

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО

Труды ВСЕГЕИ

Новая серия

Том 361

**ОПЫТ МНОГОВОЛНОВОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ**



Санкт-Петербург

2022

MINISTRY OF NATURAL RESOURCES AND ENVIRONMENT
OF RUSSIAN FEDERATION
FEDERAL AGENCY OF MINERAL RESOURCES
A. P. KARPINSKY RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

VSEGEI Proceedings

New series

Volume 361

**MULTIWAVE SEISMICS EXPERIENCE
FOR CONTINENTAL AND OCEANICS EARTH'S
CRUST STUDY**



St. Petersburg

2022

УДК 550.834:551.14(091)

ББК 26.21

О-62

Опыт многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры континентов и океанов / под ред. С. Н. Кашубина, О. В. Петрова. – СПб., ВСЕГЕИ, 2022. – 112 с. – (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 361).

ISBN 978-5-00193-246-8

В книге приведен обзор глубинных исследований земной коры континентов и океанов с использованием продольных и поперечных сейсмических волн. Показаны возможности многоволновой сейсморазведки для повышения информативности глубинных исследований земной коры за счет использования значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона. Приведены результаты многоволновых сейсмических исследований Арктической зоны, северо-востока России и прилегающих акваторий.

Книга предназначена для широкого круга геологов и геофизиков, занимающихся глубинными исследованиями земной коры и верхней мантии, и может быть полезна преподавателям, студентам и аспирантам геофизических и геологических специальностей.

Авторы

*С. Н. Кашубин, О. В. Петров, Е. Д. Мильштейн,
И. Ю. Винокуров, Д. В. Вяткина, Т. В. Кашубина,
Н. А. Крупнова, И. В. Кудрявцев, Т. С. Сакулина,
В. Ю. Татарин, Т. М. Яварова*

Рецензенты

*доктор геол.-минерал. наук
В. С. Селезнев,
кандидат геол.-минерал. наук
А. Л. Ронин*

ISBN 978-5-00193-246-8

Multiwave seismics experience for continental and oceanic Earth's crust study / S. N. Kashubin, O. V. Petrov (eds.). – St. Petersburg: VSEGEI, 2022. – 112 p. – (VSEGEI Proceedings. New series. Vol. 361).

ISBN 978-5-00193-246-8

The book introduces in deep studies overview of continental and oceanic Earth's crust using compression and shear seismic waves. Multiwave seismics opportunities using values of the V_p/V_s and Poisson's ratios for geological objectives solutions are shown. Multiwave seismics studies of the Arctic and North-East regions of Russia and adjacent water areas are presented.

The book is aimed at geologists and geophysicists involved in Earth's crust deep studies and is useful for geological and geophysical educational programs.

Authors

*S. N. Kashubin, O. V. Petrov, E. D. Milshtein,
I. Yu. Vinokurov, D. V. Vyatkina, T. V. Kashubina,
N. A. Krupnova, I. V. Kudryavtsev, T. S. Sakulina,
V. Yu. Tatarinov, T. M. Yavarova*

Reviewers

*Doctor of Geological and Mineralogical Sciences
V. S. Seleznev,
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences
A. L. Ronin*

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2022

© Коллектив авторов, 2022

СПИСОК ОСНОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

АДСС – автономная донная сейсмическая станция

ВЕП – Восточно-Европейская платформа

ГСЗ – метод глубинного сейсмического зондирования

ЗСП – Западно-Сибирская плита

ПВ – пункт возбуждения сейсмических колебаний

ПП – пункт приема сейсмических колебаний

СВК – структурно-вещественный комплекс

СГ – сейсмограмма

В – кровля кристаллической коры

L – граница между верхней и нижней корой

M – граница Мохо – поверхность Мохоровичича, подошва земной коры

P-волны – продольные волны (P₀ – прямая волна в водном слое; P_g – преломленные волны в земной коре, P_n – преломленная волна от границы M; P_iP – отраженные волны от границ в земной коре; P_MP, P_{M1}P – отраженные волны от границы M и M₁)

PS-волны – обменные волны

R-компонента – радиальная компонента

S-волны – поперечные волны (S_g – преломленные волны в земной коре, S_iS – отраженные волны от границ в земной коре; S_MS, S_{M1}S – отраженные волны от границы M и M₁)

T-компонента – трансверсальная компонента

V_p – скорость продольных волн

V_s – скорость поперечных волн

ρ – плотность горных пород

K/ρ – сейсмический параметр $K/\rho = [(V_p)^2 - 4/3 (V_s)^2]$

σ – коэффициент Пуассона $(\sigma = \frac{1 (V_p/V_s)^2 - 2}{2 (V_p/V_s)^2 - 1})$

ВВЕДЕНИЕ

Поперечные и обменные волны широко используются при глубинных сейсмических зондированиях (ГСЗ) земной коры и верхней мантии на суше, благодаря работам основоположника многоволновой сейсморазведки Н.Н. Пузырева [Поперечные и обменные ... , 1967; Сейсмическая разведка ... , 1985; Многоволновые ... , 1987; Пузырев, 1987; 1992; 1997; и др.] и его последователей [Гальперин, 1977; Дружинин и др., 1985а; Кашубин, 1985; 1991; Алейников и др., 1986; Крылов и др., 1993; Селезнев, 1994; Егоркин, 1996; 1999; Кашубин, Дружинин, 1999; Соловьев и др., 2015; 2019; и др.]. В результате этих исследований было доказано, что использование наряду с продольными волнами поперечных волн различной поляризации существенно расширяет возможности сейсмического метода и позволяет применять его не только для структурных построений, но и прогноза вещественного состава и динамического состояния среды [Алейников и др., 1990; 1991; Кашубин, 1994; 1996; 2001; Крылов, Тен, 1994; Геотраверс «Гранит» ... , 2002; Строение и динамика литосферы ... , 2006; Brown et al., 2003; 2009; 2012; Mjelde et al., 2002а; 2002с; и др.].

При морских сейсмических исследованиях было отмечено [White & Stephen, 1980], что гидрофоны, находящиеся в воде, нередко регистрируют волны, соответствующие дважды конвертированным (PSP) волнам. С 1970–1980 гг. при работах на акваториях сначала за рубежом, а затем и в России все чаще стала применяться 3-компонентная регистрация сейсмических волн при наблюдениях с донными станциями [Морская сейсморазведка, 2004]. Был получен ряд результатов, позволяющих положительно оценивать перспективы многоволновых сейсмических исследований на акваториях. Однако среди исследователей долгое время велись споры о том, насколько надежно можно выделять и интерпретировать поперечные и обменные волны при исследованиях, в которых источник упругих волн находится в воде, где поперечные волны не возникают и не распространяются. В последние годы значительная часть таких сомнений была снята, в том числе благодаря исследованиям с использованием полноволнового математического моделирования сейсмических волн [Поперечные и обменные ... , 2019].

В настоящем обзоре обобщен опыт многоволновых глубинных сейсмических исследований при изучении земной коры континентов и океанов и приведены наиболее типичные примеры таких исследований в различных регионах мира.

**1. Возможности многоволновой сейсморазведки
для повышения информативности глубинных исследований земной коры
за счет использования значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона**

В таблице 1.1 приведены ссылки на основные публикации, посвященные анализу связей физических свойств (прежде всего отношения скоростей V_p/V_s и коэффициента Пуассона) с минеральным и химическим составом горных пород и некоторым примерам структурно-вещественной и геодинамической интерпретации многоволновых сейсмических данных.

Таблица 1.1

Ссылки на основные публикации, посвященные анализу связей V_p/V_s и коэффициента Пуассона с минеральным и химическим составом горных пород и некоторым примерам структурно-вещественной и геодинамической интерпретации многоволновых сейсмических данных

Ссылка	Год
<i>V_p/V_s и коэффициент Пуассона в горных породах, их связь с минеральным и химическим составом</i>	
Алейников и др.	1987; 1990; 1991
Беликов и др.	1970
Кашубин	1984
Кольская сверхглубокая	1984
Крылов	1993
Крылов, Ген	1994
Крылов и др.	1990
Справочник физических констант...	1969
Физические свойства...	1984; 1988
Халевин	1990
Afonso et al.	2010
Behn & Kelemen	2003
Bezacier et al.	2010
Brittan & Warner	1996
Brocher	2005
Brown et al.	2009; 2012
Bush & Crampin	1991
Christensen	1996; 2004
Castagna et al.	1985
Digranes & Kristoffersen	1995
Domenico	1984a; 1984b; 1995
Eddy et al.	2013
Ensley	1985
Faccenda	2014
Hacker et al.	2015
Hamilton	1979
Hyndman	1979
Hyndman et al.	1983
Ivankina et al.	2005
Ji et al.	2009
Kern et al.	2001

Ссылка	Год
Kono et al.	2009
Kopylova et al.	2004
Kuusisto	2007
Kuusisto et al.	2006
Lloyd et al.	2009
Matsushima	1981
McCaffee Pellerin & Christensen	1998
McCormac et al.	1984
Neidell	1985
Postlethwaite et al.	2014
Sato & Ito	2001
Sobolev & Babeiko	1995
Stumpel et al.	1984
Tatham	1982
Van den Berg et al.	2005
Wang et al.	2013
Wilkens et al.	1984
Winterstein	1986
<i>Некоторые примеры структурно-вещественной и геодинамической интерпретации многоволновых сейсмических данных</i>	
Алейников	1989
Геотраверс «ГРАНИТ»...	2002
Дружинин и др.	1985a
Дружинин, Кашубин	1992
Кашубин	1991; 1994; 1996; 2001; 2007
Крылов, Ген	1995
Поперечные и обменные волны...	2019
Строение и динамика литосферы...	2006
Brown et al.	2003; 2009; 2012
Kashubin	1991
Mjelde et al.	2002a; 2002c

1.1. Прогноз вещественного состава образований, слагающих земную кору

Возможности прогноза вещественного состава по значениям скоростей сейсмических волн вытекают из того, что именно вещественный состав кристаллических горных пород оказывает определяющее влияние на их физические свойства. Изучению связей между составом и физическими свойствами горных пород посвящено достаточно много исследований [Алейников и др., 1987; 1991; Кашубин, 1984; Крылов и др., 1990; Christensen, 1996; Brocher, 2005; и др.]. Часть этих исследований опирается на данные, опубликованные предшественниками [Справочник ... , 1969; Беликов и др., 1970; Физические свойства ... , 1984; 1988 и др.], часть – на результаты собственных исследований физических свойств.

На рис. 1.1–1.3 приведены наиболее типичные примеры, иллюстрирующие связи между составом и упругими свойствами для ряда выборок горных пород.

Первый пример (рис. 1.1) касается зависимости отношения V_p/V_s и сейсмического параметра K/ρ от содержания кремнезема в силикатных горных породах габбро-гранитоидного ряда Урала [Алейников и др., 1987].

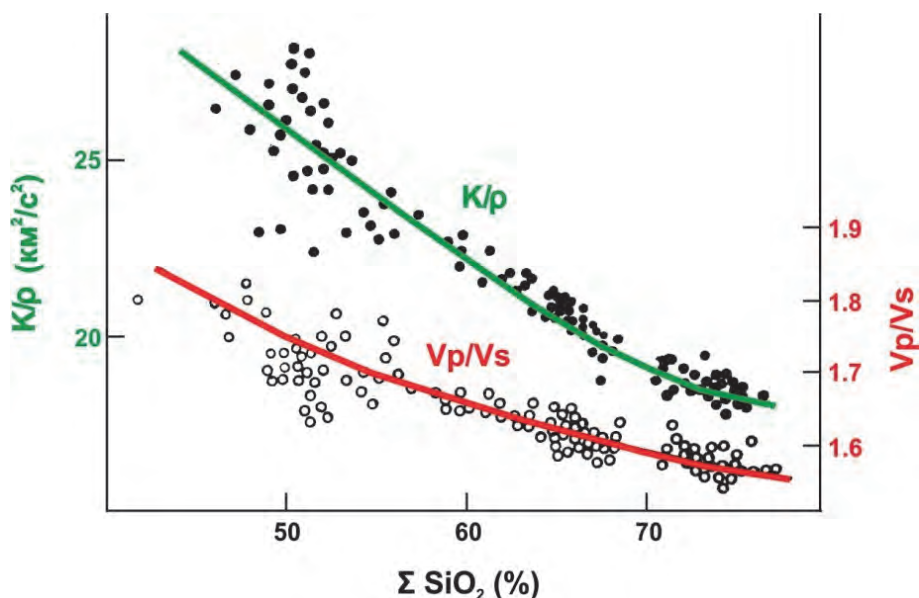


Рис. 1.1. Зависимости отношения V_p/V_s и сейсмического параметра K/ρ от содержания кремнезема в горных породах [Алейников и др., 1987]

Как видно из приведенного рисунка, между суммарным содержанием кремнезема и этими параметрами может быть установлена значимая корреляционная связь. Исследования аналогичных связей для других породообразующих окислов позволили А. Л. Алейникову с соавторами предложить ряд корреляционных уравнений для расчета прогнозных содержаний основных породообразующих окислов – кремния, кальция, двухвалентного железа и магния [Алейников и др., 1991]:

$$\Sigma \text{SiO}_2 = 152.4 - 20.82 V_p/V_s - 2.58 K/\rho;$$

$$\Sigma \text{CaO} = 1.122(K/\rho) - 0.89(V_p/V_s) - 17.98;$$

$$\Sigma \text{FeO} = 33.225(V_p/V_s)^2 - 106.8(V_p/V_s) - 0.0759(K/\rho)^2 + 4.343(K/\rho) + 33.59;$$

$$\Sigma \text{MgO} = 0.0109(K/\rho)^2 + 0.6588(K/\rho) + 18.01(V_p/V_s)^2 - 77.5(V_p/V_s) + 55.28,$$

где ΣSiO_2 , ΣCaO , ΣFeO , ΣMgO – содержания породообразующих окислов, %; V_p и V_s – скорости продольных и поперечных волн, км/с, ρ – плотность, г/см³, K – коэффициент всестороннего сжатия (модуль объёмного сжатия). Комплексный параметр $K/\rho = [(V_p)^2 - 4/3 (V_s)^2]$, км²/с² зависит только от значений скоростей и не требует знания плотности, а значит может быть получен сугубо из сейсмических наблюдений без привлечения измерений плотности или плотностного моделирования.

Указанные уравнения характеризуются достаточно высокими значениями коэффициентов множественной корреляции (от 0.88 до 0.97) и справедливы в следующих интервалах изменений процентных содержаний породообразующих окислов в кристаллических горных породах:

$$44 \% < \Sigma \text{SiO}_2 < 76 \%;$$

$$0.3 \% < \Sigma \text{CaO} < 14.6 \%;$$

$$2 \% < \Sigma \text{FeO} < 15 \%;$$

$$1 \% < \Sigma \text{MgO} < 11.5 \%$$

Второй пример (рис. 1.2) иллюстрирует соотношения осредненных значений коэффициентов Пуассона и содержаний SiO_2 для достаточно представительной выборки наиболее распространенных в земной коре горных пород [Christensen, 1996].

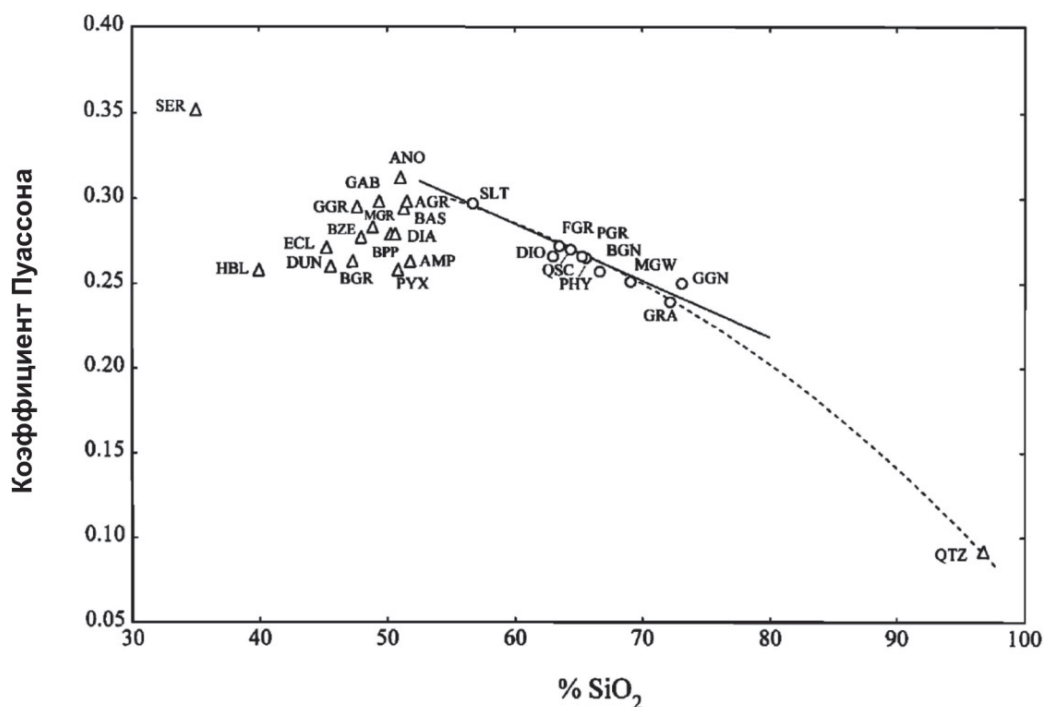


Рис. 1.2. Осредненные значения коэффициентов Пуассона и содержаний SiO₂ в наиболее распространенных в земной коре горных породах [Christensen, 1996]

SER – серпентиниты; HBL – горнблендиты; DUN – дуниты; BGR – базальтовая фация зеленых сланцев; PYX – пироксениты; ECL – эклогиты; BPP – базальтовая фация пренит-пумпеллитов; AMP – амфиболиты; BZE – базальтовая фация цеолитов; DIA – диабазы; GGR – гранатовые гранулиты; MGR – мафические гранулиты; BAS – базальты; GAB – габбронорит-троктолиты; AGR – анортозитовые гранулиты; ANO – анортозиты; SLT – сланцы; DIO – диориты; QSC – кварцево-сланцевые кристаллические сланцы; PHY – филлиты, филлониты; FGR – щелочные гранулиты; PGR – плагиоклазовые гранулиты; BGN – биотит-тоналитовые гнейсы; MGW – метаграувакки; GGN – гранитогнейсы; GRA – гранито-гранодиориты; QTZ – кварциты

Как следует из приведенного рисунка, не существует простой корреляции между значениями коэффициента Пуассона и составом для всей совокупности рассмотренных горных пород. Однако для большой группы литологических разновидностей с содержаниями кремнезема от 55 до 75 % между осредненными значениями коэффициентов Пуассона и содержаниями SiO₂ наблюдается четкая линейная зависимость: чем меньше в этих горных породах SiO₂, тем выше коэффициент Пуассона. Аномальными значениями описываемых параметров отличаются две группы пород – серпентиниты (коэффициент Пуассона 0.35, что соответствует значениям V_p/V_s ~ 2.1) и кварциты (коэффициент Пуассона 0.09, что соответствует значениям V_p/V_s ~ 1.49).

Еще один пример, охватывающий широкий спектр литологических разновидностей (включая осадочные породы), приведен на рис 1.3 [Brocher, 2005].

В данном примере рассматривается зависимость коэффициента Пуассона и значений отношения V_p/V_s от скорости продольных волн для горных пород различного состава. Как и в предыдущем примере, не наблюдается очевидной связи между этими параметрами и составом для всех литологических разновидностей. Однако если рассматривать отдельно осадочные и кристаллические горные породы, то тенденции, отмеченные ранее (увеличение коэффициента Пуассона и отношения V_p/V_s в кристаллических горных породах основного состава по сравнению с породами кислого состава), наблюдаются и в этом более позднем исследовании.

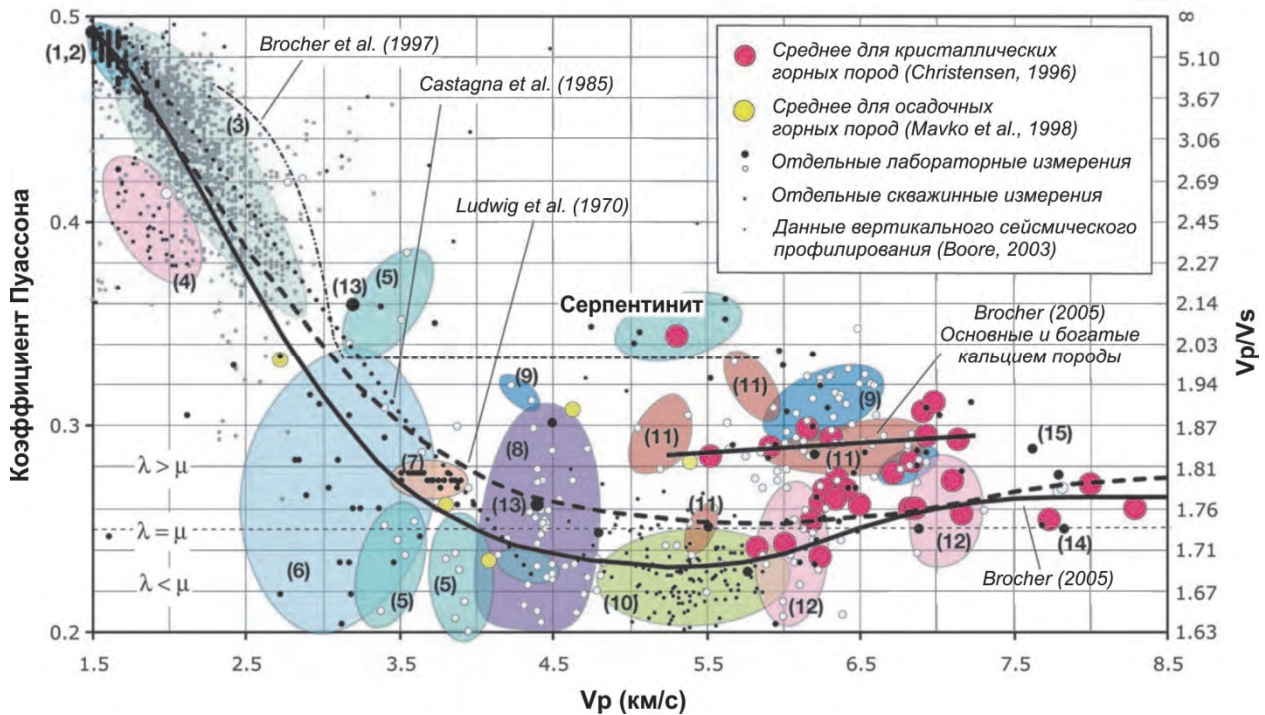


Рис. 1.3. Коэффициент Пуассона как функция V_p для различных литологических разностей [Brocher, 2005]

Цветные эллипсы объединяют одинаковые горные породы: 1 – голоценовые осадки; 2 – разновозрастные осадки; 3 – четвертичный аллювий; 4–6 – различные по составу осадочные породы; 7 – францисканский комплекс; 8 – туфы; 9 – осадочные породы; 10 – граниты; 11 – метаграувакки и мафические породы; 12 – метаморфические породы; 13 – консолидированные породы верхней коры; 14 – породы кристаллической коры; 15 – мафические горные породы

Необходимо отметить, что поскольку на физические свойства большое влияние оказывают РТ-условия, трещиноватость, пористость и др., то устойчивые корреляционные связи между физическими свойствами и составом устанавливаются лишь для некоторых групп слабометаморфизованных интрузивных и эффузивных горных пород преимущественно силикатного состава. Однако, как показывают данные геологических исследований глубоких горизонтов недр, именно эти горные породы преимущественно (до 85 %) и слагают кристаллическую часть земной коры [Кольская сверхглубокая ... , 1984; Крылов, 1993; и др.].

К похожим выводам о возможности прогноза вещественного состава с использованием коэффициентов Пуассона и отношений V_p/V_s в кристаллических породах приходят и другие исследователи [Крылов и др., 1990; Крылов, 1993; Крылов, Тен, 1994; Brittan & Warner, 1996; Behn & Kelemen, 2003; Kuusisto et al., 2006; Kuusisto, 2007; Brown et al., 2012; Hacker et al., 2015; и др.].

Таким образом, в тех случаях, когда по данным многоволновых сейсмических исследований удастся достаточно детально охарактеризовать разрез консолидированной части земной коры совокупностью значений V_p , V_s и, следовательно, V_p/V_s и K/ρ , могут быть получены расчетные значения процентных содержаний SiO_2 , CaO , FeO и MgO . Сочетание этих важнейших породообразующих компонентов позволяет достаточно обоснованно отождествлять образования, слагающие выделенные объекты, с определенными совокупностями реальных метаморфических или изверженных горных пород.

Примеры такой структурно-вещественной интерпретации геофизических параметров можно увидеть в публикациях, ссылки на которые приведены в конце табл. 1.1.

1.2. Определение типа земной коры

За последние годы накоплен значительный объем данных по скоростным моделям земной коры континентов и океанов. В обобщающем обзоре W.D. Mooney [Mooney, 2007] приведена обширная библиография, посвященная как изучению земной коры, так и типизации сейсмических скоростных моделей в связи с тектоническим строением и историей развития различных геоструктур.

Типичная океаническая и континентальная кора, прежде всего, отличаются по мощности. Принято считать, что мощность типичной океанической коры составляет 6–8 км, и она состоит из слоя рыхлых осадков мощностью не более одного километра со скоростями продольных волн 2–4 км/с; второго океанического слоя мощностью 2–3 км со скоростями V_p от 4 до 6 км/с, представленного вулканитами; третьего океанического слоя мощностью 4–5 км со скоростями V_p от 6.5 до 7.2 км/с. Однако немало примеров того, когда океаническая кора горячих точек и вулканических провинций имеет мощность более 20 км, и в ее нижней части выделяется слой со скоростями, промежуточными между корой и мантией (7.2–7.6 км/с) [Funck et al., 2007; McNutt et al., 2007; Fernández et al., 2010].

Типичная континентальная кора, как правило, имеет мощность более 30 км и состоит из осадочного слоя и консолидированной части, разделяемой на верхнюю, среднюю и нижнюю кору. Однако бывают примеры утонения континентальной земной коры до 12–15 км и отсутствия в ее консолидированной части отдельных слоев [Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Netzeband et al., 2006].

Многоволновые сейсмические исследования в области перехода континент – океан наглядно иллюстрируют еще одно важное отличие континентальной и океанической коры. Это существенная разница между величинами отношения V_p/V_s и соответственно коэффициентов Пуассона в кристаллической части земной коры. На рис. 1.4 и 1.5 приведены два типичных примера таких исследований в Северной Атлантике.

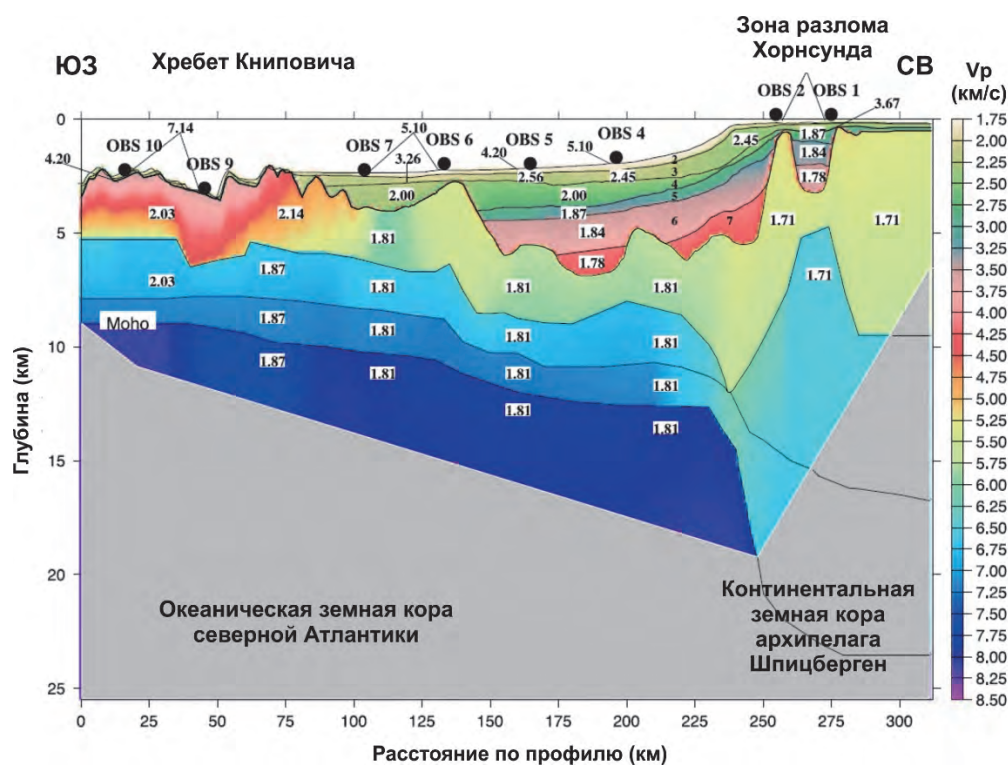


Рис. 1.4. Скоростная модель земной коры в области перехода континент – океан в районе хребта Книповича в Северной Атлантике [Ljones et al., 2004] (цифры на разрезе соответствуют значениям V_p/V_s)

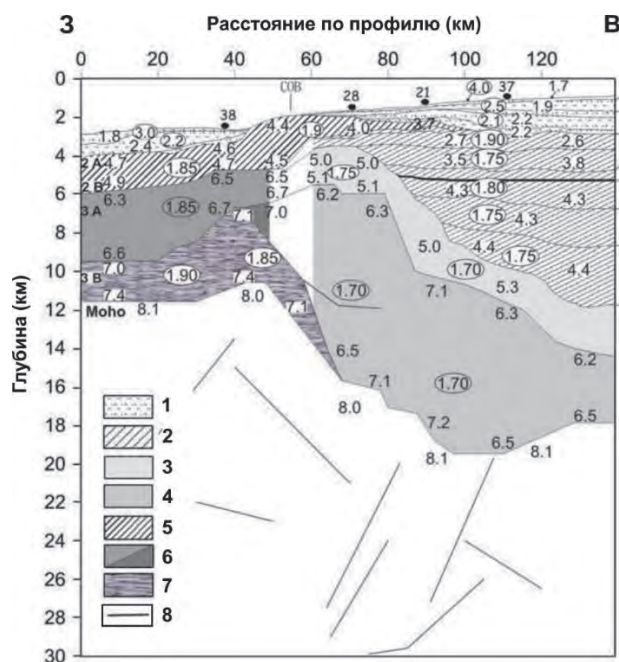


Рис. 1.5. Скоростная модель земной коры в области перехода континент – океан в Норвежском море [Mjelde et al., 2009]

1 – рыхлые современные осадки; 2 – меловые осадки; 3 – домеловые осадки; 4 – континентальный кристаллический фундамент; 5 – 2-й океанический слой / базальтовые покровы; 6 – верхняя часть 3-го океанического слоя; 7 – нижняя кристаллическая высокоскоростная часть 3-го океанического слоя; 8 – плавающие отражатели. Цифры на разрезе – значения скоростей V_p , км/с; цифры в эллипсах – значения V_p/V_s

Как можно видеть из приведенных рисунков, значения отношения V_p/V_s в осадочных комплексах на континентах и в океанах не отличаются и в целом характеризуются повышенными значениями – 2.1–2.5. В кристаллической части континентальной коры отношения V_p/V_s обычно составляют 1.70–1.77, не превышая значений 1.80–1.81, в то время как в океанической коре они, как правило, существенно выше – 1.81–1.87, достигая значений 1.90.

Ранее к похожим выводам пришел R. D. Hyndman [Hyndman, 1979], анализируя отношения V_p/V_s и коэффициенты Пуассона в образцах океанических и континентальных горных пород (табл. 1.2).

Таблица 1.2













Типичные значения скоростей продольных волн, коэффициентов Пуассона (σ) и отношений V_p/V_s в горных породах по измерениям на образцах и сейсмическим данным [Hyndman, 1979]

Формация	V_p , км/с	σ	V_p/V_s
Плотные высокоскоростные осадки	4–5	0.24–0.30	1.71–1.87
Выветрелая, высокопористая, низкоскоростная верхняя океаническая кора	4–5	0.32–0.36	1.94–2.14
Слабовыветрелая, низкопористая, высокоскоростная верхняя и средняя океаническая кора	5.5–6.5	0.28–0.31	1.81–1.91
Континентальная кора	5.5–6.5	0.25–0.28	1.73–1.81

В таблице 1.3 сведены современные представления о типовом строении океанической и континентальной земной коры и обобщенные скоростные характеристики основных коровых слоев [Mueller, 1977; Белоусов, Павленкова, 1989; Mooney, 2007; Кашубин и др., 2013; 2018]. В центральном столбце приведены типичные значения скоростей продольных волн для выделяемых в океанической и континентальной коре слоев. Слева и справа от центрального столбца даны наиболее распространенные названия, обозначения и типичные значения отношения V_p/V_s для слоев, выделяемых в океанической и континентальной земной коре.

Таблица 1.3

Обобщенные модели строения и скоростные параметры океанической и континентальной земной коры [Кашубин и др., 2013; 2018]

Океаническая кора			V_p , км/с	Континентальная кора		
Основные слои	V_p/V_s	V_p/V_s		Основные слои		
Вода		–	1.45–1.50	–		Вода
Осадки		2.1–2.5	2.0–4.5	2.1–2.5		Осадки
2-й слой океанической коры		1.8–2.2	4.2–6.0	1.7–2.1		Базальты, переслаивающиеся с осадками, или складчато-метаморфический слой
-	-	–	5.8–6.4	1.69–1.73		Верхняя кора
-	-	–	6.3–6.7	1.73–1.75		Средняя кора
3-й слой океанической коры		1.81–1.87	6.6–7.2	1.75–1.77		Нижняя кора
Коромантийный слой		1.78–1.84	7.2–7.6	1.78–1.84		Коромантийный слой

Эта таблица наглядно демонстрирует, что интервалы скоростей продольных волн для различных слоев перекрываются между собой, и, используя только значения V_p , не представляется возможным отличить высокоскоростную часть 2-го океанического слоя от верхней части консолидированной континентальной коры, а 3-й океанический слой от средней и нижней коры континентов. Однако по значениям отношения V_p/V_s эти слои уверенно отличаются [Hyndman, 1979; Егоркин, 1999; Кашубин, Дружинин, 1999; Ljones et al., 2004; Breivik et al., 2005; Raum et al., 2006; Mjelde et al., 2009]. Прежде всего, это касается различий между 2-м океаническим слоем и верхней частью консолидированной коры континентов. Типичные значения отношения V_p/V_s в консолидированной коре континентального типа редко превышают 1.78–1.84 в нижних, преимущественно мафических слоях, составляя 1.69–1.73 в верхней сиалической части. В то время как 2-й океанический слой характеризуется значениями отношения V_p/V_s от 1.8 до 2.2 и выше.

Таким образом, данные многоволновой сейсморазведки позволяют более обоснованно, по сравнению с традиционными сейсмическими исследованиями, определять природу земной коры и различать кристаллическую кору континентов и океанов.

2. Опыт многоволновых глубинных сейсмических исследований и оценки значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре различных регионов мира

В настоящее время многоволновые сейсмические исследования при изучении земной коры континентов и океанов выполняются в различных регионах мира (рис. 2.1, табл. 2.1), и, как можно видеть, значительная их часть приходится на Северную Евразию и Северную Атлантику.

Основу методики многоволновых сейсмических наблюдений на суше составляет 3-компонентная регистрация мощных (до 3–6 т) взрывов в диапазоне удалений до 250–300 км с шагом между пунктами регистрации 3–10 км и взрывным интервалом 30–80 км. В России такие наблюдения ведутся более 50 лет (включая период 1971–1991 гг. с использованием мирных ядерных взрывов), за рубежом наиболее активно S-волны используются при глубинных сейсмических исследованиях последние 20–25 лет. В ряде случаев при отсутствии осадочного чехла S-волны при широкоугольных сейсмических наблюдениях регистрируются не только горизонтальными (3-компонентными), но и вертикальными (Z) сейсмоприемниками [Кашубин, 1994; 2001; Селезнев, 1994; Palomeras et al., 2011; Соловьев и др., 2015; и др.].

Морские многоволновые сейсмические исследования выполняются, как правило, с использованием донных станций, оснащенных гидрофоном (H) и 3-компонентными сейсмоприемниками (X, Y, Z) при расстоянии между ними 5–20 км. Для возбуждения сейсмических волн используются мощные пневматические пушки с объемом камеры от 80 до 120 л с рабочим давлением до 150 атм. Исследования выполняются по обращенной системе наблюдений с интервалом возбуждения колебаний 250–300 м до удалений 150–180 км.

Часто оценки значений V_p/V_s и коэффициентов Пуассона (σ) в земной коре и верхней мантии делаются по данным сейсмологических наблюдений [Chevrot & van der Hilst, 2000; Juliá & Mejía, 2004; Hasegawa et al., 2005; Frassetto et al., 2006; Eken et al., 2008; Xia et al., 2008; Calkins et al., 2010; Tugume et al., 2012; Jo & Hong, 2013; Postlethwaite et al., 2014; Wu et al., 2014; Singh et al., 2015; Toker & Sahin, 2019; Kumar et al., 2020; Li et al., 2021; и др.].

По нашим оценкам, основанным на анализе публикаций, посвященным ГСЗ (в англоязычной литературе – wide-angle seismic – широкоугольным сейсмическим наблюдениям), за последние 20 лет количество работ с использованием S-волн возросло до 30–35 % от общего количества таких исследований. Большая их часть приходится на Евразию, в остальных регионах для оценок значений V_p/V_s чаще всего используются материалы сейсмологических наблюдений.

Ниже приводится ряд наиболее типичных примеров многоволновых сейсмических исследований с оценками значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре различных геотектонических обстановок: в линейных складчатых поясах, складчатых областях, в пределах молодых плит, на щитах и древних платформах, а также в глубоких осадочных бассейнах.

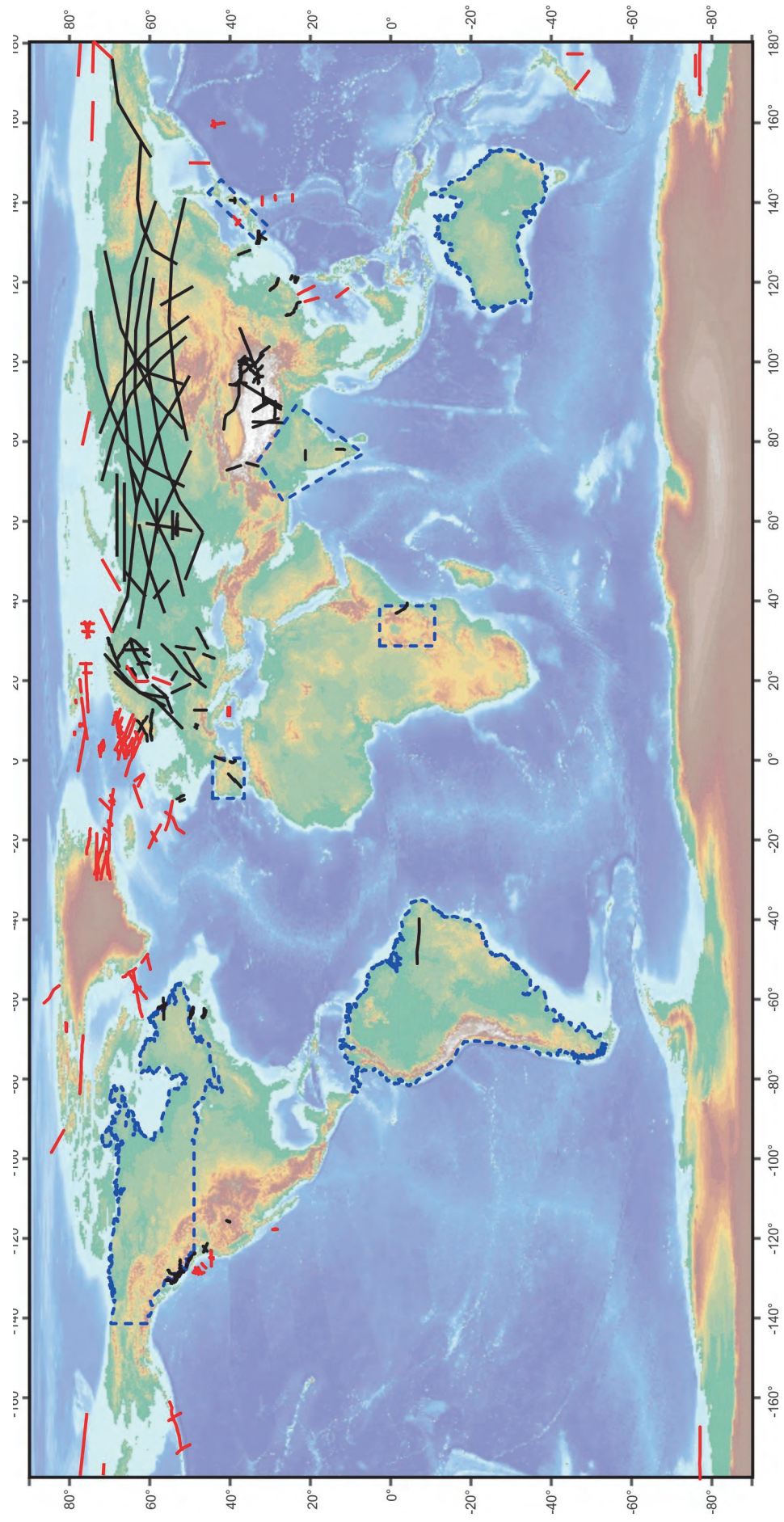


Рис. 2.1. Схема расположения профилей глубинных сейсмических исследований в различных регионах мира, в пределах которых выполнены оценки значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре

Черным цветом показаны наземные исследования; красным – морские; синим пунктиром – области, в пределах которых оценки V_p/V_s выполнены преимущественно по данным сейсмологических наблюдений

Таблица 2.1

Ссылки на основные публикации, посвященные оценкам значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре различных регионов мира

Автор, год	Страна, район исследований
<i>Наземные исследования</i>	
Алейников и др., 1986	Россия (Урал)
Алейников, 1989	Россия (Урал)
Булин, Егоркин, 1993; 1994а; 1994б	Россия (Сибирь)
Дружинин и др., 1985а; 1985б; 1988; 1990; 2003	Россия (Урал)
Дружинин, Кашубин, 1992	Россия (Урал)
Егоркин и др., 1987; 1988; 1991	Россия (Сибирь, ЗСП, ВЕП)
Егоркин, 1991; 1996; 1999; 2000	Россия (Сибирь, ЗСП, ВЕП)
Кашубин, 1985; 1991; 1994; 1996; 2001	Россия (Урал, ВЕП)
Кашубин и др., 1996	Россия (Урал)
Кашубин, Дружинин, 1999	Россия (Урал)
Крылов и др., 1993; 1998	Россия (Сибирь)
Селезнев и др., 1987	Россия (Сибирь)
Селезнев, 1994	Россия (Сибирь)
Соловьев и др., 2015; 2019	Россия (Сибирь)
Abramovitz et al., 2002	Швеция, Финляндия, Норвегия (Скандинавский полуостров)
Baris et al., 2005	Турция (Мраморное море)
Behm et al., 2019	США (Кордильеры)
Bogdanova et al., 2006	Польша (Восточно-Европейский кратон)
Calkins et al., 2010	Канада (Кордильеры)
Carbonell et al., 1995; 1996; 2000	США (Невада), Россия (Урал)
Chevrot & van der Hilst, 2000	Австралия
Cho et al., 2013	Корея (Корейский полуостров)
Chulick et al., 2013	Южная Америка
Czuba et al., 2002	Польша (Восточно-Европейский кратон)
Dec et al., 2017	Польша (Восточно-Европейский кратон)
Deng et al., 2018	Китай (Тибет)
Diaz et al., 2018	Испания (Пиренеи)
Druzhinin et al., 1997	Россия (Урал)
Eken et al., 2008	Швеция (Фенноскандинавский щит)
Frassetto et al., 2006	США (плато Колорадо)
Funck et al., 2000	Канада (Лабрадорский полуостров)
Galve et al., 2006	Китай (Тибет)
Grad et al., 2003; 2006а; 2006б	Польша, Румыния, Украина (Восточно-Европейский кратон)
Hasegawa et al., 2005	Япония (Японская островная дуга)
He et al., 2014	Китай (Тибет)
Huvonen et al., 2007	Финляндия (Фенноскандинавский щит)
Janik, 2010	Финляндия (Фенноскандинавский щит)
Jiang et al., 2006	Китай (Тибет)
Jo & Hong, 2013	Корея (Корейский полуостров)
Juliá & Mejía, 2004	Испания (Иберийский полуостров)

