в которых

совместно не используются или грамотно не увязываются отраженные и преломленные волны от границы Мохо, заведомо дают неверные результаты, так как в эффективной модели необходимо определять четыре параметра (скорости в покрывающей и подстилающей толщах, глубину по нормали к границе и угол наклона), что невозможно сделать только по одной волне.

На одном из сложных и протяженных фрагментов профиля 3-ДВ на участке пос. Хандыга – пос. Кубеме – г. Сусуман проведены следующие построения. По полученной в результате интерпретации модели строения среды указанного района рассчитаны времена пробега отраженных и преломленных волн от границы Мохо от пунктов взрыва с координатами, которые совпадают с реальными. Рассчитанные времена получились близки к наблюдаемым. При интерпретации в рамках эффективных моделей использовались способы, описанные в работах [5, 7, 9, 14, 17]. Исходная модель среды представлена на рис. 1. Подбор этой модели осуществлялся в технологии SeisWide – реализации на ПК алгоритма лучевого моделирования [21, 22]. Интерактивный подбор модели с сопоставлением теоретических (рассчитанных от модели) годографов и реально наблюдаемых сейсмических записей позволяет уточнить геометрические и скоростные характеристики разреза. Скоростная модель задается последовательностью квазигоризонтальных слоев, разделенных границами, которые состоят из прямолинейных сегментов. Толщина слоя может быть уменьшена до нуля, чтобы смоделировать выклинивание слоя или отдельных объектов. Каждый слой разбивается по латерали на блоки в виде трапеций с вертикальными правыми и левыми сторонами, а также с произвольным углом наклона верхней и нижней границ. Скоростные характеристики в каждом блоке определяются значениями скорости на верхней и нижней границах блока при ее линейном изменении по вертикали. Трассирование лучей в скоростной модели осуществляется путем численного решения дифференциальных уравнений первого порядка, описывающих лучи в соответствии с законами геометрической сейсмологии.

Суммарное время пробега волны вдоль луча определяется путем численного интегрирования по его траектории. Для любого заданного слоя модели может выполняться расчет трех типов семейств лучей: лучи, которые преломляются внутри слоя (рефракция), лучи, которые отражаются от подошвы слоя, и лучи, которые создают головные волны вдоль подошвы слоя. Не останавливаясь на деталях получения согласованной с экспериментальными волновыми полями (рис. 2) модели среды, кратко охарактеризуем ее особенности. Скоростная модель по продольным волнам для профиля 3-ДВ (Северо-Западный участок) (см. рис. 1) длиной 800 км отображает строение земной коры

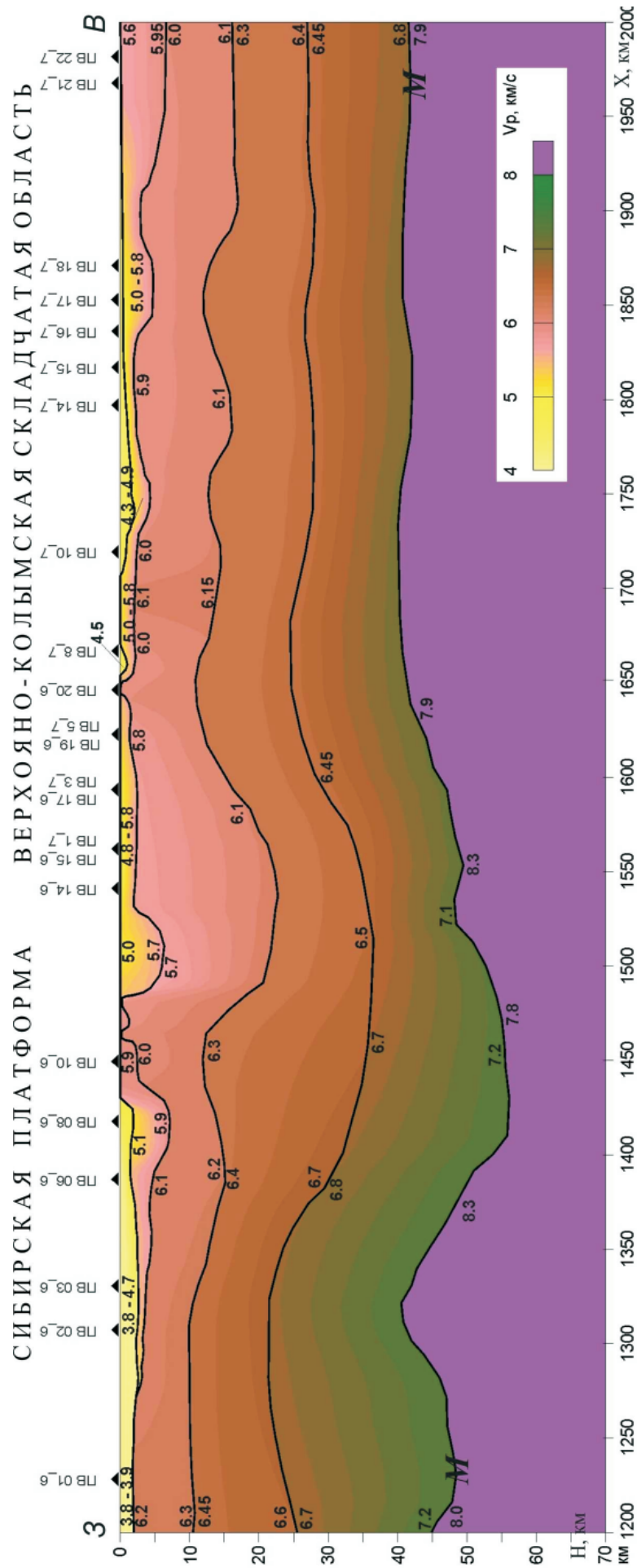


Рис. 1. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по продольным волнам для Северо-Западного участка профиля 3-ДВ (Северо-Западный участок)