Автор, год	Страна, район исследований
Kashubin, 1991	Россия (Урал)
Kiser et al., 2016	США (гора Св. Елены)
Kozlovskaya et al., 2004	Украина (Украинский щит)
Kumar et al., 2020	Доминиканская республика (граница Карибской и Североамериканской плит)
Kuusisto, 2007	Финляндия (Фенноскандинавский щит)
Kuusisto et al., 2006	Финляндия (Фенноскандинавский щит)
Li et al., 2021	США (Бассейн Делавэр)
Lin et al., 2016	Китай (Тайвань)
Liu et al., 2006	Китай (Тибет)
Luo et al., 2020	Китай (Дабашаньский надвиговый пояс)
Matsubara et al., 2009	Япония (зона субдукции)
Mechie et al., 2011; 2012	Киргизстан, Таджикистан (Памир, Тянь-Шань)
Morozov et al., 1998; 2001	США, Канада (Аляска, Британская Колумбия)
Motaghi et al., 2020	Иран (зона субдукции Макран)
Murty et al., 2011	Индия (синеклиза Декан)
Novak et al., 1997	Кения (вулканическая провинция Чилу Хиллз)
Okada et al., 2019	Новая Зеландия (граница Тихоокеанской и Австралийской плит)
Palomeras et al., 2011	Испания (Иберия)
Parera-Portell et al., 2021	Испания (Антарктика)
Pasten-Araya et al., 2021	Чили (Анды)
Pilipenko et al., 1999	Финляндия, Норвегия (Северная Скандинавия)
Postlethwaite et al., 2014	Канада (Северная Америка)
Rabbel & Lüschen, 1996	Германия (Урах)
Raileau et al., 2005	Румыния (Карпаты)
Readman et al., 2009	Ирландия (Юго-Западная Ирландия)
Satarugsa et al., 2000	США (Невада)
Scafidi & Solarino, 2012	Италия (Апеннины)
Scafidi et al., 2009	Италия (Апеннины)
Schiffer et al., 2021	Бразилия (бассейн Парнаиба)
Silvennoinen & Kozlovskaya, 2007	Финляндия (Фенноскандинавский щит)
Singh et al., 2015	Индия (полуостров Индостан)
Snyder et al., 2009	Канада (зеленосланцевый пояс Абитибби)
Starostenko et al., 2013a; 2013b	Венгрия, Украина (Карпаты, Восточно-Европейский кратон)
Stratford & Thybo, 2011a; 2011b	Норвегия (Южная Скандинавия)
Thouvenot et al., 1995	Россия (Урал)
Tiira et al., 2010	Финляндия (Фенноскандинавский щит)
Toker & Sahin, 2019	Турция (Восточная Анатолия)
Tugume et al., 2012	Танзания (Восточная Африка)
Vijaya et al., 2007	Индия (Восточно-Дхарварский кратон)
Wang et al., 2013; 2021	Китай (Тибет)
Watkins et al., 2018	Мексика (Сьерра-Мадре)
Wu et al., 2014	Китай (Тайвань)
Xia et al., 2008	Япония (Японская островная дуга)
Youssof et al., 2013	Южная Африка (кратон Зимбабве)

Автор, год	Страна, район исследований
Zhang et al., 2000; 2005; 2008; 2020	Китай (Дабишанский орогенный пояс, Тибет)
Zhao et al., 2013a; 2013b	Китай (Юго-Восточный Китай, Тибет)
Zheng et al., 2019	Китай (Восточный Тибет)
<i>Морские исследования и исследования в зоне перехода суша – море</i>	
Кашубин и др., 2010; 2011; 2013; 2016; 2018	Россия (Охотоморский, Баренцево-Карский, Северо-Чукотский регионы)
Сакулина и др., 2015; 2016a; 2016b	Россия (Баренцево-Карский и Северо-Чукотский регионы)
Assad, 2013	Норвегия (Норвежское море)
Bee & Bibee, 1989	США (северо-запад Тихого океана)
Berg et al., 2001	Норвегия (Северо-Восточная Атлантика)
Bohnoff & Makris, 2004	Германия (Исландско-Фарерский порог)
Breivik et al., 2002; 2003; 2005	Норвегия, Япония (Баренцево море)
Chian & Loudon, 1992; 1994	Канада (Лабрадорское море)
Chung et al., 1990	Япония (Японское море)
Digranes & Kristoffersen, 1995	Норвегия (Баренцево море)
Digranes et al., 1996	Норвегия (Норвежское море)
Duenebier et al., 1987	США (северо-запад Тихого океана)
Eccles et al., 2009; 2011	Англия (Северная Атлантика)
Eddy et al., 2013	США (Западная Атлантика, Ньюфаундленд)
Flichner et al., 1999	США (Берингово море, Алеутские острова)
Funck et al., 2006a; 2006b	Канада, США (Арктика, пролив Нэрса, море Баффина)
Gerdom et al., 2000	США (северо-восток Тихого океана)
Gerlings et al., 2009	Дания, Канада (Лабрадорское море)
Gohl & Pedersen, 1995	Швеция (Балтийское море)
Grobys, 2009	Германия (Тихий океан, Новая Зеландия)
Grobys et al., 2007	Германия (Тихий океан, Новая Зеландия)
Hauser et al., 2011	Норвегия (Баренцево-Карский регион)
Hermann & Jokat, 2013	Германия (Северная Атлантика, хребет Книповича)
Hino et al., 1991	Япония (северо-запад Тихого океана)
Huang et al., 2019	Китай (Южно-Китайское море)
Hung et al., 2021	Китай (Южно-Китайское море)
Jackson & Chian, 2019	Канада (Канадская котловина)
Kashubin et al., 2017; 2018	Россия (Охотоморский регион, поднятие Менделеева)
Klingelhofer et al., 2000	Франция, Португалия, Норвегия (Северная Атлантика)
Kvarven et al., 2016	Дания, Норвегия (Северная Атлантика)
Ljones et al., 2004	Норвегия, Япония (Северная Атлантика, хребет Книповича)
McClymont & Clowes, 2005	Канада (северо-восток Тихого океана)
Mjelde, 1992	Норвегия (Норвежское море)
Mjelde & Sellevol, 1993	Норвегия (Норвежское море)
Mjelde et al., 1992; 1995; 2002a; 2002b; 2002d; 2003a; 2003b; 2005; 2007a; 2007b; 2009	Норвегия, Япония (Северная Атлантика, Норвежское море, северо-запад Тихого океана, Японское море)

Автор, год	Страна, район исследований
O'Reilly et al., 1996	Ирландия (Северная Атлантика)
Ostrovsky et al., 1994	Россия (Балтийское море)
Petersen et al., 2007	Германия (северо-восток Тихого океана)
Pin & Zhaoshu, 2001	Китай (Южно-Китайское море)
Prada et al., 2016	Испания, Италия (Тирренское море)
Raum et al., 2006	Норвегия, Япония (Северная Атлантика)
Riahi & Juhlin, 1996	Иран, Швеция (Балтийское море)
Rybalka et al., 2018	Россия (Охотоморский регион)
Sakoulina et al., 2015	Россия (Баренцево-Карский регион)
Sakoulina et al., 2016	Россия (Баренцево-Карский регион)
Salisbury et al., 1988	Канада, США (Северо-Западная Атлантика)
Schmidt-Aursch, 2002	Германия (Северная Атлантика)
Schmidt-Aursch & Jokat, 2005	Германия (Северная Атлантика)
Spudich & Orcutt, 1980	США (северо-восток Тихого океана)
Tan et al., 2017	Норвегия, Япония (Северная Атлантика)
Trey et al., 1999	Германия, США, (Антарктида, море Росса)
Wang et al., 2014	Китай (Южно-Китайское море)
Wei et al., 2015	Китай (Южно-Китайское море)
Weigel et al., 1995	Германия (Северная Атлантика)
Westbrook et al., 2008	Англия, Германия (Северная Атлантика)
Zhao et al., 2008; 2010	Китай (Южно-Китайское море)

2.1. Наземные исследования

2.1.1. Северная Евразия (Российская территория)

Уральский складчатый пояс. Урал и прилегающие к нему территории достаточно детально исследованы методом ГСЗ (рис. 2.2).

Значительная часть этих исследований носила многоволновой характер. Для определения поляризации волн широко применялись трехкомпонентные и конические азимутальные установки сейсмоприемников [Кашубин, Дружинин, 1999]. На рис. 2.3–2.5 приведены типичные записи Р- и S-волн, полученные с использованием вертикальных (рис. 2.3), 3-компонентных (рис. 2.4) и азимутальных (рис. 2.5) расстановок сейсмоприемников.

Результаты интерпретации данных многоволновых сейсмических исследований вдоль осевой структуры Урала приведены на рис. 2.6, а по одному из широтных пересечений – на рис. 2.7.

В первом примере (рис. 2.6) результаты интерпретации верхней части земной коры до глубины 5–6 км представлены в виде блоковой модели, в которой каждый блок, охарактеризованный набором физических свойств, значимо отличается от соседних. Сравнение выделенных объектов, выходящих на поверхность, с результатами геологической съемки показало их приуроченность к гетерогенным комплексам, объединяющим близкие по составу образования (табл. 2.2). Это позволило авторам сделать вывод о возможности использования результатов формального разграничения имеющихся геофизических параметров для геологической интерпретации и проследить охарактеризованные комплексы на глубину. В итоге была построена структурно-вещественная модель, демонстрирующая существенные различия в строении и преобладающем составе основных рудоносных комплексов Тагильского и Магнитогорского звеньев осевой структуры Урала и объясняющая различия их минерагенической специализации [Дружинин и др., 1985а; 1985б].

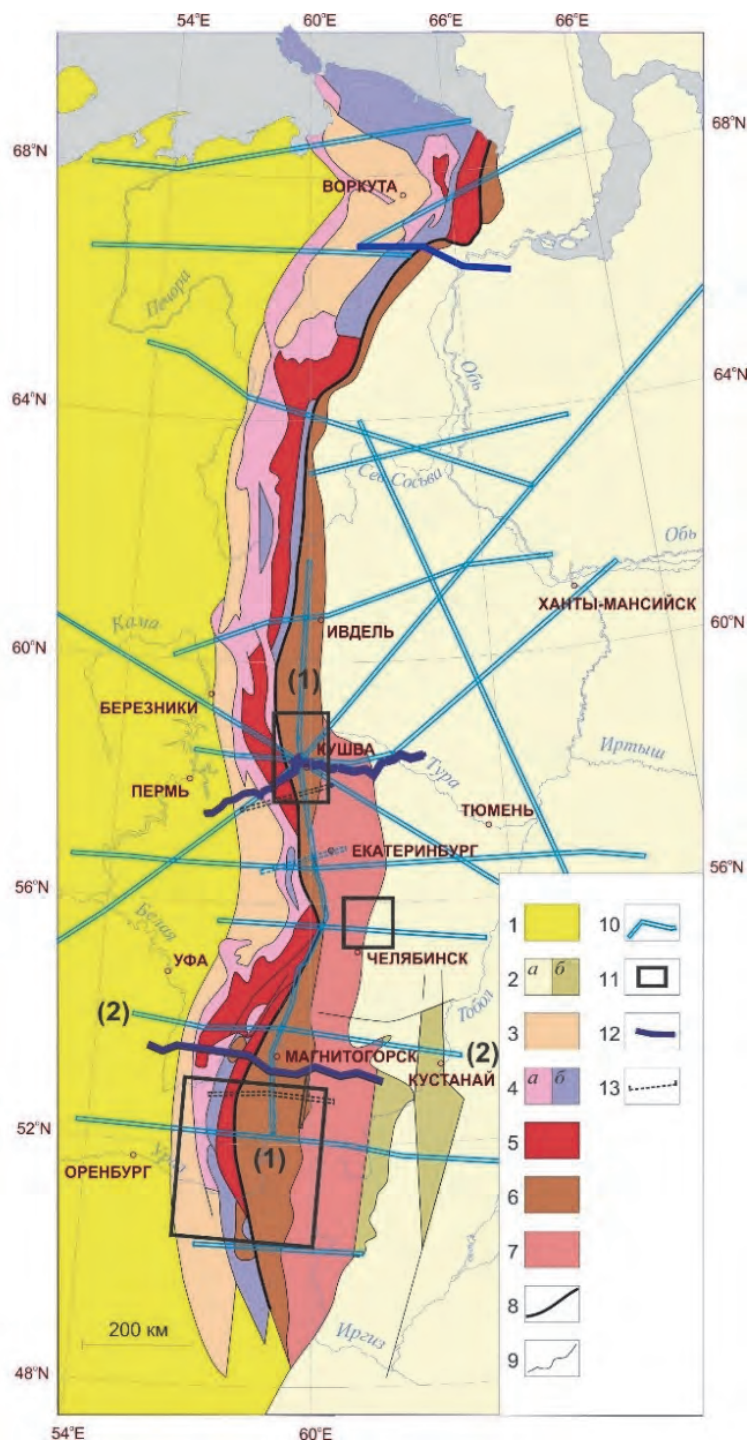


Рис. 2.2. Глубинные сейсмические исследования на Урале [Кашубин и др., 2007]

1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита (*а* – чехол, *б* – палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты); 3 – пермская моласса Предуралья краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская мегазона (*а* – осадки Бельско-Елецкой зоны, *б* – Зилаирско-Лемвинской зоны); 5 – Центрально-Уральская мегазона; 6 – Тагильско-Магнитогорская мегазона; 7 – Восточно-Уральская мегазона; 8 – Главный Уральский глубинный разлом; 9 – границы мегазон и разломы; 10 – профили ГСЗ; 11 – площадные сейсмические исследования; 12 – профили глубинного МОВ-ОГТ; 13 – профили неперодольного ГСЗ. Многоволновые исследования, результаты по которым приведены ниже в настоящем обзоре: (1) – меридиональный профиль ГСЗ Н. Тура – Орск; (2) – Троицкий профиль ГСЗ

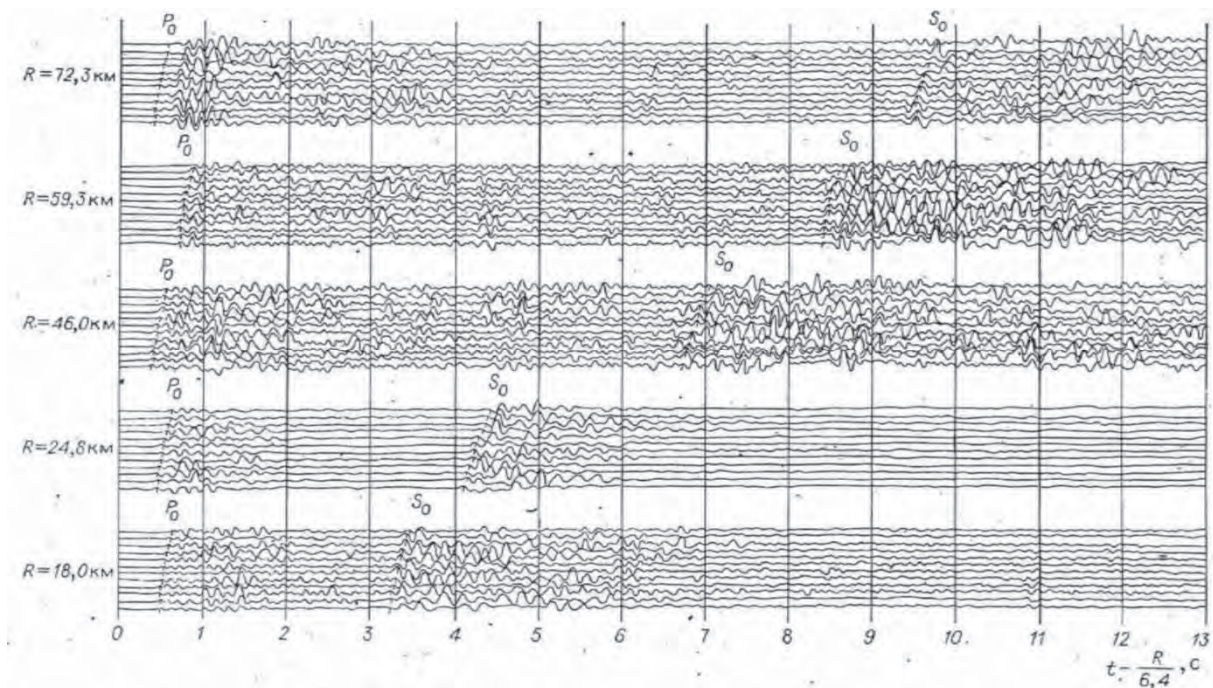


Рис. 2.3. Сейсмограммы, иллюстрирующие записи продольных (P_0) и поперечных (S_0) волн вертикальными сейсмоприемниками [Дружинин и др., 1985а]

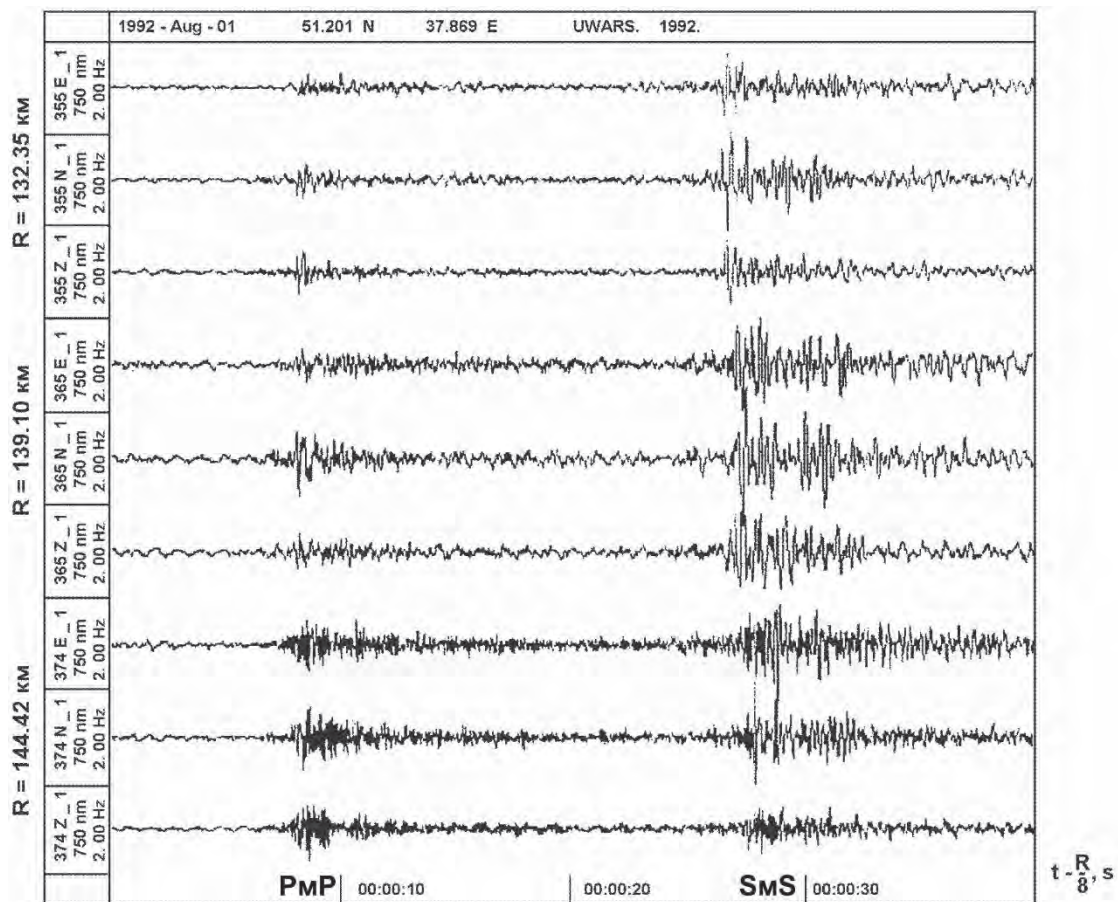


Рис. 2.4. Сейсмограммы, иллюстрирующие записи закритических отраженных продольных (PMP) и поперечных (SMS) волн от подошвы земной коры 3-компонентными сейсмоприемниками [Кашубин и др., 1996]

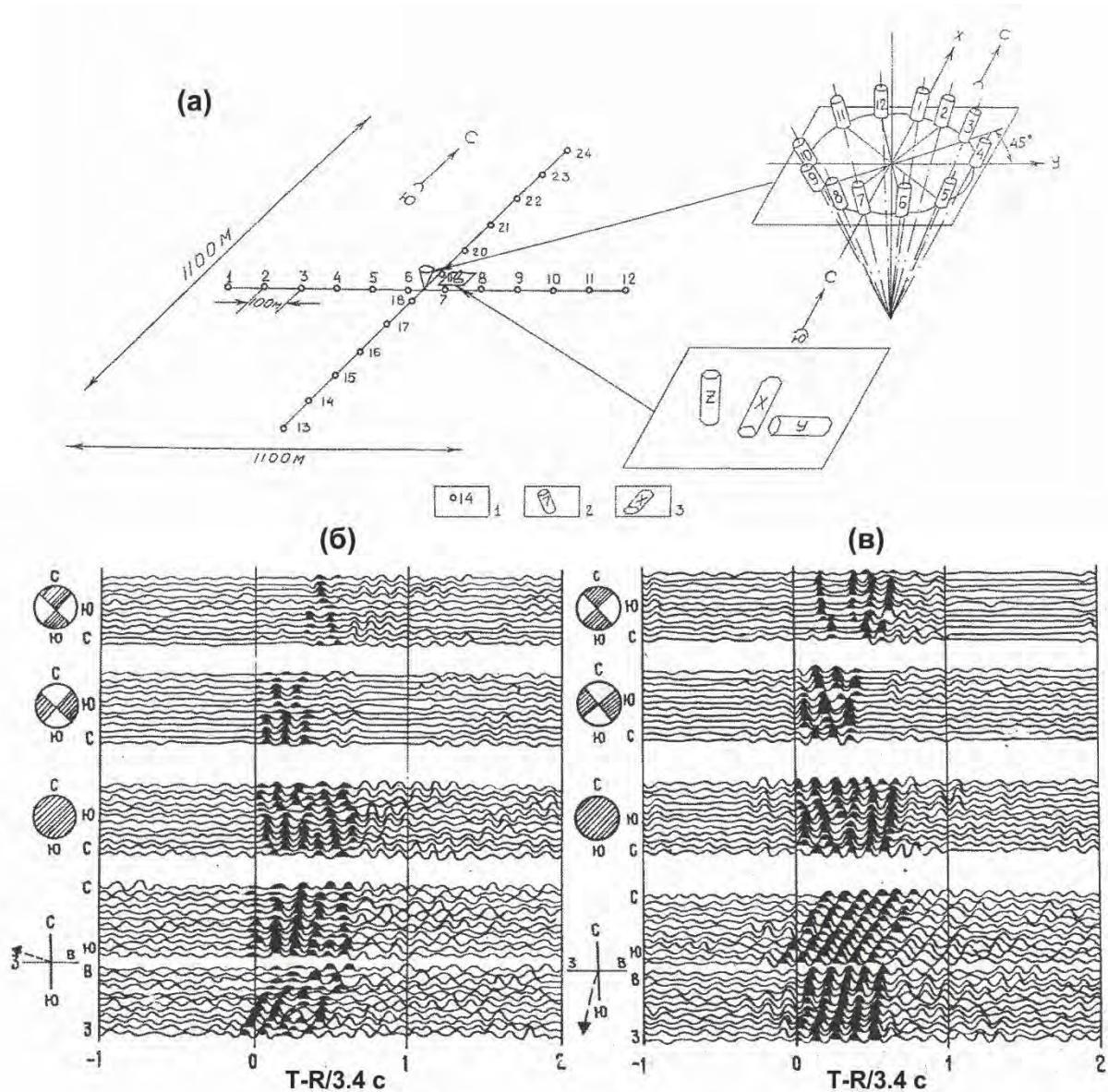


Рис. 2.5. Сейсмограммы, иллюстрирующие записи поперечных волн площадными расстановками вертикальных сейсмоприемников и коническими азимутальными установками [Кашубин, Дружинин, 1999]

a – схема площадной расстановки сейсмоприемников на пунктах наблюдений с многоканальными сеймостанциями: 1 – вертикальные СВ-5, 2 – установленные под углом 45° в конической азимутальной установке СВ-10, 3 – 3-компонентные СК-1П; *б, в* – определения направлений смещения в первых вступлениях S-волн по записям конической азимутальной установки. Нижние 12-канальные сейсмограммы получены на позиционной расстановке вертикальных сейсмоприемников. Центральные 12-канальные сейсмограммы (отмеченные заштрихованными кружками) записаны конической азимутальной установкой. Над ними приведены результаты поляризационной фильтрации. Диапазон пропускаемых поляризационным фильтром направлений смещений отмечен штриховкой в кружках, напротив соответствующих азимутотрамм. Независимо от расположения пункта взрыва по отношению к пункту наблюдения (*б* – пункт взрыва на западе, *в* – на юге) первые вступления S-волн поляризованы в широтном направлении, что в совокупности с демонстрируемым расщеплением поперечных волн на SH- и SV-составляющие свидетельствует об анизотропии скоростей сейсмических волн

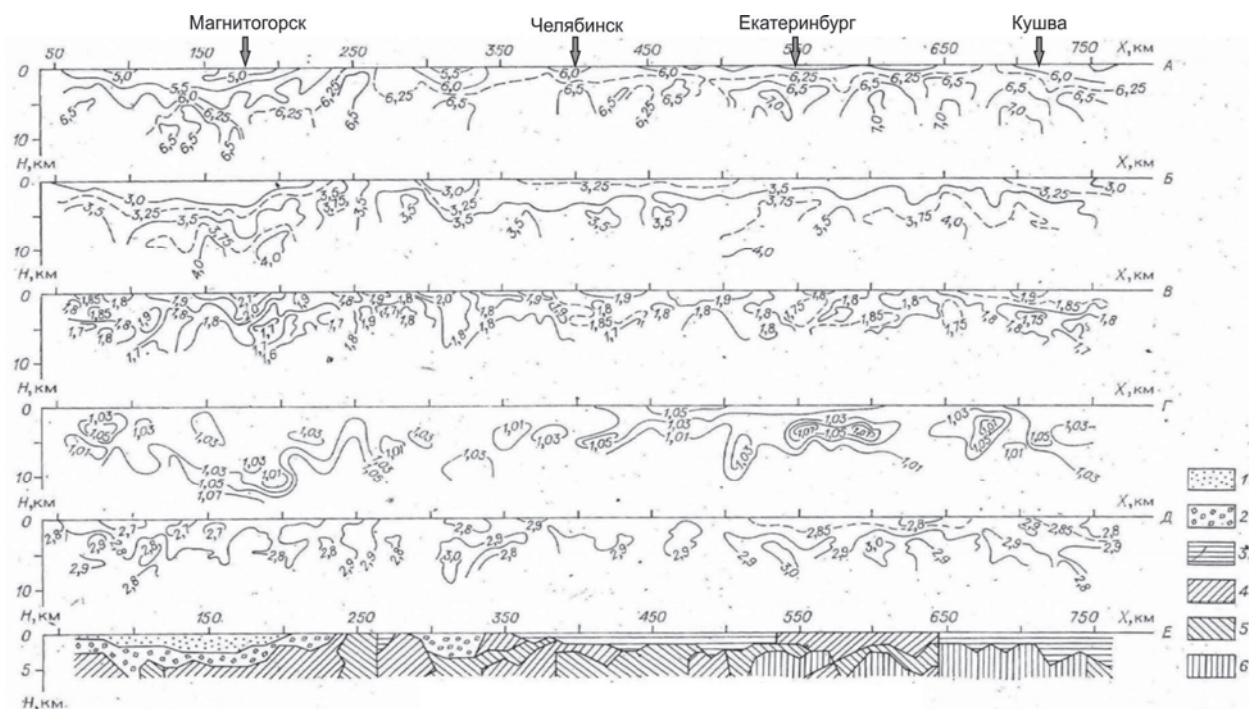


Рис. 2.6. Результаты многоволновых исследований верхней части земной коры по профилю ГСЗ Н. Тура-Орск (положение профиля см. на рис. 2.2) [Дружинин и др., 1985а]

A – скорость продольных волн V_p , км/с; *B* – скорость поперечных волн V_s , км/с; *B* – отношение скоростей V_p/V_s ; *Г* – отношение скоростей V_{SH}/V_{SV} ; *Д* – плотность ρ , г/см³; *Е* – результат разграничения по совокупности пяти вышеприведенных параметров; 1–6 – предполагаемые комплексы пород, приведенные в табл. 2.2

Таблица 2.2

Предполагаемые комплексы пород Тагильско-Магнитогорского прогиба, выделенные по совокупности физических параметров на рис. 2.6 [Дружинин и др., 1985а; 1985б]

Тип объекта	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p/V_s	ρ , г/см ³	Комплекс пород
1	5.05	2.60	1.95	2.71	Гетерогенный комплекс, представленный вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно среднекислого состава, терригенно-карбонатными и карбонатными породами
2	5.69	3.07	1.86	2.79	Субщелочные вулканогенно-осадочные породы и вулканиты преимущественно среднего состава; вулканиты, туфогенные и осадочные образования с протрузиями серпентинитов
3	6.05	3.22	1.88	2.86	Преимущественно вулканогенно-осадочные образования среднеосновного состава; диориты, реже интрузивные образования диорит-гранитоидного состава
4	6.11	3.49	1.76	2.82	Образования дифференцированных вулканогенных серий; интрузии диорит-гранитоидного состава
5	6.45	3.50	1.85	2.92	Вулканиты, туфогенные образования преимущественно среднеосновного состава, насыщенные габброидами; интрузивы габбро-диоритового состава
6	6.78	3.78	1.79	2.96	Интрузивные образования дифференцированных комплексов габбро-гранитоидного состава с преимущественным развитием габброидов

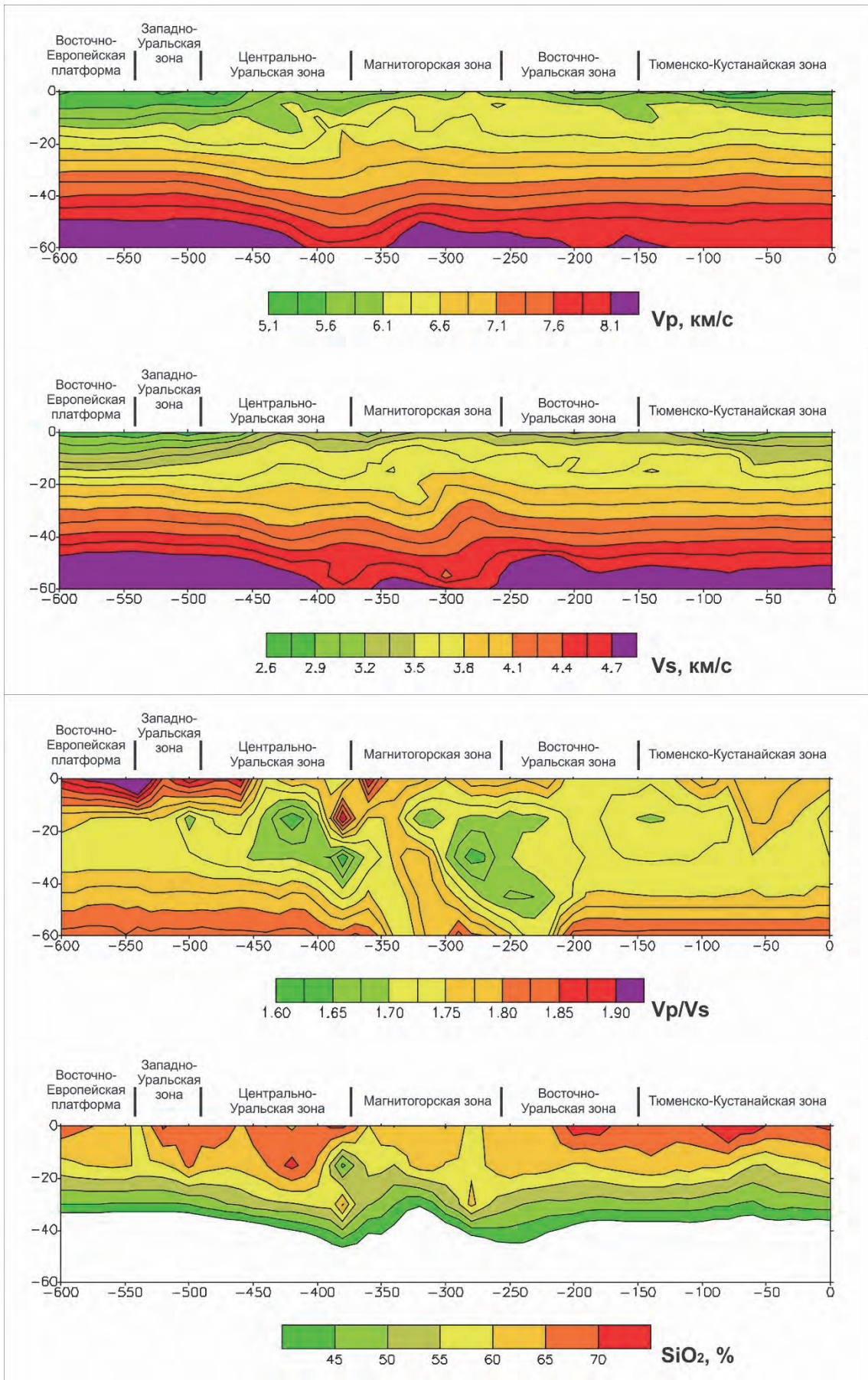


Рис. 2.7. Результаты многоволновых исследований по Троицкому профилю ГСЗ (положение профиля см. на рис. 2.2) [Кашубин, Дружинин, 1999]

Во втором примере (рис. 2.7) приведены результаты интерпретации данных многоволновых сейсмических исследований по одному из широтных пересечений Урала, иллюстрирующие различия в распределении скоростей сейсмических волн, отношения V_p/V_s и спрогнозированного по ним содержания кремнезема¹ в пределах земной коры его основных структурно-тектонических зон. Представленные разрезы демонстрируют как вертикальную зональность земной коры, проявляющуюся в повышении ее основности с глубиной, так и латеральные вариации предполагаемого состава образований, слагающих различные структурно-тектонические зоны. В частности, по значениям отношения скоростей V_p/V_s и соответственно прогнозным содержаниям SiO_2 четко видна разница между составом кристаллической коры в пределах Центрально-Уральской и Магнитогорской зон и характер их сочленения в пределах земной коры. Кора Магнитогорской зоны отличается существенно большей основностью, что коррелируется с преимущественным развитием пород основного состава в ее пределах, в то время как земная кора Центрально-Уральской зоны, напротив, характеризуется повышенными содержаниями кремнезема и развитием на картируемой поверхности пород кислого состава с преобладанием гранитоидов.

Аналогичные результаты были получены и по другим региональным пересечениям Урала, в том числе зарубежными специалистами – участниками международной программы Европроба [Thouvenot et al., 1995; Carbonell et al., 1996; Brown et al., 2003; Brown, 2007; и др.].

Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа, Алтае-Саянская складчатая область). С 1971 по 1991 г. на территории СССР проводились масштабные глубинные сейсмические исследования по сети геотраверсов, пересекающих различные геологические структуры (рис. 2.8). Работы выполнялись с использованием химических и мирных ядерных взрывов с 3-компонентной регистрацией волнового поля [Егоркин и др., 1987; 1988, Егоркин, 1991; 1996; 1999; и др.].

По всем геотраверсам была получена характеристика земной коры по скоростям не только продольных (V_p), но и поперечных (V_s) волн. Большое число зарегистрированных отраженных Р- и S-волн от границы М и внутрикоровых границ позволило определить изменчивость средних скоростей во всей консолидированной коре и в отдельных ее этажах.

На рис. 2.9 приводятся сейсмические разрезы, демонстрирующие характер изменчивости скоростей V_p , отношения V_p/V_s и прогнозных содержаний SiO_2 вдоль профиля Мурманск-Кызыл протяженностью более 4000 км, а в табл. 2.3 – обобщенные данные по значениям отношения V_p/V_s в основных этажах консолидированной земной коры различных геологических структур, пересекаемых серией геотраверсов.

Приведенные в таблице данные показывают значительное перекрытие диапазонов значений V_p/V_s как для различных этажей в пределах консолидированной коры, так и между различными геологическими структурами. Преобладающие величины V_p/V_s заключены в интервале 1.67–1.76, что соответствует коэффициентам Пуассона от 0.22 до 0.26. В целом для древних платформ характерны более высокие коэффициенты V_p/V_s , чем в аналогичных толщах молодых плит, а максимальные значения V_p/V_s встречены в складчатых областях.

Схема распределения среднего содержания кремнезема в консолидированной коре, приведенная на рис. 2.8, показывает, что на большей части изученной площади эта величина составляет 59–64 %, что соответствует понятию кислой-средней коры. Основная кора ($SiO_2 < 54$ %) имеет место в двух глубоких прогибах – в центральной зоне Прикаспийской впадины и в прогибе, расположенном вблизи Обской губы. На контактах крупных тектонических структур изменение содержания кремнезема обычно не превышает 5 %. По среднему составу консолидированной коры древние платформы более однородны, чем молодые.

¹ Подробнее о прогнозировании содержаний кремнезема и других породообразующих окислов по сейсмическим данным см. выше в разделе 1.1.

Таблица 2.3

Распределение значений отношения V_p/V_s в консолидированной земной коре территории, изученной ГСЗ с использованием мирных ядерных взрывов [Егоркин, 1991, с упрощениями]

Этаж	V_p/V_s в консолидированной коре		Геологические структуры
	Основной диапазон	Средняя величина	
I	1.635–1.785	1.704	Молодые плиты
II	1.600–1.785	1.700	
III	1.636–1.815	1.724	
I	1.636–1.785	1.708	Древние платформы
II	1.666–1.815	1.727	
III	1.636–1.815	1.732	
I	1.636–1.845	1.745	Складчатые области
II	1.636–1.845	1.743	
III	1.636–1.845	1.717	
I	1.636–1.815	1.718	Среднее значение
II	1.636–1.815	1.721	
III	1.636–1.815	1.727	

I – верхняя кора (V_p 5.8–6.5 км/с); II – средняя кора (V_p 6.5–6.7 км/с); III – нижняя кора (V_p 6.8–7.4 км/с).

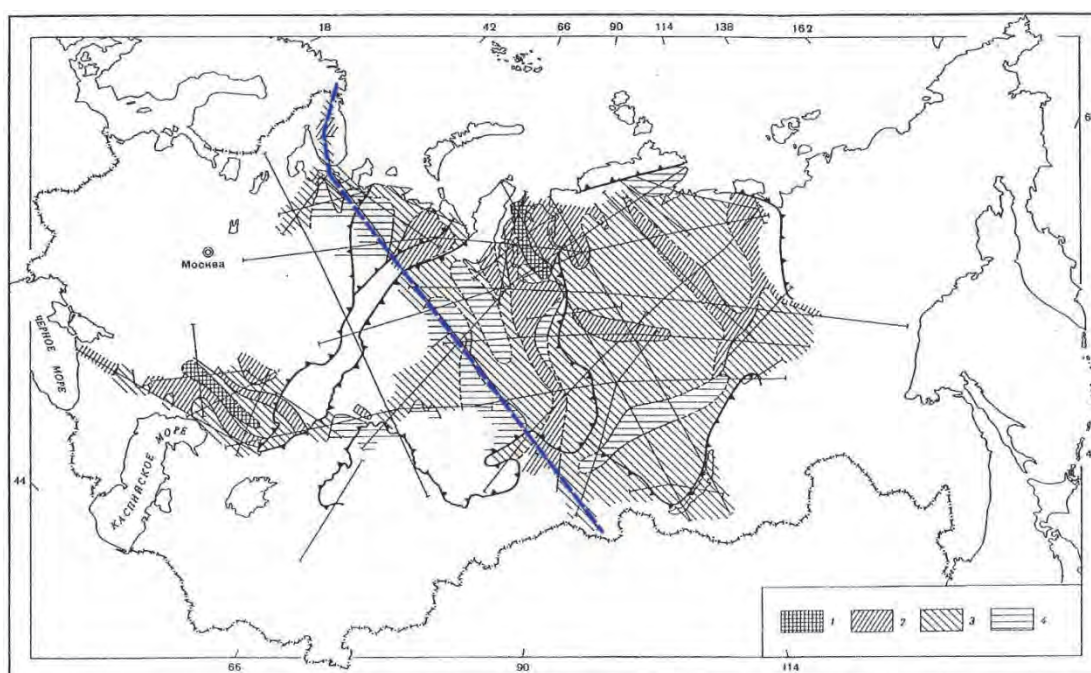


Рис. 2.8. Положение основных профилей ГСЗ, обработанных в СССР с использованием мирных ядерных взрывов, и районирование территории по среднему содержанию SiO_2 в консолидированной земной коре [Егоркин, 1991]

Содержание SiO_2 , %: 1 – <54; 2 – 54–59; 3 – 59–64; 4 – 64–69. Синим пунктиром показан профиль, разрез по которому приведены на рис. 2.9

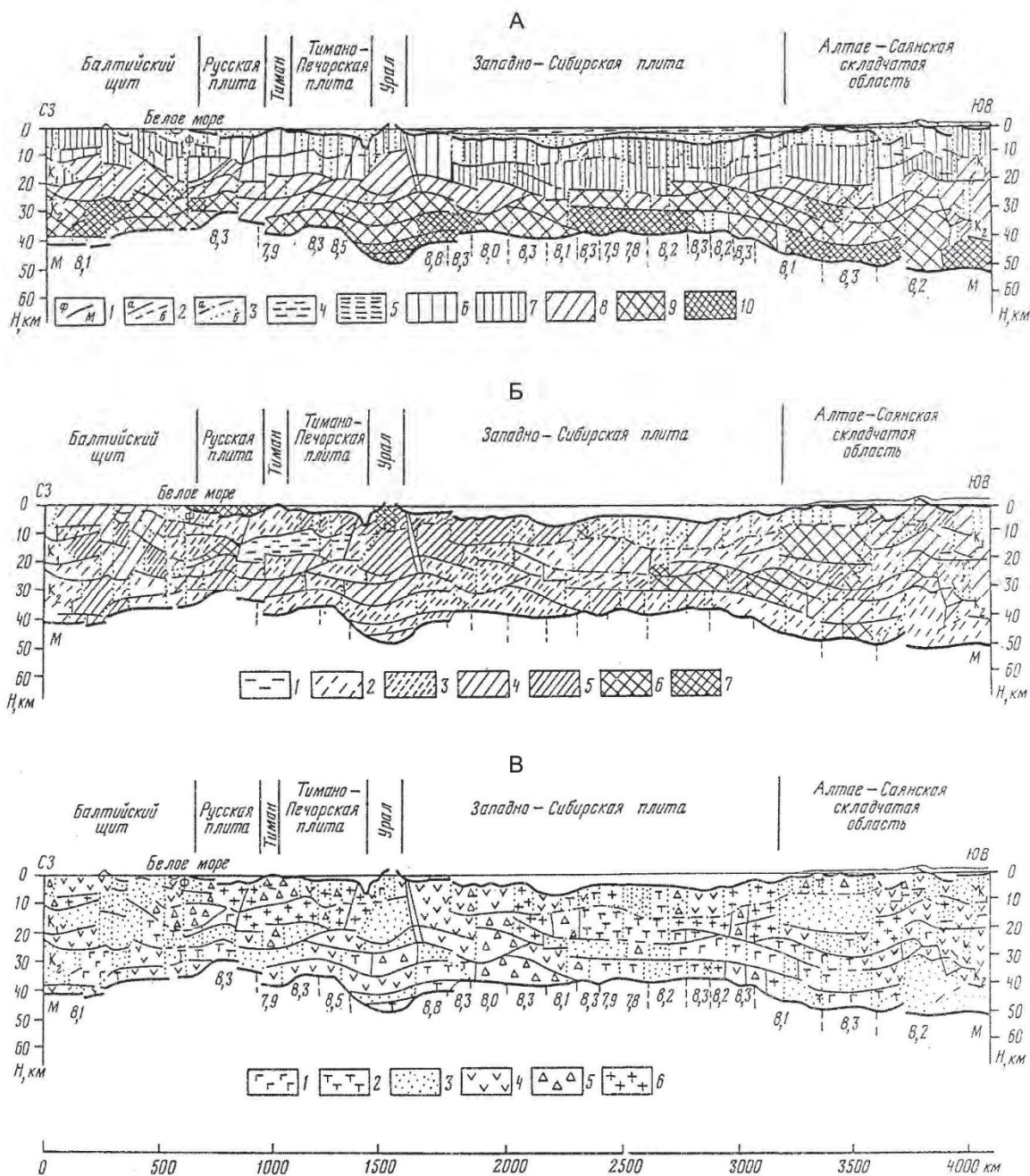


Рис. 2.9. Сейсмические разрезы по профилю Мурманск-Кызыл [Егоркин, 1991]
(положение профиля см. на рис. 2.8)

A – распределение скоростей продольных волн: 1–3 – сейсмические границы: 1 – опорные, построенные по преломленным, отраженным и обменным волнам (Ф – поверхность фундамента, М – граница М); 2 – внутрикоровые, построенные по отраженным волнам, уверенные (а) и менее уверенные (б); 3 – ограничивающие скоростные неоднородности, полученные в результате математического моделирования: а – субгоризонтальные, б – вертикальные; 4–10 – слои и блоки со скоростями Р-волн, км/с: 4 – <4.5; 5 – 4.5–5.8; 6 – 5.8–6.2; 7 – 6.2–6.5; 8 – 6.5–6.8; 9 – 6.8–7.0; 10 – 7.0–7.4;

Б – распределение параметра V_p/V_s в диапазоне: 1 – <1.60; 2 – 1.60–1.65; 3 – 1.65–1.70; 4 – 1.70–1.75; 5 – 1.75–1.80; 6 – 1.80–1.85; 7 – >1.85;

В – вещественный состав консолидированной коры, определенный по скоростям Р- и S-волн, содержание SiO_2 , %: 1 – <50; 2 – 50–55; 3 – 55–60; 4 – 60–65; 5 – 65–70; 6 – >70

2.1.2. Европа

Фенноскандинавский щит. Отсутствие осадочного чехла и мощной зоны малых скоростей в пределах Фенноскандинавского щита способствует тому, что при широкоугольных сейсмических наблюдениях S-волны подходят к дневной поверхности под углами, существенно отличными от вертикальных, и уверенно фиксируются на Z-компонентах. На рис. 2.10 приведен пример сейсмограммы, иллюстрирующей записи вертикальными сейсмоприемниками как продольных, так и поперечных волн, обычно регистрируемых при ГСЗ. Это позволило многочисленным исследователям Фенноскандинавского щита, даже несмотря на отсутствие 3-компонентной регистрации, широко использовать при интерпретации S-волны и помимо построения традиционных скоростных моделей V_p выполнить оценки значений V_p/V_s и коэффициентов Пуассона в земной коре [Pilipenko et al., 1999; Abramovitz et al., 2002; Kuusisto et al., 2006; Kuusisto, 2007; Silvennoinen & Kozlovskaya, 2007; Tiira et al., 2010; Janik, 2010; Stratford & Thybo, 2011a; 2011b; и др.]. На рис. 2.11 и 2.12 приводятся два примера скоростных разрезов в пределах Фенноскандинавского щита, по которым были выполнены такие оценки.

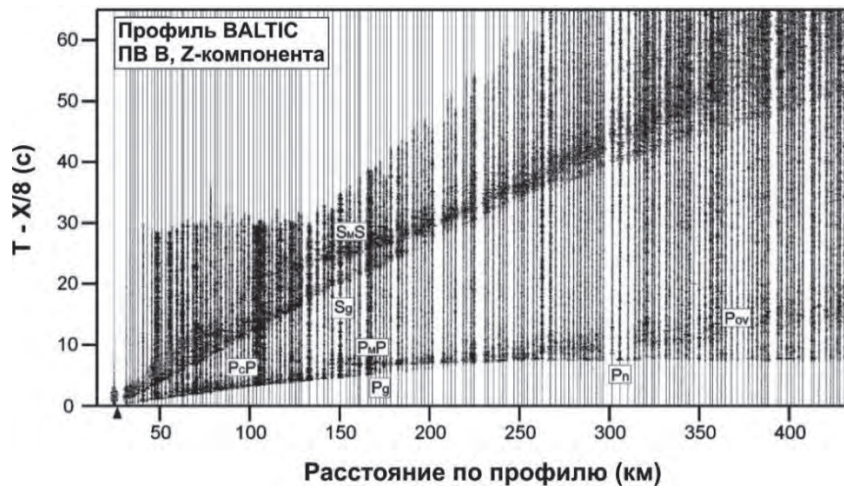


Рис. 2.10. Сейсмограмма, иллюстрирующая записи продольных (P_g , P_{cP} , P_{mP} , P_n , P_{ov}) и поперечных (S_g , S_{mS}) волн вертикальными сейсмоприемниками [Janik, 2010]

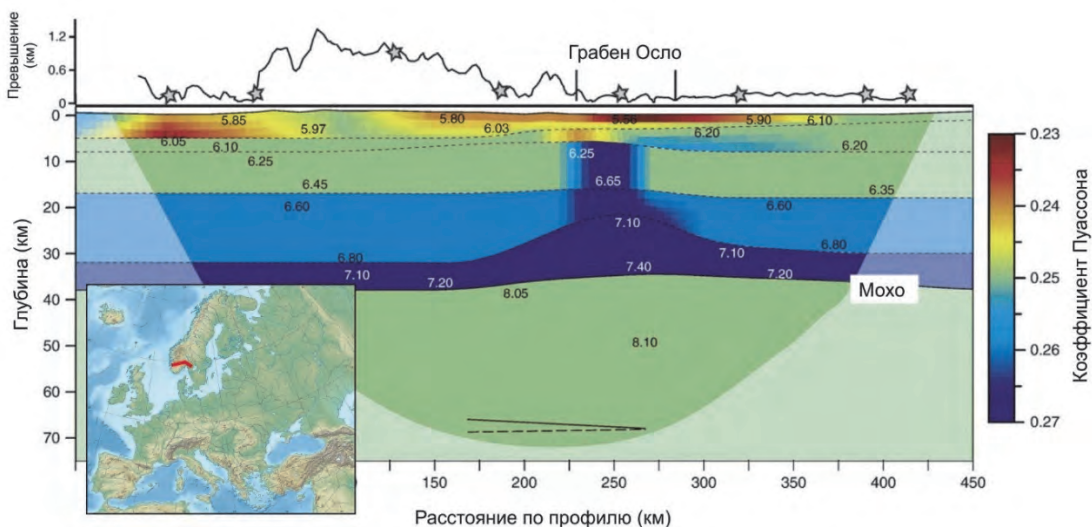


Рис. 2.11. Скоростной разрез V_p (цифры на разрезе, км/с) и распределение значений коэффициента Пуассона (цветовая шкала) по профилю через грабен Осло [Stratford & Thybo, 2011a]

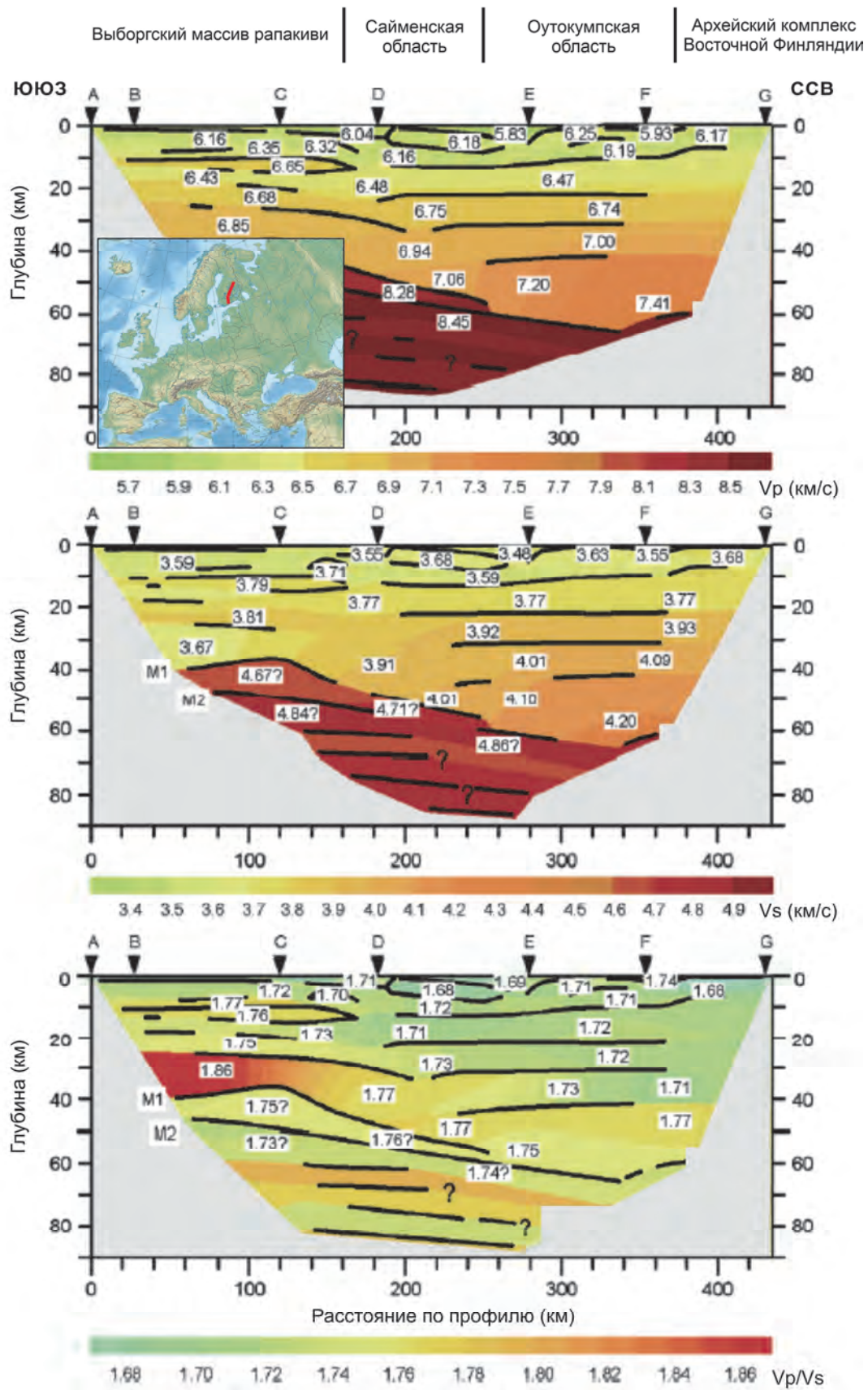


Рис. 2.12. Скоростные разрезы земной коры и верхней мантии по профилю BALTIC [Janik, 2010]

На первом разрезе (рис. 2.11), пересекающем грабен Осло, приводится скоростная модель V_p и распределение значений коэффициента Пуассона в земной коре и верхней мантии до глубины 60–70 км. Наибольшее изменение коэффициента Пуассона наблюдается в верхней части разреза (до глубины 5–6 км). Ниже этих глубин имеет место общее увеличение значений коэффициента Пуассона от 0.25 ($V_p/V_s = 1.73$) до 0.27 ($V_p/V_s = 1.78$) на подошве земной коры, кроме грабена Осло, где повышенные значения коэффициента Пуассона наблюдаются в коре с глубины 6 км.

На втором разрезе (рис. 2.12), пересекающем Сфекофеннский блок Фенноскандинавского щита, показан характер изменения скоростей продольных и поперечных волн и отношения V_p/V_s в земной коре вдоль профиля. Отношение V_p/V_s составляет 1.68–1.72 ($\sigma = 0.23$ –0.24) для большинства частей верхней коры. Повышенные значения – 1.86 ($\sigma = 0.30$) отмечаются в низах коры в районе Выборгского массива рапакиви. В целом наблюдается тенденция увеличения значений скоростей V_p и V_s в коре с юго-запада на северо-восток при уменьшении в этом же направлении значений отношения скоростей V_p/V_s .

Восточно-Европейский кратон. На рис. 2.13 представлены результаты сейсмических исследований по профилю, пересекающему Транс-Европейскую шовную (сутурную) зону (TESZ) на юго-востоке Европы.

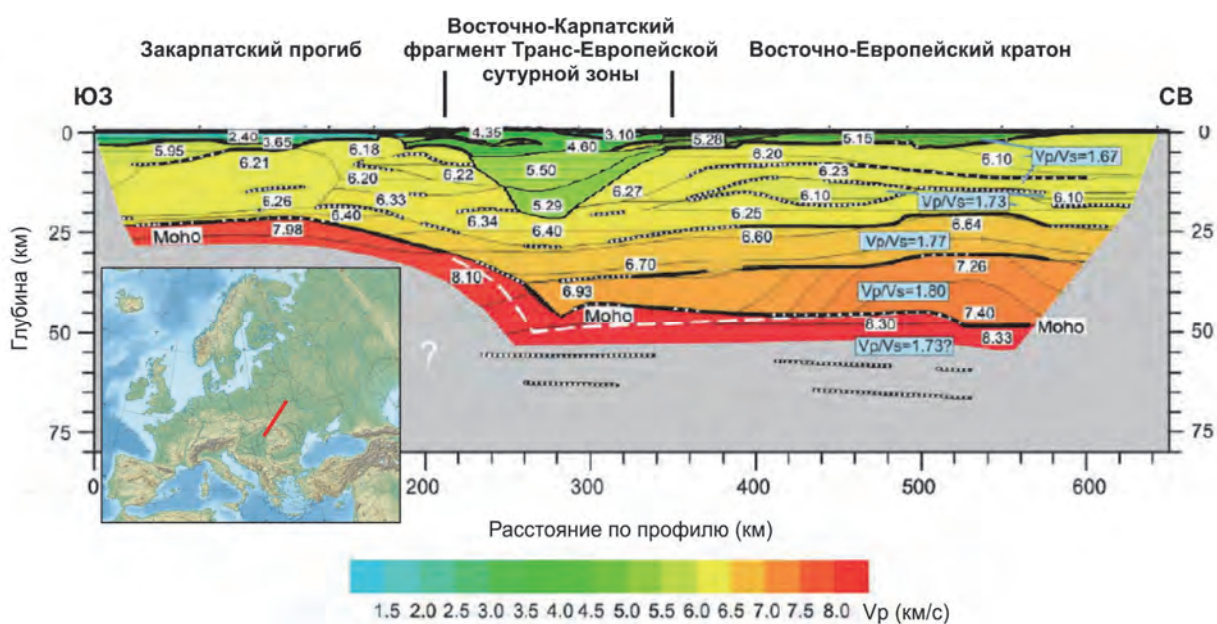


Рис. 2.13. Скоростной разрез земной коры и верхней мантии по профилю PANCAKE [Starostenko et al., 2013a]

На разрезе четко видны три крупных блока: юго-западный, представленный тонкой двухслойной кристаллической корой, перекрытой осадками Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба; северо-восточный, соответствующий Восточно-Европейскому кратону с нормальной трехслойной кристаллической корой; и центральный, отвечающий Восточно-Карпатскому фрагменту TESZ.

Сейсмические данные по профилю подтверждают широко известное по результатам ГСЗ в Европе различие между «тонкой» Западноевропейской и «толстой» Восточноевропейской земной корой. Кора Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба мощностью 22–23 км состоит из осадочного слоя толщиной 2–5 км ($V_p = 2.4$ –3.7 км/с), верхней кристаллической коры ($V_p = 5.9$ –6.3 км/с) толщиной 17–20 км и нижней коры толщиной до 3 км ($V_p = 6.4$ км/с). В центральной части профиля мощность коры резко

изменяется от 25 до 45 км прежде всего за счет появления мощной нижней высокоскоростной кристаллической коры ($V_p > 6.6$ км/с). К северо-востоку от TESZ кристаллическая кора Восточно-Европейского кратона имеет типичное трехслойное строение с выраженным утолщением нижней коры в сторону Украинского щита, где наблюдается высокая скорость в нижней коре ($V_p > 7.2$ км/с).

Оценки значений отношения скоростей V_p/V_s из-за разного качества записей S-волн были выполнены лишь для северо-восточной части профиля, соответствующей Восточно-Европейскому кратону. Имеет место стабильное возрастание значений V_p/V_s в кристаллической коре от 1.67 ($\sigma = 0.22$) в верхней коре до 1.80 ($\sigma = 0.28$) – в нижней. В связи с тем, что на профиле практически нигде не удалось выделить мантийные преломленные волны (S_n) [Starostenko et al., 2013a], для верхней мантии на разрезе показано «нормальное» значение V_p/V_s равное 1.73 ($\sigma = 0.25$) со знаком (?).

Аналогичные оценки значений V_p/V_s в земной коре кратона были получены и другими исследователями [Czuba et al., 2002; Kozlovskaya et al., 2004; Grad et al., 2006a; 2006b; Bogdanova et al., 2006; Starostenko et al., 2013b; Dec et al., 2017; и др.].

Иберия. На рис. 2.14 приведены результаты многоволновых сейсмических исследований на юго-западе Пиренейского полуострова.

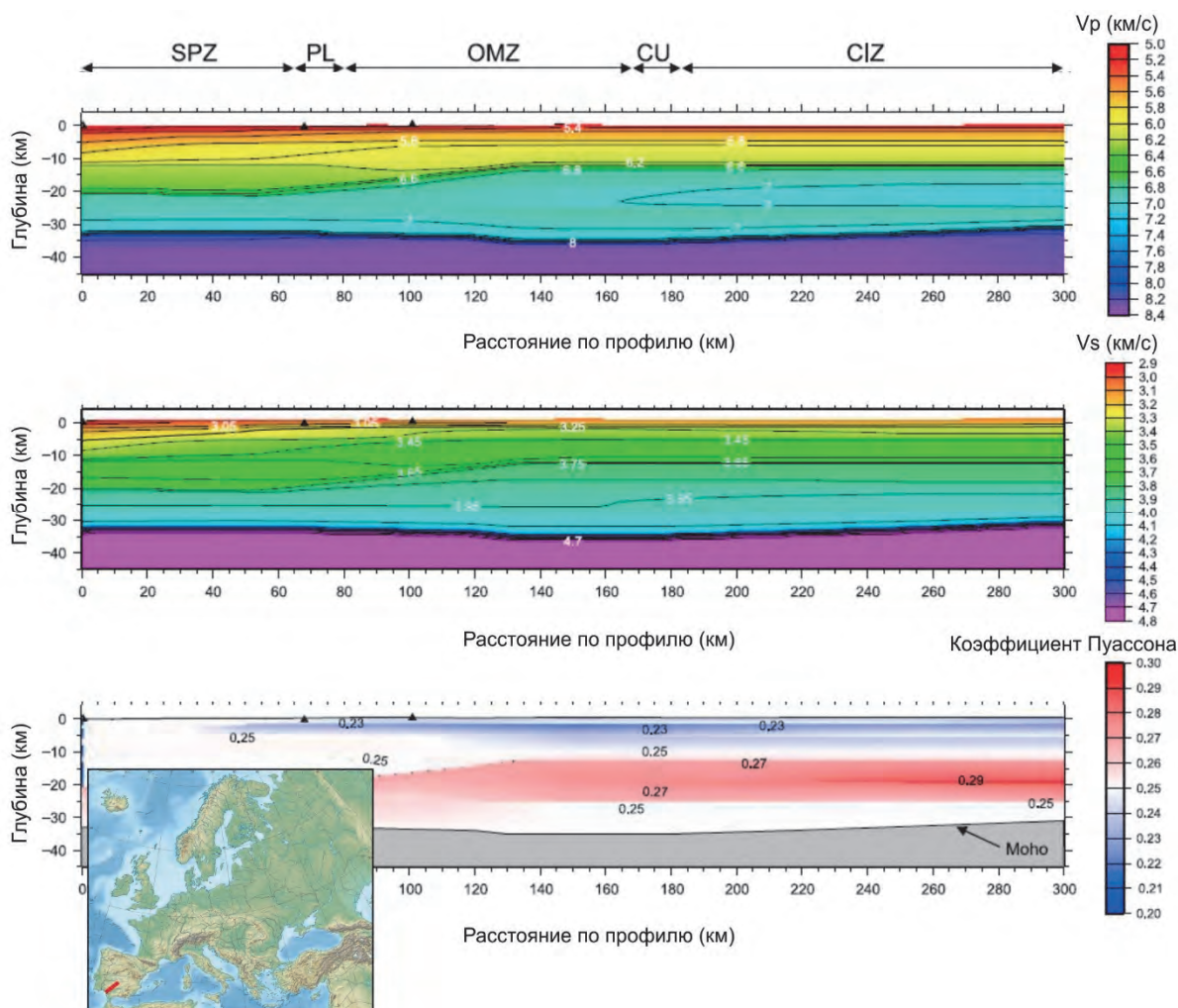


Рис. 2.14. Скоростные разрезы земной коры и верхней мантии по профилю IBERSEIS [Palomeras et al., 2011]

SPZ – South Portuguese Zone (Южно-Португальская зона), PL – Pulo do Lobo (Пуло до Лобо), OMZ – Ossa-Morena Zone (зона Осса-Морена), CU – Central Unit (Центральный блок), CIZ – Central Iberian Zone (Центрально-Иберийская зона)

Представленные разрезы демонстрируют слой повышенных значений коэффициента Пуассона до 0.29 ($V_p/V_s = 1.84$), совпадающий с областью высоких скоростей продольных волн (более 6.8 км/с) в средней части земной коры Центрально-Иберийской зоны. Опираясь на результаты лабораторного изучения образцов горных пород, авторы исследования связывают эту особенность с развитием в средней коре мафических слоистых тел [Palomeras et al., 2011]. В целом же земная кора вдоль профиля характеризуется достаточно типичными для кристаллической коры континентов значениями коэффициентов Пуассона 0.25 ± 0.02 ($V_p/V_s = 1.73 \pm 0.04$).

Ирландия. В отличие от многих предыдущих примеров, в которых S-волны удавалось идентифицировать на записях вертикальных сейсмоприемников, при наблюдениях ГСЗ в Ирландии использовались 3-компонентные данные, что позволило не только определить значения V_p/V_s , но и изучить расщепление S-волн и выполнить оценки коэффициентов сейсмической анизотропии [Readman et al., 2009]. Разница между временами вступлений S_g и S_m -волн на разных компонентах не превышала ± 0.2 с, что позволило авторам оценивать сейсмическую анизотропию в коре как незначительную (не более 1–2 %). Значения отношения V_p/V_s в земной коре, приведенные на рис. 2.15, как и в пределах континентальной Европы, постепенно нарастают от 1.66–1.69 ($\sigma = 0.22$ –0.23) в верхней коре до 1.75–1.77 ($\sigma = 0.26$ –0.27) – в нижней, испытывая незначительные вариации по латерали.

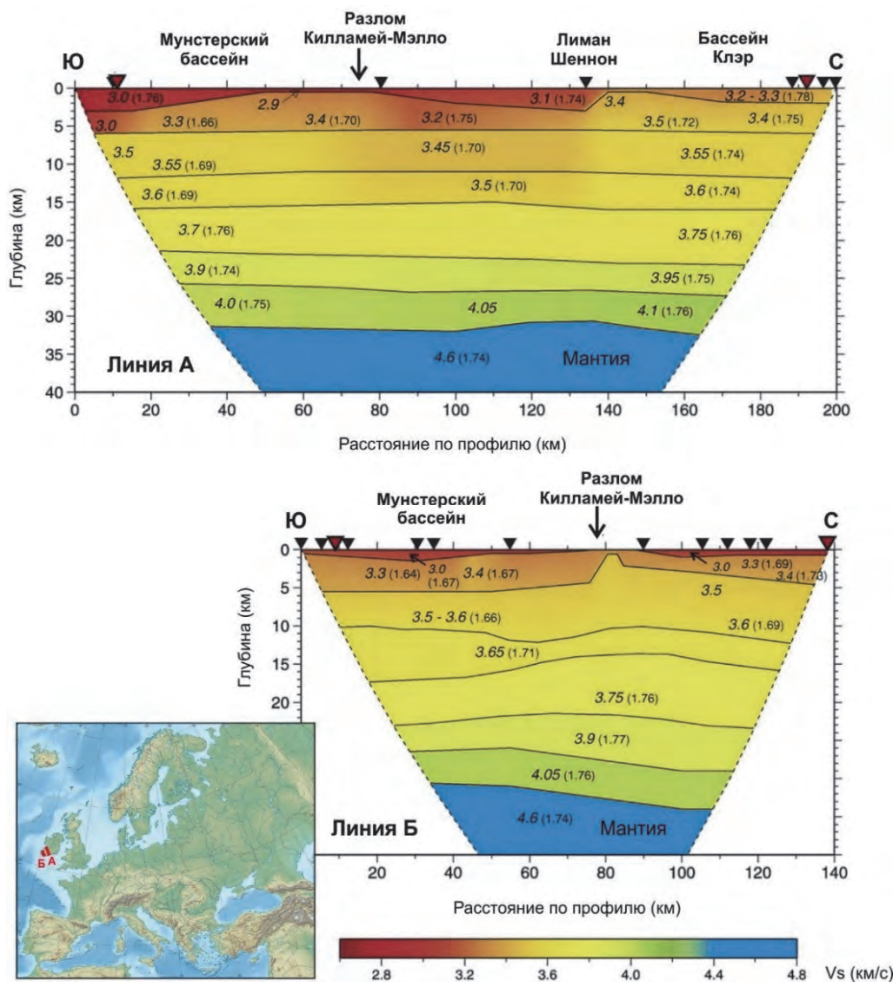


Рис. 2.15. Скоростные разрезы V_s земной коры и верхней мантии по профилям на юго-западе Ирландии [Readman et al., 2009] (цифры в скобках – V_p/V_s)

2.1.3. Азия

Памир, Тянь-Шань. Для изучения глубинного строения земной коры под Южным Тянь-Шанем и Памиром в рамках проекта TIRAGE (Tien shan-PAmir GEodynamic program) использовались сейсмические записи 11 землетрясений, локализованных вдоль 400-километрового профиля [Mechie et al., 2011]. На 3-компонентных сейсмограммах были выделены и проинтерпретированы вступления Pg, Sg, Pn, Sn, PmP, SmS, P1P и S1S-волн, обычно выделяемые при наблюдениях ГСЗ со взрывами. На рис. 2.16 приведены сейсмические разрезы, построенные по эти данным.

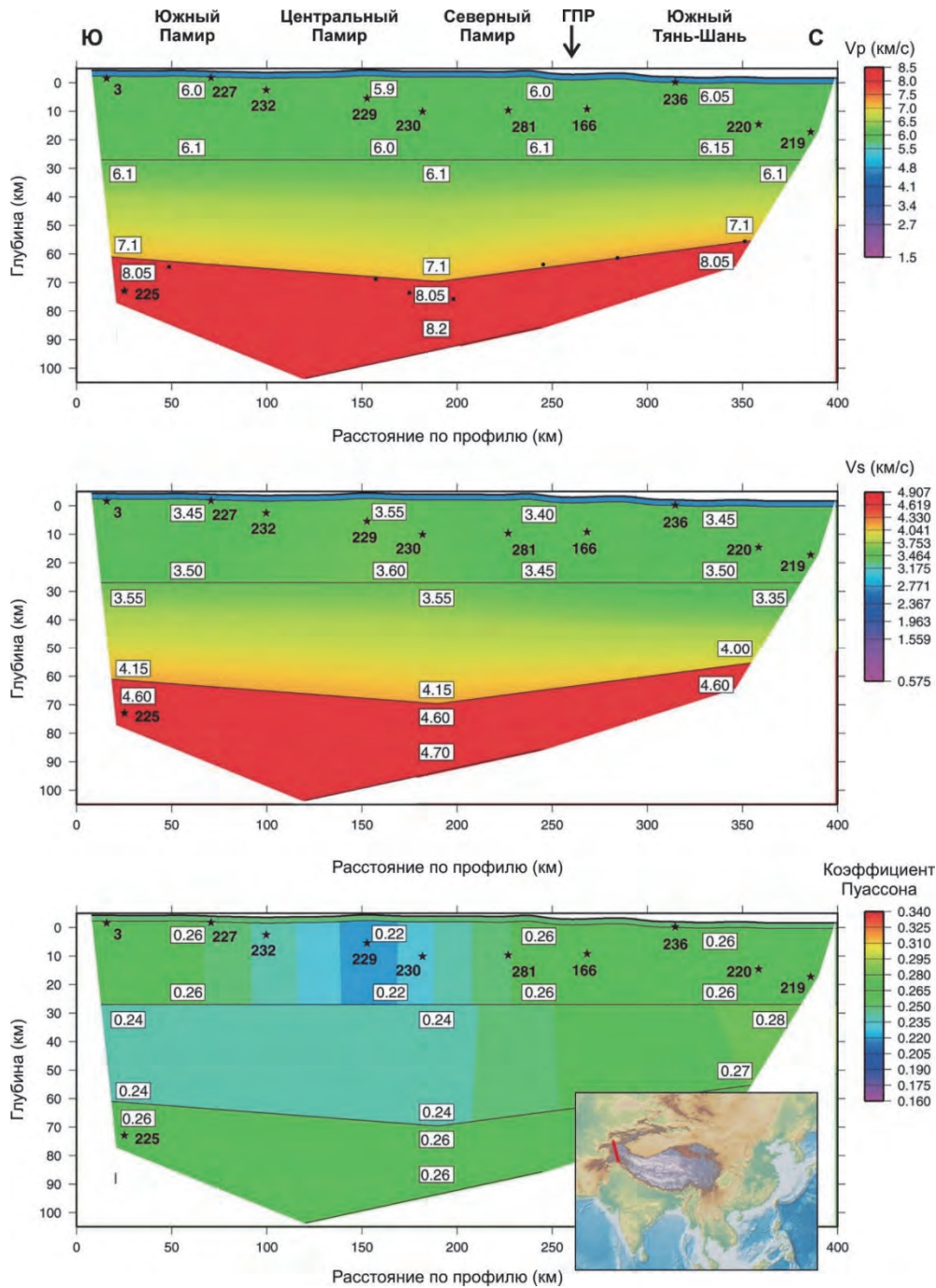


Рис. 2.16. Скоростные разрезы земной коры и верхней мантии по профилю TIRAGE [Mechie et al., 2011] (звездочками отмечены 11 землетрясений, записи от которых были использованы при построении разрезов; ГПР – Главный Памирский разлом)

Эти разрезы показывают, что мощная земная кора (от 55 до 65 км) вдоль профиля характеризуется низкими средними скоростями V_p по сравнению со средними мировыми значениями (6.25–6.30 км/с вдоль профиля исследований против 6.40–6.45 км/с в среднем по миру). Средние значения коэффициента Пуассона в земной коре варьируются от 0.23 ($V_p/V_s = 1.69$) под южным и центральным Памиром в южной и центральной частях профиля до 0.27 ($V_p/V_s = 1.77$) в направлении северного конца профиля под Южным Тянь-Шанем. Основной слой верхней коры простирается примерно на 2 км ниже поверхности Земли до глубины 27 км ниже уровня моря и имеет средние скорости V_p около 6.05–6.10 км/с, за исключением Центрального Памира, где они уменьшаются до значений 5.95 км/с, в отличие от скоростей V_s , которые изменяются от 3.4 до 3.6 км/с и демонстрируют самые высокие значения 3.55–3.6 км/с там, где скорость V_p самая низкая. Таким образом, значения коэффициента Пуассона в этой части разреза имеют самые низкие значения – 0.22 ($V_p/V_s = 1.67$) на фоне типичных для верхней коры значений 0.26 ($V_p/V_s = 1.76$). Авторы работ связывают эту аномалию с фельзитовым составом горных пород (богатых кварцем). Нижняя кора (ниже 27 км) имеет скорость V_p в диапазоне от 6.1 км/с на кровле до 7.1 км/с на подошве. Значения коэффициента Пуассона для этого слоя варьируются от 0.27–0.28 ($V_p/V_s = 1.78$ –1.81) на северном конце профиля до 0.24 ($V_p/V_s = 1.71$) под центральной и южной частями профиля. Низкие значения могут быть объяснены кварцевыми сланцами и гнейсами в верхней части нижней коры, переходящими к гранулитовой и, возможно, к эклогитовой фациям метapelитов в нижней части коры. В самой верхней мантии средняя скорость V_p составляет 8.10–8.15 км/с, а значения σ оцениваются около 0.26 ($V_p/V_s = 1.76$).

Тибет. Похожие результаты были получены при исследованиях с активными источниками на северо-востоке Тибетского нагорья по 1600-километровому профилю ГСЗ (рис. 2.17).

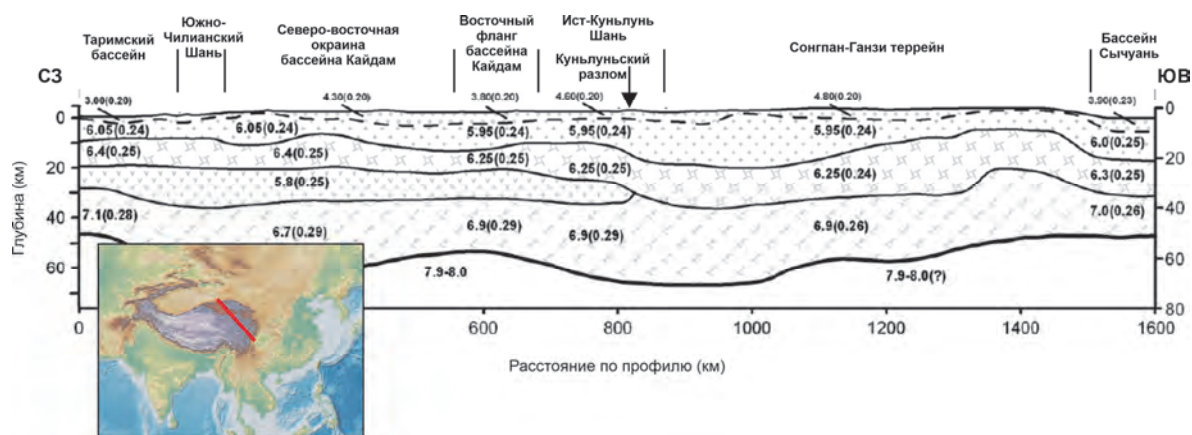


Рис. 2.17. Скоростной разрез земной коры и верхней мантии по профилю через Тибетское нагорье [Wang et al., 2013]

Цифры на разрезе – V_p , км/с; цифры в скобках – коэффициент Пуассона

Представленный разрез демонстрирует несколько существенных особенностей распределения сейсмических скоростей и значений коэффициента Пуассона в пределах земной коры вдоль профиля: 1 – мощность земной коры значительно меняется вдоль профиля – от 48 до 70 км; 2 – к северу от Куньлуньского разлома изменения общей мощности коры в основном обусловлены изменениями толщины нижней коры, в то время как к югу от Куньлуньского разлома они вызваны изменениями мощности всей коры; 3 – к северу от Куньлуньского разлома в коре присутствует волновод (слой пониженной скорости), который не прослеживается в южной части профиля; 4 – представляется, что Куньлуньский разлом

служит композиционной границей для нижней коры, в пределах которой коэффициент Пуассона меняется от 0.29 ($V_p/V_s = 1.84$) к северу от разлома до 0.26 ($V_p/V_s = 1.76$) к югу от него. Такие изменения значений коэффициента Пуассона и скоростей V_p позволяют предположить авторам статьи, что земная кора в пределах всего Тибетского нагорья имеет средний состав и в ее пределах фактически отсутствуют мафические образования.

Юго-Восточный Китай. На рис 2.18 представлены результаты распределения значений отношения V_p/V_s в земной коре по 400-километровому профилю на юго-востоке Китая.

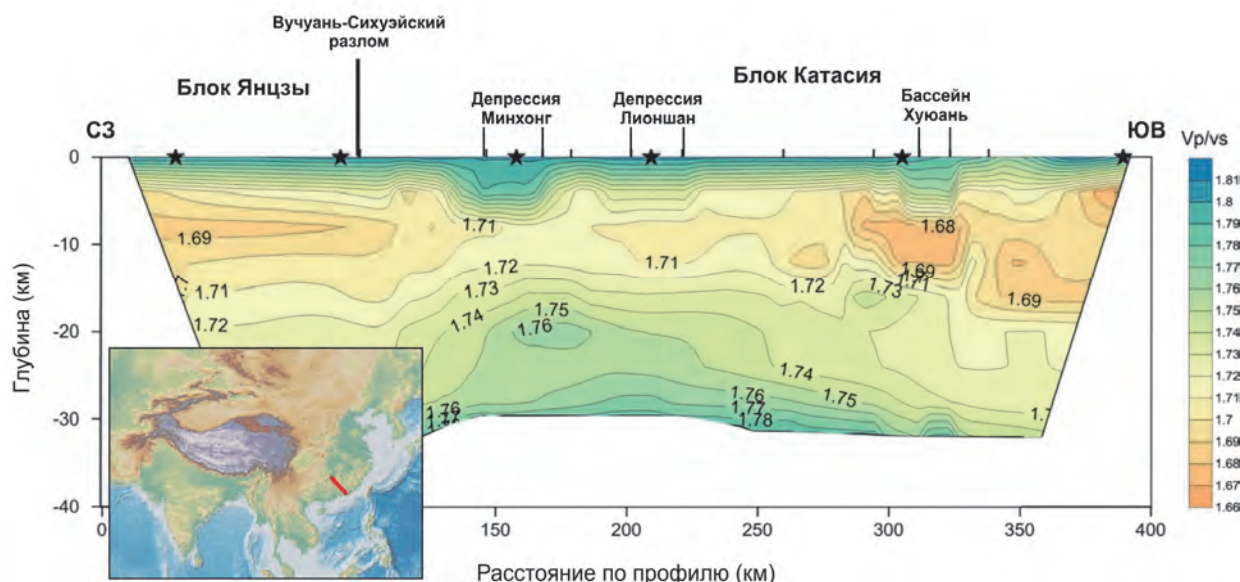


Рис. 2.18. Разрез V_p/V_s земной коры по профилю Ляньсян-Ганкоу на юго-востоке Китая [Zhao et al., 2013a]

Повышенные значения V_p/V_s более 1.8 ($\sigma > 0.28$) характерны для верхней осадочной части разреза. В кристаллической коре значения V_p/V_s изменяются от 1.68 ($\sigma = 0.23$) до 1.78 ($\sigma = 0.27$). При этом латеральные изменения отношения V_p/V_s хорошо коррелируются с основными разломами, разграничивающими геологические структуры вдоль профиля

Корейский полуостров. На рис 2.19 представлены результаты сейсмических исследований ГСЗ по профилю KCRT2004 в Южной Корее. Согласно этим исследованиям земная кора Корейского полуострова состоит из трех слоев: верхней, средней и нижней коры со скоростями P- и S-волн в диапазоне от 5.50 до 6.95 км/с и от 2.82 до 3.91 км/с соответственно. Средняя скорость V_p (6.26 км/с) и скорость P_n (7.82–7.88 км/с) ниже, чем в среднем по миру для континентальной коры. Мощность коры составляет 29–35 км, постепенно утолщаясь к югу. Отношение V_p/V_s в земной коре оценивается в 1.73 ($\sigma = 0.25$) для верхней и средней коры и незначительно увеличивается с глубиной до 1.75 ($\sigma = 0.26$) в нижней коре. Массив Кёнги на севере профиля характеризуется более низкими значениям V_p/V_s по сравнению с другими тектоническими единицами. Среднее отношение V_p/V_s в земной коре 1.74 ($\sigma = 0.25$) в целом ниже, чем среднее значение 1.78 ($\sigma = 0.27$) для основной континентальной коры. Низкое среднее отношение V_p/V_s в земной коре позволяет считать, что верхняя и средняя кора полуострова сложена преимущественно кислыми породами, а нижняя кора представлена породами среднего состава. Отсутствие мафического материала в нижней коре, которое также встречается в Восточном Китае, контрастирует с общепринятой глобальной моделью мафической нижней коры.

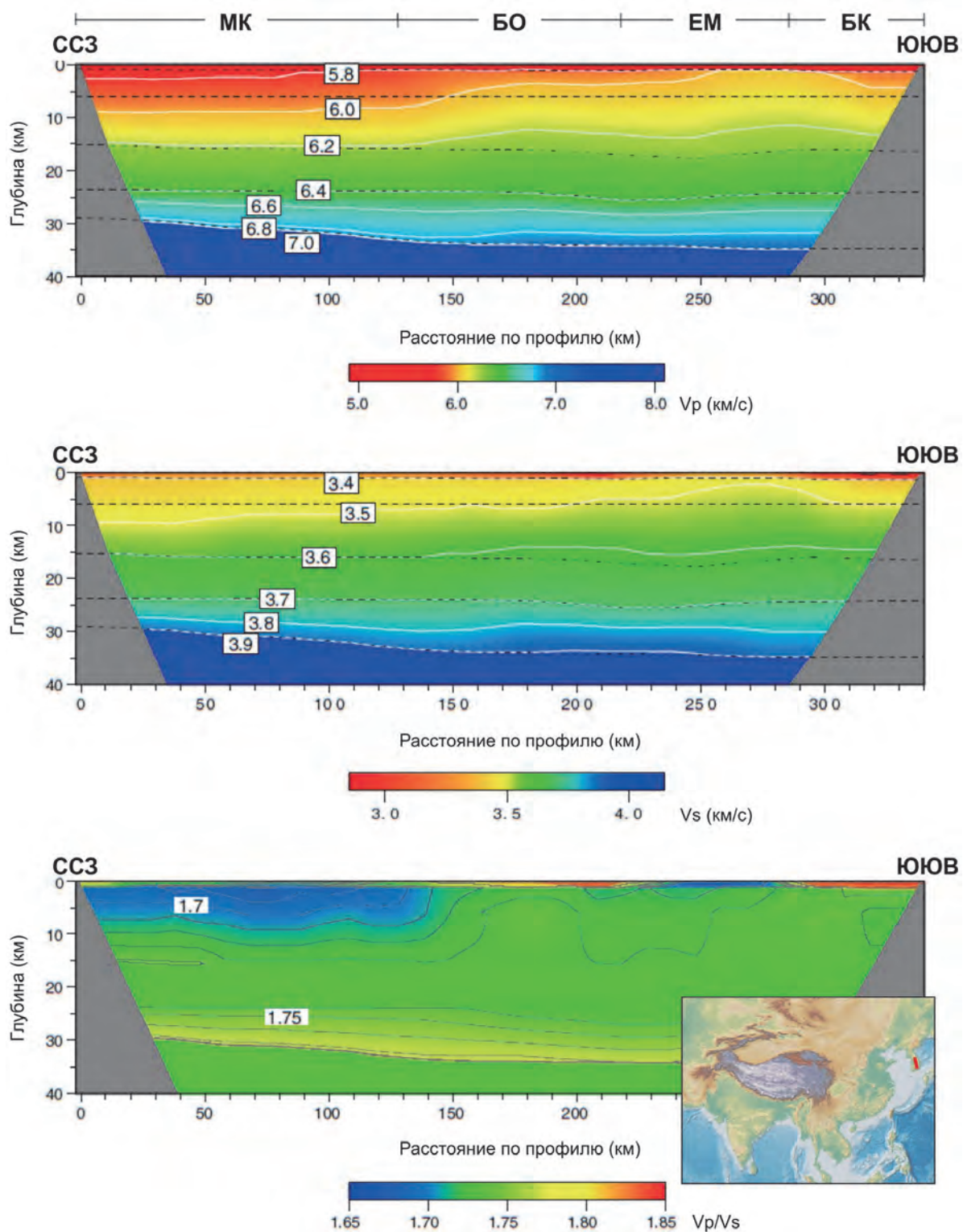


Рис. 2.19. Скоростные разрезы земной коры и верхней мантии по профилю KCRT2004 [Cho et al., 2013] (МК – массив Кёнги; БО – бассейн Окчеон; ЕМ – Еонгамский массив; БК – бассейн Кёнсан)

Полуостров Индостан. На рис 2.20 представлены результаты сейсмических исследований верхней части земной коры по профилю в пределах Деканской синеклизы в Центральной Индии.

Верхний слой со скоростью Р-волны 1.4–1.5 км/с представляет собой аллювий. Мощность этого слоя колеблется от 300 м на западе до 30 м на востоке профиля. Слой траппов Декана колеблется от 850 до 1250 м. Скорость V_p в траппах составляет 4.8–5.2 км/с, V_p/V_s –

1.66–1.81, σ – 0.21–0.28. Между фундаментом и траппами выделяются Гондванские отложения с типичными для осадков значениями V_p – 3.6 км/с. Малая мощность отложений этого слоя не позволила выполнить надежные оценки значений V_p/V_s и коэффициентов Пуассона в нем, и они приняты равными 1.73 и 0.25 соответственно. Ниже в фундаменте оценки этих параметров выполнены с большей достоверностью и соответствуют значениям V_p/V_s – 1.79–1.85, σ – 0.27–0.29 при скоростях V_p – 6.1–6.2 км/с. Такие значения отношений V_p/V_s и коэффициентов Пуассона свидетельствуют об основном составе как пород фундамента, так и самих траппов Декан, даже несмотря на сравнительно низкие значения в них скоростей Р-волн.