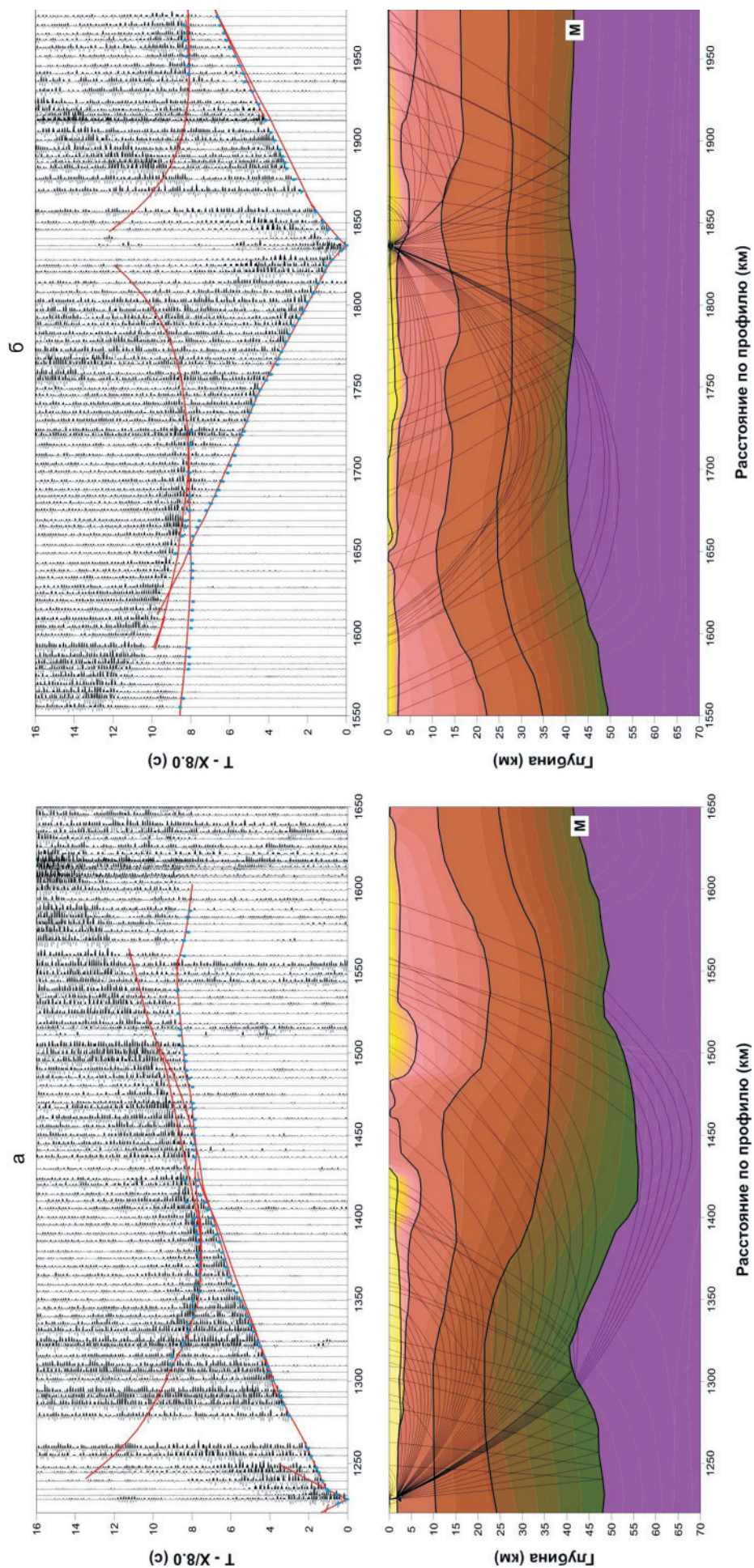


Рис. 2. Иллюстрации расчетов в рамках программы SeisWide для ПВ 1 (а, $X = 1228$ км) и ПВ 16 (б, $X = 1836$ км) по профилю 3-ДВ (Северо-Западный участок). Сверху – исходные сейсмограммы вертикальной составляющей (редукция 8 км/с) с наложенными на них расчетными теоретическими годографами (красные линии) и экспериментальными годографами (синие точки), снизу – фрагменты скоростной модели с сейсмическими лучами, соответствующими расчетным годографам

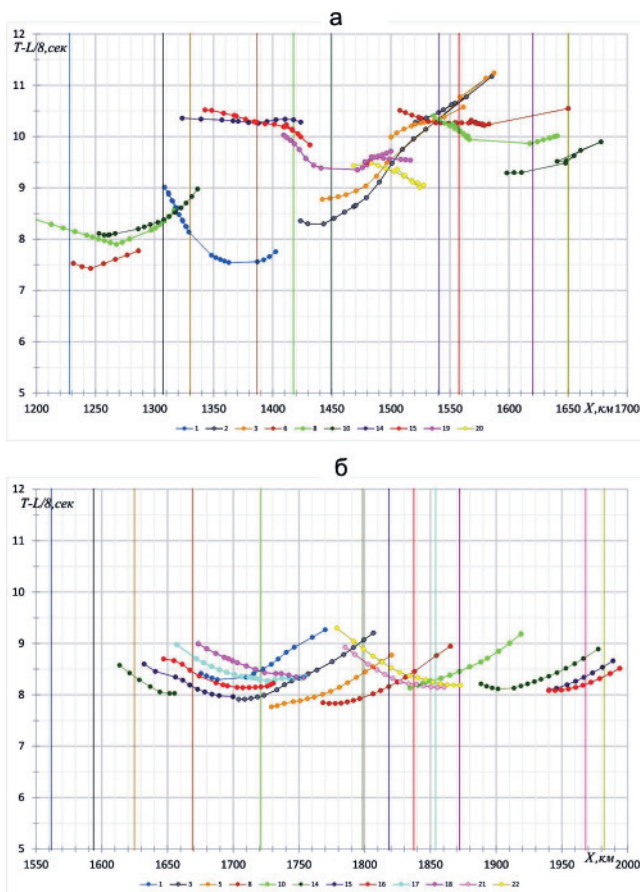


Рис. 3. Фрагменты теоретических годографов отраженных волн, рассчитанные в модели среды на рис. 1 для западной (а – профиль 6, $X \approx 1200\text{--}1680$ км) и восточной (б – профиль 7, $X \approx 1600\text{--}2000$ км) частей профиля 3-ДВ (Северо-Западный участок)

и верхней мантии в области сочленения структур Сибирской платформы (Приверхоянский краевой прогиб) и образований Верхояно-Колымской складчатой области. Основные особенности верхней части модели – низкоскоростная область ($V_p = 3,8\text{--}3,9$, местами до $4,7$ км/с) до глубины около 2 км и подстилающая ее зона с $V_p = 5,2\text{--}5,9$ км/с, соответствующая осадочным образованиям Сибир-

ской платформы и складчатых комплексов Верхояно-Колымской складчатой зоны. На ряде участков ($X = 1430\text{--}1480$ км и $X = 1640\text{--}1660$ км на рис. 1) на поверхность выходят достаточно высокоскоростные породы ($5,9\text{--}6,0$ км/с).

Пластовая скорость в верхней коре составляет $6,0\text{--}6,3$ км/с в западной части участка и понижается в восточном направлении до $5,7\text{--}6,2$ км/с. В средней коре отмечается та же тенденция: на западе в области Яно-Колымской складчатости скорость $V_p = 6,4\text{--}6,7$ км/с. Нижняя кора в пределах Сибирской платформы характеризуется скоростью до $7,2$ км/с и повышенной мощностью (включая область понижения границы Мохо), а на востоке скорость уменьшается до $6,8$ км/с. Таким образом, более высокоскоростная кора наблюдается на западном фрагменте, а кора с относительно пониженными скоростными параметрами – в восточной части профиля 3-ДВ (Северо-Западный участок). Мощность земной коры изменяется от $54\text{--}56$ км на западе до $39\text{--}40$ км на востоке. Значения граничной скорости (V_{gr}) в пределах западного участка (область склонов депрессии) существенно выше ($8,3$ км/с); в области депрессии Мохо ($X = 1400\text{--}1500$ км) понижены ($7,8$ км/с); на восточном фланге профиля ($1600\text{--}2000$ км) составляют $7,9$ км/с.

Таким образом, полученная в результате подбора волнового поля модель среды чрезвычайно неоднородна как по вертикали, так и по горизонтали.

В рамках представленной сложной двумерной модели среды были вычислены времена теоретических годографов опорных волн – отраженных и преломленных волн от границы Мохо. С использованием рассчитанных времен в рамках эффективной модели земной коры производилось восстановление глубин до границы Мохо и граничных скоростей по ней.