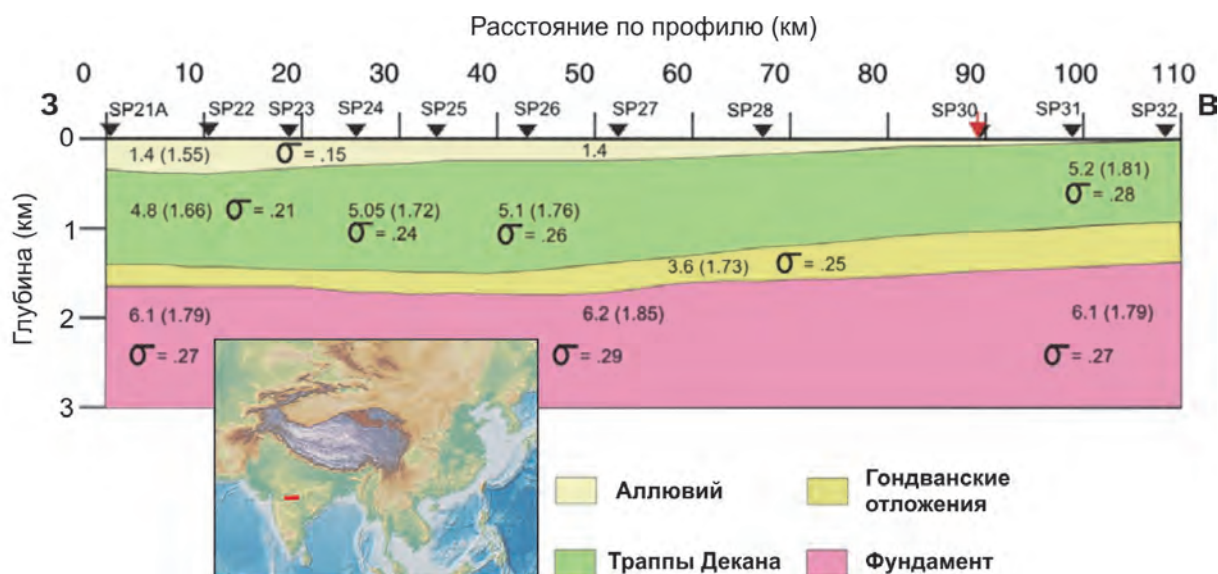


Рис. 2.20. Скоростной разрез верхней части земной коры Деканской синеклизы в Центральной Индии [Murty et al., 2011]

Цифры на разрезе – V_p , км/с; цифры в скобках – V_p/V_s ; σ – коэффициент Пуассона

2.1.4. Северная Америка

На рис 2.21 представлены результаты сейсмических исследований земной коры по профилю вдоль восточного склона Рубиновых гор в штате Невада.

Земная кора восточной части комплекса метаморфического ядра Рубиновых гор в штате Невада имеет типичное для континентальной коры 3-слойное строение и представлена верхней, средней и нижней корой. Авторы исследования интерпретировали состав коры, опираясь на значения скоростей Р-волн (V_p), S-волн (V_s) и коэффициентов Пуассона (σ), с использованием опубликованной геологической карты местности. Приповерхностные оценки V_p 1.90–4.8 км/с, V_s 1.01–2.75 км/с, σ 0.25–0.33 соответствуют преимущественно осадочным породам (известняк, доломит, алевролит, песчаник, пористый песчаник, конгломерат и выветрившийся гранит). Породы верхней коры, скорее всего, представлены метакварцитами, сланцами, гранитогнейсами и гранодиоритами с V_p 5.80–6.25 км/с, V_s 3.20–3.72 км/с, σ 0.22–0.25. Возможные породы средней коры – парагранулиты, фельзитические гранулиты, амфиболитовые гнейсы, гранодиориты и слюдяно-кварцевые сланцы с V_p 6.35–6.45 км/с, V_s 3.70–3.75 км/с и σ 0.24. Породы нижней коры, наиболее вероятно, представлены образованиями гранулитовой фазы метаморфизма с V_p 6.60–6.80 км/с, V_s 3.85–3.92 км/с, σ 0.24–0.25. Исходя из полученных оценок V_p , V_s и σ , авторы посчитали маловероятным наличие габброидов в нижней коре.

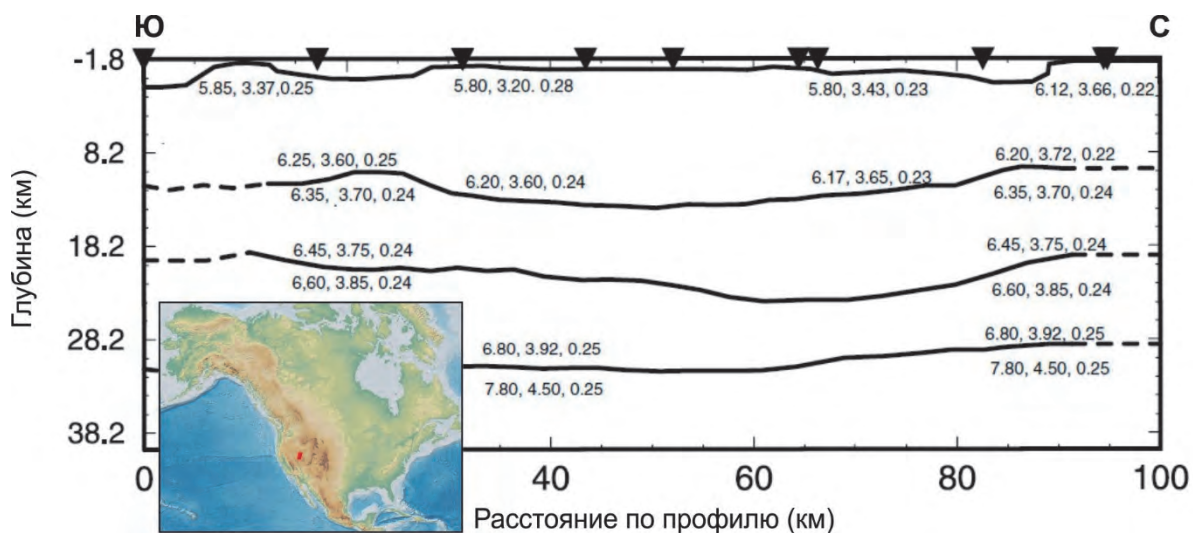


Рис. 2.21. Скоростной разрез земной коры вдоль восточного склона Рубиновых гор в штате Невада [Satarugsa & Johnson, 2000]

Цифры на разрезе – V_p , V_s , км/с; σ – коэффициент Пуассона

2.1.5. Южная Америка

На рис 2.22 представлены результаты изучения распределения отношения V_p/V_s в земной коре вдоль профиля через бассейн Парнаиба в северо-восточной части Южной Америки по данным совместной интерпретации активной и пассивной сейсморазведки.

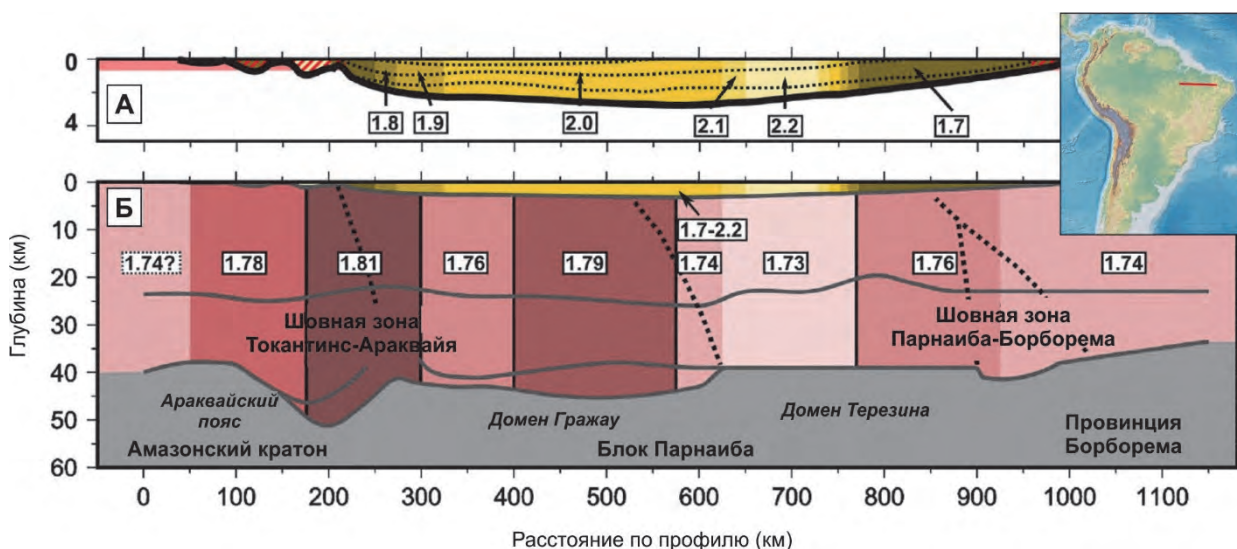


Рис. 2.22. Модель распределения отношения V_p/V_s в осадочном чехле (А) и нижележащей земной коре (Б) через бассейн Парнаиба [Schiffer et al., 2021]

Серые линии – основные границы в земной коре; вертикальные черные – границы между блоками с различными (≥ 0.03) значениями отношения V_p/V_s ; пунктирные черные – шовные зоны

Отношение V_p/V_s в осадочном бассейне оценивается от 1.7 до 2.2 (σ от 0.24 до 0.37). Низкие значения коррелируются с более древними отложениями, высокие – с молодыми осадками. Блокировка нижележащей земной коры по значениям отношения V_p/V_s связывается авторами исследования с вариациями состава кристаллических образований. В частности, высокие значения ($V_p/V_s = 1.81$; $\sigma = 0.28$) объясняются основным составом горных пород, метаморфизованных под действием флюидов в шовной зоне, лежащей под основанием осадочного бассейна.

2.1.6. Африка

На рис 2.23 приведены результаты сейсмических исследований земной коры по профилю через вулканическую провинцию Чилу Хиллз на востоке Африки.

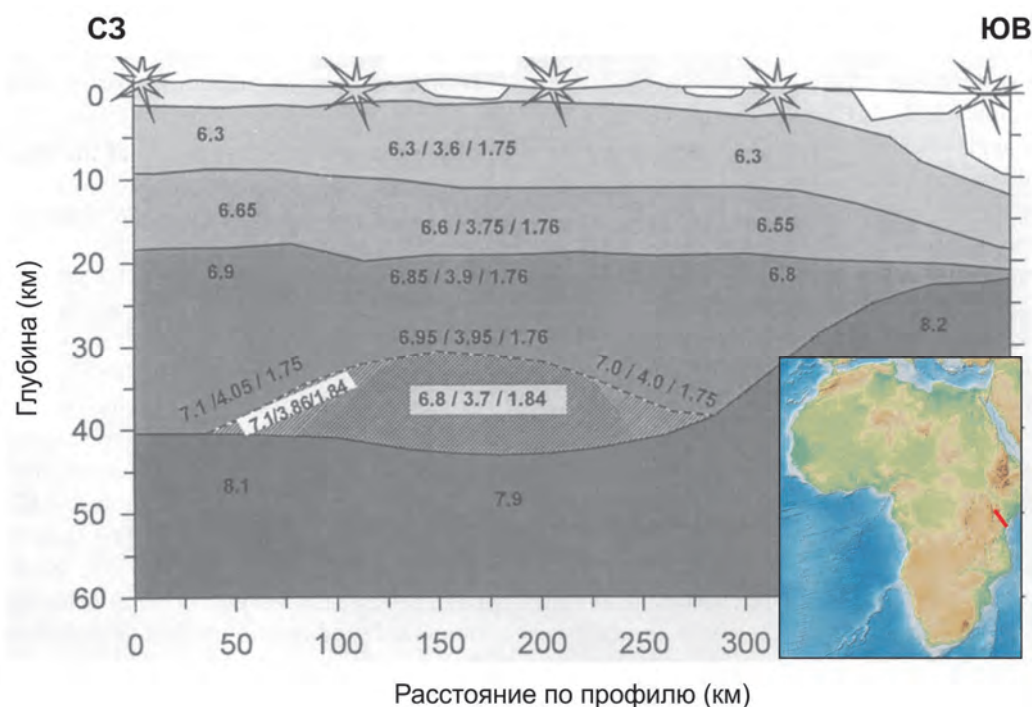


Рис. 2.23. Скоростной разрез земной коры через вулканическую провинцию Чилу Хиллз в Кении [Novak et al., 1997]

Цифры на разрезе – V_p , V_s , км/с; отношение скоростей V_p/V_s

Результаты ГСЗ демонстрируют в континентальной части профиля земную кору мощностью около 40 км с толстой (более 20 км) нижней корой. Под вулканическим полем кора утолщается до 44 км. В этой части разреза по сейсмическим данным предполагается низкоскоростное тело, которое простирается от глубины 30 км до Мохо. Это тело характеризуется повышенным отношением V_p/V_s , равным 1.84 ($\sigma = 0.29$), на фоне значений 1.75–1.76 ($\sigma = 0.26$). По мнению авторов исследования, эти данные позволяют предполагать либо наличие анортозитового тела непосредственно над Мохо, либо частичное плавление пород нижней коры. Аномальность глубинного строения непосредственно под вулканической провинцией Чилу Хиллз проявлена и в верхах мантии. В этой части разреза скорости V_p в мантии составляют 7.9 км/с, что на 0.2–0.3 км/с ниже, чем в соседних областях. Наиболее вероятно, эти аномалии свидетельствуют о процессах в верхней мантии, которые в конечном итоге привели к магматической активизации и формированию вулканической провинции в этом районе Африки.

2.1.7. Австралия

В табл. 2.4 представлены результаты исследований распределения значений V_p/V_s и коэффициентов Пуассона в земной коре Австралии по данным метода обменных волн землетрясений (МОВЗ), полученные при наблюдениях местной сетью сейсмологических станций (рис. 2.24).

Таблица 2.4

Результаты определения значений V_p/V_s и коэффициентов Пуассона в земной коре Австралии по записям обменных волн удаленных землетрясений [Chevrot et al., 2000]

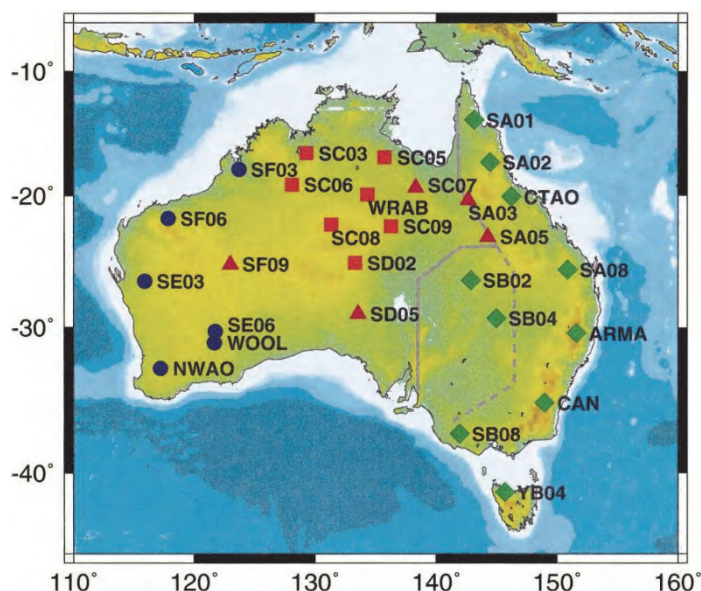


Рис. 2.24. Схема расположения сейсмологических станций на территории Австралии (синие круги – в пределах областей развития архея; красные квадраты и треугольники – протерозоя; зеленые ромбы – фанерозоя)

Станция	H, км	V_p/V_s	σ
SA01	38	1.69	0.23
SA02	32	1.72	0.25
SA03	38	1.78	0.27
SA05	26	1.73	0.25
SA08	36	1.73	0.25
SB02	28	1.84	0.29
SB04	39	1.71	0.24
SB08	31	1.81	0.28
SC03	41	1.72	0.25
SC05	58	1.81	0.28
SC06	39	1.70	0.24
SC07	42	1.81	0.28
SC08	43	1.71	0.24
SC09	52	1.82	0.28
SD02	44	1.74	0.25
SD05	40	1.77	0.27
SE03	33	1.82	0.28
SE06	41	1.74	0.25
SF03	33	1.82	0.28
SF06	30	1.82	0.28
SF09	41	1.76	0.26
YB04	39	1.72	0.25
ARMA	34	1.74	0.25
WOOL	38	1.75	0.26
CAN	37	1.72	0.25
WRAB	48	1.73	0.25
CTAO	34	1.81	0.28
NWAO	39	1.82	0.28

Значения V_p/V_s и соответственно коэффициенты Пуассона в земной коре определялись по волнам, претерпевшим обмен на границе Мохо. Как можно видеть из представленных данных, они существенно разнятся для областей с развитием архейской, протерозойской и фанерозойской коры. Для протерозойской коры наблюдается увеличение коэффициента Пуассона с увеличением мощности коры. Для фанерозойской коры, напротив, коэффициент Пуассона имеет тенденцию к уменьшению при увеличении толщины коры. Как отмечают австралийские авторы, эти наблюдения хорошо согласуются с результатами глубинных сейсмических зондирований, выполненных в бывшем Советском Союзе [Egorkin et al., 1987; 1998; и др.], и связаны с изменениями среднего состава земной коры.

2.2. Морские исследования и исследования в зоне перехода суша – море

Большинство методик сейсмических исследований при работах на акваториях предусматривают возбуждение и регистрацию сейсмических волн в водном слое при движении судна вдоль профиля [Морская сейсморазведка, 2004]. При этом исключается возможность возбуждения и регистрации волн непродольного типа. Однако при работах с донными станциями по обращенной системе наблюдений, когда регистрирующая аппаратура располагается на дне моря, а движущийся за судном источник находится в воде, несмотря на то, что поперечные волны не возбуждаются в источнике, приборы на дне регистрируют восходящие лучи сейсмических волн, соответствующие не только продольным, но и поперечным волнам [Поперечные и обменные ... , 2019].

Как правило, при таких наблюдениях автономные донные станции с 4-компонентной регистрацией волнового поля (гидрофон и 3-компонентный сейсмоприемник) располагаются вдоль профиля с шагом 10–20 км, а возбуждение колебаний осуществляется мощными буксируемыми пневмоисточниками (с объемом камеры 80–120 л и рабочим давлением 100–150 атм.) с интервалом между ПВ 250–300 м, обеспечивающими регистрацию сейсмических волн до удалений 150–180 км (в отдельных случаях до 300 и более км).

Пример типичных записей P-, PS и S-волн при наблюдениях на одном из морских профилей в районе Фарерских островов в северной Атлантике приведен на рис. 2.25.

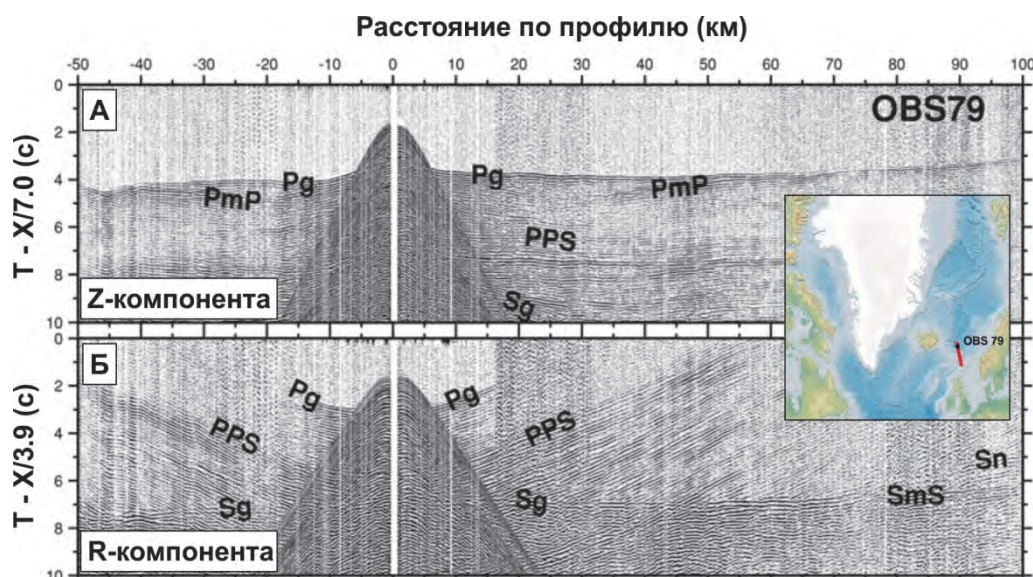


Рис. 2.25. Сейсмограммы, иллюстрирующие записи продольных (Pg, PmP), обменных (PPS) и поперечных (Sg, SmS, Sn) волн вертикальными и горизонтальными сейсмоприемниками при морских сейсморазведочных работах с донными станциями (OBS) [Eccles et al., 2009]

Ниже приводится ряд наиболее типичных примеров многоволновых сейсмических исследований с использованием автономных донных станций на акваториях шельфовых морей, в глубоководных океанических условиях и зоне перехода суша – море.

2.2.1. Северная Атлантика

Западная окраина Гренландии, пролив Нэрса. На рис. 2.26 приведен сейсмический разрез земной коры в южной части пролива Нэрса между Канадским островом Элсмир и Гренландией. Сейсмические записи от пневмоисточника были получены на восьми донных и восьми наземных станциях, развернутых вдоль 378-километрового профиля.

Общая мощность земной коры вдоль профиля составляет 33–36 км. Осадочный бассейн мощностью 4–5 км представлен низкоскоростными образованиями $V_p = 4.5–5.0$ км/с, отличающимися повышенными значениями коэффициента Пуассона ($\sigma = 0.30$, $V_p/V_s = 1.87$), что, по мнению авторов, может свидетельствовать о высоком содержании карбонатов в разрезе. Внутри бассейна выделяется высокоскоростной слой $V_p = 6.1$ км/с, ($\sigma = 0.28$, $V_p/V_s = 1.81$), интерпретируемый как базальтовый силл. Подстилающая кристаллическая кора делится на три слоя: верхняя кора (V_p 6.0–6.2 км/с, $\sigma = 0.25$, $V_p/V_s = 1.73$), средняя кора (V_p 6.1–6.3 км/с, $\sigma = 0.26$, $V_p/V_s = 1.76$) и нижняя земная кора (V_p 6.7–6.9 км/с, $\sigma = 0.26$, $V_p/V_s = 1.76$). Эти свойства соответствуют гранитно-гнейсовому составу верхней и средней коры с гранулитами в нижней коре.

Вследствие полученных данных, авторы приходят к заключению, что остров Элсмир и Гренландия являются единой континентальной структурой с внутрикратонным осадочным бассейном.

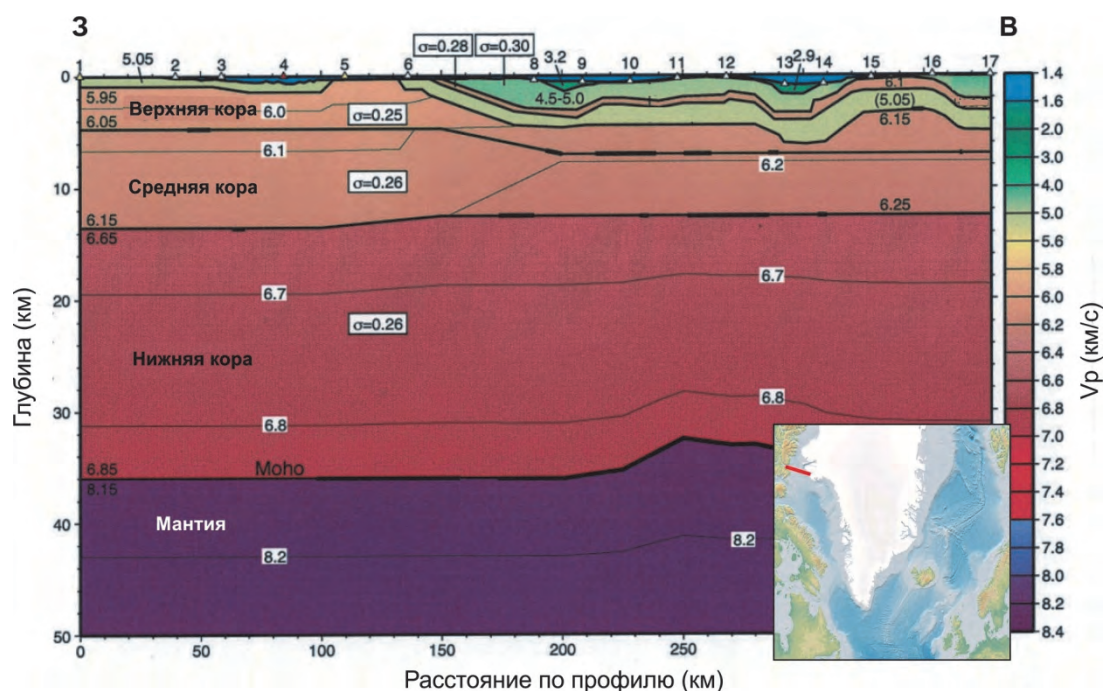


Рис. 2.26. Скоростной разрез земной коры через пролив Нэрса [Funck et al., 2006б] (цифры на разрезе – V_p , км/с; σ – коэффициент Пуассона)

Восточная континентальная окраина Гренландии. На рис. 2.27 представлены результаты сейсмических исследований северо-восточной континентальной окраины Гренландии.

Многоволновые сейсмические исследования с использованием 18 донных станций были выполнены по 340-километровому профилю. Скоростная модель показывает необычную океаническую кору толщиной около 3 км с сейсмическими скоростями менее 6.3 км/с, что указывает на отсутствие 3-го океанического слоя. Скорости на поверхности мантии варьируются от 7.5 км/с в самой верхней мантии до 8.0 км/с на глубине примерно 15 км. Низкие скорости в верхней мантии и наблюдаемые в верхах мантии значения V_p/V_s объясняются авторами высокой степенью серпентинизации мантии на небольших глубинах.

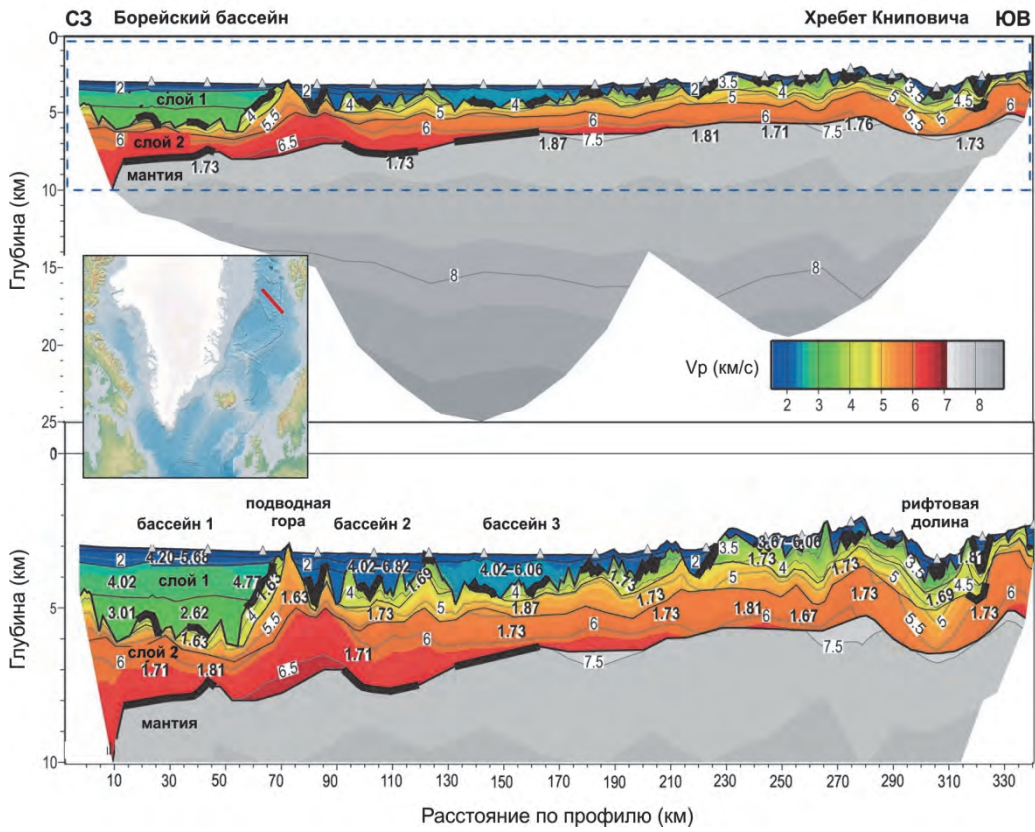


Рис. 2.27. Скоростные разрезы земной коры через Борецкий бассейн и хребет Книповича в Северной Атлантике [Hermann & Jokat, 2013] (цифры на разрезах – V_p/V_s)

Европейская континентальная окраина. На рис. 2.28 приведены два сейсмических разреза через Европейскую континентальную окраину в Северной Атлантике.

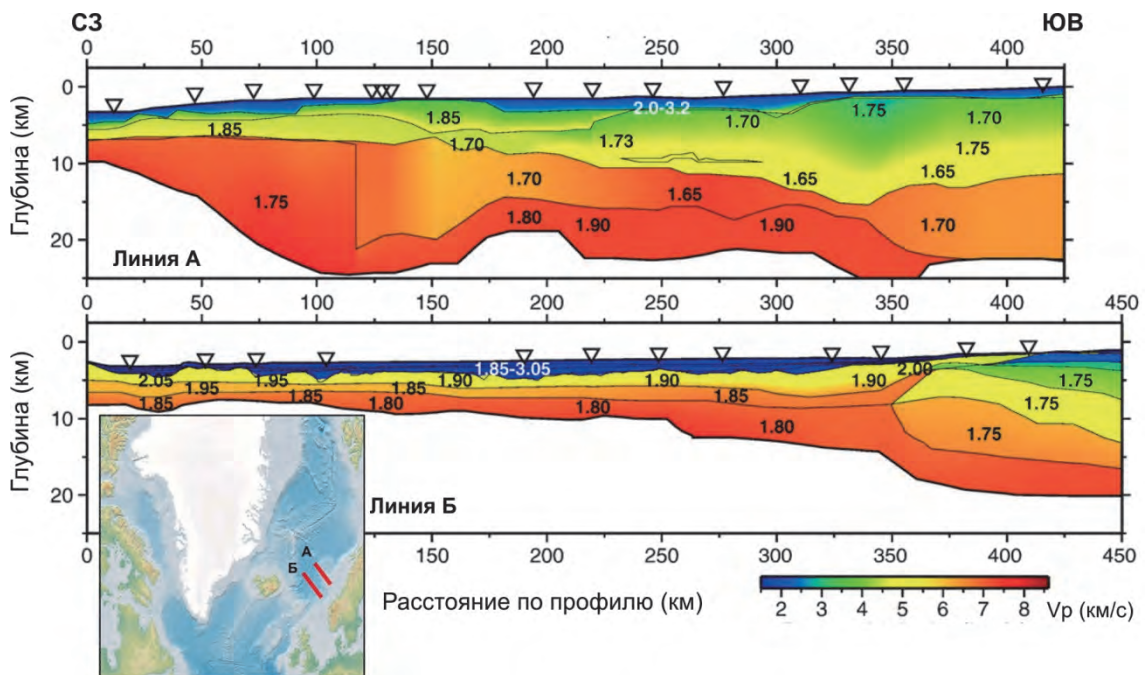


Рис. 2.28. Скоростные разрезы земной коры Европейской континентальной окраины Северной Атлантики [Eccles et al., 2011] (цифры на разрезах – V_p/V_s)

Скоростные модели демонстрируют высокие скорости в нижней коре и резкие переходы как по скорости, так и по значениям отношения V_p/V_s при переходе от континента к океану. Отчетливо видна тенденция увеличения значений V_p/V_s в океанической кристаллической коре по сравнению с аналогичными значениями в континентальной коре.

2.2.2. Юго-Восточная Азия

На рис. 2.29 приведен скоростной разрез V_s и разрез значений V_p/V_s через континентальную окраину Южно-Китайского моря.

Мощность земной коры в пределах профиля уменьшается от 20–22 км в районе вала Рид на юго-востоке Южно-Китайского моря до 9–11 км в глубоком океаническом (?) бассейне. Скорости поперечных волн увеличиваются от 0.7 км/с в верхнем слое осадков до 4.0 км/с в нижней коре. Ниже поверхности М скорость поперечных волн составляет 4.2 км/с. В осадочных породах отношение V_p/V_s уменьшается с глубиной от 4.1 ($\sigma = 0.47$) до 2.2 ($\sigma = 0.37$), что авторы связывают с уплотнением горных пород. Скорость V_s в верхней коре составляет 3.2–3.6 км/с, а отношения V_p/V_s оцениваются в 1.82–1.85. Скорость V_s в нижней коре составляет 3.6–3.9 км/с, отношения V_p/V_s оцениваются в 1.76–1.81.

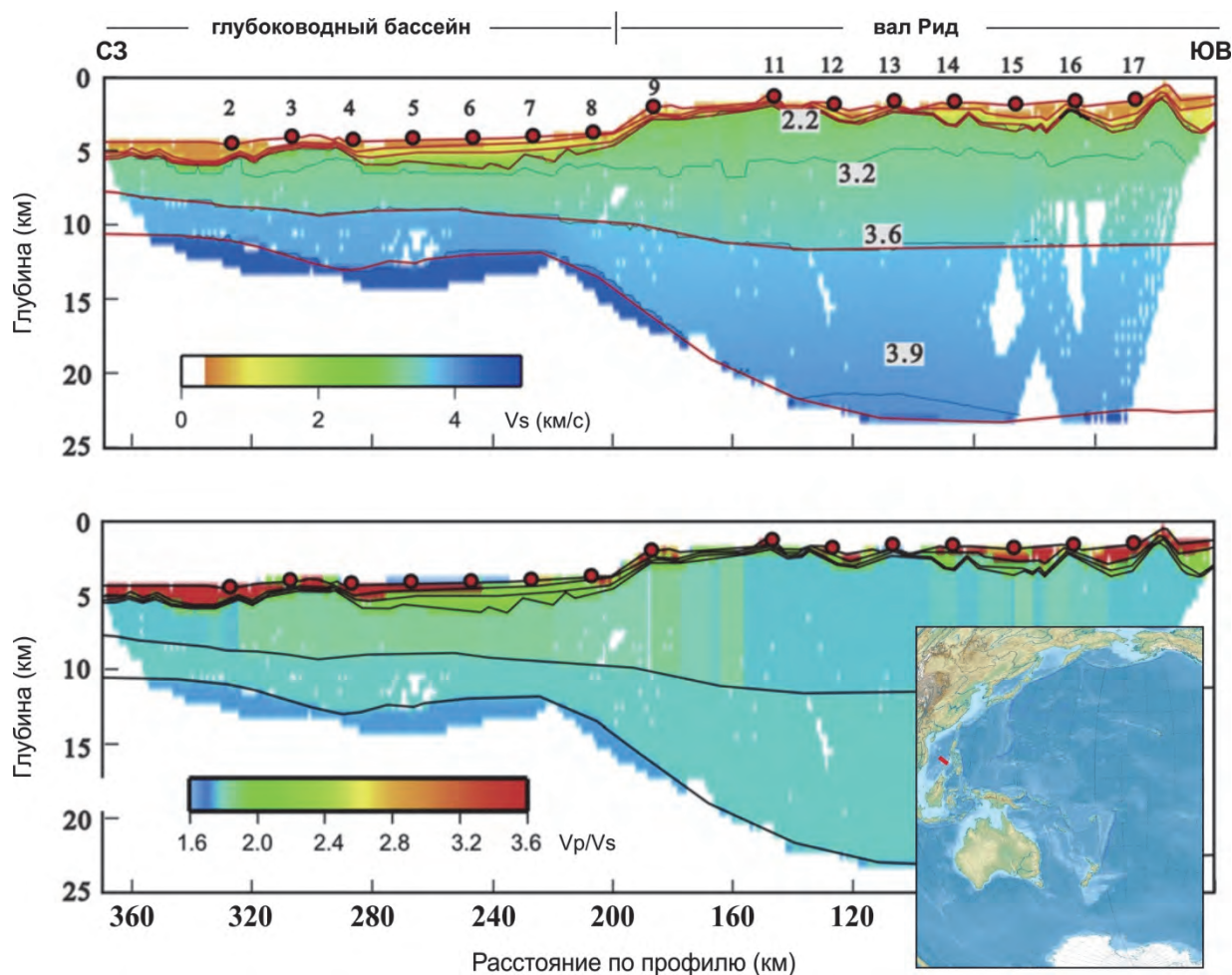


Рис. 2.29. Скоростные разрезы земной коры континентальной окраины Южно-Китайского моря [Wei et al., 2015]

Авторы скоростной модели полагают, что такое распределение V_s и отношений V_p/V_s могут свидетельствовать о том, что вал Рид был отделен от континентальной окраины Юго-Восточной Азии в результате рифтинга при образовании Южно-Китайского моря.

2.2.3. Тихий океан

Восточная окраина Новой Зеландии. На рис. 2.30 приведены скоростные разрезы земной коры через впадину Баунти к востоку от Новой Зеландии.

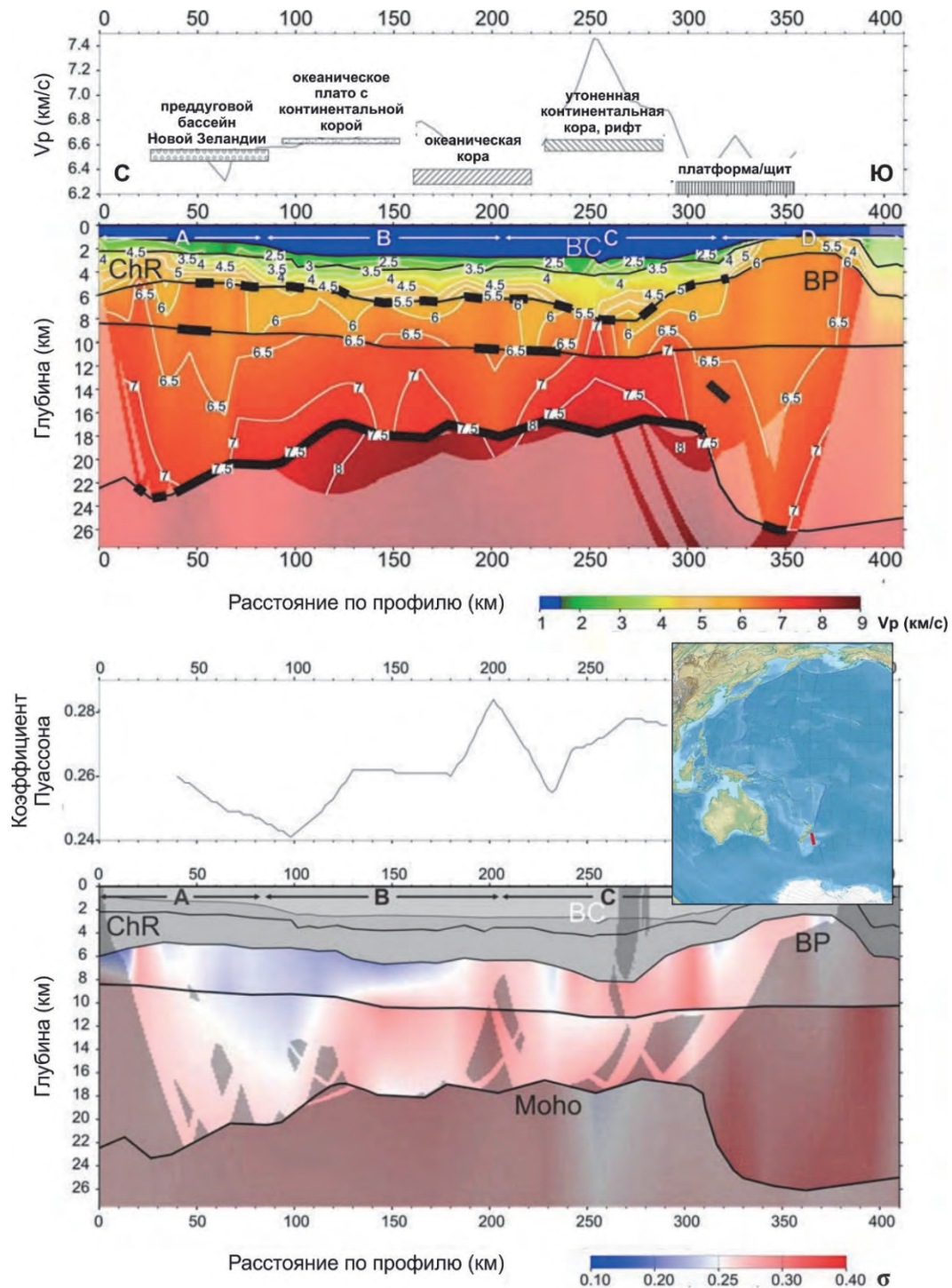


Рис. 2.30. Скоростные разрезы земной коры через впадину Баунти к востоку от Новой Зеландии [Grobys et al., 2007]

BC (Bounty Channel) – канал Баунти; BP (Bounty Platform) – платформа Баунти; ChR (Chathan Rise) – поднятие Чатем. Области А–D охватывают: А – поднятие Чатем; В – северную часть Срединной Баунти-впадины; С – южную часть Срединной Баунти-впадины; D – платформу Баунти

Глубина Мохо уменьшается с 24 км под платформой Баунти примерно до 12 км под Баунти-впадиной и снова увеличивается до 22 км под флангом поднятия Чатем. Скорости V_p в нижней коре под Баунти-впадиной заметно выше, чем под окружающими поднятиями, и составляют 7.0–7.7 км/с на фоне значений 6.2–7.0 км/с. В верхней коре дифференциация значений V_p не столь заметна, скорости здесь составляют 5.5–6.5 км/с в пределах всех структур, пересекаемых профилем. Значения коэффициента Пуассона в земной коре под впадиной Баунти в пределах всей кристаллической коры выше ($\sigma = 0.25$ – 0.30 ; $V_p/V_s = 1.73$ – 1.87), чем под соседними структурами ($\sigma = 0.22$ – 0.25 ; $V_p/V_s = 1.67$ – 1.73).

Такое распределение скоростей и значений коэффициентов Пуассона связывается авторами исследования [Grobys et al., 2007] с магматизмом основного состава и мафическим составом нижней коры под впадиной Баунти.

Алеутская островная дуга. На рис. 2.31 приведены скоростные разрезы земной коры восточной части Алеутской островной дуги.

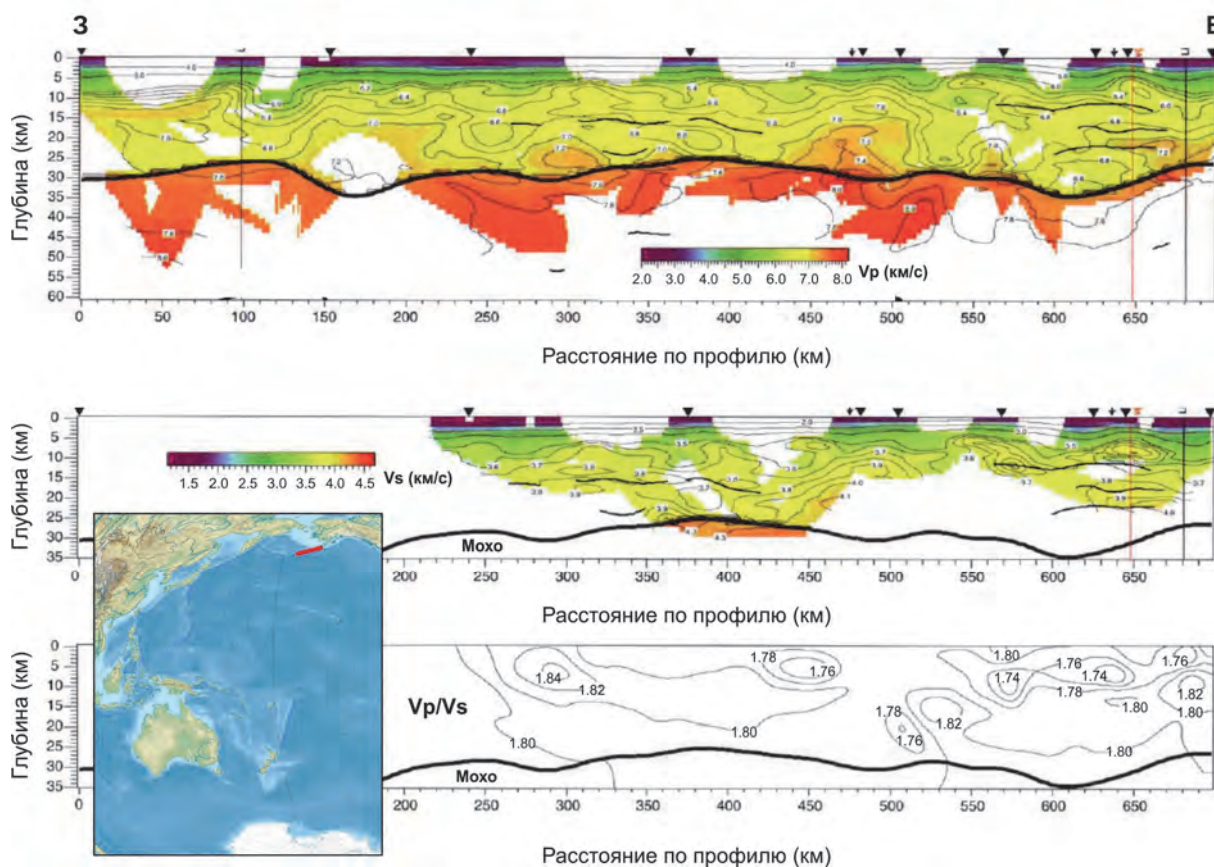


Рис. 2.31. Скоростные разрезы земной коры восточной части Алеутской островной дуги [Fliender et al., 1999]

Скоростная модель V_p земной коры Алеутской островной дуги демонстрирует практически континентальную по мощности земную кору (около 30 км). В целом земная кора отличается от стандартной коры континентов более высокими значениями скоростей V_p – 6.7 км/с против обычных для континентальной коры 6.45 ± 0.23 км/с. Восточная часть разреза по значениям V_p/V_s отчетливо делится на верхнюю и нижнюю кору с типичными значениями для верхней коры 1.74–1.78 (σ 0.25–0.27) и 1.80–1.82 (σ 0.28) – для нижней.

Таким образом, авторы исследования полагают, что эти данные свидетельствуют о преимущественно мафическом составе земной коры дуги, состоящей в основном из метабазальтов, диорита и диабаз в верхней коре и гранат-гранулита или амфиболит-горнблендита в нижней коре.

2.2.4. Антарктида

На рис. 2.32 приведены скоростные разрезы земной коры через рифтовую систему Западной Антарктики в море Росса.

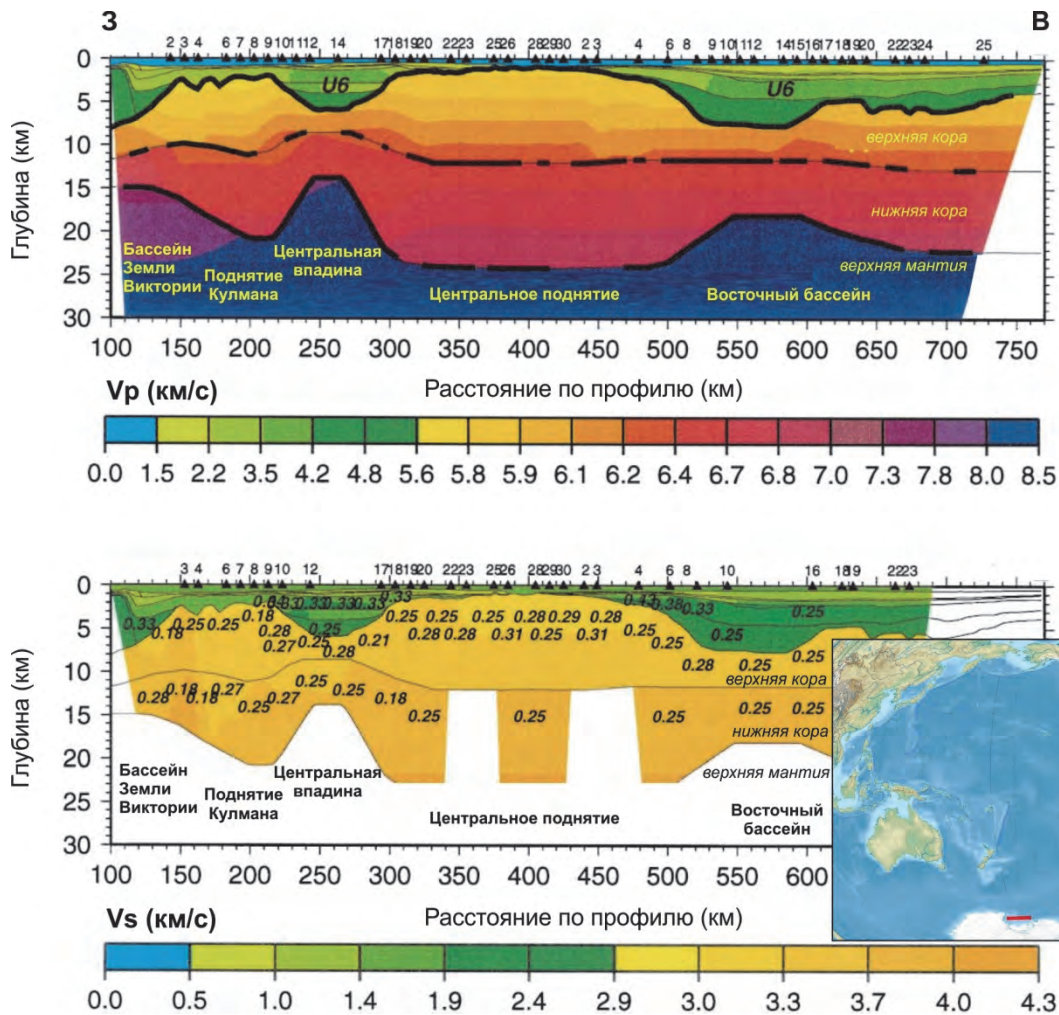


Рис. 2.32. Скоростные разрезы земной коры через рифтовую систему Западной Антарктики в море Росса [Trey et al., 1999]

Цифры на нижнем разрезе – σ (коэффициент Пуассона)

В результате многоволновых сейсмических исследований с использованием донных станций было установлено, что три основных осадочных бассейна: бассейн Земли Виктории, Центральная впадина и Восточный бассейн – подстилаются растянутой корой и сопровождаются подъемами мантии (минимальная глубина залегания границы М около 16 км). Под соседними поднятиями Мохо углубляется и до 21–24 км. Слои коры имеют скорости Р-волн в диапазоне от 5.8 до 7.0 км/с и скорости S-волн от 3.6 до 4.2 км/с. На многочисленных сейсмограммах наблюдается четкое отражение (PiP) от границы внутри земной коры между верхней и нижней корой на глубине около 10–12 км. Коэффициенты Пуассона варьируются в широких пределах в зависимости от региона в верхней и нижней коре σ от 0.18 ($V_p/V_s - 1.60$) до 0.28 ($V_p/V_s - 1.81$), в осадочных бассейнах значения σ существенно выше и достигают 0.38–0.43 ($V_p/V_s - 2.27-2.85$).

3. Оценка значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре Арктической зоны, северо-востока России и прилегающих акваторий

При глубинных сейсмических исследованиях на опорных геолого-геофизических профилях Государственной сети, выполняемых в последние десятилетия по заказу МПР России и Роснедра, все шире используются возможности многоволновых наблюдений. В период с 1995 г. по настоящее время такие исследования были выполнены как на акваториях Баренцево-Карского, Восточно-Сибирского и Охотоморского регионов, так и в пределах континентальной части Арктической зоны и северо-востока России (рис. 3.1).

В состав комплекса сейсмических исследований на акваториях входили наблюдения по системам ГСЗ с донными станциями, с 3- и 4-компонентной регистрацией волнового поля. При наземных наблюдениях поперечные и обменные волны регистрировались как на 3-компонентных, так и на вертикальных сейсмоприемниках. В результате этих работ были получены материалы, убедительно показывающие наличие значительного количества регулярных волн непродольного типа. Обработка и интерпретация таких волн совместно с продольными выполнялась сначала в опытном порядке по фрагментам отдельных профилей, а в последующие годы стала неотъемлемой частью глубинных сейсмических исследований на опорных геолого-геофизических профилях Государственной сети.

Основная информация о методике работ ГСЗ, которая применялась на морских опорных геолого-геофизических профилях, приведена в таблице 3.1.

Источники сейсмических колебаний.

Для возбуждения колебаний использовались одиночные пневмоисточники (ПИ) большой мощности типа СИН (СИН-6, СИН-80, СИН-100) с объемом камер 80 и 120 л. Рабочее давление – 120–140 атм. Глубина буксировки ПИ составляла в основном 30–37 м; при глубинах моря до 50 м она уменьшалась до 20 м.

Интервал между возбуждениями практически на всех опорных профилях был равен 120 с, что при скорости движения судна 4 узла обеспечивало в плане интервал между пунктами взрыва в 250 м; на профиле Арктика-2012 он был увеличен до 150 с (312 м – в плане). Увеличение временного интервала между возбуждениями имело целью увеличение расстояния от источника, где прямая водная волна от предыдущего возбуждения накладывается на очередную сейсмическую запись. Благодаря этому появилась возможность проследить преломленную волну от границы Мохо в первых вступлениях вне зоны интерференции ее с водной волной на удалении источник-приемник до 220 км.

Одиночный мощный пневмоизлучатель типа СИН обеспечивал возбуждение сейсмических волн в полосе частот 6–10 Гц, которые уверенно регистрировались на удалении от источника до 150–200 км (иногда до удалений 300–400 км), что позволяло проследить отраженные и преломленные волны от границ в осадочном чехле и консолидированной коре, включая ее подошву (границу Мохо), а в отдельных случаях – отраженные волны от границ внутри верхней мантии.

Приемные устройства.

Прием и регистрация сейсмических колебаний при морских работах ГСЗ на опорных профилях осуществлялись автономными донными сейсмическими станциями (АДСС).

В 1995 г., в первый год выполнения наблюдений ГСЗ на опорном профиле 1-АР в его южной части, когда работы носили опытно-методический характер, использовались донные станции разных конструкций (см. табл. 3.1). Станции отличались прежде всего по типу регистрации: аналоговые – ДС-3к (ИО РАН), Лавна («Техморгео») и цифровые – Граница-3к («Севморгео»), а также по количеству компонент регистрации: от минимальной однокомпонентной (вертикальная компонента вектора смещения Z – станция Лавна) до максимальной 4-компонентной (три компонента вектора смещения X , Y , Z и одна компонента всестороннего сжатия H – станции ДС-3к, Граница-3к).

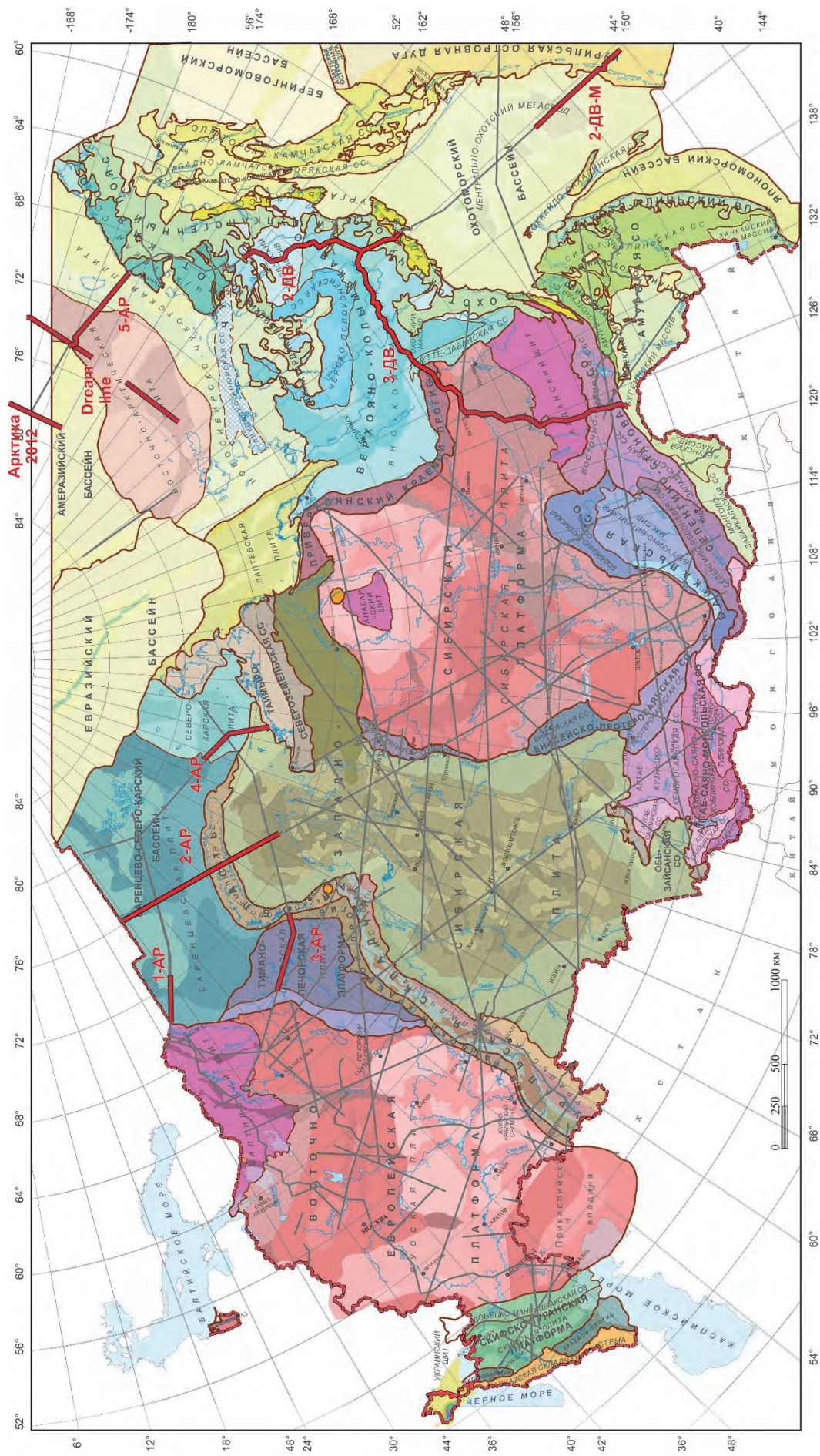


Рис. 3.1. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей на схеме геолого-структурного районирования территории России (С. И. Стрельников, 2009, с упрощениями). Красным цветом показаны фрагменты профилей в пределах Арктической зоны, северо-востока России и прилегающих акваторий, на которых, по данным многоволновых сейсмических исследований, выполнены оценки значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре

Таблица 3.1

Методика морских полевых работ ГСЗ

Основные параметры методики работ	Профили							
	1-АР	2-АР	3-АР	4-АР	5-АР	Dream-Line	Арктика-2012	2ДВ-М
Протяженность профиля, км	<i>море/суша</i> 1330/110	935	<i>море/суша</i> 2400/200	1370	<i>море/суша</i> 550/220	925	740	<i>море/суша</i> 1700/50
Тип источника	СИН-100, СИН-80, СИН-6	СИН-100, СИН-6	СИН-6	СИН-6	СИН-6	СИН-6, СИН-6М	СИН-6	СИН-6, СИН-6М
Объем камеры, л	80, 120	80, 120	120	120	80, 120	80, 120	120	80, 120
Интервал возбуждения, м	250	250	250	250	250	250	312	250
Регистрирующая аппаратура	ДС-3к, Лавна, Граница-3к, Δ-Аква	Граница-3к, Δ-Аква	Граница-3к, АДСР, АДСР-М	Граница-3к, АДСР, АДСР-М	Граница-3к, АДСР, АДСР-М	Граница-3к, АДСР, АДСР-М	Граница-3к, АДСР, АДСР-М	Граница-3к, АДСР, АДСР-М
Интервал между станциями, км	5-20	2.5-10	10-20	10-20	10	10	10-20	10-12
Регистрируемые компоненты	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н	Х, Y, Z, Н
Длина годографа, км	150-280	140-250	160-320	110-340	210-400	200-250	180-340	130-290

В последующие годы все работы ГСЗ выполнялись только с цифровыми станциями: в 1998 г. – с 3-компонентной регистрацией (Δ-Аква «Техморгео») и 4-компонентной регистрацией (Граница-3к «Севморгео»), а с 2000 г. – только с цифровыми 4-компонентными донными станциями разработки «Севморгео».

Начиная с профиля 2-АР (с 2001 г.), при выполнении морских работ ГСЗ на опорных профилях использовались два основных типа донных сейсмических станций: буйковые станции (АДСР) и самовсплывающие станции (АДСР-М). Буйковые станции использовались при глубинах моря до 150 м; самовсплывающие – на глубоководных участках и акватории с перемещающимися ледовыми полями.

Системы наблюдений.

Морские работы ГСЗ на опорных профилях выполнялись по обращенной системе наблюдений продольного профилирования (2D). Основные параметры систем наблюдений приведены в табл. 3.1. Как можно видеть из приведенных в таблице данных, на морских профилях были реализованы достаточно детальные системы наблюдений. Для увязки материалов морских исследований с сухопутными и построения согласованной модели в области перехода суша – море были выполнены специальные наблюдения на увязочных участках профилей с перекрестными возбуждением и приемом колебаний на море и суше.

Обработка материалов ГСЗ.

Основной целью обработки сейсмических данных ГСЗ являлось получение сейсмограмм с записями преломленных (рефрагированных и головных) и отраженных (в докритическом и закритическом интервалах прослеживания) волн от границ в земной коре и верхней мантии, максимально очищенных от помех. Продольные, поперечные и обменные волны в силу их различной поляризации имеют разную выразительность на записях гидрофонов, вертикальных и горизонтальных компонент. После преобразования записей донных регистраторов в сейсмограммы общей точки приема, ввода необходимых технологических поправок и описания геометрии обработка Н- и Z-компонент выполнялась с целью выделения продольных волн, а обработка Х- и Y-компонент – с целью выделения поперечных и обменных волн.

На ряде профилей (5-АР, Dream-Line, Арктика-2012) обработка записей горизонтальных компонент помимо процедур, направленных на ослабление нерегулярных волн-помех, применяемых и для продольных волн, дополнительно включала: 1 – преобразование записей, произвольно ориентированных компонент (Х и Y), в записи следящих компонент и/или компонент заданной ориентации (R – радиальной и T – трансверсальной); 2 – подчеркивание поперечных и обменных волн за счет подавления продольных волн. При этом широко применялись процедуры веерной, адаптивной, когерентной, f_k-фильтрации и вычитания волн с заданными кажущимися скоростями [Поперечные и обменные ... , 2019].

Для построения скоростных разрезов земной коры и верхней мантии по профилям ГСЗ использовались разные подходы: 1 – решение обратной кинематической задачи по годографам преломленных (головных) и отраженных волн; 2 – сейсмическая томография по годографам первых волн; 3 – лучевое моделирование на основе решения прямой задачи с использованием преломленных (рефрагированных, головных) и отраженных волн.

В настоящее время основным подходом к построению скоростных моделей среды по материалам ГСЗ является метод математического лучевого моделирования волнового поля. В этом методе параметры модели (геометрия границ и скорости) подбираются таким образом, чтобы расхождения между временами прихода волн, рассчитанными для заданной модели на основе решения прямой задачи, и наблюдаемыми временами были минимальными.

При интерпретации материалов ГСЗ на опорных профилях использовались два основных пакета программ лучевого моделирования: Seis83 и SeisWide. В пакете Seis83 рассчитанные и наблюдаемые времена сопоставлялись на уровне годографов, т. е. рассчитанные годографы накладывались на наблюдаемые в соответствующей редукции. В

пакете SeisWide рассчитанные от моделей годографы накладывались на сейсмограммы, представленные в соответствующей редукции.

Подбор скоростной модели осуществлялся для всех волн последовательно сверху вниз, а корректировка – «вручную» путем изменения скоростей, глубины и геометрии границ в области, освещаемой лучами с соответствующих пунктов возбуждения-приема. Процедура решения прямой задачи повторяется каждый раз после корректировки модели для всех пунктов наблюдения до достижения удовлетворительного совпадения расчетных и наблюдаемых времен для всех видов волн.

Сейсмический разрез земной коры по Р-волнам являлся основой для последующего построения методом лучевого моделирования комплексного сейсмического разреза по Р- и S-волнам. Анализ сейсмических записей 3-компонентных наблюдений показал, что волновые поля основных продольных и поперечных волн (прежде всего Pg, PmP и Sg, SmS) в целом подобны, и следовательно их возможно интерпретировать в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза. Для расчета теоретических годографов обменных и поперечных волн в качестве исходной принималась модель, построенная по продольным волнам. Подбор скоростей Vs поперечных волн выполнялся путем задания коэффициента Пуассона в каждом слое, при этом геометрия границ и скорости продольных волн зафиксированы. Корректировка значений Vs осуществлялась в интерактивном режиме до достижения удовлетворительного совпадения расчетных годографов преломленных и отраженных S-волн с наблюдаемыми волновыми полями на горизонтальных компонентах.

Ниже приводятся основные результаты исследований по оценке значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре Арктической зоны, северо-востока России и прилегающих акваторий.

3.1. Баренцево-Карский регион

3.1.1. Фрагмент профиля ГСЗ 1-АР

Комплексные глубинные сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ-ОГТ) и методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по профилю 1-АР (п-ов Рыбачий – архипелаг ЗФИ) в Баренцевом море были выполнены ГНПП «Севморгео» (Санкт-Петербург) в 1995–2000 гг. Соисполнители работ ИО РАН (Москва), ПГО Невскгеология (Санкт-Петербург), ГП «Техморгео» (Мурманск), НПО «Рудгеофизика» (Санкт-Петербург), трест «Севморнефтегеофизика» (Мурманск).

Это были первые морские комплексные наблюдения МОВ ОГТ и ГСЗ, выполненные в рамках Государственной программы по созданию сети опорных профилей, параметрических и сверхглубоких скважин [Сакулина и др., 1999; 2003; Sakoulina et al., 2000].

Общая протяженность профиля 1-АР 1440 км: 1330 км в море и 110 км на суше. Он опирается южным концом на разрез Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (г. Заполярный), а северным – на разрез опорно-параметрической скважины Хейса-1 на о. Хейса архипелага Земля Франца-Иосифа.

Профиль пересекает северную окраину Балтийского щита (Кольско-Канинскую моноклинали) и глубокие впадины Баренцева моря: северо-западную окраину Южно-Баренцевской впадины и Северо-Баренцевскую впадину. Мощность осадков увеличивается вдоль профиля от 0 до 12–15 км, и, как показали выполненные на профиле сейсмические исследования, строение фундамента и осадочного чехла этих впадин резко меняется вдоль профиля (рис. 3.2).

Задачей исследований ГСЗ на морской части профиля 1-АР было изучение строения земной коры и верхов мантии Баренцевоморских впадин, а также возможной истории их формирования.

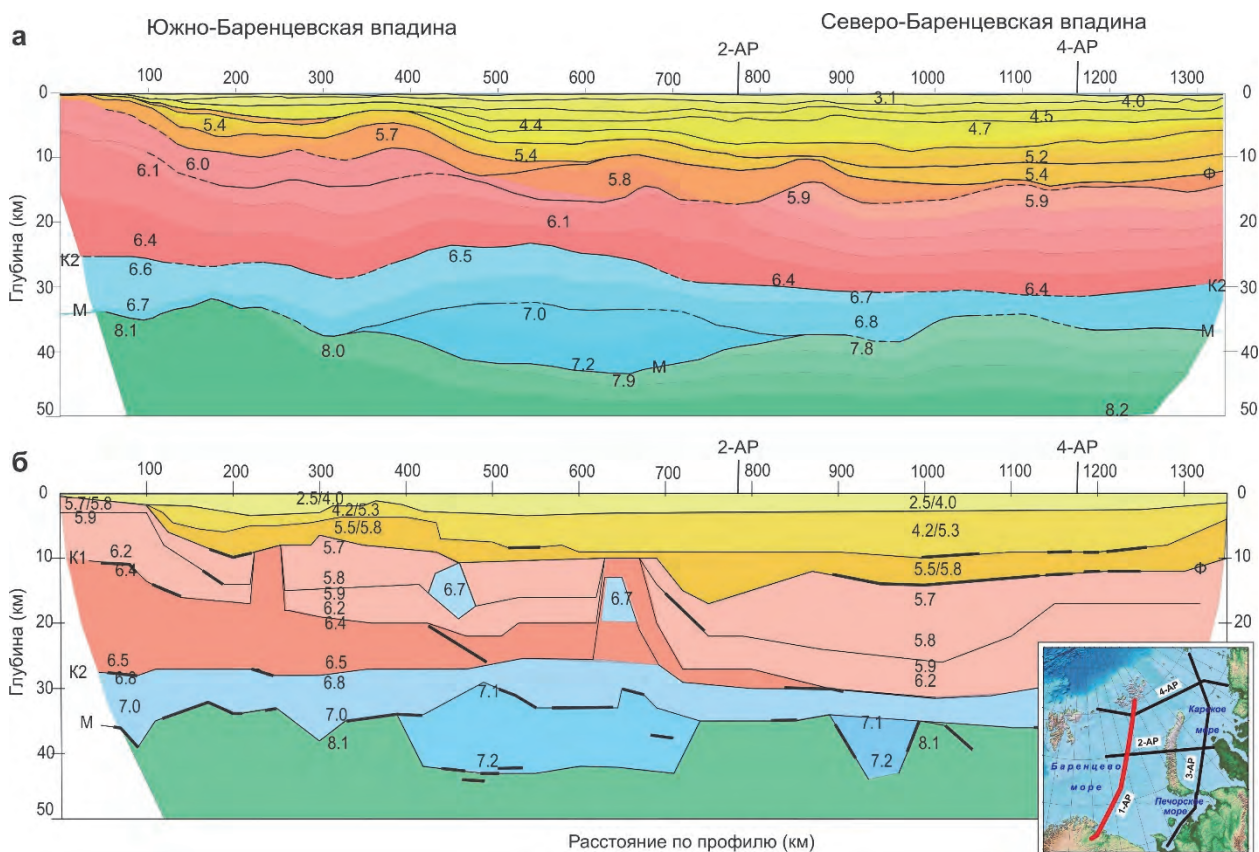


Рис. 3.2. Скоростные разрезы земной коры по профилю 1-АР, построенные методом лучевого моделирования: *а* – в Севморгео по программе SeisWide; *б* – в ИФЗ РАН по программе Seis83 [Сакулина и др., 2016а]

Цифрами на разрезах обозначены значения V_p , км/с; над разрезами показаны места пересечения с профилями 2-АР и 4-АР; обозначения границ: Ф – подошва осадочного чехла, К₁, К₂ – внутрикоровые границы (К₂ соответствует кровле нижней коры), М – подошва земной коры (граница Мохоровичича)

Первая полная обработка материалов ГСЗ по профилю 1-АР от обработки сейсмических записей до построения разрезов земной коры с использованием различных методов решения обратной кинематической задачи была проведена в Севморгео. Эти результаты были частично опубликованы [Верба и др., 2001; Сакулина и др., 2003; Матвеев и др., 2005; Ivanova et al., 2006]. Позднее выполнена повторная обработка данных ГСЗ, включающая построение скоростного разреза на основе решения прямой задачи методом лучевого моделирования для продольных волн, а для южной части профиля – поперечных (обменных) волн [Сакулина и др., 2016а].

Многокомпонентная обработка материалов по профилю 1-АР была выполнена во ВСЕГЕИ для самого южного 300-километрового участка профиля. Примеры записей поперечных волн на этом участке приведены на рис. 3.3. На них видно, что наиболее выразительными поперечными волнами являются аналоги опорных продольных волн PmP, регистрируемые преимущественно на горизонтальных компонентах – SmS. Но надежность выделения на сейсмограммах поперечных волн существенно ниже, чем продольных. При визуализации горизонтальных компонент сейсмической записи в соответствующих редуциях поперечные аналоги продольных волн выделяются примерно в 30 % случаев.

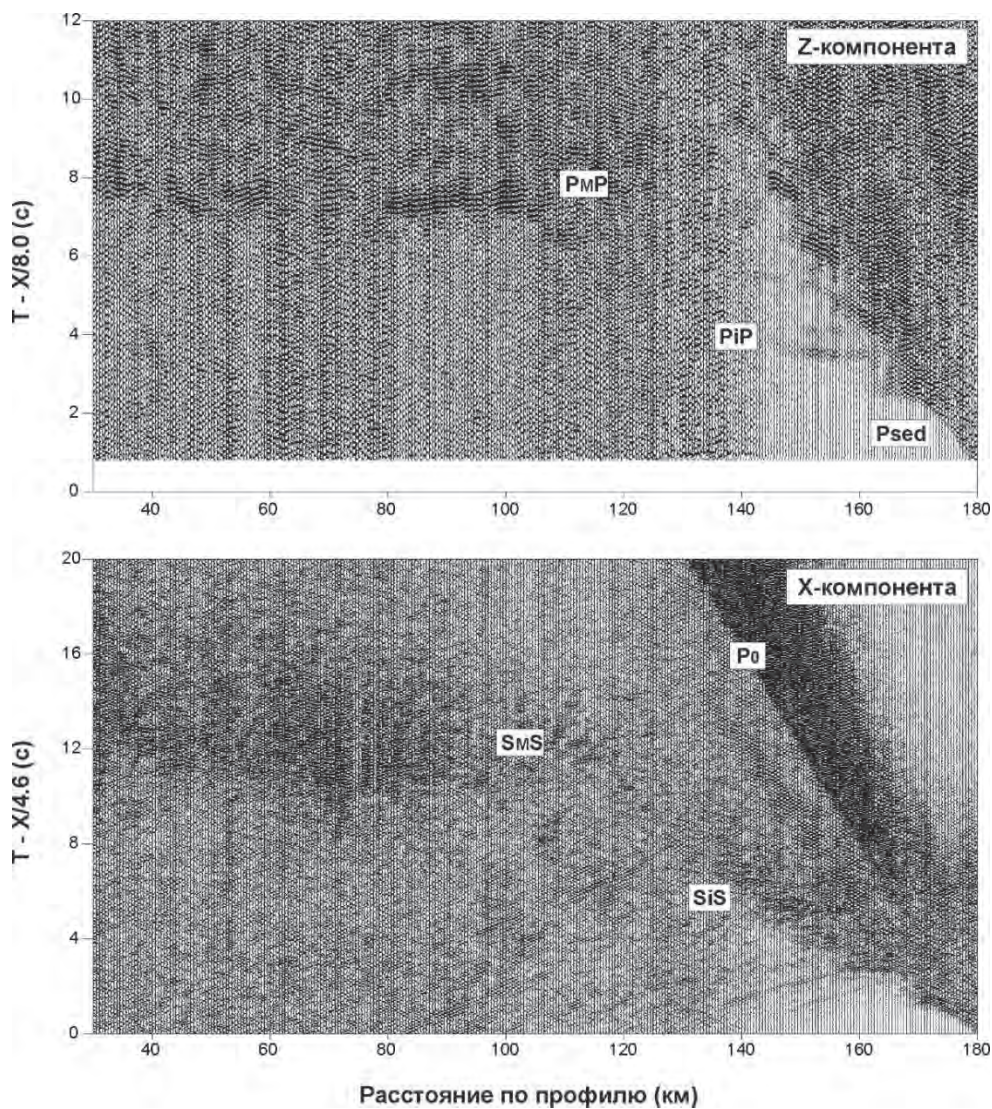


Рис. 3.3. Монтажи сейсмограмм с записями продольных и поперечных волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (X) компонентах (профиль ГСЗ 1-AP)

P_0 – прямая волна в водном слое; P_{sed} – продольная рефрагированная волна в осадках; PiP , SiS – отраженные продольные и поперечные волны от внутрикоревой границы; PMP , SMS – отраженные продольные и поперечные волны от границы М

Поскольку волновые поля P- и S- волн в целом подобны, они интерпретировались в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза. Сначала строился разрез по продольным волнам (V_p), затем в той же геометрии подбирался разрез по поперечным волнам (V_s). Результаты такой обработки представлены на рис. 3.4. Нижняя кора характеризуется мощностью порядка 10 км и скоростями $V_p = 6.8–7.1$ км/с, Мощность средней коры меняется значительно на этом участке профиля: от 7 до 17 км. Скорости в средней коре $V_p = 6.4–6.6$ км/с, $V_p/V_s = 1.73–1.78$ ($\sigma = 0.25–0.27$). Верхняя кора характеризуется скоростями P-волн 6.0–6.3 км/с, $V_p/V_s = 1.73–1.75$ ($\sigma = 0.25–0.26$), мощностью от одного до 10 км, с погружением кровли практически с поверхности в прибрежной части до глубины 12 км на конце фрагмента профиля. На 220–240 км профиля верхняя кора осложнена внедрением высокоскоростного тела из средней коры.

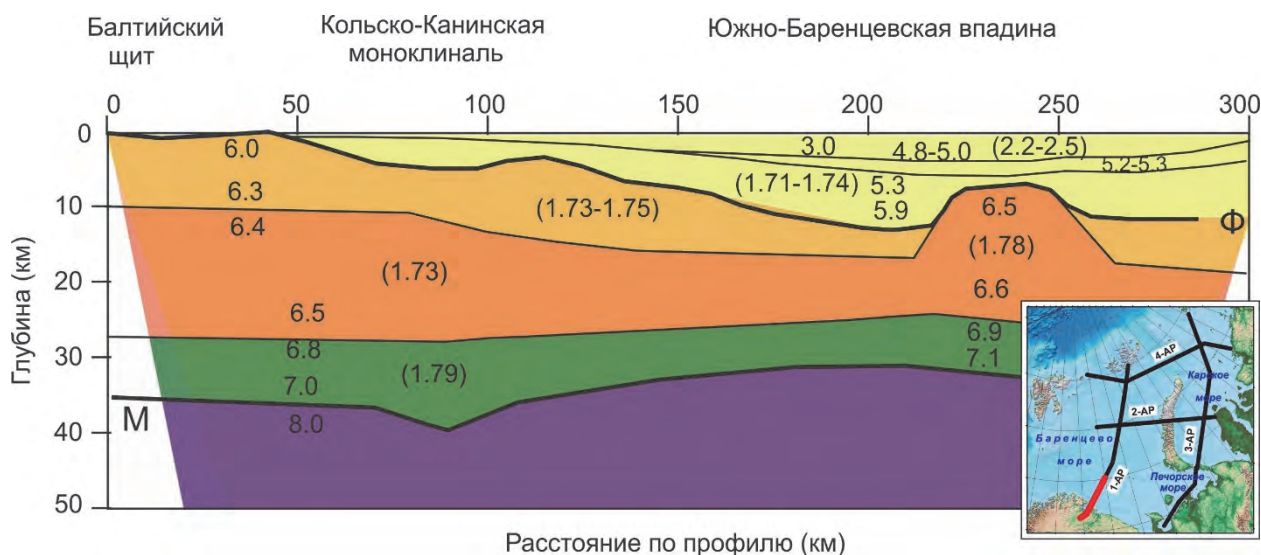


Рис. 3.4. Скоростной разрез по продольным и поперечным волнам для южной части профиля 1-AP

На разрезе приведены значения скорости продольных волн, км/с; отношения скоростей продольных и поперечных волн (в скобках). Утолщенными линиями показаны поверхность фундамента (Ф) и граница М

Мощный осадочный чехол представлен несколькими слоями со скоростями V_p от 3.0 до 5.3–(5.9?) км/с, $V_p/V_s = 2.2–2.5$ ($\sigma = 0.37–0.40$) и увеличивающейся мощностью при удалении от границы суша – море. Полученные результаты по обработке поля поперечных волн профиля 1-AP хорошо согласуются с данными определения соотношения скоростей P- и S-волн для соседнего Балтийского щита [Janik et al., 2007]. Это является важным результатом данных работ, подтверждающим континентальный тип земной коры этой шельфовой зоны Евразии

3.1.2. Профиль ГСЗ 2-AP

Сейсмические наблюдения ГСЗ по опорному профилю 2-AP (п-ов Ямал – о. Новая Земля – центральная часть Баренцева моря) были выполнены в 2000–2002 гг. Протяженность профиля составляет 935 км. Профиль состоит из трех отрезков: I – Баренцевоморский (480 км), II – Карский (340 км), III – Новоземельский (150 км с учетом перекрытия).

АДСС были установлены в 100 точках с интервалом между ними 2.5–10 км, преимущественно – 10 км; уменьшение шага относится к зоне перехода суша – море на Новоземельском участке. Сейсмические записи полезных волн зарегистрированы при максимальных удалениях источник-приемник, в основном до 150–180 км, иногда до 250–320 км.

Обработка данных ГСЗ по профилю 2-AP была выполнена в ФГУ НПП «Севморгео» в 2003–2004 гг. Результаты обработки данных ГСЗ были представлены в виде следующих скоростных разрезов:

- глубинный скоростной разрез, построенный в рамках толсто-слоистой модели среды на основе решения обратной кинематической задачи по годографам преломленных (головных) и отраженных волн в СКО «Граница»;

- скоростной разрез, построенный в рамках модели с двумерным непрерывным распределением скорости методом сейсмической томографии по годографам первых волн в пакете XТomo.

Скоростные модели V_p по профилю 2-AP были опубликованы в 2003–2009 гг. [Сакулина и др., 2003; Матвеев и др., 2005; Ivanova et al., 2006; Roslov et al., 2009; и др.]. В последующие годы в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» по созданию Тектонической карты Арктики материалы по профилю ГСЗ 2-AP были переобработаны с проверкой скоростной модели решением прямой задачи.

Основным подходом к построению скоростной модели среды являлся метод лучевого моделирования. Построение скоростной модели выполнялось в программе SeisWide (рассчитанные годографы сравнивались с волновыми полями зондирований). Поперечные аналоги основных опорных волн P_g и P_mP наблюдались примерно на 25–30 % записей горизонтальных компонент, представленных в соответствующей редукции после низкочастотной полосовой фильтрации (рис. 3.5 и 3.6). Учитывая подобие волновых полей P- и S-волн для построения скоростной модели V_s , использовалась геометрия скоростной модели V_p , а значения скоростей поперечных волн корректировались в процессе решения прямой задачи.

Итоговая скоростная модель по профилю ГСЗ 2-AP приведена на рис. 3.7. Как следует из рисунка, значения отношения V_p/V_s в осадках и кристаллической коре заметно отличаются. В осадочном чехле V_p/V_s составляет в среднем 1.80 ($\sigma = 0.28$), в отличие от значений 1.73 ($\sigma = 0.25$) в кристаллической коре. Однако из-за небольшого количества записей поперечных волн по сравнению с их продольными аналогами не удалось обоснованно проследить латеральные вариации значений V_p/V_s вдоль профиля.

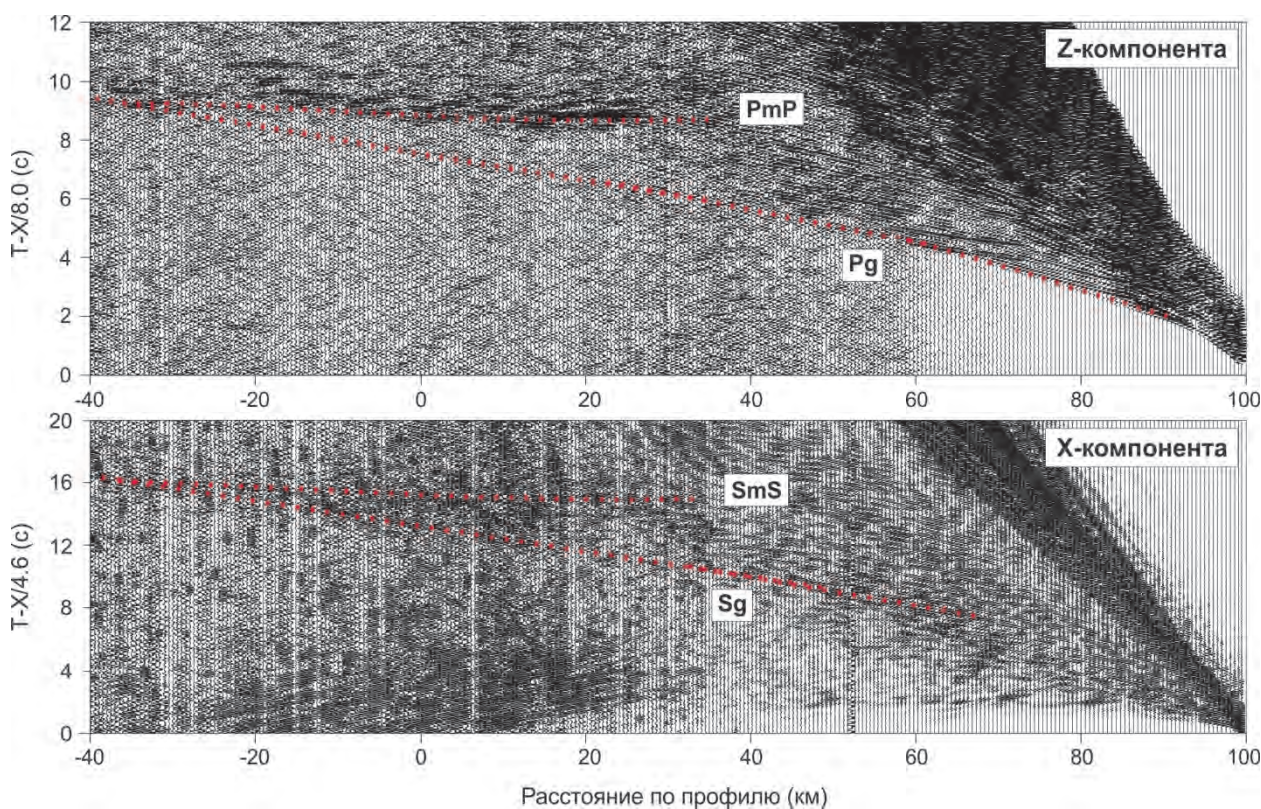


Рис. 3.5. Монтажи сейсмограмм с записями продольных и поперечных волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (X) компонентах (профиль ГСЗ 2-AP, Баренцево море)

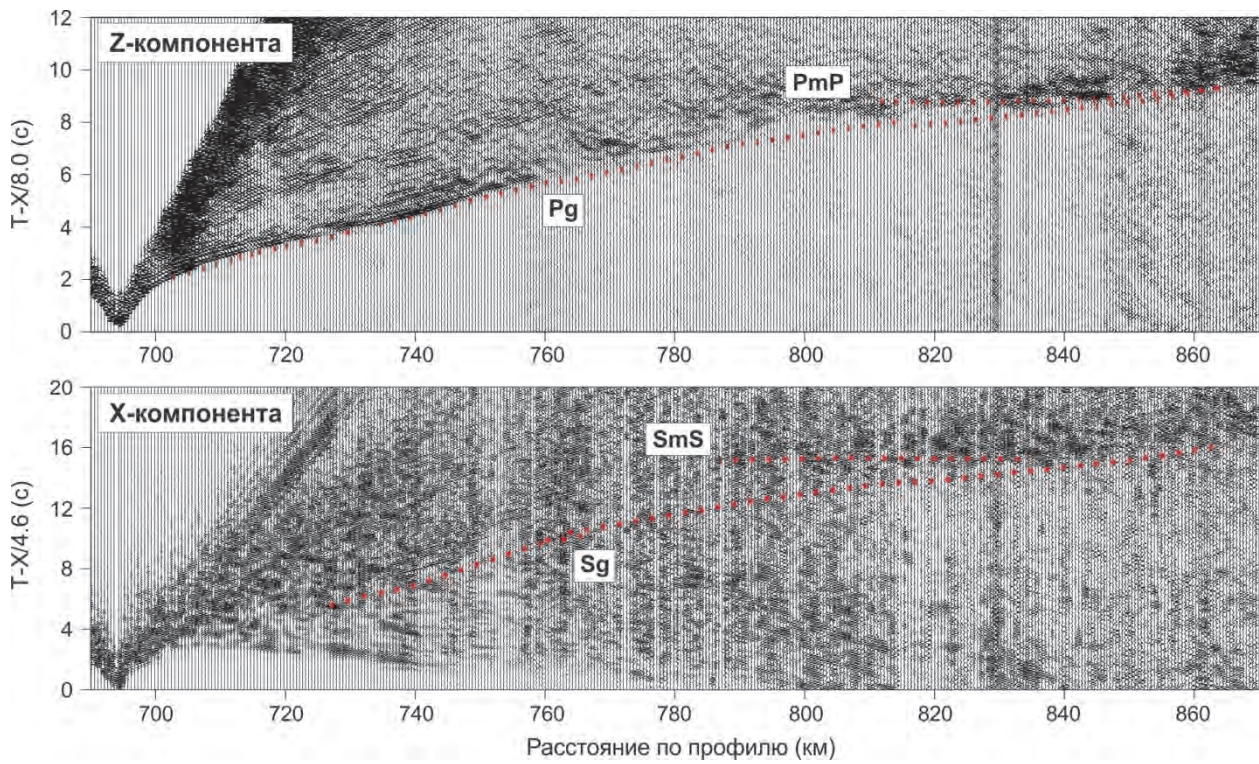


Рис. 3.6. Монтажи сейсмограмм с записями продольных и поперечных волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (X) компонентах (профиль ГСЗ 2-АР, Карское море)

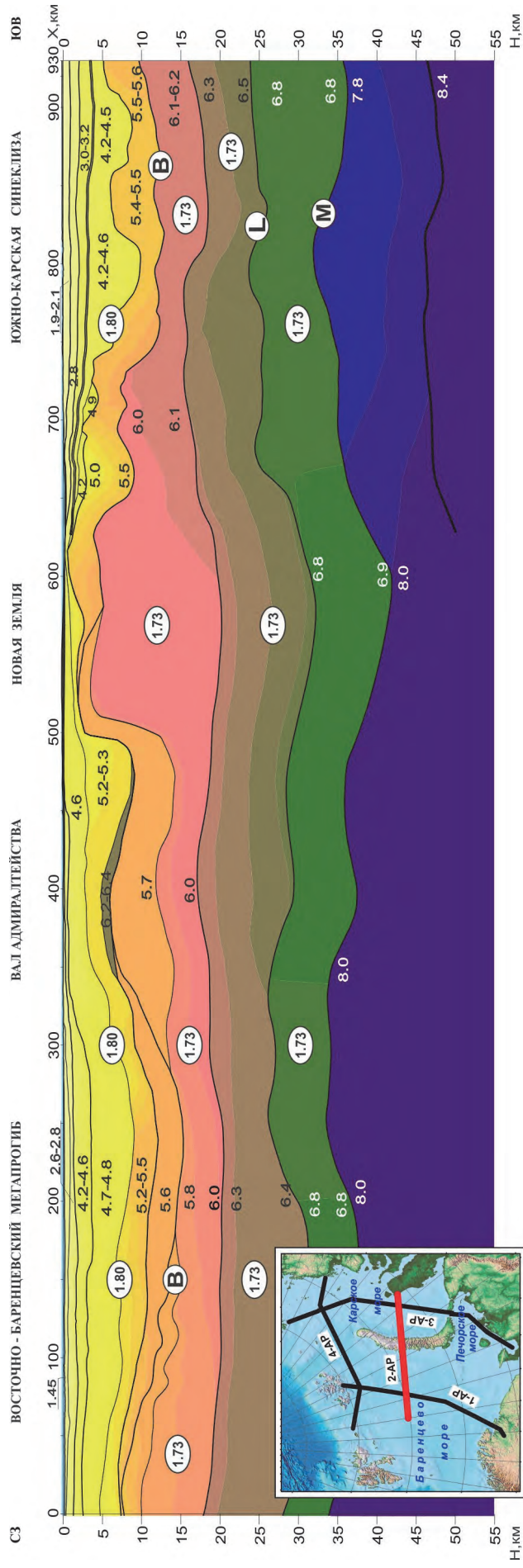


Рис. 3.7. Скоростной разрез земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ 2-АР

Цифры на разрезе – скорости V_p , км/с; цифры в эллипсах – отношение V_p/V_s ; обозначения границ: В – кровля кристаллической коры, L – граница между верхней и нижней корой, М – поверхность Мохоровичича (подошва земной коры)

3.1.3. Фрагмент профиля ГСЗ 3-АР

Опорный профиль 3-АР (Белое море – о. Пионер (архипелаг Северная Земля)) был отработан в 2003–2005 гг. Протяженность профиля составляет 2400 км на море и 200 км на суше.