Отражения от границы Мохо

Восстановление отражающей границы по теоретическим годографам отраженных волн от грани-

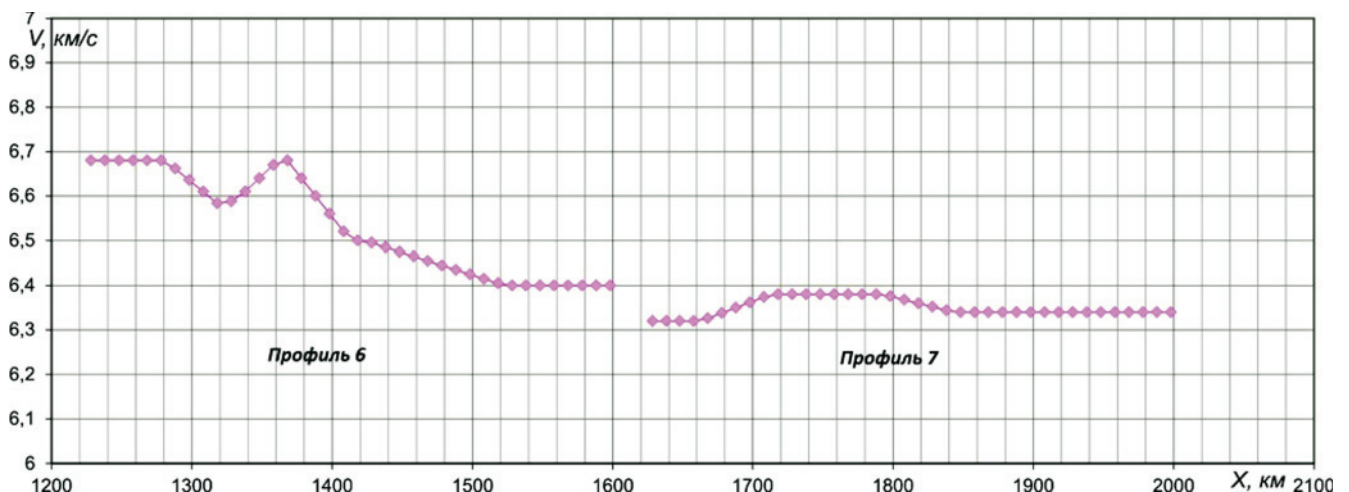


Рис. 4. Значения эффективной скорости, определенные по теоретически насчитанным временам отраженных волн в рамках модели на рис. 1 по центрам зондирования профиля 3-ДВ (Северо-Западный участок)

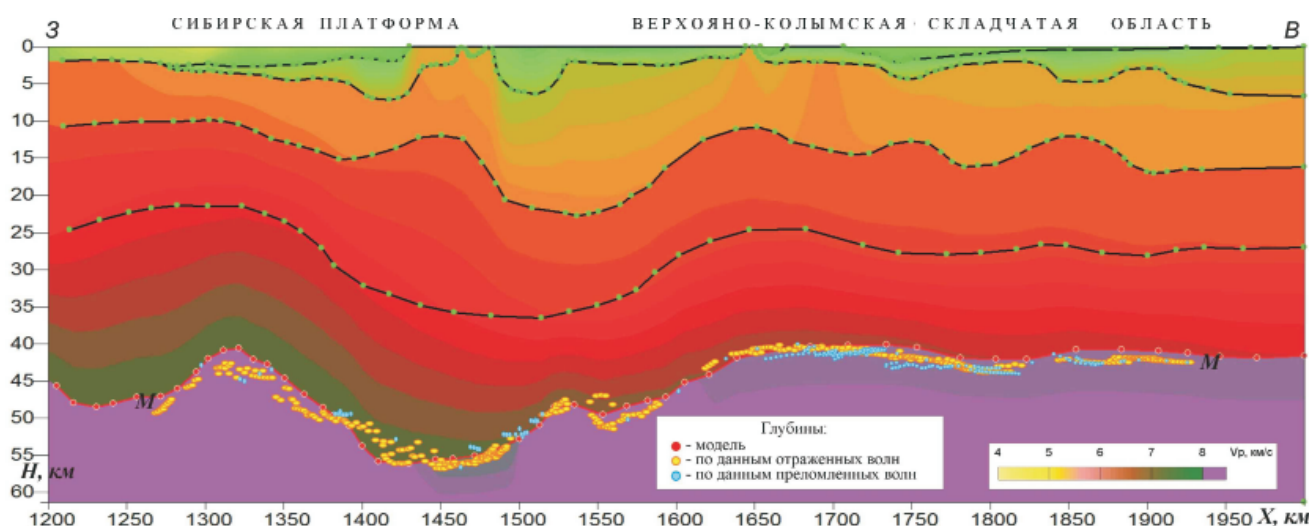


Рис. 5. Восстановление глубин залегания границы Мохо по теоретическим временам прихода отраженных волн, рассчитанных в модели на рис. 1

цы Мохо осуществлялось в рамках традиционной интерпретации по методике точечных дифференциальных сейсмических зондирований [7, 9, 14]. В качестве исходных данных были взяты не полные теоретические годографы отраженных волн от границы Мохо (красные линии на рис. 2), а лишь их фрагменты, которые соответствовали годографам отраженных волн, выделенных по реальным сейсмограммам (синие точки на рис. 2).

Как видно из рис. 3, редуцированные времена отраженных волн в области начальных точек (минимумы на годографах) очень заметно изменяются в западной части профиля (от 7,5 до 10,5 с) и практически не меняются (на уровне 7,8–8,4 с) в восточной части. Сильные изменения времен прихода отраженных волн могут быть обусловлены как значительным изменением глубин залегания границы Мохо (см. рис. 1), так и изменением средних скоростей в земной коре вдоль профиля.

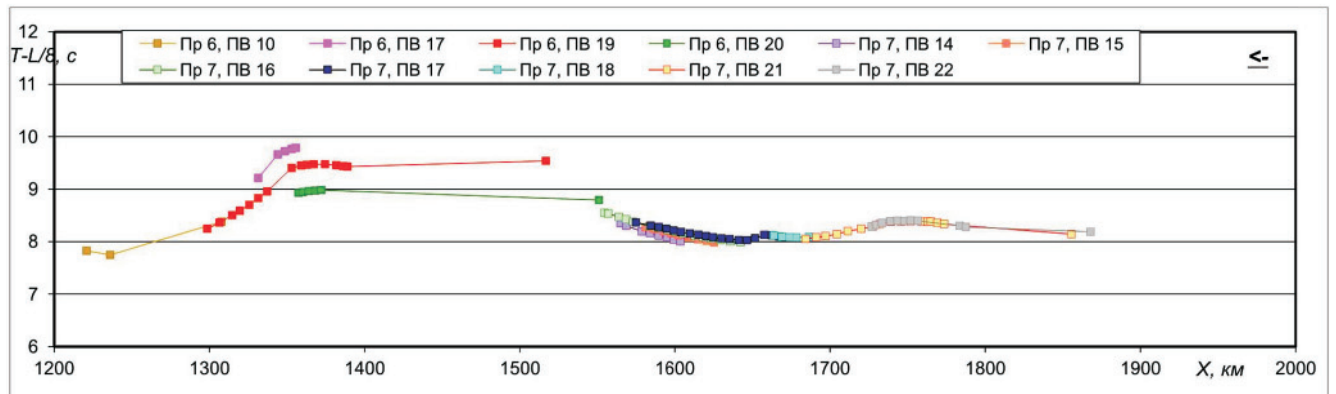
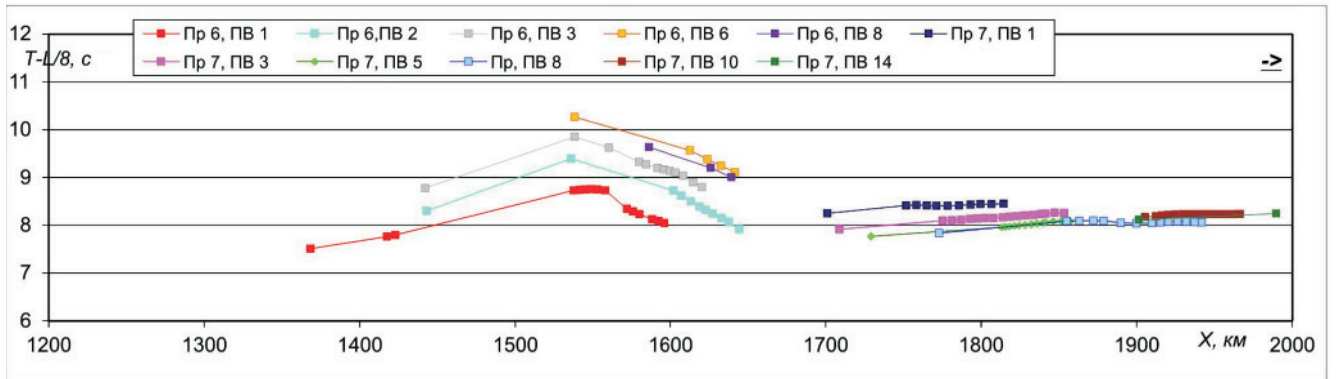
По данным отраженных волн от поверхности Мохо ($P_{отр}^M$ -волн) была определена эффективная скорость продольных волн для всей толщи земной коры. Традиционно в ГСЗ для этого строится поле времен отраженной волны и по нему определяются значения эффективных скоростей в земной коре [7, 7, 14, 15]. Как правило, наиболее достоверными при этом считаются определения не между изолиниями поля, построенными путем интерполяции, а данные симметричных зондирований, для которых существует минимальная неоднозначность в определении скорости [2, 7, 9, 14, 16]. По аналогии с сейсморазведкой вдоль профиля собираются годографы ОСТ (общей срединной точки). Расчеты в рамках двуслойной модели среды с плоской наклонной границей показывают, что смещение по глубине точек отражения (взятых по вертикали в точках отражений) для годографов ОСТ для удалений 100–200 км (при глубине отражающей границы в срединной точке 40 км и угле наклона границы 5°) составляет примерно 1,4 км, а при угле наклона