АДСС были установлены в 99 точках с интервалом между ними 10–20 км, Сейсмические записи полезных волн зарегистрированы при максимальных удалениях источник-приемник, в основном до 160–180 км, иногда до 250–320 км.

Обработка данных ГСЗ по всему профилю 3-АР была выполнена в ФГУНПП «Севморгео». Результаты их обработки ГСЗ были представлены в виде следующих разрезов:

- глубинный скоростной разрез, построенный в рамках толсто-слоистой модели среды на основе решения обратной кинематической задачи по годографам преломленных (головных) и отраженных волн в СКО «Граница»;

- скоростной разрез, построенный в рамках модели с двумерным непрерывным распределением скорости методом сейсмической томографии по годографам первых волн в пакете ХТомо;

- динамический разрез, построенный по сейсмическим записям с использованием отраженной волны от границы Мохо, который был включен в сводный сейсмический разрез по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ.

Фрагмент профиля ГСЗ 3-АР был переобработан с проверкой скоростной модели решением прямой задачи в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» по созданию Тектонической карты Арктики (рис. 3.8).

Из представленного рисунка видно, что скорости в осадочном чехле варьируются от 2.0 км/с до 5.5–5.7 км/с. Максимальная мощность осадков составляет 12 км в центральной части Южно-Карской синеклизы. Осадочный чехол описан совокупностью градиентных слоев со скоростями от 1.9 км/с до 5.4–5.6 км/с.

В результате анализа волновых полей в консолидированной коре выделено три слоя, мощность которых изменяется по простирацию профиля. Верхний слой со скоростями 6.0–6.2 км/с уверенно прослеживается в бортах Южно-Карской синеклизы (1300–1500 км и 1720–1980 км). Мощность слоя составляет 5–10 км. Северо-Сибирский порог характеризуется значительным увеличением мощности (до 10–15 км) и уменьшением скорости в данном слое.

Средний и нижний слои со скоростями 6.3–6.4 км/с и 6.7–6.8 км/с соответственно характеризуются постоянством мощностей и выделяются преимущественно по отраженным волнам на сейсмических записях. Внутрикоровая граница с $V_T = 6.7–6.8$ км/с залегает на глубине 25–30 км, в пределах Южно-Карской синеклизы отмечается подъем границы до глубин 22–24 км. Средняя мощность нижней коры составляет 8–12 км. По своей форме кровля нижней коры почти в точности повторяет геометрию границы верхней мантии. Подошву нижней коры характеризует граница Мохоровичича (М) с граничными скоростями около 7.9–8.0 км/с. Следует отметить, что граница М слабо выражена в поле преломленных волн, и ее положение в разрезе более достоверно устанавливается по отражениям от границы М в области критического угла.

Общая мощность коры (глубина до границы Мохо) в южной части профиля составляет около 38 км, постепенно уменьшаясь в центральной (Южно-Карская синеклиза) до 35 км и снова увеличиваясь до 38–40 км в северных частях.

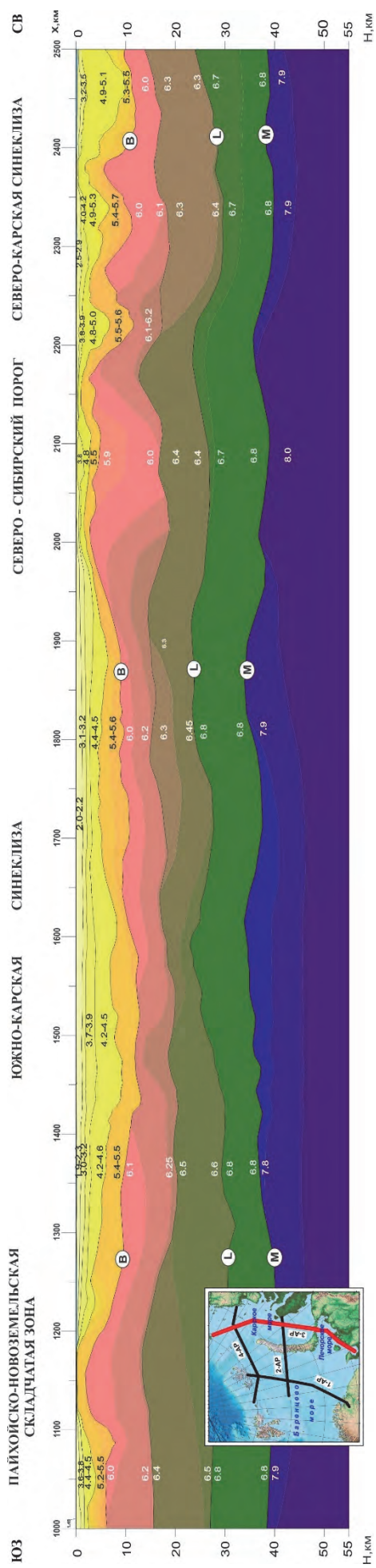


Рис. 3.8. Скоростной разрез V_p земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ 3-АР

Цифры на разрезе – скорости V_p , км/с; обозначения границ те же, что на рис. 3.7

В 2007–2009 гг. по фрагменту профиля 3-АР (на Печорском отрезке профиля (600–1150 км)) была выполнена многоволновая обработка и переинтерпретация материалов ГСЗ (рис. 3.9).

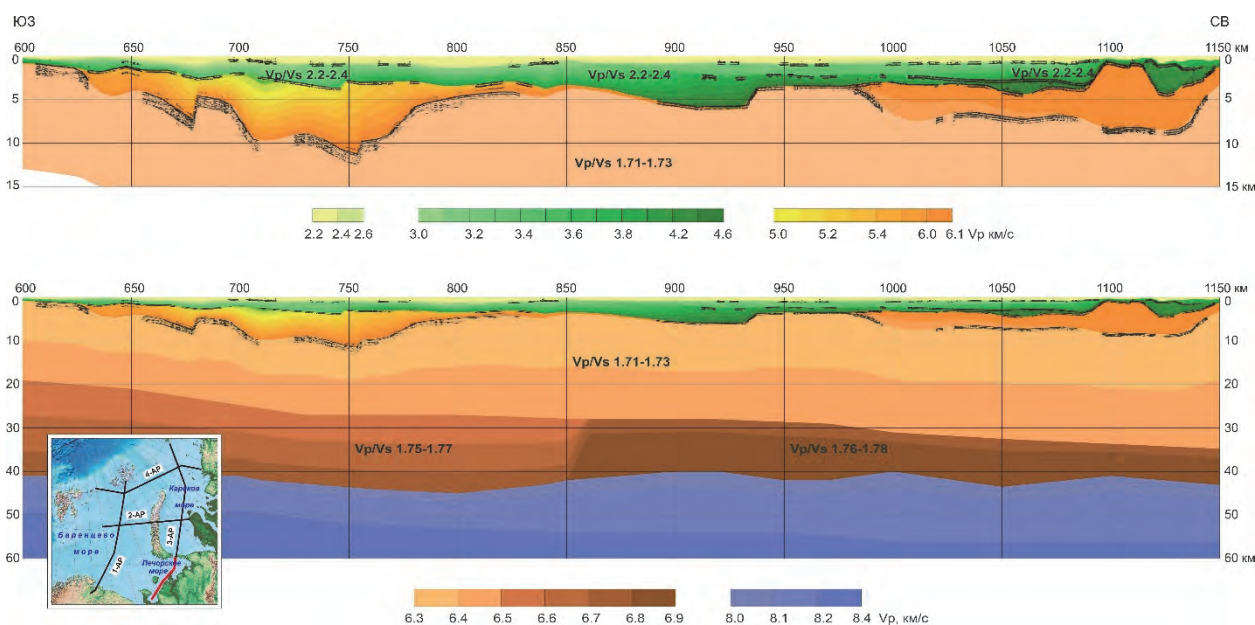


Рис. 3.9. Скоростная модель по фрагменту профиля 3-АР (Печорское море)

Средняя мощность земной коры на этом участке порядка 40–42 км. Погружение границы Мохо до 44–45 км наблюдается на 750–850 км, а также небольшие вариации глубин с амплитудой до 2 км в районе 970, 1050 км. Скорости по границе М составляют по продольным волнам 8.0 км/с, по поперечным – 4.6 км/с. Нижняя кора характеризуется скоростями $V_p = 6.70–6.85$ км/с, $V_s = 3.73–3.88$ км/с. Мощность этой части коры меняется с 20 км на юго-западе фрагмента до 10 км на северо-восточном фланге с погружением верхнего ограничителя с глубины 18 км до 35 км. Более высокие значения скоростей упругих волн отмечаются именно в северо-восточной, погруженной части нижней коры. Средняя кора с градиентным нарастанием скорости $V_p = 6.30–6.45$ км/с, $V_s = 3.64–3.68$ км/с увеличивается по мощности почти в 2 раза – с 15 до 30 км – в направлении с юго-запада на северо-восток. Верхняя кора имеет резко меняющуюся мощность от нуля до 8 км. Отмечается две области ее развития, расположенные в краевых частях фрагмента, с практически полным отсутствием в центральной части. Левая, юго-западная, часть характеризуется более низкими скоростями с градиентным нарастанием $V_p = 4.9–6.1$ км/с, $V_s = 2.84–3.54$ км/с, правая, северо-восточная, часть более высокими скоростями, но меньшим градиентом – $V_p = 6.1–6.2$ км/с и $V_s = 3.55–3.60$ км/с. Подошва и кровля верхней коры отмечаются выразительными динамическими элементами волнового поля по результатам миграции преломленных и рефрагированных волн. Осадочный чехол в области фрагмента профиля 3-АР имеет мощность от 1 до 6 км с увеличением мощности в центре фрагмента. Выделяется несколько слоев с достаточно резкими границами, отмечающимися динамическими элементами волнового поля. Скорости по верхней части осадочного чехла $V_p = 1.8–2.4$ км/с, $V_s = 0.8–1.0$ км/с, по нижней части чехла $V_p = 3.0–4.0$ до 4.5 км/с и $V_s = 1.4–2.1$ км/с.

Таким образом, по фрагменту профиля 3-АР мощность земной коры в целом остается примерно постоянной. Нижняя кора утоняется почти вдвое в направлении с юго-запада на северо-восток, средняя кора в этом же направлении увеличивается по мощности. Скорости в нижней коре по продольным волнам не превышают 6.85 км/с. Значения отношения скоростей V_p/V_s в кристаллической коре являются типичными для континентальной коры.

3.1.4. Фрагмент профиля ГСЗ 4-АР

Профиль 4-АР (п-ов Таймыр – Земля Франца-Иосифа) пересекает Северо-Баренцевскую и Северо-Карскую впадины, а также северное окончание Новоземельского поднятия; общая протяженность профиля 1370 км. Работы были проведены в 2005–2006 гг. [Матвеев и др., 2005; Сакулина и др., 2009].

Донные станции, расставленные вдоль профиля с интервалом 10–20 км, обеспечили регистрацию полезных волн на расстояниях от источника до 250–300 км и глубинность исследований до 40–50 км.

Основная обработка материалов по профилю 4-АР была проведена в Севморгео, детализация скоростного разреза по продольным волнам на основе лучевого моделирования с использованием программы Seis-83 была выполнена в ИФЗ РАН; обработка поля поперечных волн для восточной части профиля – во ВСЕГЕИ. Основные результаты этих исследований опубликованы [Сакулина и др., 2015] и приведены на рис. 3.10–3.12.

Многокомпонентная обработка на профиле 4-АР выполнена для восточного 600-километрового участка профиля (ПК 900–1500 км). Пример записи поперечных волн в этой части профиля приведен на рис. 3.11. На нем видно, насколько невыразительным является волновое поле в области регистрации поперечных волн. Однако основные волны, необходимые для построения скоростного разреза и определения соотношения скоростей Р- и S-волн, аналоги опорных продольных волн P_g и P_{mP}, удалось выделить на горизонтальных компонентах – S_g, S_{mS}.

Результаты построений для восточного 600-километрового фрагмента профиля 4-АР, выполненных в пакете программы SeisWide, приведены на рис. 3.12.

Полученные по профилю 4-АР соотношения V_p/V_s достаточно стабильны, они постепенно увеличиваются с глубиной от средних 1.70–1.72 ($\sigma = 0.24$) в верхней части консолидированной коры до 1.74–1.76 ($\sigma = 0.25–0.26$) в ее низах, что характерно для континентальной земной коры.

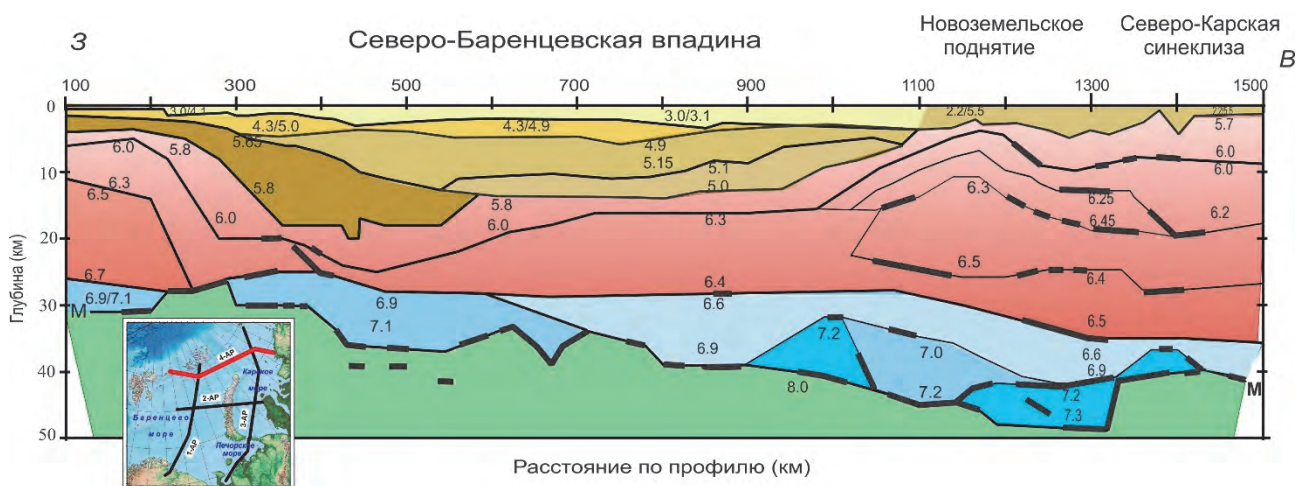


Рис. 3.10. Скоростная модель V_p по профилю ГСЗ 4-АР (программа Seis-83) [Сакулина и др., 2015]

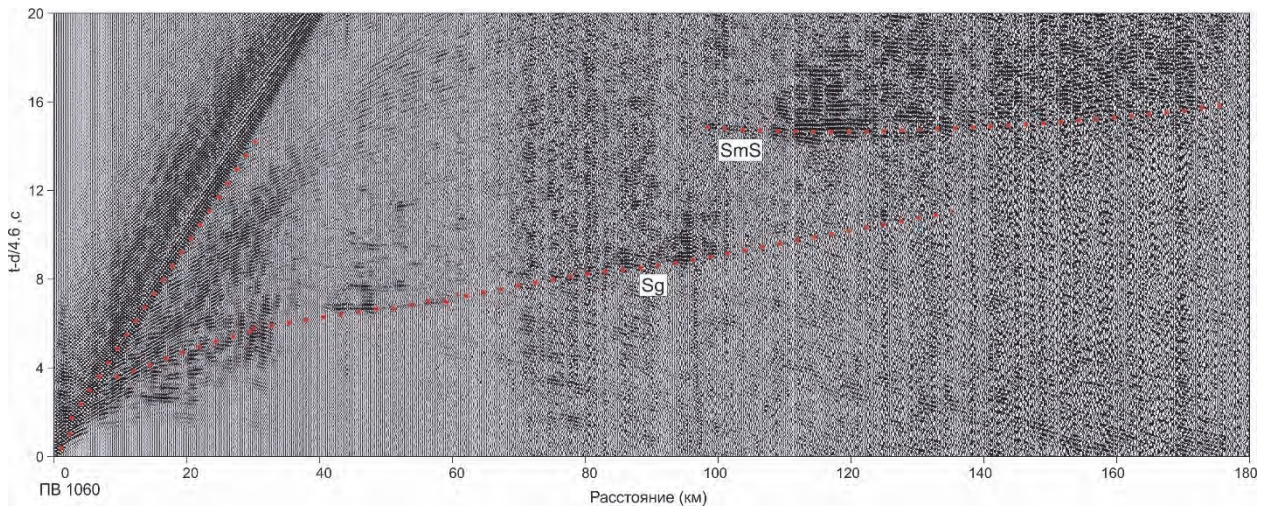


Рис. 3.11. Монтаж сейсмограмм с записью поперечных волн на ПК 1060 по профилю ГСЗ 4-АР [Сакулина и др., 2015]

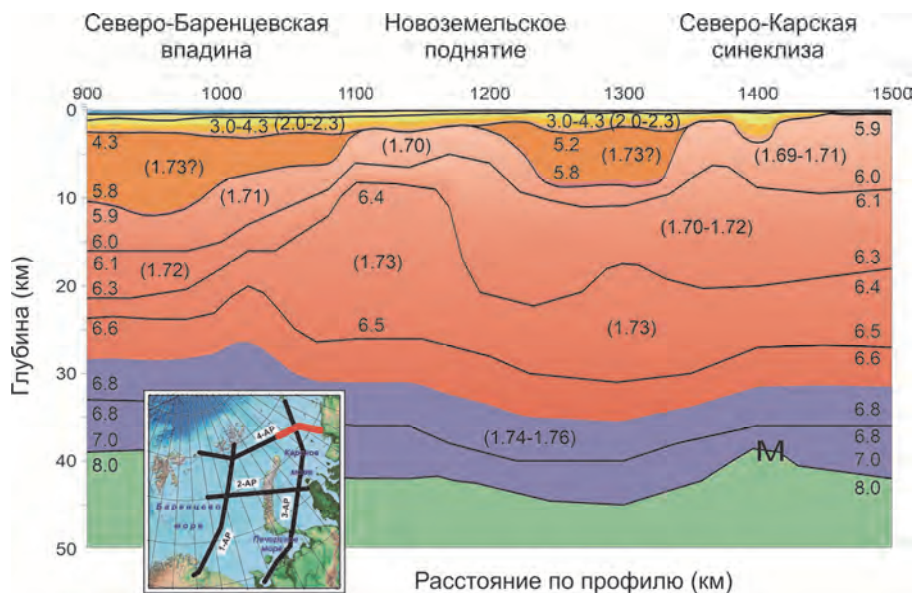


Рис. 3.12. Фрагмент скоростной модели по профилю ГСЗ 4-АР. На разрезе приведены значения скорости продольных волн, км/с; отношения скоростей продольных и поперечных волн (в скобках) [Сакулина и др., 2015]

3.2. Восточно-Арктические моря и область Центрально-Арктических поднятий

3.2.1. Профиль ГСЗ 5-АР

Профиль 5-АР (м. Биллингса – ВГКШ 2005) в Восточно-Сибирском море был отработан в 2008–2010 гг. ФГУНПП «Севморгео». Протяженность морской части профиля составляет 550 км. АДСС были установлены в 99 точках с интервалом между ними 10 км, Сейсмические записи полезных волн зарегистрированы при максимальных удалениях источник-приемник в основном до 210–260 км, иногда до 400 км [Сакулина и др., 2011]. Для увязки сейсмических зондирований в зоне перехода суша – море Севморгео совместно со СНИИГГиМС выполнили специальные широкоугольные наблюдения с регистрацией наземных взрывов донными станциями и регистрацией сейсмических колебаний, возбуждаемых пневмоисточниками в море сейсмостанциями, расположенными на суше. Наземная часть профиля составила 220 км.

На наземном участке профиля было произведено 4 взрыва и отработано 3 вибрационных пункта возбуждения. Расстояния между пунктами возбуждения составляли от 15 до 70 км. Регистрация сейсмических колебаний на суше осуществлялась с использованием четырехканальной аппаратуры «РОСА-А» и трехканальной «Байкал-АС», оснащенных вертикальными сейсмоприемниками СВ-5. Регистрация осуществлялась на 220-километровом отрезке профиля с шагом между точками наблюдения 6 км. При выполнении работ суша – море получены три варианта сейсмических записей: 1 – возбуждение и регистрация на суше; 2 – возбуждение на море, регистрация на суше; 3 – возбуждение на суше, регистрация на море.

Трехкомпонентная регистрация волнового поля на профиле 5-АР позволила выделить на сейсмограммах и использовать при дальнейшей интерпретации помимо продольных также и поперечные волны. Специализированная обработка 3-компонентных наблюдений, выделение и интерпретация поперечных и обменных волн выполнялись по методике, подробно изложенной ранее [Поперечные и обменные ... , 2019].

В таблице 3.2 приведено сопоставление использованных для интерпретации волн для наземной и морской частей профиля 5-АР.

Таблица 3.2

Основные типы волн, использованные при интерпретации данных ГСЗ по профилю 5-АР

Обозначения волн	Тип волн	Наземная часть профиля 5-АР	Морская часть профиля 5-АР
Psed	Рефрагированные в осадках Р-волны	+	+
Ssed	Рефрагированные в осадках S-волны	+	+
Pg	Рефрагированные в верхней коре Р-волны	+	+
Sg	Рефрагированные в верхней коре S-волны	+	+
PgS	Обменные волны от фундамента	–	+
P _L	Рефрагированные в нижней коре Р-волны	–	–
P _L P	Отраженные от кровли нижней коры Р-волны	+	+
P _i P	Отраженные от внутрикоровых границ Р-волны	+	+
P _m P	Отраженные от границы М Р-волны	+	+
S _m S	Отраженные от границы М S-волны	+	+
P _n	Рефрагированные в верхней мантии Р-волны	+	+

Обработка и интерпретация данных ГСЗ по сводному профилю выполнялась в увязке с результатами данных МОВ-ОГТ по профилю 5-АР. Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля представлена на рис. 3.13.

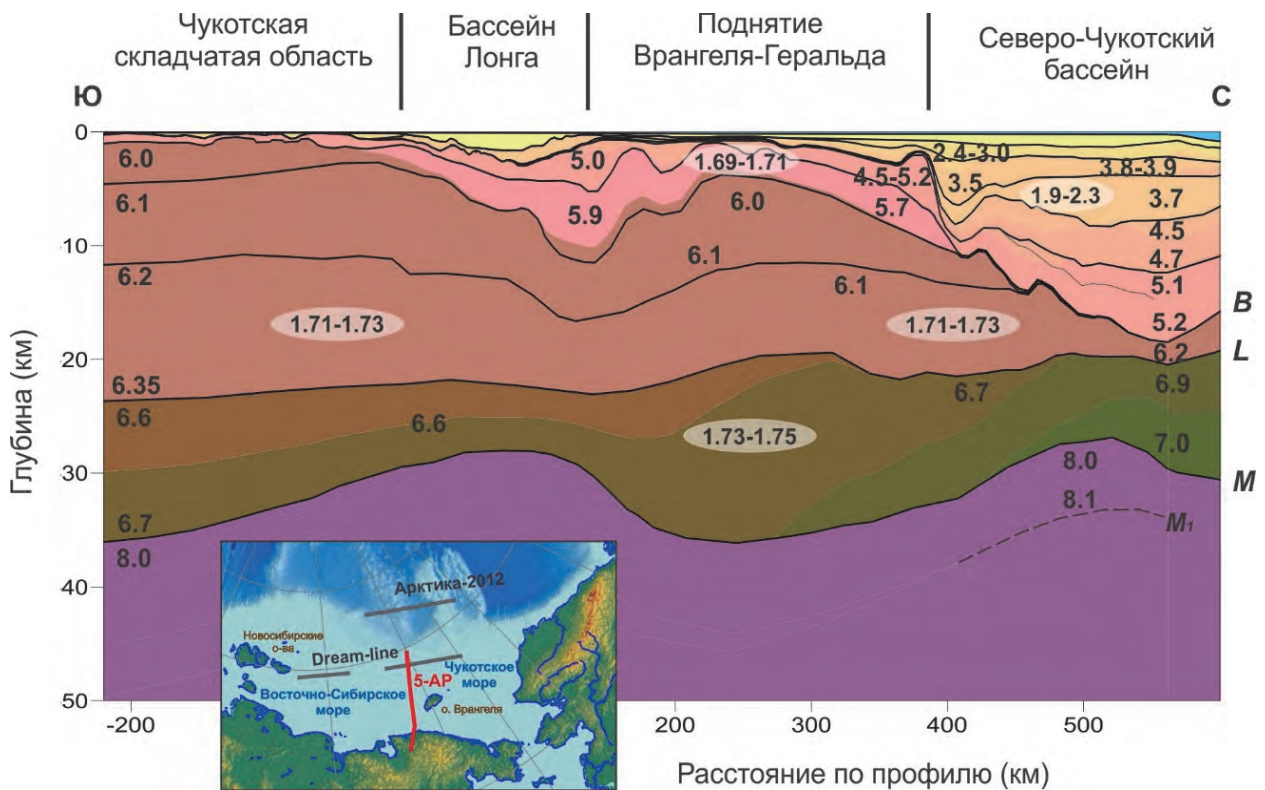


Рис. 3.13. Скоростная модель по профилю ГСЗ 5-АР [Кашубин и др., 2018]

На разрезе приведены значения скорости продольных волн, км/с; отношения скоростей продольных и поперечных волн (в эллипсах)

На модели прослежены:

- осадочные комплексы, характеризующиеся скоростями продольных волн от 2.0–3.0 км/с в бассейне Лонга и верхней части Северо-Чукотского бассейна до 5.1–5.2 км/с в низах Северо-Чукотского бассейна; суммарная мощность комплексов достигает максимума в ~16 км в депоцентре Северо-Чукотского бассейна; отношение скоростей V_p/V_s в этих комплексах варьируется от 1.9 до 2.3 ($\sigma = 0.31–0.38$);

- верхняя кора: характеризуется латеральной изменчивостью скорости от 6.0 до 6.3 км/с; в южной части разреза мощность верхней коры составляет более 20 км (Чукотская складчатая область и поднятие Врангеля-Геральда), уменьшается до 2–3 км под Северо-Чукотским бассейном; значения отношения V_p/V_s в верхней коре на наземной части профиля и под поднятием Врангеля-Геральда составляют от 1.69 до 1.71 ($\sigma = 0.23–0.24$);

- нижняя кора: ее скоростные параметры характеризуются латеральной изменчивостью от 6.6–6.7 км/с на суше и под поднятием Врангеля-Геральда до 6.9–7.0 км/с под Северо-Чукотским бассейном; мощность нижней коры составляет 7–10 км; значения отношения V_p/V_s , оцененные в южной части профиля (южнее Северо-Чукотского бассейна) варьируются незначительно – от 1.73 до 1.75 ($\sigma = 0.25–0.27$);

- верхняя мантия: характеризуется значениями скоростей продольных волн 8.0–8.1 км/с; глубина залегания раздела Мохо изменяется от 28–30 км под прогибами до 34–36 км под Чукотской складчатой областью и поднятием Врангеля-Геральда.

Как видно из скоростной модели, значения отношения V_p/V_s в кристаллической коре изменяются незначительно, нарастая от 1.71–1.73 ($\sigma = 0.24–0.25$) в верхней части до 1.73–1.75 ($\sigma = 0.25–0.26$) в ее низах.

3.2.2. Профиль ГСЗ Dream-line

Профиль ГСЗ Dream-line (на акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей) был выполнен в 2009 г. ФГУ НПП «Севморгео» по заказу компании British Petroleum в рамках международного российско-британского сотрудничества [Сакулина и др., 2016б]. Целью исследований являлось изучение тектонической эволюции континентальных окраин России, структуры земной коры в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также создание основы для построения геодинамической модели развития этой части Арктики. Для достижения этих целей перед исследованиями ГСЗ стояли задачи изучения строения земной коры на всю ее мощность, включая выявление основных границ раздела в земной коре ниже мощного осадочного чехла (поверхности фундамента, границ внутри консолидированной коры, границы Мохо) и увязку с ранее отработанным опорным профилем 5-AP в месте их пересечения.

Наблюдения ГСЗ были выполнены с двумя расстановками донных станций на двух участках общей протяженностью 925 км: западном (10–395 км по профилю) и восточном (650–1190 км по профилю). Разрыв линии наблюдений связан со сложной ледовой обстановкой во время проведения полевых работ.

Сейсмическая информация получена в 92 точках постановки донных станций с шагом 10 км, в том числе на 40 станциях в западной части профиля и 52 станциях – восточной части. Полезные волны зарегистрированы на удалениях от источника в основном до 200–250 км.

Исследования МОВ-ОГТ непосредственно по профилю Dream-line не проводились. Однако позднее, в 2010–2012 гг., разные организации выполняли работы МОВ-ОГТ в этом регионе. При построении модели земной коры по профилю Dream-line использовались сейсмические материалы МОВ-ОГТ по профилям, которые совпадают или близки по своему положению с профилем ГСЗ Dream-line: профиль ARS10Z01 (2010 г., исполнитель – ОАО «Дальморнефтегеофизика» по договору с СВКНИИ ДВО РАН), профиль RU2-1350 (2012 г., исполнитель – ОАО «Севморнефтегеофизика» по договору с ОАО «ГНИНГИ»), профиль ОГТ-2 (2012 г., исполнитель – компания WGP Exploration Limited по договору с ОАО «Севморгео»). Все сейсмические данные МОВ-ОГТ были обработаны по единому графу, и сводный разрез, полученный путем объединения разрезов по отдельным профилям, использовался для построения верхней части разреза по профилю ГСЗ.

Обработка материалов ГСЗ для сейсмических записей горизонтальных Х-, Y-компонент предусматривала пересчет волнового поля в радиальную R-компоненту (в плоскости распространения лучей) и трансверсальную T-компоненту (перпендикулярно плоскости распространения лучей) соответственно [Кашубин и др., 2011; 2013б]. Последующая динамическая обработка сейсмических записей всех компонент ГСЗ была направлена на повышение соотношения сигнал/шум и временной разрешенности сейсмозаписей с целью выделения продольных, поперечных и обменных волн от границ в земной коре и верхней мантии. Подготовленные таким образом сейсмограммы зондирований (рис. 3.14) использовались для кинематической обработки и интерпретации данных ГСЗ.

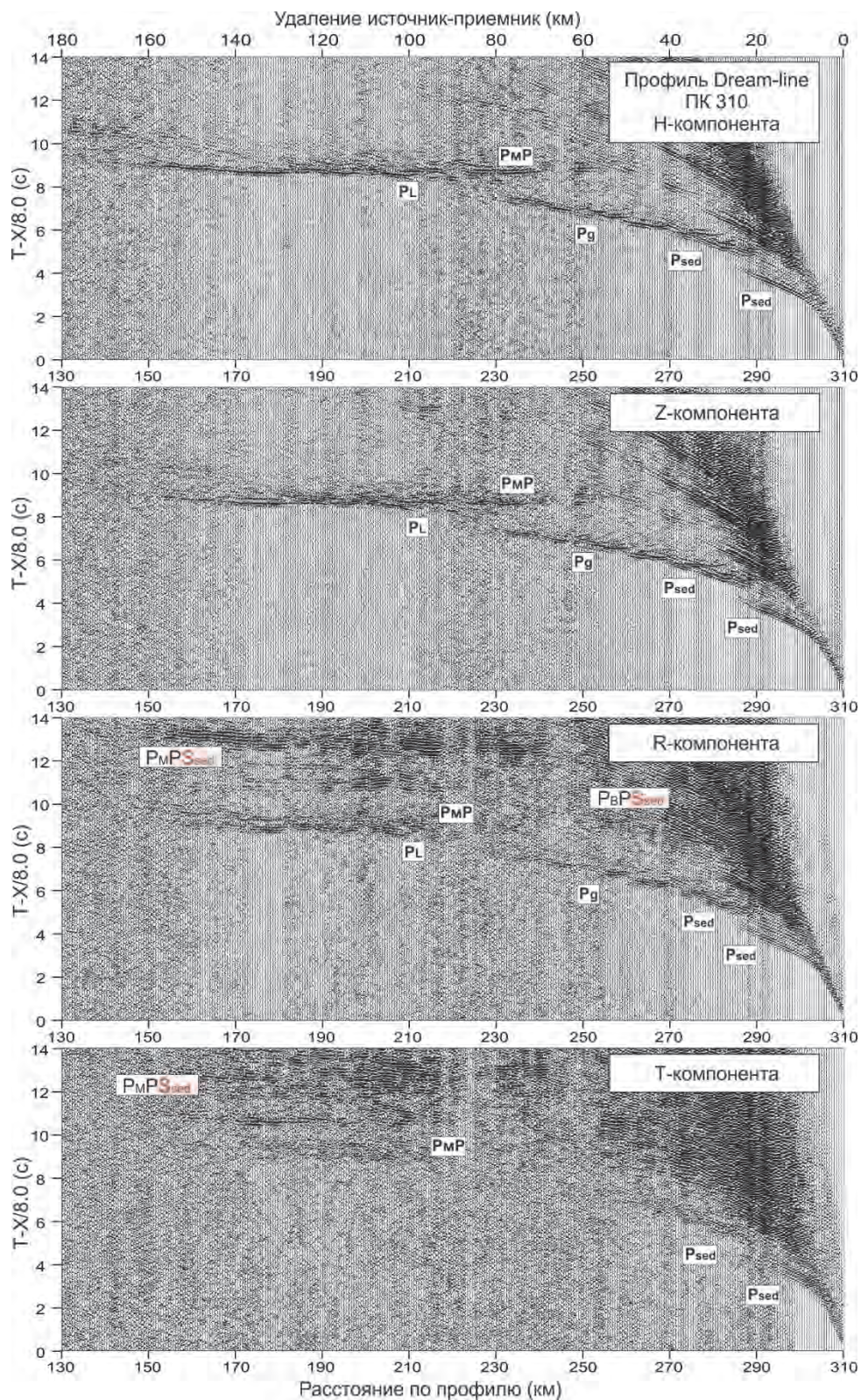


Рис. 3.14. Пример волновых полей ГСЗ, зарегистрированных на профиле Dream-line

Обозначения волн: P_{sed} – продольные преломленные (рефрагированные) волны в осадочном чехле; P_g – продольные преломленные волны по поверхности кристаллической коры; P_L – продольные рефрагированные волны в нижней части кристаллической коры; P_{MP} – продольные отраженные волны от границы M; P_{6P_{sed}}, P_{MP_{sed}} – обменные отраженные волны от верхней части кристаллической коры и границы M

Данные ГСЗ позволили построить скоростную модель земной коры на всю ее мощность. Для построения модели использовалась методика интерактивного подбора ее параметров (геометрии границ, значений скоростей) с последующей проверкой решением прямой задачи методом лучевого моделирования в пакете SeisWide [Zelt & Smith, 1992].

Для моделирования продольных волн использовались сейсмические записи геофона (Z-компонента) и гидрофона (H-компонента). Скорость в водном слое была принята постоянной (1.43 км/с), слои в осадочном чехле и земной коре заданы как градиентные. При построении модели учитывались глубинные сейсмический и скоростной разрезы МОВ-ОГТ, прежде всего для верхней, сложно построенной части разреза до фундамента.

Для моделирования поперечных и обменных волн применялись сейсмические записи радиальной R-компоненты. Для расчета теоретических годографов обменных и поперечных волн в качестве исходной была принята модель, построенная по продольным волнам. Наиболее интенсивные обменные волны, регистрируемые на горизонтальной компоненте с временной задержкой относительно продольных волн и повторяющие кинематику последних, соответствовали схеме обмена с P-волны на S-волну на восходящем луче на границах в осадочном чехле, где контраст скоростей был максимален.

Скоростная модель земной коры и верхней мантии, построенная по продольным, поперечным и обменным волнам вдоль профиля Dream-line с учетом глубинного разреза МОВ-ОГТ, представлена на рис. 3.15.

Общая мощность земной коры вдоль профиля Dream-line составляет 27–30 км с отдельными локальными увеличениями мощности в восточной части профиля до 31–32 км.

Мощность осадочного чехла меняется от 7–8 км в западной части профиля до 15–16 км в восточной части. Скорость в осадочном чехле возрастает с глубиной от 1.6 км/с в кровле верхнего слоя до 4.9–5.3 км/с в подошве нижнего. В пределах осадочного чехла на двух участках профиля выделен слой с относительно повышенной скоростью. Значения отношения скоростей V_p/V_s в осадках меняются в широких пределах от 1.86 до 2.4 ($\sigma = 0.29–0.29$).

Промежуточный комплекс со скоростями продольных волн 4.6–6.0 км/с и $V_p/V_s = 1.8$ ($\sigma = 0.28$) отличается от осадочных толщ по характеру сейсмической записи на разрезе МОВ-ОГТ. Кровля промежуточного комплекса уверенно прослеживается на сейсмических записях западной расстановки профиля (на рис. 3.15 показана сплошной зеленой линией). На восточной расстановке профиля в нижней части осадочного чехла в скоростную модель введены границы (на рис. 3.15 они показаны пунктирными линиями), которые прослеживаются на разрезах ОГТ, но не всегда выделяются в волновых полях ГСЗ.

Кровля кристаллической коры моделировалась по рефрагированным/преломленным волнам с кажущимися скоростями от 5.7–6.3 км/с, которые уверенно прослеживаются в первых вступлениях (Pg). Мощность верхней коры в западной части профиля составляет 7–12 км, в восточной части — порядка 6–10 км, существенно уменьшается до 2–4 км в районе 800–1050 км профиля. Значения отношения скоростей V_p/V_s в верхней части кристаллической коры меняются от 1.73 до 1.75 ($\sigma = 0.25–0.26$).

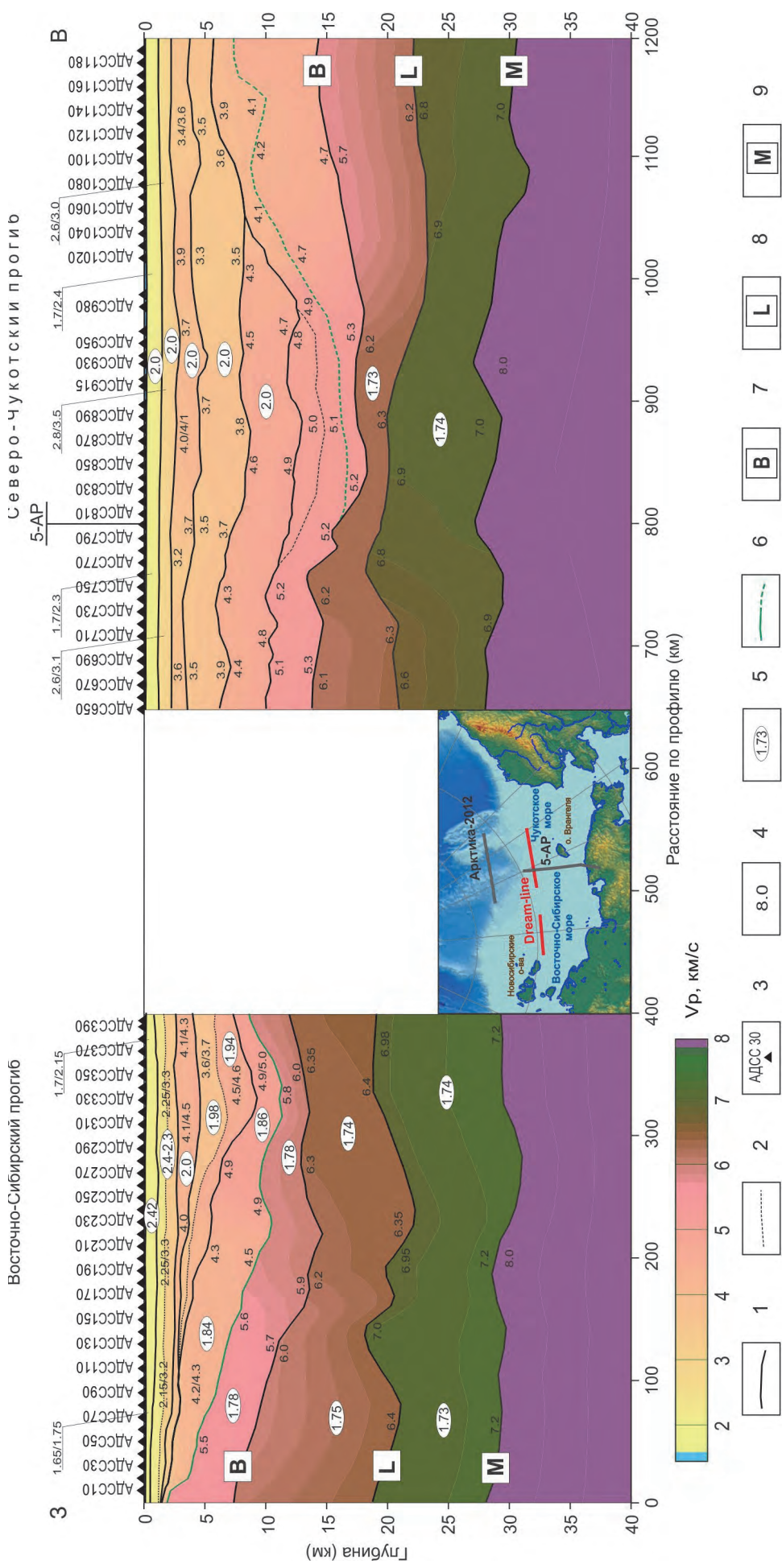


Рис. 3.15. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Dream-line [Сакулина и др., 2016б]

1 – уверенно прослеживаемые границы; 2 – неуверенно прослеживаемые границы; 3 – положение АДСС; 4 – значения скоростей V_p , км/с; 5 – значения отношения скоростей V_p/V_s ; 6 – кровля промежуточного слоя; 7 – кровля верхней коры (поверхность кристаллического фундамента); 8 – кровля нижней коры; 9 – кровля верхней мантии (граница М)

Граница раздела в нижней части коры (L) залегает на глубине 18–24 км. Мощность нижней части коры составляет 7–12 км. Скорость в кровле слоя имеет значение 6.6–6.9 км/с, в подошве слоя – 6.9–7.2 км/с. Значение отношения скоростей V_p/V_s в нижней коре составляет 1.74 ($\sigma = 0.25$).

Граница M залегает на глубинах порядка 27–30 км. Скорость продольных волн в верхней мантии составляет 8.0 км/с.

Следует отметить, что наиболее надежно оценки значений V_p/V_s вдоль профиля Dream-line выполнены по обменным волнам для осадочных комплексов. Для средней и нижней коры вдоль всего профиля Dream-line, вследствие недостаточно уверенного прослеживания поперечных волн от границ L и M, значения V_p/V_s подбирались с учетом результатов исследований по профилю 5-AP.

На рис. 3.16 показано, как увязываются скоростные модели земной коры и верхней мантии по профилям ГСЗ Dream-line и 5-AP. Можно видеть хорошее совпадение разрезов в месте пересечения профилей как по глубине залегания основных границ, так и значениям скоростей V_p и отношению скоростей V_p/V_s .