10° – около 2 км. Для годографа ОТВ (общей точки возбуждения) различие в глубинах на этих удалениях более существенно – от 3 км (при наклоне границы в 5°) до 4,3 км (при 10°). Поэтому по сравнению с годографом ОТВ определение эффективных скоростей по годографу ОСТ дает существенно меньшие расхождения со средней скоростью в покрывающей среде. В рамках рассмотренной двуслойной модели среды отличие эффективной скорости $V_{ост}$, определенной по годографу ОСТ, от истинной (V) в зависимости от углов наклона отражающей границы (ϕ) имеет простой вид: $V_{ост} = V/\cos(\phi)$ [2, 16]. При небольших углах наклона (как правило, не более 10° для границы Мохо [7, 9, 14, 15]) погрешности в определении скорости не превышают 0,1 км/с и не зависят от направления падения границы. Определяемая по годографу ОТВ эффективная скорость более существенно отличается от истинной (примерно до $\pm 0,35$ км/с при углах наклона до 10°) и зависит от направления падения границы: завышена по восстанию и занижена по падению. Отметим, что при использовании эффективной скорости необходимо ввести поправки за рельеф и неоднородности верхней части разреза, тогда точность построений значительно улучшится.

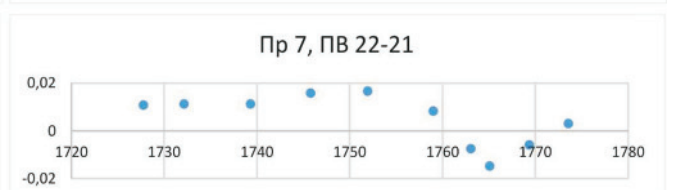
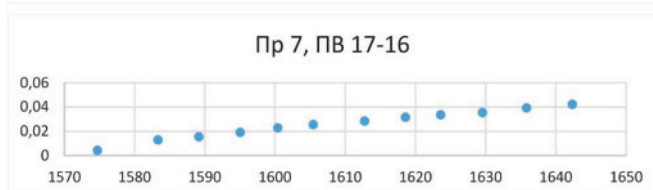
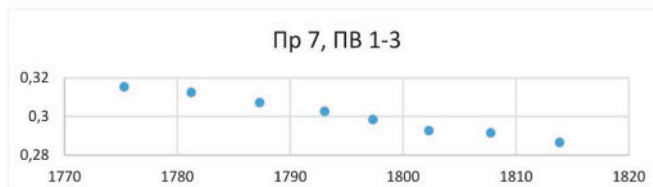
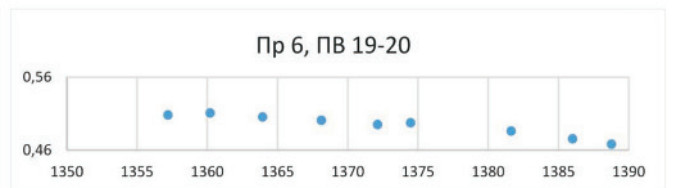
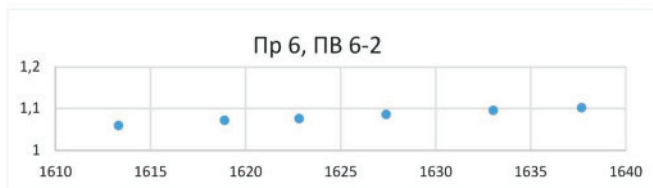
При выполнении работ на профиле 3-ДВ мы имеем плотные системы наблюдений с большим количеством данных отраженных волн для разных удалений. В связи с этим для определения эффективной скорости продольных волн в земной коре применялся следующий способ. В квадратичных координатах (как и при построении поля времен) строились годографы отраженных волн, отнесенные к центрам зондирований (отдельно по данным с профилей 6 и 7 на рис. 3). Исходя из плотности наблюдений, выбиралось окно по оси X (реально от 20 до 50 км), в котором собирались данные (в квадратичных координатах) с разных удалений и определялись значения средней скорости. Так,



а



б



в

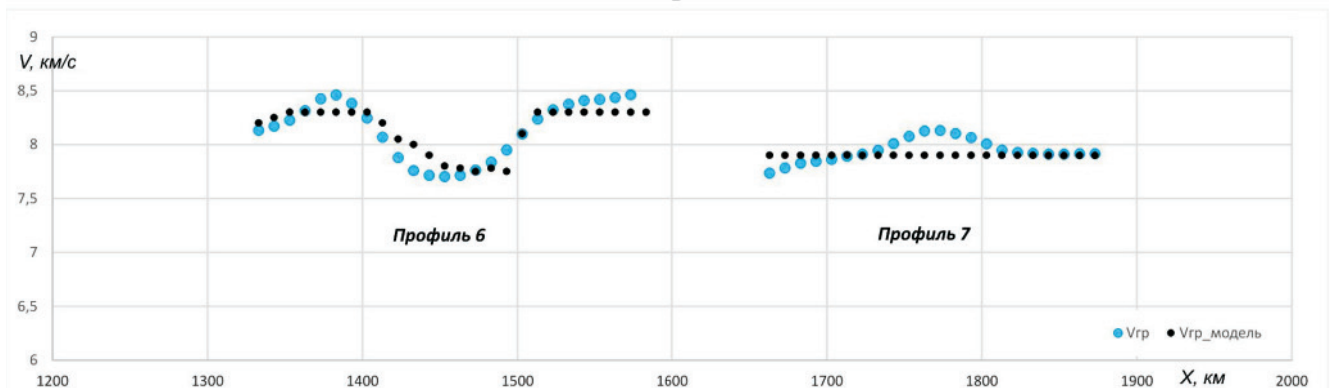




Рис. 6. К интерпретации преломленных волн на профиле 3-ДВ: а – фрагменты теоретических годографов преломленных (слаборефрагированных) волн от границы Мохо (в прямом (верхний рисунок) и встречном (нижний рисунок) направлениях), б – примеры графиков параллельности, в – граничная скорость (модельная граничная скорость выделена черным цветом)

с плавающим окном и шагом 20–25 км проводилось определение эффективной скорости по участкам 6 и 7 профиля 3-ДВ. Результаты определений эффективной скорости по центрам зондирований для западной (профиль 6) и восточной (профиль 7) частей профиля 3-ДВ (Северо-Западный участок) представлены на рис. 4.

Эффективная скорость изменяется от 6,7 км/с на западе до 6,35 км/с на востоке Северо-Западного участка профиля 3-ДВ. Большой разброс значений в западной части профиля обусловлен как модельными локальными неоднородностями в земной коре и по границе Мохо, так и малой представительностью данных отраженных волн на этом участке (собранных по центрам зондирований).

С использованием осредненных значений эффективных скоростей в рамках простых соотношений [9, 14] были определены глубины до границы Мохо. На рис. 5 видно очень хорошее совпадение глубин до границы Мохо, восстановленных в рамках эффективной модели земной коры, с глубинами в исходной модели. Максимальные различия не превышают 5 км и зафиксированы на участке с резким изменением глубин залегания границы Мохо (антиклинальное поднятие), что обусловлено несколько завышенными значениями эффективной скорости в коре для этого участка (табл. 1). На других участках профиля, в особенности на

восточном, отмечается практическое совпадение границ – максимальные отличия не превышают 2–3 км.

Таким образом, использование локально однородной модели земной коры и определение границы Мохо по годографам отраженных волн дают удовлетворительные результаты построений и свидетельствуют в пользу правомочности упрощения интерпретационной модели земной коры на первом этапе построений.

Следующим этапом оценок применимости эффективной модели земной коры является сравнение значений эффективной скорости, полученных по закритическим отражениям от границы Мохо, со значениями средней скорости в земной коре (на вертикальном луче). Согласно [15, 16], «в общем случае неоднородной среды и криволинейных границ раздела эффективная скорость может быть как больше, так и меньше средней скорости». Большими различиями значений эффективной и средней скоростей (при резком контрасте пластовых скоростей) могут отмечаться слоистые осадочные толщи и малым различием в скоростях (1–2 %) – кристаллическая кора [15, 16, 20]. Сравнительные оценки, выполненные в пределах изучаемого профиля, показывают, что в целом отмечаются небольшие различия (до 0,1 км/с) средней скорости в модели с эффективными скоростями, полученными по теоретическим закритическим отраженным волнам. Максимальные различия в значениях скорости (примерно до 0,2 км/с эффективная скорость больше средней) установлены на непротяженных участках $X = 1200–1280$ км и $X = 1480–1570$ км и обусловлены на первом участке малым количеством симметричных зондирований на краю профиля, на втором – локальным низкоскоростным блоком в верхней части земной коры (см. рис. 5).

Преломленные волны от границы Мохо

Наряду с интерпретацией отраженных волн отдельно проводилась интерпретация данных преломленных волн от поверхности Мохо ($P_{пр}^M$ -волн). Были построены фрагменты годографов преломленных волн в прямом и встречном направлениях и графики параллельности нагоняющих годографов (рис. 6, а, б). Судя по последним, в пределах удалений 200–270 км годографы практически параллельны; небольшое (до 0,06 с) схождение с связано со слабой рефракцией ниже границы Мохо, а небольшие расхождения обусловлены локальными структурными и скоростными неоднородностями модели среды. По годографам $P_{пр}^M$ -волн, построенным с использованием начальных точек отраженных волн от границы Мохо, были определены графики значений кажущейся скорости в пря-

Таблица 1

Различие в глубинах до границы Мохо: модельных и восстановленных в рамках эффективной модели земной коры

Участок, км		dH, км
1250	1300	1,5±1,0
1300	1350	2,5±2,0
1350	1400	1,0±1,5
1400	1450	2,5±2,0
1450	1500	1,0±1,0
1500	1550	1,0±1,0
1550	1600	1,5±1,5
1600	1650	1,0±1,0
1650	1700	1,0±1,0
1700	1750	1,5±1,5
1750	1800	1,5±1,5
1800	1850	1,0±1,0
1850	1900	1,0±0,5
1900	1950	1,0±0,5

Таблица 2

Различие в значениях граничной скорости по поверхности Мохо: модельных и восстановленных в рамках эффективной модели земной коры

Участок, км	dV, км/с
1300–1400	0,075±0,5
1400–1500	0,1±0,1
1500–1600	0,1±0,1
1600–1700	0,1±0,1
1700–1800	0,1±0,1
1800–1900	0,05±0,05