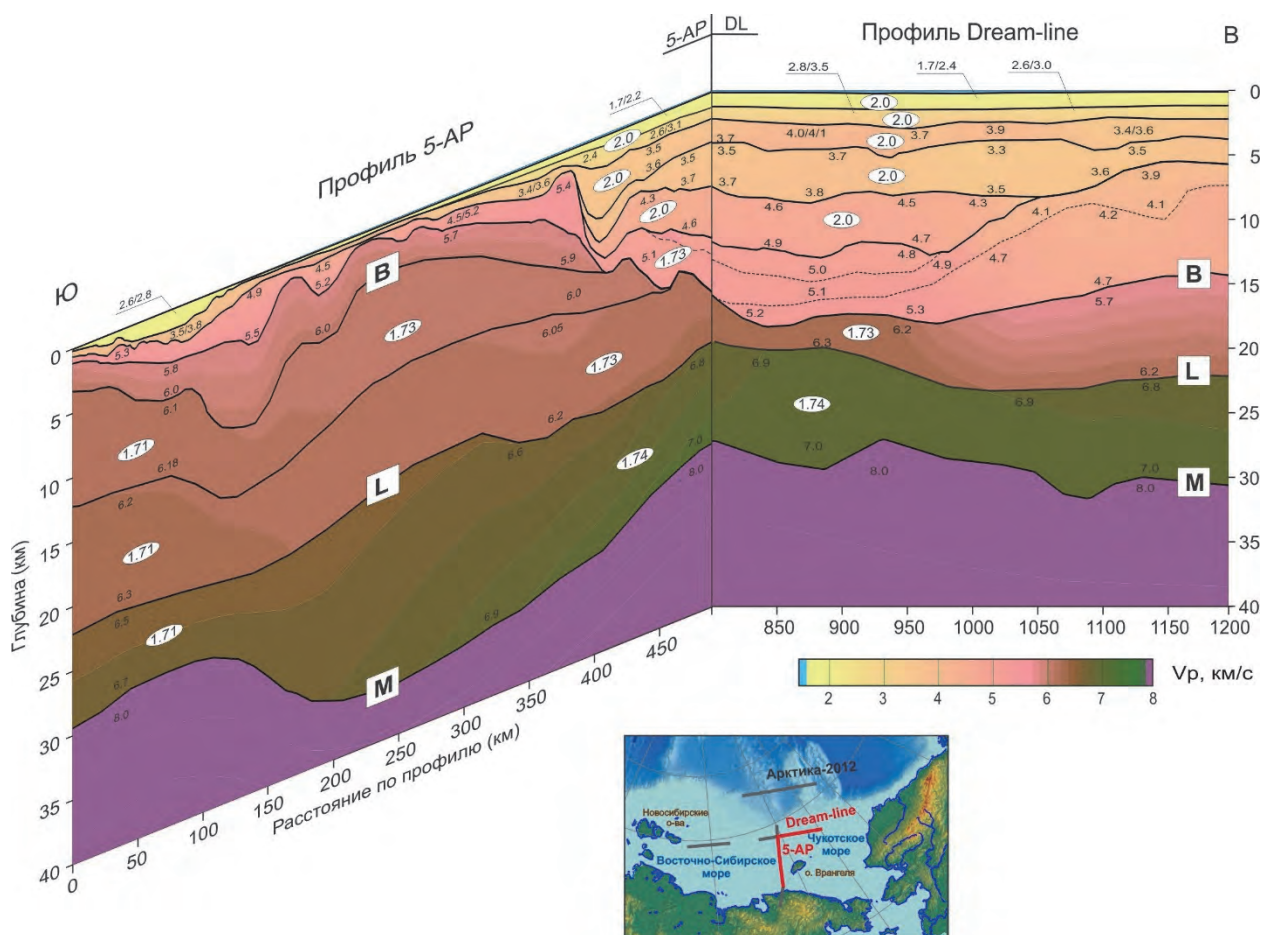


Рис. 3.16. Взаимоувязанная скоростная модель по профилям ГСЗ Dream-line и 5-AP [Сакулина и др., 2016б] (условные обозначения см. на рис. 3.15)

3.2.3. Профиль ГСЗ Арктика-2012

Во время комплексной высокоширотной геолого-геофизической экспедиции «Арктика-2012» в Северном Ледовитом океане [Морозов и др., 2014] по профилю, пересекающему поднятие Менделеева, примерно на широте 77° с. ш., был выполнен комплекс сейсмических исследований, включающий наблюдения по методике ГСЗ с автономными донными сейсмическими станциями (АДСС) и наблюдения МОВ-ОГТ с буксируемой косой. Профиль протяженностью 740 км пересек с запада на восток: северо-восточную часть прогиба Вилькицкого, поднятие Менделеева, Чукотскую впадину и Чукотское плато. На сегодняшний день это самый высокоширотный профиль ГСЗ на поднятии Менделеева, выполненный с АДСС и многокомпонентной регистрацией волнового поля (до этого наблюдения ГСЗ в этих широтах выполнялись в наледном варианте с регистрацией волн вертикальными сейсмоприемниками).

Сейсмические исследования ГСЗ были выполнены ОАО «Севморгео». Наблюдения получены в 27 точках постановки донных станций; интервал между донными станциями составлял 10–20 км; расстояние между крайними станциями составило 480 км. Общая длина линии отстрела – 740 км (по 130 км в каждую сторону от крайних точек постановки АДСС).

Исследования МОВ-ОГТ по линии профиля ГСЗ выполнялись с целью детального изучения строения осадочного чехла. Наблюдения МОВ-ОГТ проводились с буксируемой сейсмической косой Sercel SEAL Streamer длиной 4500 м с шагом между каналами 12.5 м (360 каналов). Возбуждения сейсмического сигнала производились групповым пневмоисточником Volt APG общим объемом 2050 куб. дюймов (33.6 л). Интервал между точками возбуждения составил 50 м. Кратность ОГТ – 45. Длительность записи – 15 с, шаг дискретизации – 2 мс. Оператором сейсмических работ выступала сервисная компания WGP Exploration Limited (Великобритания).

Основной целью обработки материалов МОВ-ОГТ было построение структурной и скоростной модели осадочного чехла, выступающего для глубинного разреза ГСЗ в качестве верхней части разреза (ВЧР) и вносящего заметные искажения во времена вступления основных волн, освещающих всю толщу земной коры. В результате были получены временные разрезы, обеспечивающие детальное сейсмическое изображение отражений в осадочном чехле. Кроме этого, на основе скоростного анализа данных ОГТ были сформированы разрезы интервальных скоростей в осадочном чехле с максимально возможной детальностью по оси времён.

Построение скоростной модели по профилю ГСЗ Арктика-2012 выполнялось по методике, описанной в предыдущих разделах. Рассчитанные от модели годографы сравнивались с волновыми полями и наблюдаемыми годографами опорных волн. В качестве начальной модели использовались сейсмический разрез верхней части земной коры по данным МОВ-ОГТ и скоростная модель V_p , построенная на основе решения обратных кинематических задач в пакетах программ ГРАНИЦА и ХТомо. Подбор скоростной модели осуществлялся последовательно сверху вниз для всех выделенных на сейсмограммах волн.

Примеры моделирования основных групп продольных, обменных и поперечных волн приведены на рис. 3.17–3.19. В результате моделирования была построена скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 (рис. 3.20). На модели показаны основные сейсмические границы, значения скоростей V_p и отношения скоростей V_p/V_s .

Скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 иллюстрирует основные особенности глубинного строения поднятия Менделеева и сопредельных структур. На разрезах достаточно уверенно выделяются: 1 – осадочный чехол; 2 – промежуточный (метаосадочный) комплекс; 3 – верхняя и нижняя кристаллическая кора; 4 – верхняя мантия.

Осадочный чехол четко идентифицируется по пологому залеганию отражающих горизонтов на разрезе МОВ-ОГТ. Его мощность на профиле достигает 7–8 км в прогибе

Вилькицкого и 4 км в Чукотской впадине, уменьшаясь до 0.5–1.0 км на поднятии Менделеева. Скорости продольных волн возрастают с глубиной от 1.6–1.9 км/с в верхней части чехла до 4.8–5.6 км/с на его подошве в самых глубоких частях. Отношение V_p/V_s изменяется в широких пределах от 1.9 до 2.8 ($\sigma = 0.31–0.43$). Согласно данным геологического опробования [Морозов и др., 2013], осадочный чехол на поднятии Менделеева представлен кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками.

Промежуточный (метаосадочный) комплекс выделяется не повсеместно. Основанием для его выделения являются смена регулярных субгоризонтальных отражений на штриховое поле наклонных отражателей на разрезе МОВ-ОГТ, а также промежуточные между осадками и кристаллической корой значения скоростей продольных волн (4.6–6.0 км/с) и отношения $V_p/V_s = 1.9–2.0$ ($\sigma = 0.31–0.33$), по данным ГСЗ. Промежуточный комплекс мощностью до 3–4 км выделяется на поднятии Менделеева, существенно меньшей мощности (1.5–2.0 км) – в Чукотской впадине, фрагментарно – в пределах Чукотского плато и не выделяется в прогибе Вилькицкого. В его кровле на эскарпах поднятия Менделеева драгированы зеленые сланцы, метабазиты, гнейсы, а в двух скважинах глубоководного бурения в северной и южной частях поднятия Менделеева получен керн кайнотипных базальтов (трахибазальтов и трахиандезитов) мелового возраста [Морозов и др., 2013]. По-видимому, эти базальты принадлежат к ареалу крупной магматической провинции Высокой Арктики (HALIP) [Gottlieb et al., 2010].

Верхняя кристаллическая кора определяется по значениям скоростей продольных волн (от 6.0–6.3 км/с в верхней части и до 6.7 км/с в нижней) и по относительно низким значениям отношения V_p/V_s (1.70–1.73) ($\sigma = 0.24–0.25$). Мощность верхней коры меняется от 15 км под Чукотским плато до 2 км под Чукотской впадиной. На поднятии Менделеева мощность верхней коры составляет 7–8 км. Состав верхней коры не известен, но судя по значениям физических свойств слагающих ее образований, может быть представлен вулканическими и метаморфическими породами преимущественно кислого и среднего состава [Алейников и др., 1991; Christensen et al., 1996]. В пользу этого свидетельствует также наличие в драгированных на поднятии Менделеева пробах обломков гранитов, гнейсогранитов, гранодиоритов и габбродолеритов [Морозов и др., 2013].

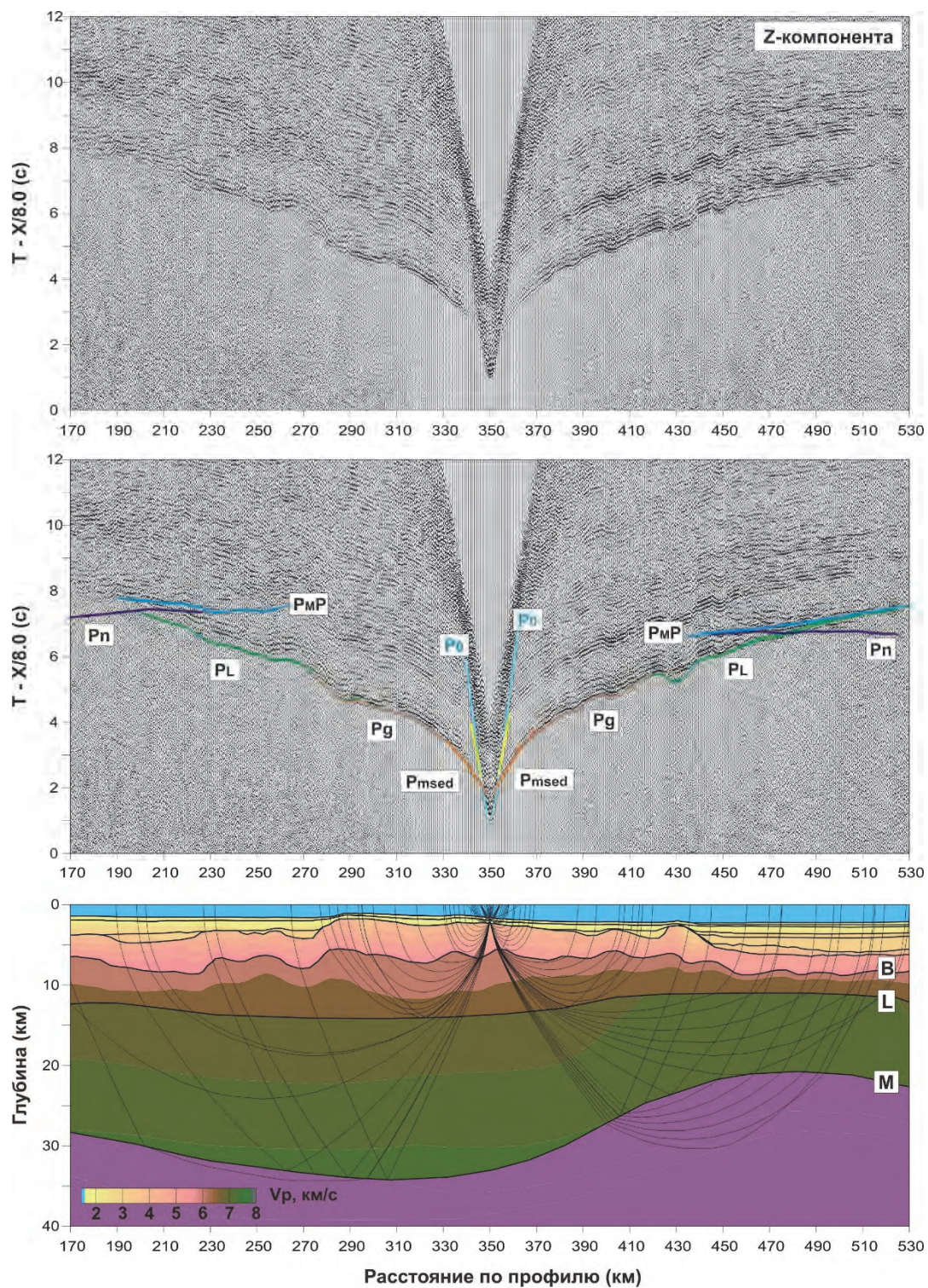


Рис. 3.17. Пример лучевого моделирования Р-волн в земной коре и верхней мантии на профиле ГСЗ Арктика-2012

Обозначения волн: P_0 – прямая волна в водном слое; P_{sed} – головные (рефрагированные) волны в осадках; P_{msed} – рефрагированные волны в промежуточном комплексе; P_g – рефрагированные волны в верхней части кристаллической коры; P_L – рефрагированные волны в нижней части кристаллической коры; P_{MP} – отраженные волны от границы М; P_n – головные (рефрагированные) волны в верхней мантии; В – поверхность кристаллической коры; L – поверхность нижней части кристаллической коры; М – подошва земной коры

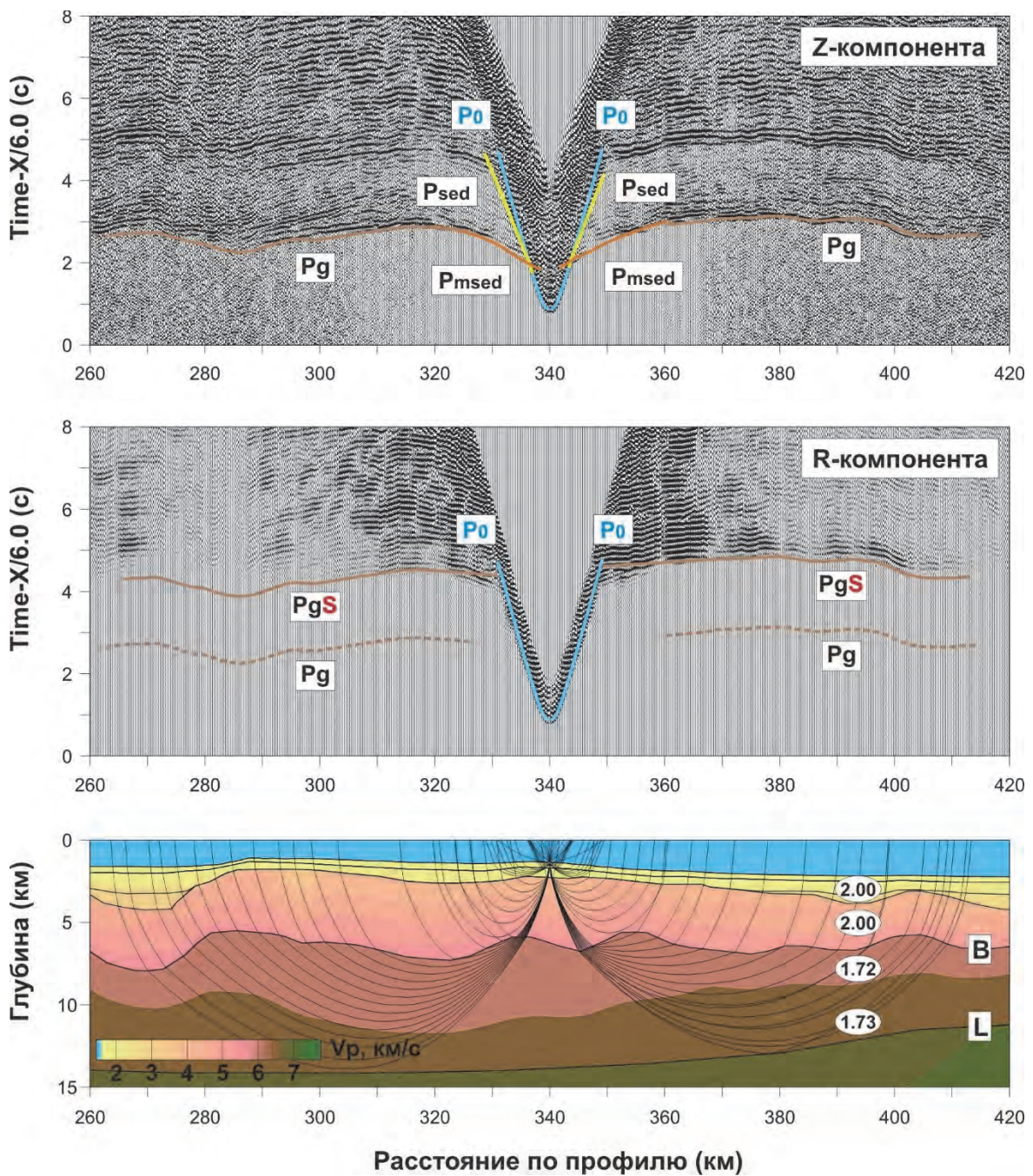


Рис. 3.18. Пример лучевого моделирования головных (рефрагированных) P-волн в верхней части земной коры и обменных PgS-волн на профиле ГСЗ Арктика-2012

PgS – обменная волна на восходящем луче на поверхности кристаллической коры; цифры в эллипсах – значения V_p/V_s ; остальные обозначения волн и границ см. на рис. 3.17

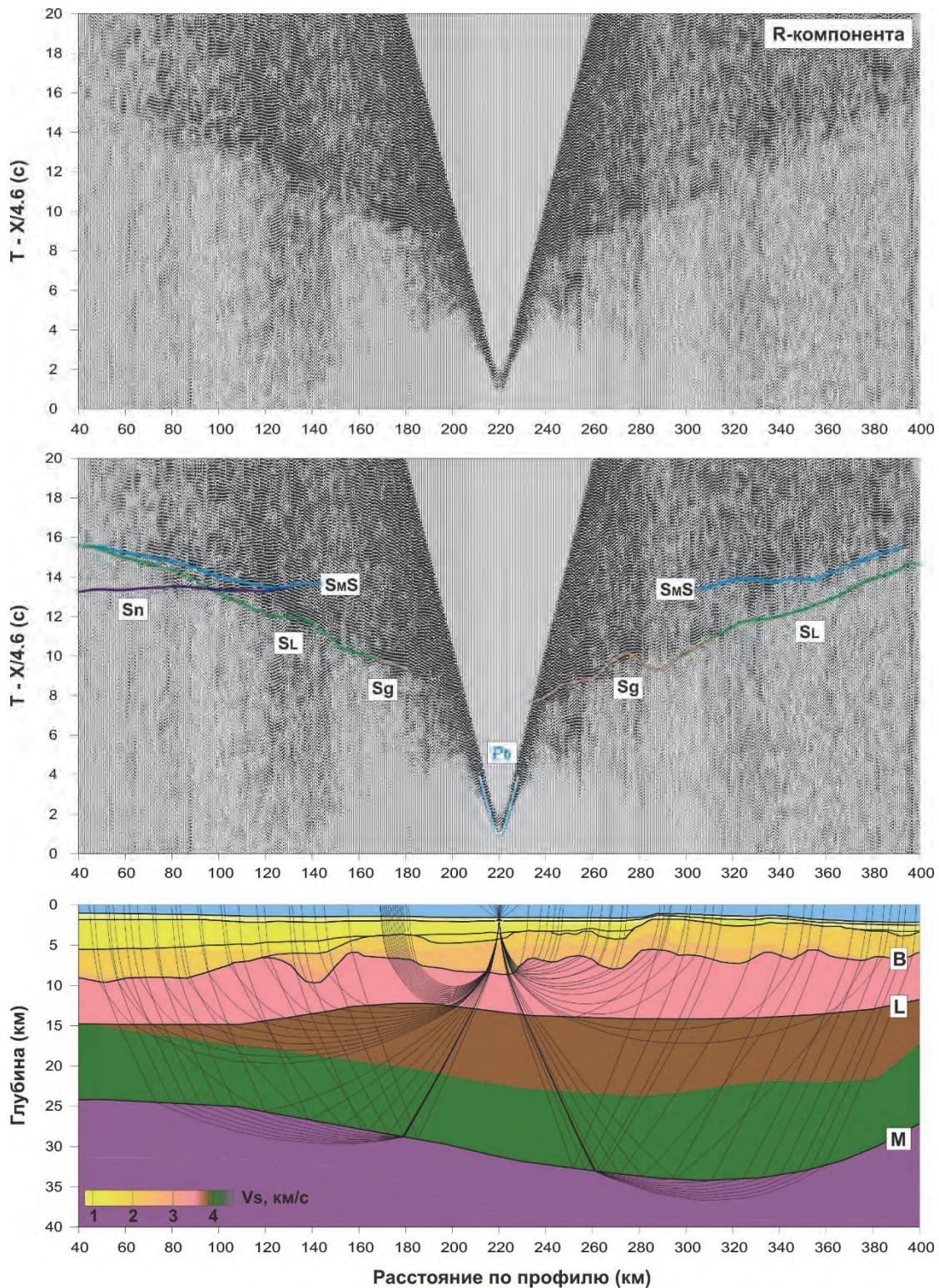


Рис. 3.19. Пример лучевого моделирования рефрагированных и отраженных S-волн в земной коре и верхней мантии на профиле ГСЗ Арктика-2012

Обозначения волн: Sg – рефрагированные волны в верхней части кристаллической коры; SL – рефрагированные волны в нижней части кристаллической коры; SmS – отраженные волны от границы M; Sn – рефрагированные волны в верхней мантии; B – поверхность кристаллической коры; L – поверхность нижней части кристаллической коры; M – подошва земной коры

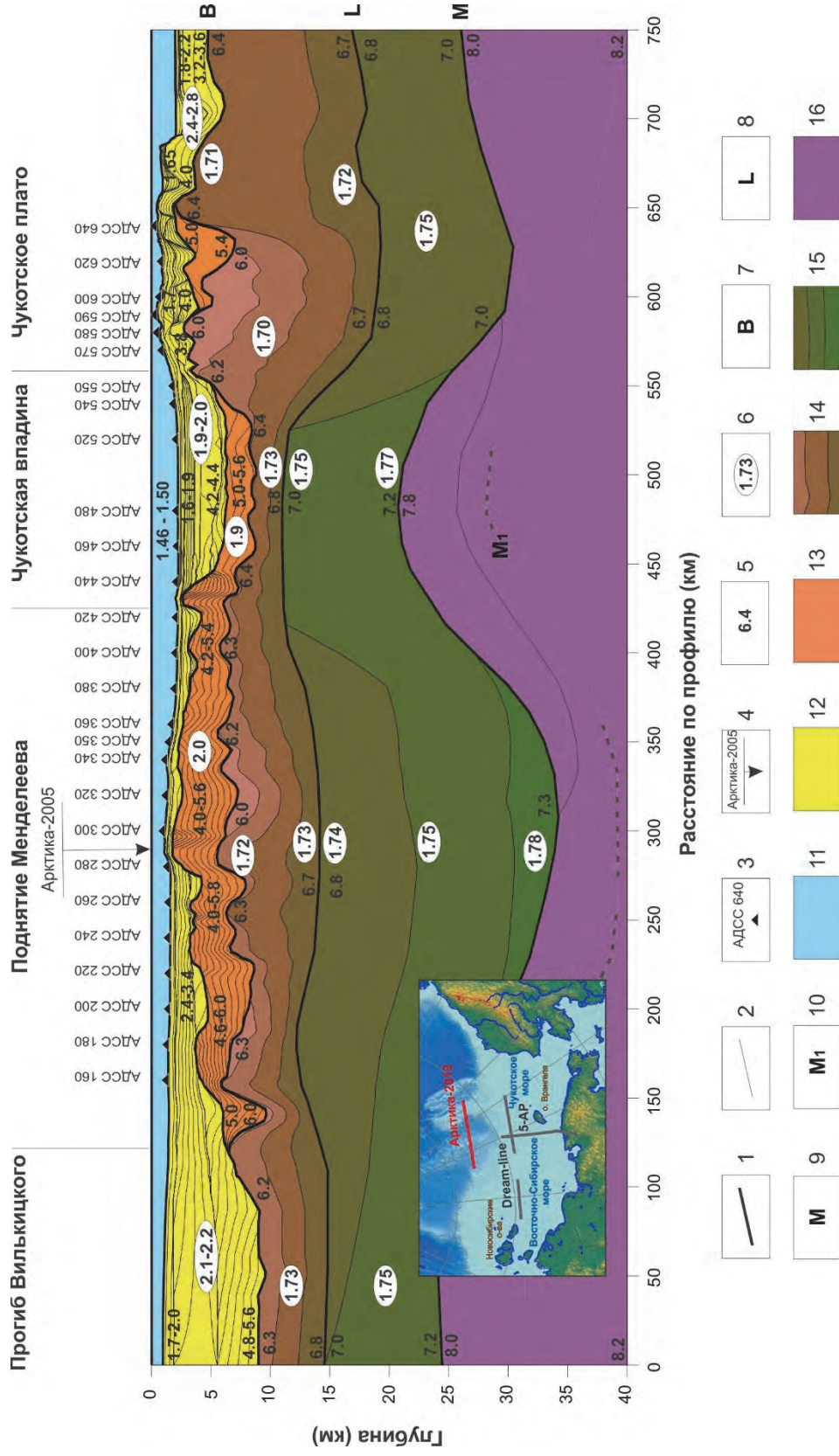


Рис. 3.20. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 [Кашубин и др., 2016]

1 – основные сейсмические границы в земной коре; 2 – изолинии скорости V_p с шагом 0.2 км/с; 3 – положение АДСС; 4 – пересечение с профилем ГСЗ Арктика-2005; 5 – значения скорости V_p , км/с; 6 – значения отношения скоростей V_p/V_s ; 7 – поверхность кристаллической коры; 8 – поверхность нижней коры; 9 – подошва земной коры (граница М); 10 – отражающая граница в верхней мантии; 11 – водный слой; 12 – осадочный слой; 13 – промежуточный (метаосадочный) слой; 14 – верхняя часть кристаллической коры; 15 – нижняя часть кристаллической коры; 16 – верхняя мантия

Нижняя кристаллическая кора характеризуется значениями скоростей продольных волн от 6.8 до 7.2 км/с, отношения V_p/V_s – от 1.74 до 1.78 ($\sigma = 0.25–0.27$). Под поднятием Менделеева в низах кристаллической коры скорости продольных волн возрастают до 7.3 км/с. Мощность нижней коры вдоль профиля составляет в среднем около 10 км, за исключением поднятия Менделеева, где она достигает почти 20 км. Возможно, это связано с магматическим андерплейтингом, который, в свою очередь, привел к внутриплитному основному вулканизму и формированию HALIP. Верхняя мантия характеризуется нормальными значениями скоростей продольных волн 7.8–8.0 км/с.

В целом нужно отметить, что внутреннее строение и основные параметры земной коры вдоль всего профиля Арктика-2012 по своим характеристикам, таким как мощность, скорость продольных волн, отношение V_p/V_s и плотность, соответствуют коре континентального типа. Особенно убедительно в пользу континентальной природы свидетельствуют наличие верхней кристаллической коры, предположительно кислого-среднего состава, и значения отношения V_p/V_s в кристаллической коре, типичные для коры континентального типа (1.70–1.78 ($\sigma = 0.24–0.27$), в отличие от типичных значений для океанической коры 1.81–1.87 ($\sigma = 0.28–0.30$). [Кашубин и др., 2013а; Hyndman et al., 1979].

3.3. Охотоморский и Дальневосточный регионы

3.3.1. Фрагмент профиля ГСЗ 2-ДВ-М

Глубинные сейсмические исследования по профилю 2-ДВ-М (Магадан – Южные Курилы) в Охотском море были выполнены ФГУ НПП «Севморгео» в 2006–2008 гг. Интервал между точками постановки станций – 10–12 км, сейсмические записи полезных волн зарегистрированы в основном до удалений источник-приемник 150–230 км.

В результате этих работ были получены материалы, убедительно показывающие наличие значительного количества регулярных волн непродольного типа, регистрируемых горизонтальными приборами. На рис. 3.21 приведены сейсмограммы вертикальной и горизонтальной компонент сейсмической записи в различных редуциях, на которых видны продольные, поперечные и обменные волны, распространяющиеся в водном и осадочном слоях и вдоль поверхности фундамента. На рис. 3.22 и 3.23 приведены примеры лучевого моделирования вертикальной и горизонтальной составляющих волнового поля по южному фрагменту профиля 2-ДВ-М, пересекающему Южно-Охотскую котловину. Как можно видеть из приведенных примеров, подавляющее большинство наблюдаемых волн по своим кинематическим характеристикам соответствуют продольным, поперечным, обменным и кратным волнам.

Наиболее важным общим выводом, который был сделан из анализа 3-компонентных наблюдений, является то, что волновые поля основных продольных и поперечных волн (прежде всего P_g , P_mP и S_g , S_mS) в целом подобны, и, следовательно, их возможно интерпретировать в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза. Именно такое моделирование и было выполнено для всех основных продольных и поперечных волн, выделенных на сейсмограммах. В табл. 3.3 приведены основные статистические данные о количестве подобранных годографов и среднеквадратических отклонениях между расчетными и наблюдаемыми данными (рис. 3.24, 3.25). Как следует из табл. 3.3, количество использованных для интерпретации годографов поперечных волн в три раза меньше, чем продольных. На рис. 3.24 и 3.25 показано, как именно освещены сейсмическими лучами P- и S-волн различные интервалы разреза. С учетом того, что разрез земной коры гораздо детальнее исследован продольными волнами, итоговая скоростная модель (рис. 3.26 внизу) построена именно по P-волнам, а данные о скоростях S-волн приведены в виде значений V_p/V_s , рассчитанных для соответствующих интервалов разреза.

Оценка качества подбора целевых волн по фрагменту профиля 2-ДВ-М

Индекс волны	Количество точек	Среднеквадратическое отклонение, с
Po	553	0.099
Psed	692	0.089
Pg	1896	0.157
P _M P	805	0.066
Pn	327	0.135
P _{M1} P	613	0.115
Ssed	290	0.203
Sg	422	0.162
S _M S	323	0.124

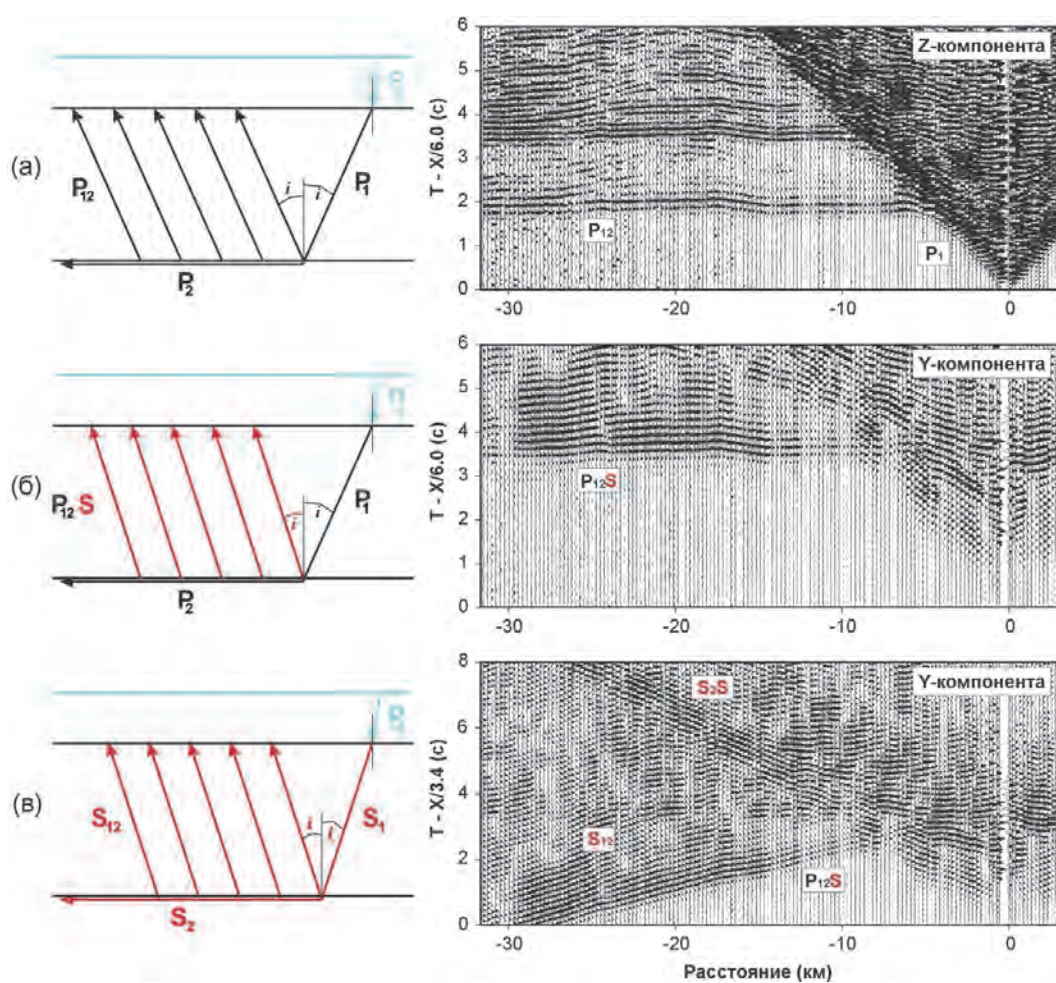


Рис. 3.21. Примеры записей продольных (а), обменных (б) и поперечных (в) волн на профиле 2-ДВ-М

Слева лучевые схемы образования головной P₁₂-волны, обменной головной P₁₂S-волны и головной S₁₂-волны; справа примеры сейсмограмм с записями этих волн

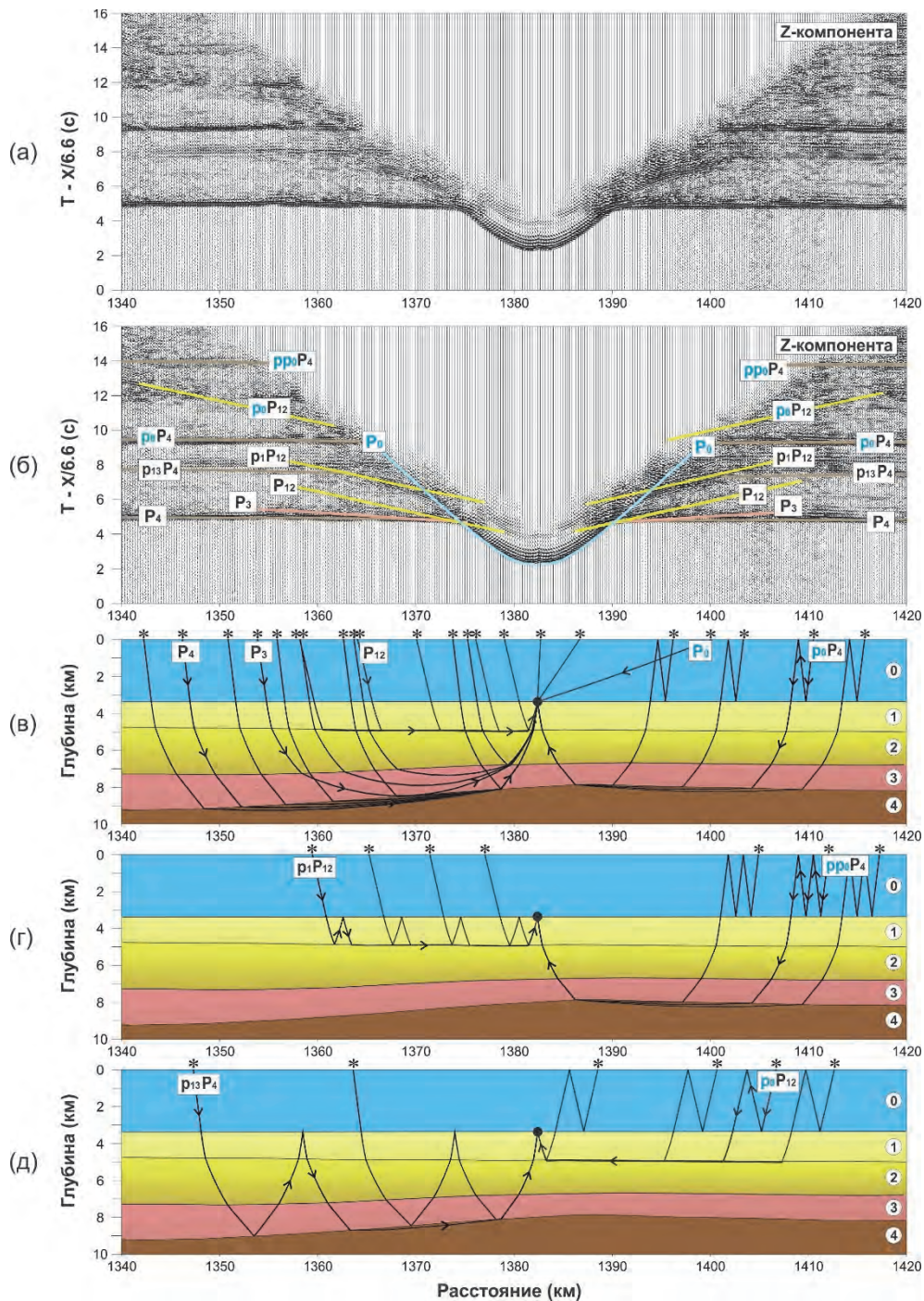


Рис. 3.22. Сопоставление расчетных годографов продольных волн с вертикальной составляющей наблюдаемого волнового поля (фрагмент профиля 2-ДВ-М)

a – наблюдаемое волновое поле; *б* – то же с наложенными расчетными годографами; *в–д* – лучевые схемы для расчетных годографов: *в* – лучи прямой волны в водном слое (P_0) и рефрагированной в 4-м слое продольной волны (P_4) с кратностью в водном слое (r_0P_4) (справа), головной продольной волны (P_{12}) и рефрагированных в 3-м и 4-м слоях продольных волн (P_3 и P_4) (слева), *г* – лучи рефрагированной в 4-м слое продольной волны (P_4) с двойной кратностью в водном слое (rr_0P_4) (справа) и лучи головной продольной волны (P_{12}) с кратностью в первом слое (r_1P_{12}) (слева), *д* – лучи головной продольной волны (P_{12}) с кратностью в водном слое (r_0P_{12}) (справа) и лучи рефрагированной в 4-м слое продольной волны (P_4) с кратностью в 1–3 слоях ($r_{13}P_4$) (слева)

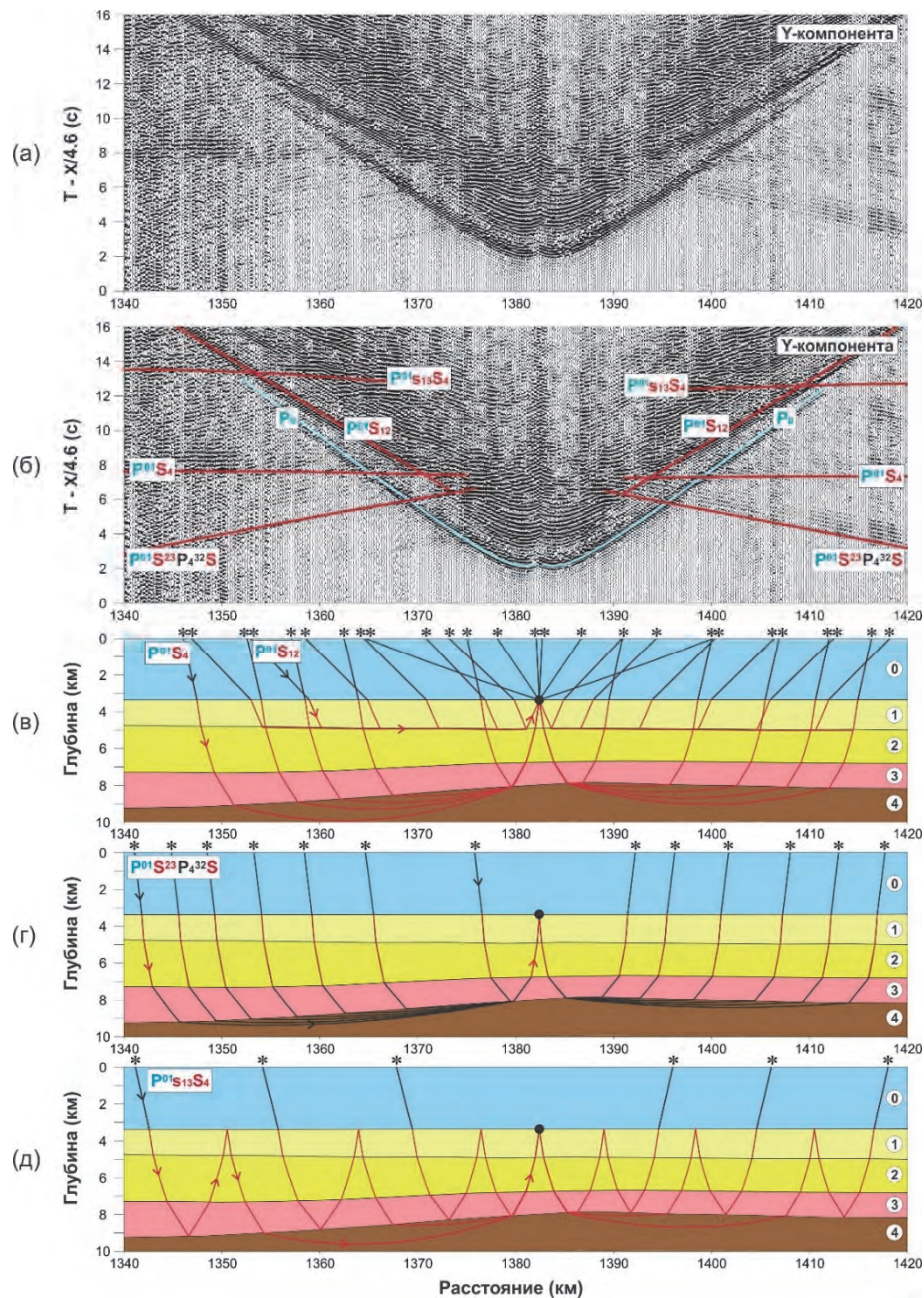


Рис. 3.23. Сопоставление расчетных годографов поперечных и обменных волн с горизонтальной составляющей волнового поля (фрагмент профиля 2-ДВ-М)

a – наблюдаемое волновое поле; *б* – то же с наложенными расчетными годографами; *в* – лучи прямой волны в водном слое (P_0), головной поперечной волны ($p^{01}S_{12}$) и рефрагированной в 4-м слое поперечной волны ($p^{01}S_4$); *г* – лучи обменной волны ($p^{01}S^{23}P_4^{32}S$); *д* – лучи рефрагированной в 4-м слое поперечной волны (S_4) с кратностью в 1–3 слоях ($p^{01}s_{13}S_4$)