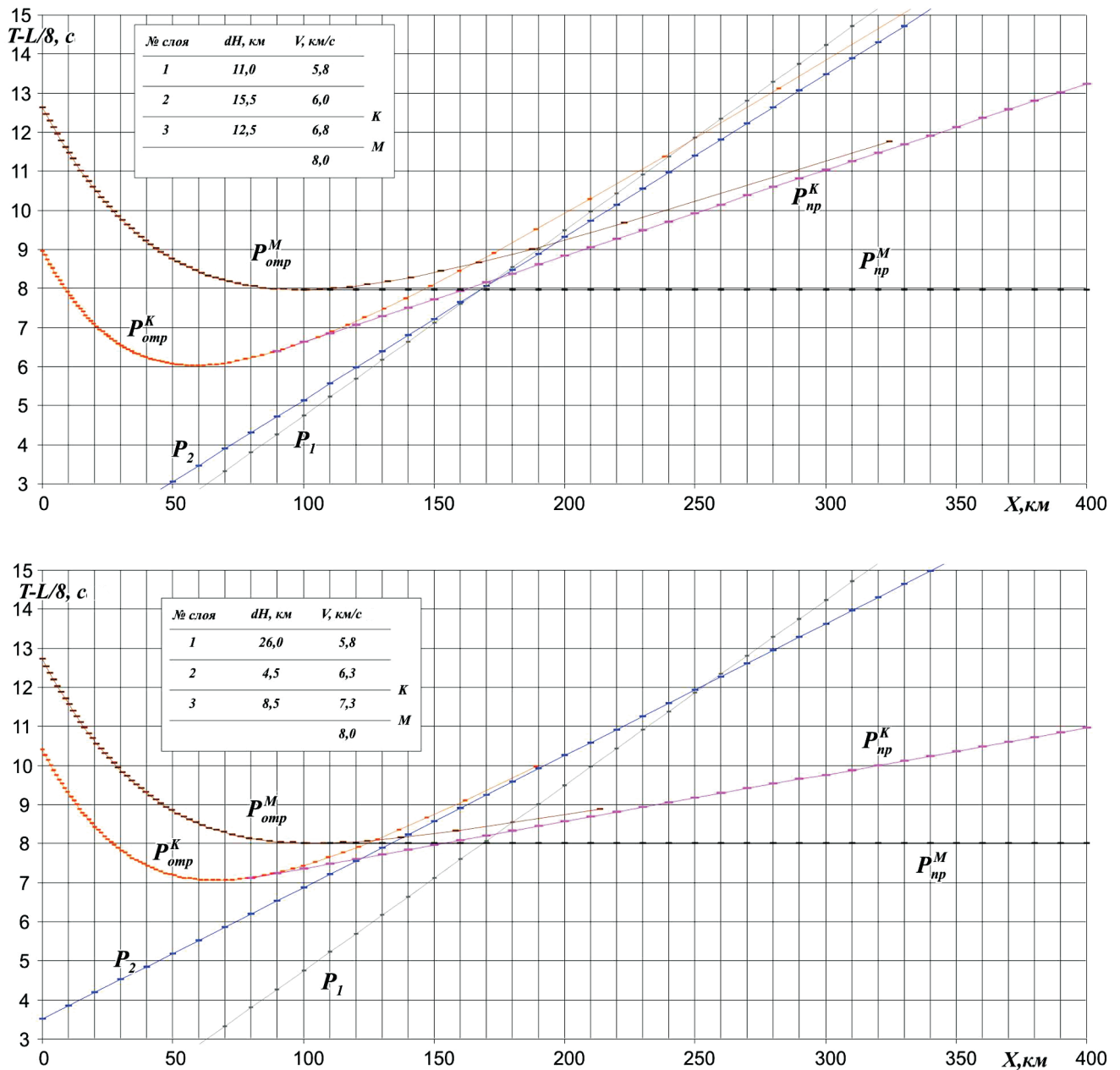


Рис. 7. Примеры теоретических годографов отраженных и преломленных волн от скоростных моделей, демонстрирующих «выпадение» из первых вступлений преломленных волн от высокоскоростных слоев в низах земной коры

мом и встречном направлениях, осредненные значения кажущейся скорости и граничная скорость (с учетом сейсмического сноса) (см. рис. 6, в).

Граничная скорость ($V_r(x)$) и углы наклона границы ($\varphi(x)$) определяются с использованием осредненных значений кажущейся скорости по формулам [5, 17]

$$|\varphi(x)| = \arccos A(x), \quad V_r(x) = A(x)/\eta(x),$$

где

$$A(x) = \frac{1}{2} \left(1 + \bar{V}^2(x) \eta^2(x) - \frac{\bar{V}^2(x) \zeta^2(x)}{4} + \sqrt{\left(\frac{1 + \bar{V}^2(x) \eta^2(x) - \bar{V}^2(x) \zeta^2(x)}{4} \right)^2 - 4 \bar{V}^2(x) \eta^2(x)} \right),$$

$$\eta(x) = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\bar{V}(x+50)} + \frac{1}{\bar{V}(x-50)} \right),$$

$$\zeta(x) = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\bar{V}(x+50)} - \frac{1}{\bar{V}(x-50)} \right).$$

Здесь $\bar{V}$ – средняя скорость, а $\bar{V}(x)$ и $\bar{V}(x)$ – кажущаяся скорость в прямом и встречном направлениях соответственно, $\eta(x)$ и $\zeta(x)$ – вертикальная и горизонтальная составляющие градиента поля времен. Угол $\varphi(x)$ положителен по падению границы. Знак при угле φ соответствует знаку при ζ . Величина x измерена в километрах.

Использование такого способа определения граничной скорости равнозначно определению этих параметров по пересчитанному к абсциссе началь-



ной точки ($I_{нт}$) полю времен преломленной волны $t(x, l)$ или способу определения граничной скорости по полям времен Ризниченко. В приведенных формулах при определении $V_r(x)$ и $\phi(x)$ использовалась кажущаяся скорость, определенная при $l \approx I_{нт}$.

Как видно из рис. 6, в, значения граничной скорости $P_{пр}^M$ волн по поверхности Мохо, восстановленные по теоретическим годографам преломленных волн, для восточного участка изменяются от 7,7–7,9 до 8,1 км/с и близки к значениям граничной скорости в теоретической модели (7,9 км/с). Для более сложного западного участка профиля с сильными скоростными и структурными неоднородностями в земной коре и верхней мантии восстановленные значения граничной скорости также отличаются от модельных на ряде участков не более чем на $\pm 0,2$ км/с (см. рис. 6, в, табл. 2).

Глубины до границы Мохо, восстановленные по данным преломленных волн, также неплохо увязываются с модельными; максимальные расхождения не превышают 2–3 км и отмечаются на участках с сильным изменением рельефа границы и значений граничной скорости по границе Мохо (см. рис. 5).

О совместном использовании преломленных и отраженных волн от границы Мохо

Часто при интерпретации сейсмического материала исследователями используется один тип волн. Связано это как с обработкой в рамках специализированных методик (в ОГТ это отраженные волны от границ в среде, в КМПВ – преломленные волны от границ в верхней части земной коры), так и с применением алгоритмов интерпретации, использующих один тип волн. Так работает большое количество томографических алгоритмов, использующих в качестве входных данных волны в первых вступлениях, условно отнесенные к рефрагированным [8, 10, 12, 13]. Реальная среда гораздо сложнее, чем любые самые детальные интерпретационные модели, поэтому для ее изучения необходим комплексный подход, основанный на совместном использовании информации различных методов. Метод ГСЗ изначально был задуман как многоволновой, в котором используются разные классы (отраженные, преломленные, рефрагированные и др.) и типы (продольные, поперечные, обменные) волн [7, 9, 14, 15]. Рассмотрим пример совместного использования опорных преломленных волн от границ в земной коре и поверхности Мохо и отраженных от нее волн для выбора правильной интерпретационной модели среды. Параметры моделей (рис. 7) близки к интерпретационной модели земной коры, полученной методом лучевого моделирования на восточном участке профиля (см. рис. 2, б).

Для экспериментальных материалов рассматриваемого участка профиля характерны очень низкие значения скорости продольных волн в пер-

вых вступлениях (5,8–6,0 км/с) до смены с преломленной волной от поверхности Мохо на удалениях около 170–180 км (см. рис. 2, б). В моделях на рис. 7, а, б практически неизменны верхняя и средняя части коры примерно до глубин 26 км и глубины до высокоскоростной границы (границы Мохо на рис. 2, б), составляющие в обеих моделях 39 км. Нижняя часть разреза отличается существенно. В низах разреза на рис. 7, б, введен высокоскоростной слой (с $V_{пл} = 7,3$ км/с) мощностью 8,5 км, в то время как в модели на рис. 7, а он отсутствует.

Из представленных теоретических расчетов видно, что для обеих моделей из первых вступлений выпадают высокоскоростные волны от низов коры и до смены с высокоскоростной волной от нижней границы (с $V_r = 8,0$ км/с) в первых вступлениях отмечается только низкоскоростная волна (5,8 км/с).

Использование отраженных волн от нижней границы (в идеале – и отраженных волн от всех резких границ) позволяет уменьшить неоднозначность в выборе интерпретационной модели. Так, уже на удалении 150–200 км кажущаяся скорость отраженной волны от нижней границы будет близка (в рассматриваемых моделях различие составляет 0,15–0,25 км/с) к пластовой скорости в низах разреза. Поэтому главной задачей в экспериментах является прослеживание отраженной волны от границы Мохо от начальной точки (примерно 90–110 км для восточного участка профиля, см. рис. 2, б) до удалений 200 км. Часто на практике осуществить уверенную корреляцию отраженной волны от границы Мохо (равно как и коровых отраженных волн) достаточно сложно из-за конкуренции на этих удалениях с большим количеством преломленных и отраженных волн (см. рис. 7).

Согласно расчетам (см. рис. 2, б, 7) для экспериментальных данных на восточном участке профиля ГСЗ Хандыга – Кюбеме – Сусуман более обоснованна модель с значениями скорости продольных волн в низах коры не выше 6,8 км/с. Эффективная скорость продольных волн для такой модели (рис. 7, а) составляет 6,28 км/с, средняя скорость – 6,17 км/с, а расчетная глубина границы с использованием эффективной скорости практически (с точностью 3 %) совпадает с модельной.

Выводы

В последние десятилетия при сейсмических исследованиях существенно увеличились плотность наблюдений и, соответственно, объемы обрабатываемой информации, что обусловлено развитием новых современных технических и аппаратно-программных комплексов выполнения полевых исследований. Современные высокопроизводительные вычислительные машины позволяют обрабатывать огромные объемы сейсмической информации по нерегулярным системам



наблюдений. При обработке материалов ОГТ, когда кратность достигает 200 и более [4, 6], нередко интерпретатор не в состоянии провести анализ волнового поля как из-за огромных объемов на обрабатываемом профиле, так и из-за слабости целевых волн при единичных возбуждениях. Плотность наблюдений при ГСЗ, безусловно, также возросла, особенно на опорных профилях [3, 19], однако интерпретатор еще в состоянии проанализировать весь исходный материал, разобраться с волновым полем и интерпретационной моделью среды.

На примере теоретической двумерно-неоднородной модели среды с криволинейными границами и сильными вариациями упругих и структурных параметров показана применимость на первом этапе интерпретации упрощенной эффективной модели. С приемлемой точностью по данным преломленных и отраженных волн восстанавливается граница Мохо (средние значения отклонений глубин от теоретических составляют 0–2 %, максимальные значения на участках с сильным изменением рельефа и граничной скорости – 5–8 %) и граничная скорость (средние значения отклонений – 0–1,5 %, максимальные – 2–3 %). Совместное использование преломленных и отраженных волн от границы Мохо также позволяет снизить неоднозначность в выборе интерпретационной модели земной коры.

Важность выполненных исследований заключается также в следующем. В России отработано большое количество опорных сейсмических профилей, начиная от геотрансектов с использованием ядерных взрывов, выполненных СРГЭ «Спецгеофизика» в середине 1970–1980-х гг., и заканчивая комплексными сейсмическими профилями 2-ДВ, 2-ДВ-А, 3-ДВ, 5-АР и др., построенными в последние годы [1, 3, 19 и др.]. На ряде профилей с использованием современных программ обработки (алгоритмов сейсмотомографии, лучевого моделирования и др.) проводится переинтерпретация материалов. Результаты настоящих исследований свидетельствуют о том, что при новых построениях целесообразно внимательно относиться к построению границы Мохо: правильнее всего делать это по данным преломленных и отраженных от нее волн в рамках моделей с эффективными параметрами. При этом необходимо следить за тем, чтобы размеры выбранной интерпретационной модели не были велики по горизонтали. В дальнейшем горизонтальные изменения придется учитывать, составляя общую модель из отдельных частных (или используя двумерные эффективные модели) и проверяя ее правильность путем решения прямых задач, но это в большей мере будет относиться к уточнению строения верхней части разреза. Углы наклона и граничная скорость вдоль границы Мохо (если они определяются на локальных участках) менее чувствительны к изменениям скорости в коре, и эта информация получается до-

статочно точной при интерпретации в рамках эффективных моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Атлас** «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год [Электронный ресурс]. – Роснедра; ВСЕГЕИ, 2013. – Точка доступа: <http://www.vsegei.ru/ru/info/seismic>.
2. **Боганик, Г. Н.** Сейсморазведка : учеб. для вузов [Текст] / Г. Н. Боганик, И. И. Гурвич. – Тверь : Изд-во АИС, 2006. – 744 с.
3. **Глубинное** строение земной коры северо-востока Евразии по данным глубинного сейсмического зондирования [Текст] / А. С. Сальников, А. С. Ефимов, В. Л. Кузнецов [и др.] // 50 лет сейсмологического мониторинга в Сибири : Тез. докл. Всерос. конф. с междунар. участием (21–25 октября 2013 г., Новосибирск). – Новосибирск : Изд-во «Полиграфика», 2013. – С. 201–205.
4. **Детальная** высокоразрешающая сейсморазведка при нефтегазовых работах в зонах шельфа, речной и озерной сети в условиях сверхмалых (0,5–1 м) глубин [Текст] / В. С. Селезнев, А. П. Сысоев, А. М. Игнатов [и др.] // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа : Пятая науч.-практ. конф. Т. 1. – Ханты-Мансийск : Изд-во «Путиведь», 2002. – С. 301–309.
5. **Использование** поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании в Западной Якутии [Текст] / В. С. Селезнев, В. М. Соловьев, В. Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 109–117.
6. **Комплексное** использование сейсмических и электроразведочных работ при поисках нефтяных и газовых месторождений [Текст] / В. С. Селезнев, В. М. Соловьев, А. В. Лисейкин [и др.] // Наука, техника и инновационные технологии в эпоху могущества и счастья : Тез. докл. Междунар. конф. – Ашхабад, 2013.
7. **Крылов, С. В.** Сейсмические исследования литосферы Сибири [Текст] / С. В. Крылов // Избранные труды. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2006. – 345 с.
8. **Кулаков, И. Ю.** Структура верхней мантии под южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии [Текст] / И. Ю. Кулаков // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 3. – С. 248–261.
9. **Методика** и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири [Текст] / Н. Н. Пузырев, Г. Д. Бабаян, А. И. Бочанов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1978. – 206 с.
10. **Мишенькина, З. Р.** Использование линеаризованной постановки обратной кинематической задачи для двумерных полей времен $t(x, l)$



рефрагированных волн [Текст] / З. Р. Мишенькина, И. Ф. Шелудько, С. В. Крылов // Численные методы в сейсмических исследованиях. – Новосибирск : Наука, 1993. – С. 140–152.

11. **Молотков, Л. А.** Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред [Текст] / Л. А. Молотков. – СПб. : Наука, 2001. – 348 с.

12. **Пийп, В. Б.** Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций [Текст] / В. Б. Пийп // Физика Земли. – 1991. – № 10.

13. **Проблемы** геотомографии : Сб. науч. тр. [Текст] / А. В. Николаев, А. С. Алексеев, Г. М. Цибульчик [и др.]. – М. : Наука, 1997. – 331 с.

14. **Пузырев, Н. Н.** Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований [Текст] / Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин. – Новосибирск : Наука, 1975. – 158 с.

15. **Пузырев, Н. Н.** Методы и объекты сейсмических исследований [Текст] / Н. Н. Пузырев. – Новосибирск : Изд-во СО РАН ; НИЦ ОИГГМ, 1997. – 301 с.

16. **Пузырев, Н. Н.** Структурная сейсмология : Избр. тр. [Текст] / Н. Н. Пузырев. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. – 427 с.

17. **Селезнев, В. С.** К интерпретации временных полей преломленных волн в случае многослойных сред [Текст] / В. С. Селезнев // Геология и геофизика. – 1977. – № 4. – С. 93–105.

18. **Создание** государственной сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин [Текст] / А. В. Липилин, О. С. Аккуратов, М. Б. Келлер, Ю. К. Щукин // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 7–12.

19. **Структура** и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным [Текст] / Ред. А. С. Сальников. – Новосибирск : Наука. – 2007. – 172 с.

20. **Урупов, А. К.** Сейсмические модели и эффективные параметры геологических сред [Текст] / А. К. Урупов. – М. : Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина, 1984. – 42 с.

21. **Červený, V.** Ray method in seismology [Text] / V. Červený, I. Molotkov, I. Pšenčík. – Prague : Charles Univ. Press, 1977.

22. **Zelt, C. A.** Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling [Text] / C. A. Zelt, R. M. Ellis // Canadian journal of exploration geophysics. – 1988. – Vol. 24, N 1. – P. 16.

REFERENCES

1. Atlas «Opornye geologo-geofizicheskie profili Rossii». Glubinnye seysmicheskie razrezy po profilyam GSZ, otrabotannym v period s 1972 po 1995 god.

[Atlas of base geological-geophysical lines of Russia. Depth seismic sections along DSS profiles measured from 1972 to 1995]. Rosnedra, VSEGEI, 2013. Available at: URL: <http://www.vsegei.ru/ru/info/seismic>. (In Russ.)

2. Boganik G.N., Gurchik I.I. *Seysmorazvedka: Uchebnik dlya vuzov* [Seismic exploration] Tver, AIS Publ., 2006. 744 p. (In Russ.).

3. Salnikov A.P., Efimov A.P., Kuznetsov V.L., et al. [Deep structure of the Earth's crust of the northeast of Eurasia according to deep seismic sounding]. "50 let seysmologicheskogo monitoringa v Sibiri": Tezisy dokladov Vserossiyskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem ["50 years of seismological monitoring in Siberia": Theses of reports of the All-Russian conference with international participation (October 21-25, 2013, Novosibirsk, Akademgorodok)]. Novosibirsk, Poligrafika Publ., 2013, pp. 201–205. (In Russ.).

4. Seleznev V.P., Sysoev A.P., Ignatov A.M., et al. [Detailed high-resolution seismic exploration during oil and gas works in zones of shelf, river and lake network in the conditions of ultra-low (0.5-1m) depths]. *Puti realizatsii neftegazovogo potentsiala Khanty-Mansiyskogo avtonomnogo okruga. Pyataya nauchno-prakticheskaya konferentsiya* [Ways of realizing oil and gas capacity of the Khanty-Mansi Autonomous Area. Fifth scientific and practical conference]. Khanty-Mansiysk, Putived Publ., 2002, vol. 1, pp. 301–309. (In Russ.).

5. Seleznev V.S., Solovyev V.M., Suvorov V.D., et al. [S-waves to be used in deep seismic sounding in Western Yakutia]. *Geologiya i geofizika – Russian geology and geophysics*, 1987, no. 1.

6. Seleznev V.P., Solovyev V.M., Liseykin A.V., et al. [Complex use of seismic and electrical prospecting in searching for oil and gas fields]. *Tezisy dokladov Mezhdunarodnoy konferentsii "Nauka, tekhnika i innovatsionnye tekhnologii v epokhu mogushchestva i schast'ya"* [Theses of reports of International conference "Science, equipment and innovative technologies in the era of power and happiness"]. Ashgabat, Turkmenistan, 2013, June 12–15. (In Russ.).

7. Krylov S.V. *Seysmicheskie issledovaniya litosfery Sibiri. Izbrannye trudy* [Seismic investigations of Siberia's lithosphere]. Novosibirsk, GEO Publ., 2006. 345 p. (In Russ.).

8. Kulakov I.Yu. Upper mantle structure beneath southern Siberia and Mongolia, from regional seismic tomography. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, iss. 3, pp. 197–196.

9. Puzrev N.N., Babayan G.D., Bochanov A.I., et al. *Metodika i apparatura dlya regional'nykh seysmicheskikh issledovaniy v trudnodostupnoy mestnosti i ikh primeneniye v Sibiri* [Methods and equipment for regional seismic researches in the remote areas and their application in Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1978. 206 p. (In Russ.).

10. Mishenkina Z.R., Sheludko I.F., Krylov S.V. *Chislennyye metody v seysmicheskikh issledovaniyakh*.



[Linearized scenario of the inverse travelttime problem for two-dimensional fields of $t(x, l)$ times of diving waves. Numerical methods in seismic investigations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1993, pp. 140–152. (In Russ.).

11. Molotkov L.A. *Issledovanie rasprostraneniya voln v poristyykh i treshchinovatykh sredakh na osnove effektivnykh modeley Bio i sloistyykh sred* [Research of distribution of waves in porous and jointed environments on the basis of effective Biot models and layered environments]. S.-Peterburg, Nauka Publ., 2001. 348 p. (In Russ.).

12. Piyp V.B. [Local reconstruction of a seismic section according to the refracted waves on the basis of uniform functions]. *Fizika Zemli – Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 1991, no. 10. (In Russ.).

13. *Problemy geotomografii. Sbornik nauchnykh trudov* [Geotomography problems]. Moscow, Nauka Publ., 1997. 331 p. (In Russ.).

14. Puzyrev N.N., Krylov S.V., Mishenkin B.P. *Metodika rekognostirovochnykh glubinnykh seismicheskikh issledovaniy* [Technique of reconnaissance hypogene seismic investigations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1975. 158 p. (In Russ.).

15. Puzyrev N.N. *Metody i ob"ekty seismicheskikh issledovaniy* [Methods and objects of seismic investigations]. Novosibirsk, SB RAS Publ., NITs OIGGM, 1997. 301 p. (In Russ.).

16. Puzyrev N.N. *Strukturnaya seysmologiya. Izbrannyye trudy* [Geotectonic seismology]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2009, 427 p. (In Russ.).

17. Seleznev V.S. [On the interpretation of time refracted fields in multilayered medi]. *Russian geology and geophysics*, 1977, no. 4.

18. Lipilin A.V., Akkuratov O.S., Keller M.B., Shchukin Yu.K. [Creation of the state network of basic geophysical profiles, parametrical and superdeep wells]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2000, no. 10, pp. 7–12. (In Russ.).

19. Salnikov A.S., ed. *Struktura i stroenie zemnoy kory Magadanskogo sektora Rossii po geologo-geofizicheskim dannym* [Earth's crust texture and structure of the Magadan sector of Russia on geological-geophysical data]. Novosibirsk, Nauka Publ., 2007. 172 p. (In Russ.).

20. Urupov A.K. *Seismicheskie modeli i effektivnye parametry geologicheskikh sred* [Seismic models and effective parameters of geological media]. Moscow, Gubkin Russian State University of Oil and Gas, 1984. 42 p. (In Russ.).

21. Červený V., Molotkov I., Pšenčík I. Ray method in seismology. Prague, Charles Univ. Press, 1977.

22. Zelt C.A., Ellis R.M. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travelttime and amplitude forward modeling. *Canadian journal of exploration geophysics*, 1988, vol. 24, no. 1, p. 16.

© В. М. Соловьев, В. С. Селезнев, А. С. Сальников,
Т. В. Кашубина, А. Е. Шенмайер, 2014

СОЛОВЬЕВ Виктор Михайлович,

Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск, зам. директора, к.г.-м. н.

E-mail: solov@gs.nsc.ru

СЕЛЕЗНЕВ Виктор Сергеевич

Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск, директор, д.г.-м. н.

E-mail: sel@gs.nsc.ru

САЛЬНИКОВ Александр Сергеевич

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики, и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, зав. отделом, д.г.-м. н.

E-mail: seispv@sniiggims.ru

КАШУБИНА Татьяна Викторовна

Всероссийский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, вед. геофизик

E-mail: Tatiana_Kashubina@vsegei.ru

ШЕНМАЙЕР Анастасия Евгеньевна

Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск, мл. науч. сотр.

E-mail: shennastya@mail.ru

SOLOVYEV Viktor, PhD, Altay-Sayan Regional Seismological Center, Geophysical Service SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: solov@gs.nsc.ru

SELEZNEV Viktor, DSc, Geophysical Service SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: sel@gs.nsc.ru

SALNIKOV Aleksandr, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral resources, Novosibirsk, Russia

E-mail: seispv@sniiggims.ru

KASHUBINA Tatiana, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

E-mail: Tatiana_Kashubina@vsegei.ru

SHENMAIER Anastasiya, Geophysical Service SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: shennastya@mail.ru