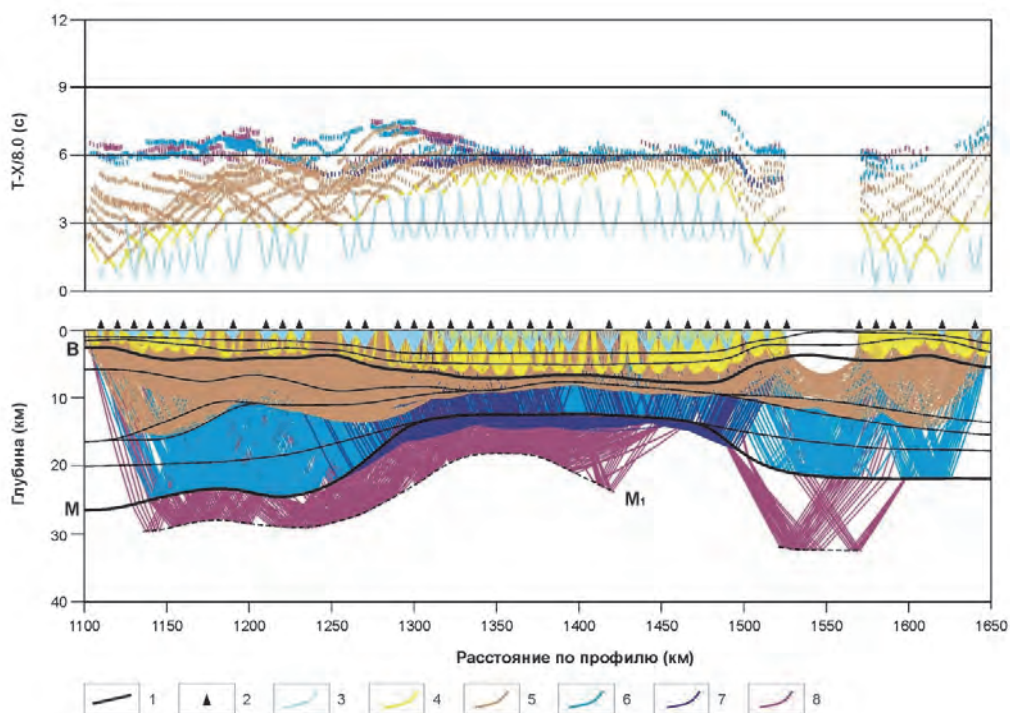


Рис. 3.24. Годографы наблюдаемых продольных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели V_p по фрагменту профиля 2-ДВ-М

l – границы слоев модели; 2 – положение АДСС; 3 – прямая волна в водном слое; 4 – преломленные волны в осадочном слое (P_{sed}); 5 – преломленные волны в верхней части кристаллической коры (P_g); 6 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы M) (P_{mP}); 7 – преломленные волны в верхней мантии (P_n); 8 – отраженные волны от границы в верхней мантии (P_{mP})

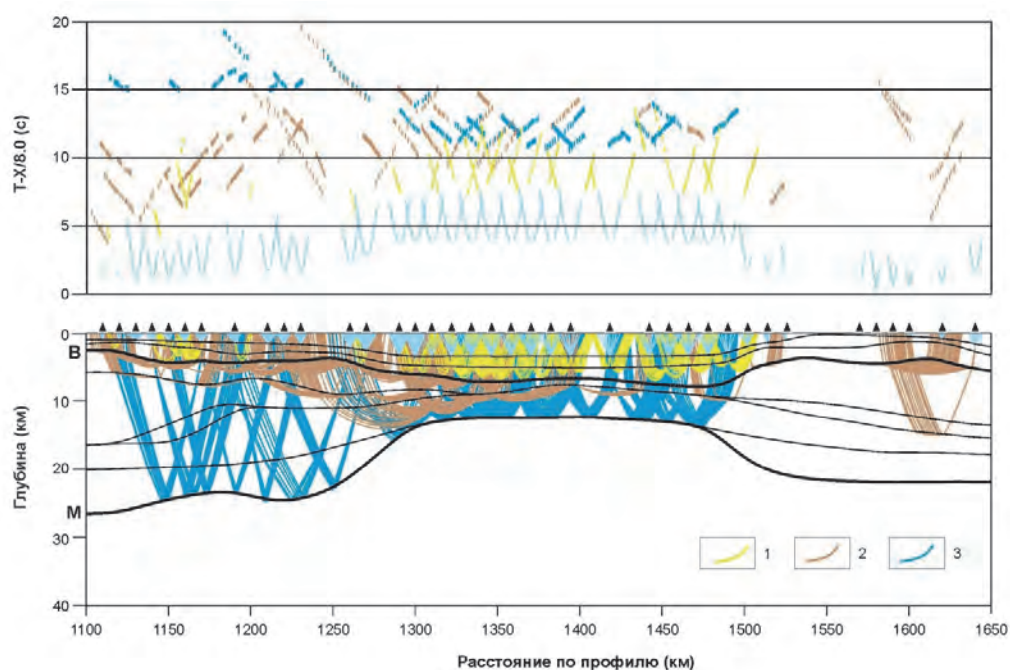


Рис. 3.25. Годографы наблюдаемых поперечных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели V_s по фрагменту профиля 2-ДВ-М

l – преломленные волны в осадочном слое (S_{sed}); 2 – преломленные волны в верхней части кристаллической коры (S_g); 3 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы M) (S_{mS}); остальные обозначения те же, что на рис. 3.24

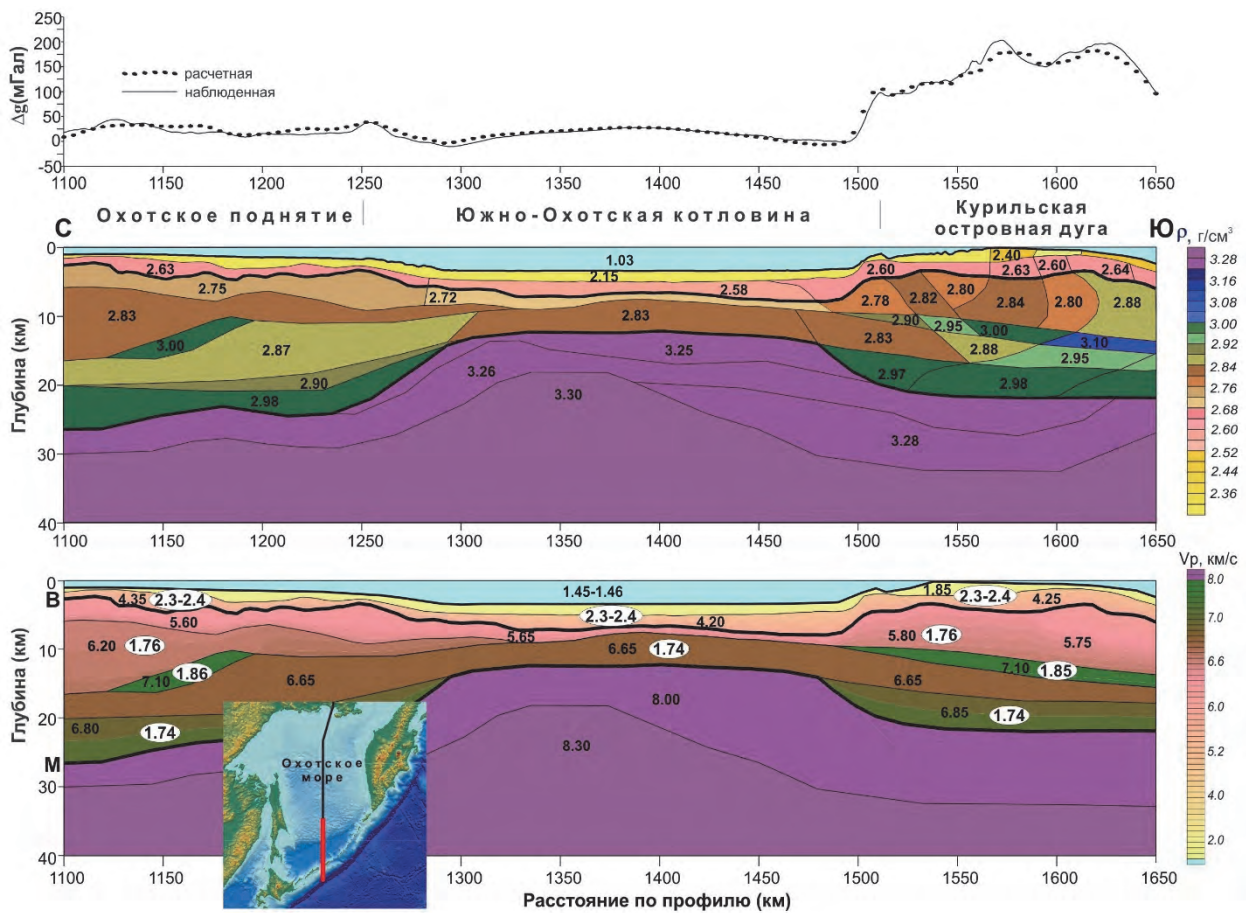


Рис. 3.26. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по фрагменту профиля 2-ДВ-М в Охотском море (внизу): цифры на разрезе – значения V_p , км/с; цифры в эллипсах – значения V_p/V_s ; плотностная модель (вверху): цифры на разрезе – значения плотности, г/см³; над разрезами приведены наблюдаемые и расчетные кривые аномалий силы тяжести [Поперечные и обменные волны ... , 2019]

Отличительные черты глубинной структуры на исследуемом сегменте профиля 2-ДВ-М следующие:

- 1 – типичная для глубоких осадочных бассейнов геометрия кровли и подошвы консолидированной части земной коры (выступ границы М и впадина по поверхности фундамента в районе глубоководной Южно-Охотской котловины);
- 2 – редуцированная до нуля мощность нижней коры над выступом М;
- 3 – непрерывно прослеживаемая под Южно-Охотской котловиной верхняя кора, сложенная магматическими образованиями предположительно средне-кислого состава;
- 4 – значительная (до 4.5 км) мощность осадков в ее пределах;
- 5 – высокие скорости V_p в средней коре (до 6.7 км/с) с наличием еще более высокоскоростных образований во фланговых зонах, предположительно связанных с интрузивами основного состава в периферических очагах базальтовой магмы;
- 6 – наличие в верхней мантии отражающей границы, расположенной на 5–10 км глубже раздела М.

Консолидированная кора характеризуется значениями отношения V_p/V_s от 1.73 до 1.77 ($\sigma = 0.25-0.27$); осадочный чехол отмечается высокими значениями отношения V_p/V_s до 2.30–2.40 ($\sigma = 0.38-0.3$).

Нужно отметить, что результаты многоволновых сейсмических исследований демонстрируют существенно неоднородную утоненную континентальную земную кору в

пределах Южно-Охотской котловины и Курильской островной дуги, что позволяет принципиально по-новому рассматривать их углеводородный потенциал и металлогеническую специализацию в отличие от предшествующих представлений об однородной по составу океанической земной коре этого региона.

3.3.2. Фрагмент профиля ГСЗ 2-ДВ

Исследования ГСЗ на наземном опорном геолого-геофизическом профиле 2-ДВ протяженностью более двух тысяч километров были выполнены в 2000–2008 гг. ФГУП «СНИИГГиМС». Система наблюдений встречно-фланговая, расстановки приёмной линии по 250–450 км вдоль имеющихся автомобильных дорог, максимальное удаление взрыв-приём 300–350 км, длительность записи 600–4300 с, шаг дискретизации 4–8 мс. Регистрация наблюдений выполнена дискретно расположенными малоканальными цифровыми станциями (СТС-24Р, Reftek, Дельта-Геон, Байкал и РОСА-А) с вертикальными приборами СВ-5. Расстояния между регистрирующими станциями изменялись от 2–3 км до 10–15 км; в среднем 7–12 км, хотя имелись единичные пропуски до 50 км. Использовалось 30–50 комплектов аппаратуры на расстановку. Пункты приема устанавливались в стороне от дороги на 200–800 м для уменьшения помех.

Возбуждение сейсмического сигнала производилось мощными вибраторами и взрывами. Взрывы мощностью до 4–6 т гранулолита и колымита в не имеющих народно-хозяйственного значения болотах, водоемах и карьерах. Вибраторы на базе ЦВ-40 с амплитудой воздействия 40 т, рабочие частотные диапазоны на тяжелых дебалансах 6–10 Гц, на средних – 7–12 Гц; длительность сеансов 45–70 минут; группирование 2 вибраторов, от 2–3 до 10–12 воздействий на точке. Шаг между пунктами возбуждения составлял в среднем 40–50 км. На двух южных фрагментах профиля (2002 и 2003 г.) и в южной части профиля р. Омсукчан – верховье р. Левый Кедон (2-ДВ, 2004 г.) возбуждение упругих колебаний осуществлялось только с использованием вибросейсмического комплекса. В северной части профиля 2-ДВ, в труднодоступной местности, использовались только взрывы. Всего на четырех южных фрагментах профиля ГСЗ 2-ДВ получены сейсмические записи от 19 вибраторов и 10 пунктов взрыва.

Попытка выделить и проинтерпретировать поперечные волны (регистрируемые на вертикальных приборах при отсутствии осадочного чехла) была предпринята для южного 1 240-километрового участка профиля 2-ДВ. Слабовыразительные записи в области предполагаемого интервала регистрации поперечных волн не позволяли выделять и коррелировать регулярные S-волны. Тем не менее для оценки значений отношения скоростей V_p/V_s , скоростной разрез V_p пересчитывался в разрез V_s с коэффициентом 1.73, далее решалась прямая задача и расчетные годографы накладывались на исходные монтажи, представленные в редукации Г – X/4.6. Расчеты показали, что значение $V_p/V_s = 1.73$ ($\sigma = 0.25$) вполне удовлетворительно объясняет кинематику наблюдаемого облака предполагаемых S-волн рис. 3.27, однако имеющиеся данные не позволили проследить изменения отношения V_p/V_s вдоль профиля. На рис. рис. 3.28 приведен фрагмент скоростного разреза по этой части профиля 2-ДВ с постоянными значениями отношения V_p/V_s .

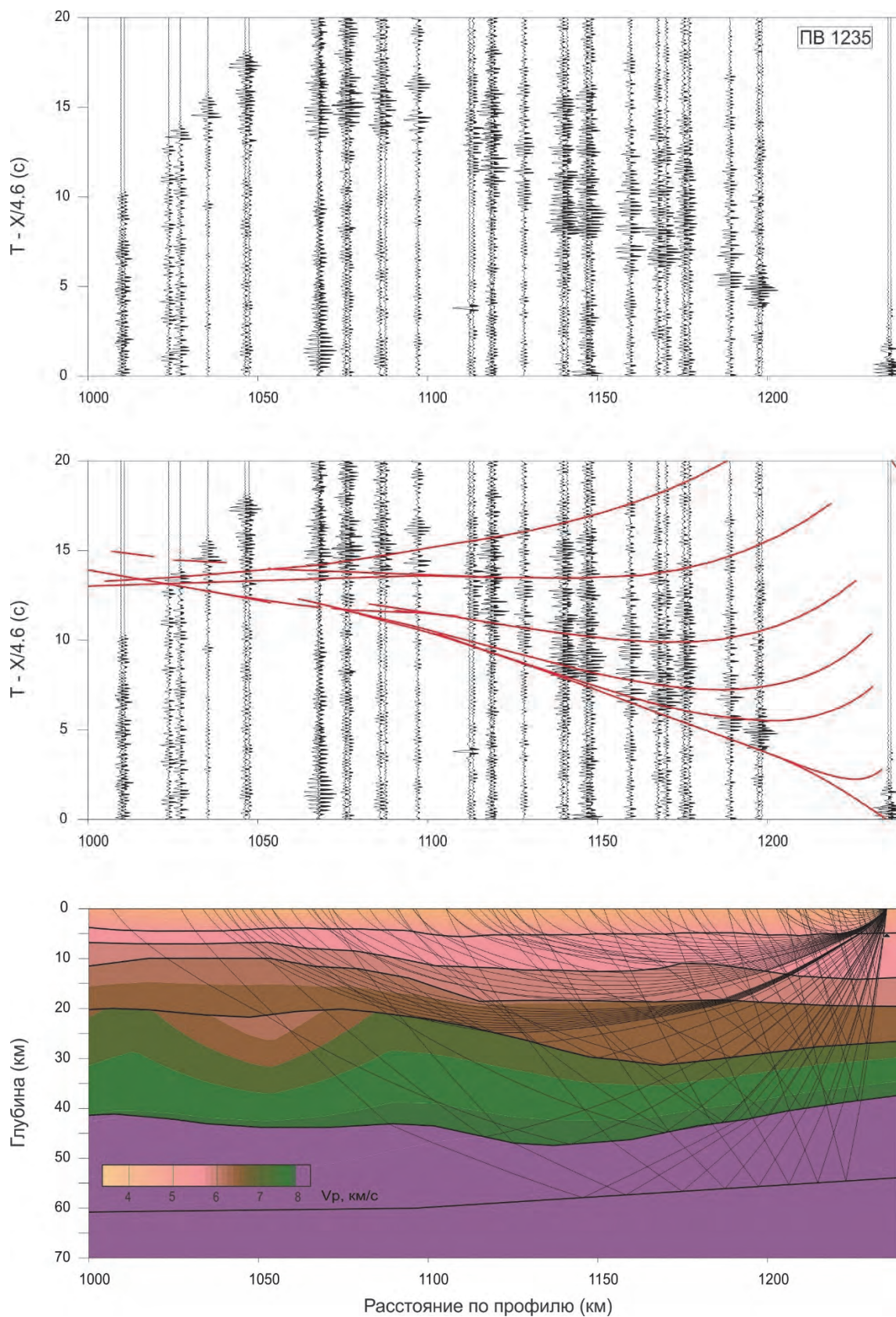


Рис. 3.27. Сопоставление расчетных годографов поперечных волн с вертикальной составляющей волнового поля (фрагмент профиля 2-ДВ)

Вверху наблюдаемое волновое поле; в центре то же с наложенными расчетными годографами; внизу лучи поперечных рефрагированных и отраженных волн, распространяющихся в модели земной коры и верхней мантии

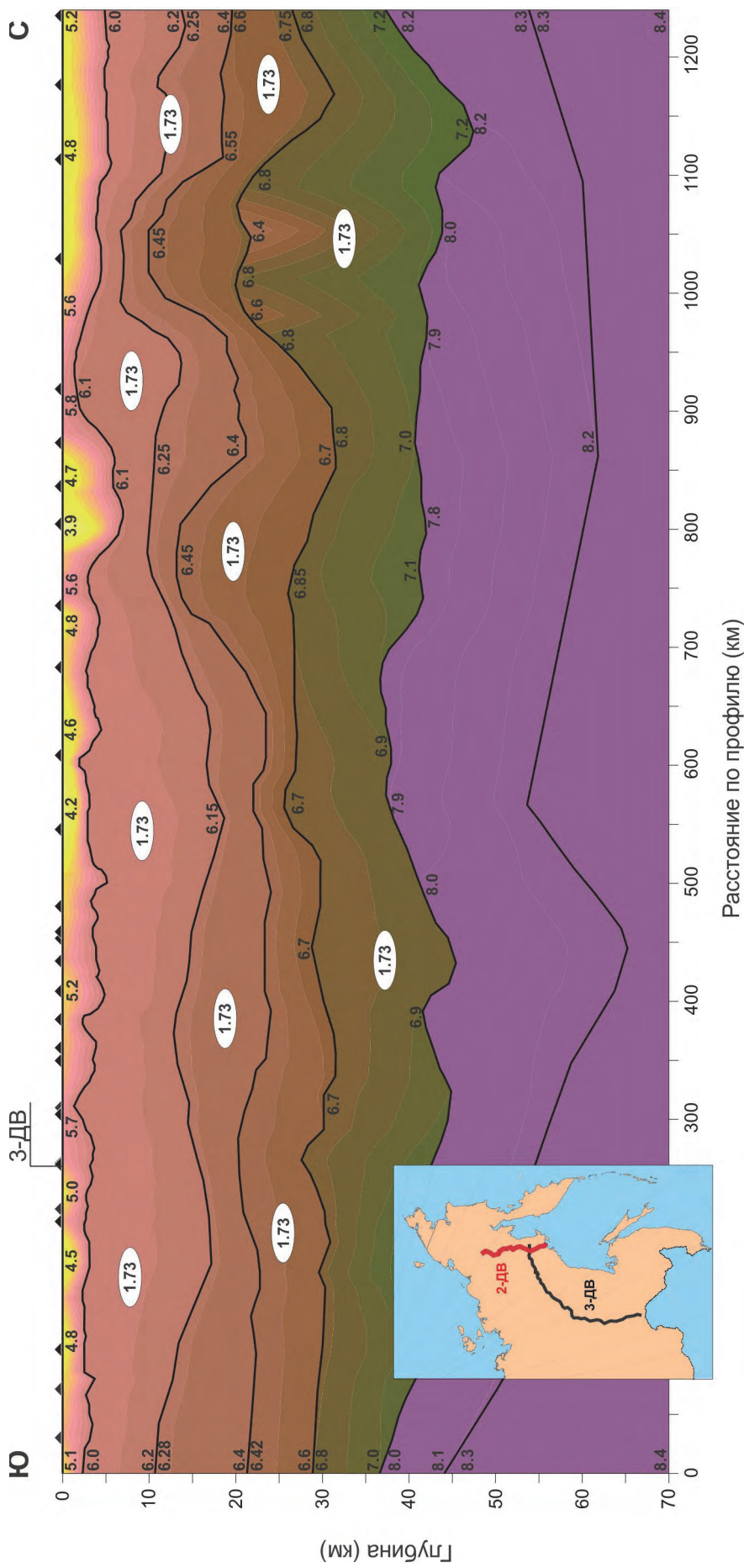


Рис. 3.28. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по фрагменту профиля 2-ДВ

Цифры на разрезе – значения V_p , км/с; цифры в эллипсах – значения V_p/V_s ; над разрезом показано положение пунктов взрыва и место пересечения с профилем ГСЗ 3-ДВ

3.3.3. Фрагмент профиля ГСЗ 3-ДВ

Исследования ГСЗ на опорном геолого-геофизическом профиле 3-ДВ длиной свыше 2,5 тыс. км были выполнены в 2009–2014 гг. ФГУП «СНИИГГиМС» и АСФ ГС СО РАН. Основные элементы методики полевых работ были такими же, как и на профиле 2-ДВ. Система наблюдений встречно-фланговая, расстановки приемной линии по 250–450 км вдоль имеющихся автомобильных дорог, максимальное удаление взрыв-прием 300–350 км, длительность записи 600–4300 с, шаг дискретизации 4–8 мс. Регистрация наблюдений выполнена дискретно расположенными малоканальными цифровыми станциями Байкал и РОСА-А с группами вертикальных приборов СВ-5 и трехкомпонентными приборами GS-20DX. Шаг между ПП с вертикальными приборами 3–7 км, с 3-компонентными – 20–30 км. Использовалось 50–100 комплектов регистраторов. Пункты приема устанавливались в стороне от дороги на 200–800 м для уменьшения помех.

Шаг ПВ на профиле 3-ДВ составлял 15–30 км. На 10 расстановках, освещающих разрез по линии длиной 2600 км, зарегистрировано около 90 взрывов и порядка 70 вибро-воздействий. Кратность перекрытия 2–10. В отличие от профиля 2-ДВ, на профиле 3-ДВ шаг между пунктами возбуждения ГСЗ и шаг между пунктами приема был почти в два раза меньше, что обеспечило более плотную и информативную систему наблюдений. Примеры типичных записей Р- и S-волн приведены на рис. 3.29.

Как и на профиле 2-ДВ, для оценки значений отношения скоростей V_p/V_s скоростной разрез V_p по профилю 3-ДВ пересчитывался в разрез V_s с коэффициентом 1.73, далее решалась прямая задача, и расчетные годографы накладывались на исходные монтажи. В отличие от скоростной модели по профилю 2-ДВ, на профиле 3-ДВ выделяется участок, для которого исходные значения $V_p/V_s = 1.73$ ($\sigma = 0.25$) пришлось существенно откорректировать. Это интервал разреза 1350–1600 км в районе Сетте-Дабанского блока. Здесь получены повышенные значения отношения скоростей V_p/V_s по всему разрезу: от 1.74–1.76 ($\sigma = 0.25–0.26$) в верхней и средней частях разреза до 1.76–1.80 ($\sigma = 0.26–0.28$) – в нижней (рис. 3.30).

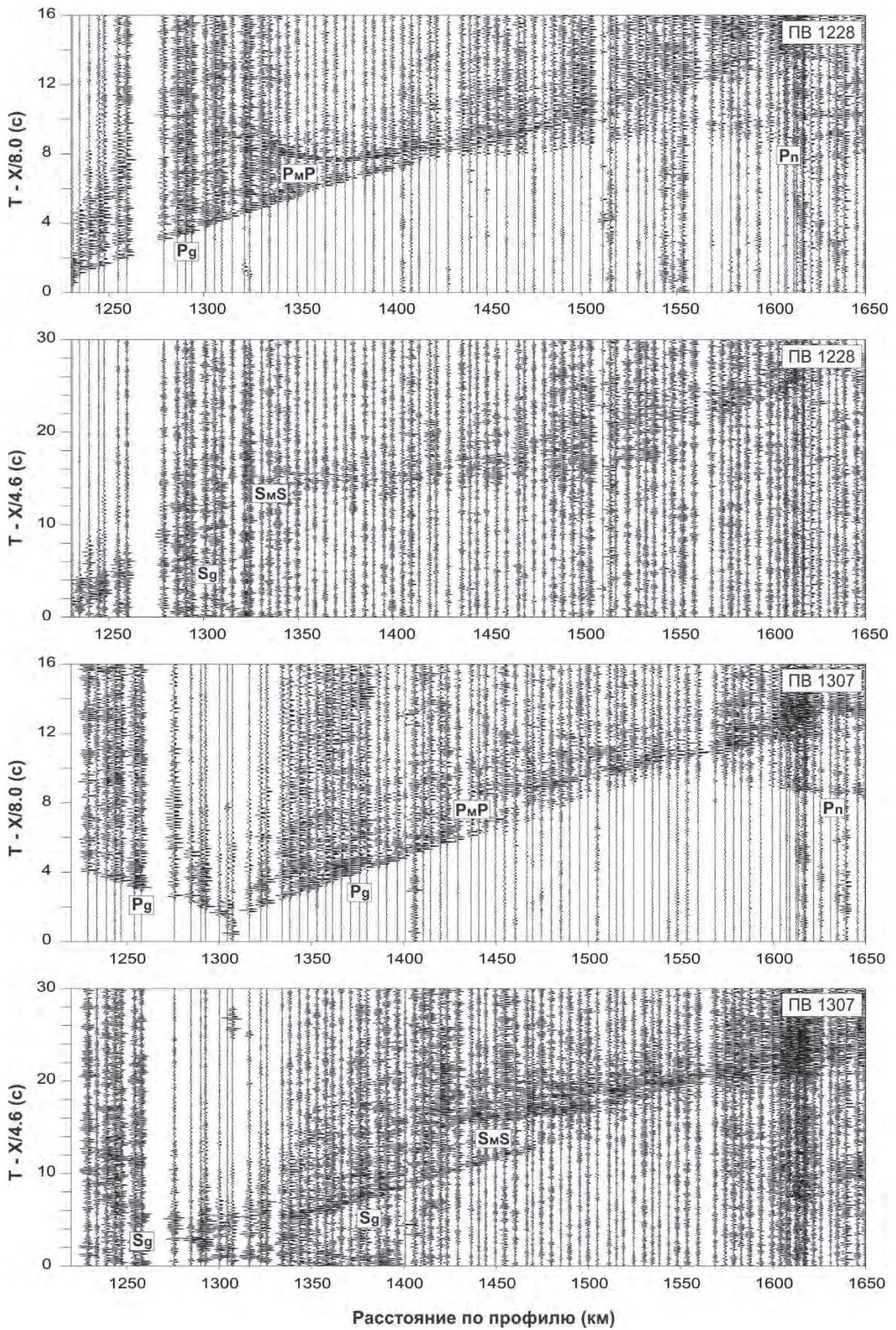


Рис. 3.29. Примеры волновых полей продольных и поперечных волн на записях вертикальных компонент на профиле 3-ДВ

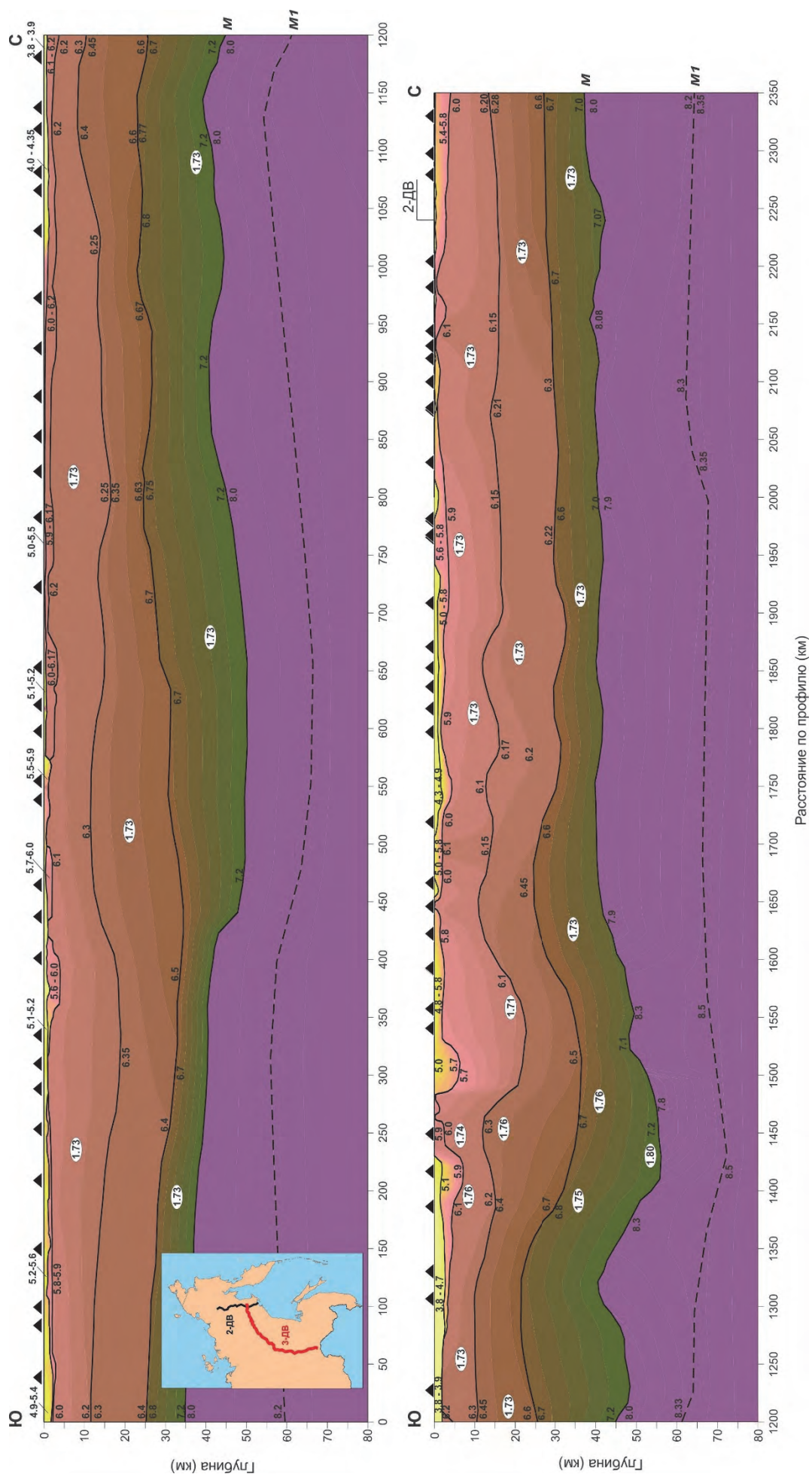


Рис. 3.30. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по фрагменту профиля 3-ДВ

Цифры на разрезе – значения V_p , км/с; цифры в эллипсах – значения V_p/V_s ; над разрезом показано положение пунктов взрыва и место пересечения с профилем ГСЗ 2-ДВ

4. Сравнительный анализ российских и зарубежных исследований земной коры с использованием значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона

Как можно видеть из приведенных выше описаний результатов многоволновых сейсмических исследований в различных регионах мира и России, они выполняются по одним и тем же технологиям и, как правило, завершаются аналогичными по сути геологическими выводами. Это обусловлено тем, что, во-первых, при глубинных сейсмических исследованиях повсеместно регистрируются одни и те же типы и классы волн² и, во-вторых, тем, что различные группы исследователей пришли к близкому пониманию влияния геологических факторов на изучаемые параметры, прежде всего на отношение скоростей V_p/V_s и коэффициент Пуассона.

В таблице 4.1 приведена характеристика основных продольных, поперечных и обменных волн, обычно регистрируемых при многокомпонентных глубинных сейсмических исследованиях и используемых для геологической интерпретации как в России, так и за рубежом.

Таблица 4.1

Основные волны, регистрируемые при многокомпонентных глубинных сейсмических исследованиях

Обозначение	Тип и класс волны	Краткая характеристика, интервал прослеживания	Освещаемый интервал разреза и информация, извлекаемая при интерпретации
<i>Преломленные продольные волны</i>			
P_{sed} , P_g	Рефрагированные продольные волны, распространяющиеся в осадочном слое (P_{sed}) и в верхней части консолидированной коры (P_g)	Достаточно интенсивные на удалениях до 50–70 км; последовательно сменяют друга в первых вступлениях; регистрируются преимущественно на вертикальной компоненте; как правило, резко затухают при больших градиентах скорости	Волны, распространяющиеся в осадочном слое (с кажущимися скоростями от 1.9 до 4.8 км/с), и волны, распространяющиеся в верхней части консолидированной коры (P_g с кажущимися скоростями от 5.6 до 6.4 км/с). Позволяют оценить значения скоростей продольных волн в осадочном чехле и в верхней части консолидированной коры
P_n	Преломленные продольные волны от границы Мохоровичича (или рефрагированные в верхней мантии)	Слабовыразительные; следятся в первых вступлениях на вертикальной компоненте; отличаются от коровых волн высокими кажущимися скоростями (8.0 км/с и более)	Позволяют оценить значения скоростей продольных волн в верхней мантии

² Под классом сейсмических волн понимается механизм возврата сейсмической энергии на поверхность наблюдений (отражение или преломление), под типом волн – поляризация (продольные или поперечные).

Обозначение	Тип и класс волны	Краткая характеристика, интервал прослеживания	Освещаемый интервал разреза и информация, извлекаемая при интерпретации
<i>Отраженные продольные волны</i>			
P _i P	Отраженные продольные волны от внутрикоровых границ	Слабовыразительные с ограниченным интервалом прослеживания (как правило, не более 20–40 км); регистрируются на вертикальной компоненте в последующих вступлениях	Позволяют определять положение отражающих границ в земной коре
P _M P	Отраженные продольные волны от границы Мохоровичича	Динамически выраженные вблизи критической и в закритической области; интервал прослеживания первые десятки километров; регистрируются преимущественно на вертикальной компоненте в последующих вступлениях	Позволяют определять мощность земной коры; контролируют значения скоростей продольных волн в коре; при значительной протяженности позволяют оценивать максимальные значения скоростей в нижней части земной коры
P _{M1} P	Отраженные продольные волны от внутримантийной границы	Динамически выраженные в закритической области; интервал прослеживания первые десятки километров; регистрируются преимущественно на вертикальной компоненте; по кинематике на больших удалениях близки к P _n -волнам, отличаясь от последних большей интенсивностью	Позволяют оценивать глубину залегания отражающей границы, контролируют максимальные значения скоростей продольных волн в верхней мантии
<i>Преломленные поперечные волны</i>			
S _{sed} , S _g	Рефрагированные поперечные волны, распространяющиеся в осадочном слое (S _{sed}) и в верхней части консолидированной коры (S _g)	Различной динамической выразительности; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях; в целом демонстрируют подобие волновому полю продольных рефрагированных волн	Позволяют оценить значения скоростей поперечных волн в осадочном чехле и в верхней части консолидированной коры
S _n	Преломленные поперечные волны от границы Мохоровичича (или рефрагированные в верхней мантии)	Слабой динамической выразительности; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях; в целом демонстрируют подобие волновому полю продольных преломленных волн, однако крайне редко выделяются при сейсмических исследованиях	Позволяют оценить значения скоростей поперечных волн в верхней мантии
<i>Отраженные поперечные волны</i>			
S _i S	Отраженные поперечные волны от внутрикоровых границ	Слабовыразительные с ограниченным интервалом прослеживания; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях	Позволяют определять положение отражающих границ в земной коре

Обозначение	Тип и класс волны	Краткая характеристика, интервал прослеживания	Освещаемый интервал разреза и информация, извлекаемая при интерпретации
S_{MS}	Отраженные поперечные волны от границы Мохоровичича	Динамически выраженные в закритической области; регистрируются на горизонтальных компонентах; повторяют особенности отраженных продольных волн P_{MP}	Позволяют определять мощность земной коры и значения скоростей поперечных волн в коре
<i>Кратные и обменные волны</i>			
r_1P_i , $r_{12}P_i$, $r_{13}P_i$, ...	Кратные продольные волны	Различной динамической выразительности; регистрируются на вертикальной компоненте после P_i -волн, повторяя их кинематику	Позволяют уточнять значения скоростей продольных волн выше границы кратности
PS	Обменные PS-волны	Достаточно интенсивные; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях после P -волн, повторяя их кинематику	Позволяют оценивать значения отношения скоростей V_p/V_s выше границы обмена

Как в России, так и за рубежом при наблюдениях ГСЗ [Геотраверс «ГРАНИТ» ... , 2002; Дружинин и др., 1985а; Егоркин, 1996; Кашубин, 1994; Кашубин и др., 2011; 2016; Крылов и др., 1993; Поперечные и обменные ... , 2019; Сакулина и др., 2015; Селезнев, 1994; Соловьев и др., 2019; Breivik et al., 2003; Carbonell et al., 1995; Eccles et al., 2009; Grad et al., 2003; Funck et al., 2000; 2006б; Janik, 2010; Kashubin et al., 2017; 2018; Kuusisto et al., 2006; Mjelde, 1992; Mjelde et al., 2002а; 2003б; Starostenko et al., 2013а; Tan et al., 2017; Wei et al., 2015; и др.] чаще всего выделяются на сейсмограммах и используются при интерпретации: 1 – продольные волны – P_g , P_iP , P_{MP} , P_n ; 2 – их поперечные аналоги, регистрируемые преимущественно на горизонтальных компонентах, а при отсутствии осадочного чехла и мощной зоны малых скоростей и на Z -компонентах – S_g , S_iS , S_{MS} ; 3 – обменные PS-волны, регистрируемые на горизонтальных компонентах, но имеющие кинематику P -волны. Последние обычно выделяются на записях автономных донных станций при морских сейсмических наблюдениях.

В подавляющем большинстве российских и зарубежных исследований отклонения V_p/V_s и коэффициентов Пуассона в кристаллической коре от значений 1.73 и 0.25 соответственно принято связывать с вариациями состава: увеличение этих значений до величин 1.78–1.88 ($\sigma = 0.27$ –0.30) – с повышением основности (мафичности) слагающих земную кору образований, уменьшение до значений 1.67–1.71 ($\sigma = 0.22$ –0.24) – с возрастанием их сиаличности. Осадочные горные породы, как правило, характеризуются существенно более высокими значениями V_p/V_s – 2.0 ($\sigma = 0.33$) и выше [Алейников и др., 1991; Булин, Егоркин, 1994а; Дружинин и др., 1985б; Егоркин, 1991; Кашубин, 2001; Крылов, Тен, 1994; Behn & Kelemen, 2003; Brittan & Warner, 1996; Brocher, 2005; Brown et al., 2012; Christensen, 1996; Domenico, 1984; Eddy, 2013; Kuusisto et al., 2006; Hacker et al., 2015; Tatham, 1982; Wang et al., 2013; и др.].

Таким образом, сравнительный анализ российских и зарубежных исследований земной коры с использованием значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона показывает, что и те, и другие исследования отличает близость применяемых подходов и получаемых результатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая обзор, посвященный оценкам значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре различных регионов мира, отметим следующее:

1. Доля многоволновых исследований при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии сейсмическими методами в мире в последние десятилетия возрастает. Эти исследования выполняются по одним и тем же технологиям и, как правило, завершаются аналогичными по сути геологическими выводами.

2. Существенная разница между значениями V_p/V_s и соответственно коэффициентами Пуассона в осадочных ($V_p/V_s \geq 2.0$, $\sigma \geq 0.33$) и кристаллических ($V_p/V_s \leq 1.9$, $\sigma \leq 0.31$) горных породах при одинаковых значениях скоростей продольных волн (V_p) позволяет более обоснованно интерпретировать геологическую природу нижних горизонтов глубоких осадочных бассейнов и в ряде случаев выделять промежуточный (консолидированный) структурный этаж между стратифицированными осадками и кристаллической земной корой.

3. Значимая корреляционная связь между значениями V_p/V_s и содержаниями основных породообразующих окислов (прежде всего кремнезема SiO_2) в кристаллических горных породах позволяет судить о вещественном составе слагающих земную кору образований. В подавляющем большинстве исследований отклонения V_p/V_s и коэффициентов Пуассона в кристаллической коре от значений 1.73 и 0.25 соответственно принято связывать с вариациями состава: увеличение этих значений до величин 1.78–1.88 ($\sigma = 0.27$ –0.30) – с повышением основности (мафичности) слагающих земную кору образований, уменьшение до значений 1.67–1.71 ($\sigma = 0.22$ –0.24) – с возрастанием их силичности.

4. Различия между значениями V_p/V_s в кристаллической части земной коры континентов и океанов дают возможность определять тип земной коры. Это позволило обосновать континентальную природу земной коры поднятия Менделеева в Арктике, существенно усилив геолого-геофизические аргументы по обоснованию расширения внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане, Южно-Охотской котловины и Курильской островной дуги в Охотском море, что дало возможность принципиально по-новому оценить их углеводородный потенциал и металлогеническую специализацию.

Таким образом, можно констатировать, что развиваемые в России и во всем мире многоволновые сейсмические исследования существенно расширяют традиционные возможности сейсмического метода, повышая его геологическую информативность (за счет привлечения для геологической интерпретации дополнительных параметров, прежде всего отношения скоростей V_p/V_s и коэффициента Пуассона, связанных с вещественным составом горных пород) и достоверность (за счет дополнительного контроля основных границ в земной коре различными типами и классами сейсмических волн). Новые данные, полученные с использованием многоволнового подхода при интерпретации глубинных сейсмических исследований в Арктической зоне и на северо-востоке России, вносят существенный вклад как в усиление российской позиции при отстаивании своих геополитических интересов в Арктике, так и в оценку минерагенической специализации новых территорий.

Список литературы

- Алейников А.Л., Егоркин А.В., Немзоров Н.И.* Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ // Советская геология. – 1990. № 10. – С. 91–97.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Кашубин С.Н.* Способ определения типа горных пород по сейсмическим данным: Авт. свид. № 1642416 А1 кл. G 01 V1/30. – 1991.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И.* Применение продольных и поперечных волн для изучения свойств и состояния горных пород // Петрофизические исследования на Урале. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – С. 53–55.
- Алейников А.Л.* Исследование состава и динамических условий формирования земной коры Среднего Урала на основе геофизических моделей: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Свердловск: СГИ, 1989.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И.* Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. – М.: Наука, 1986. – 112 с.
- Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 94 с.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. – М.: Наука, 1970. – 274 с.
- Белюсов В.В., Павленкова Н.И.* Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. – 1989. № 3. – С. 3–14.
- Бочкарев В.С.* Геодинамика Урало-Монгольского и Арктического складчатых поясов в недрах Западной Сибири // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 1: Материалы ЛП Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2020. – С. 89–93.
- Булин Н.К., Егоркин А.В.* Использование многоволнового ГСЗ при мелкомасштабных прогнозных исследованиях на оруденение и алмазоносность // Геология и геофизика. – 1993. № 9. – С. 92–106.
- Булин Н.К., Егоркин А.В.* Многоволновое глубинное сейсмическое зондирование при мелкомасштабных прогнозных исследованиях // Отечественная геология. 1994а. № 4. – С. 43–50.
- Булин Н.К., Егоркин А.В.* Среднекоровые аномалии параметра V_p/V_s и их металлогеническое значение // Разведка и охрана недр. – 1994б. № 10. – С. 18–21.
- Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н.* Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. – 2001. № 10. – С. 3–7.
- Гальперин Е.И.* Поляризационный метод сейсмических исследований. – М.: Недра, 1977, 277 с.
- Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. – Екатеринбург: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. – 312 с.
- Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Дьяконова А.Г., Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Колмогорова В.В., Кухмазов С.У., Парыгин Г.И., Осипов В.Ю.* Комплексные геофизические исследования литосферы Среднего Урала по Артинскому профилю // Отечественная геология. – 2003. № 1. – С. 65–73.
- Дружинин В.С., Карманов А.Б., Кашубин С.Н.* Площадные системы наблюдений методом преломленных волн для определения объемной скоростной модели // Геология и геофизика. – 1990. № 4. – С. 106–112.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н.* Многоволновые региональные сейсмические исследования на Урале // Разведочная геофизика. – 1992. №114. – С. 84–92.

- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Автонец С.В., Рыбалка В.М.* Новые данные о глубинном строении Южного Урала по результатам исследований на Троицком профиле ГСЗ // Геология и геофизика. – 1988. № 10. – С. 86–90.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И., Кашубина Т.В., Рыбалка А.В.* Использование результатов многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры Урала // Геология и геофизика. – 1985а. № 1. – С. 91–98.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И., Кашубина Т.В., Рыбалка А.В.* Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура – Орск // Советская геология. – 1985б. № 1. – С. 74–86.
- Егоркин А.В.* Геологическая информативность многоволнового ГСЗ на примере изучения севера европейской части России // Региональная геология и металлогения. – 2000. № 10. – С. 85–93.
- Егоркин А.В.* Глубинные сейсмические исследования с трехкомпонентной регистрацией смещения почвы // Физика Земли. – 1999. № 7–8. – С. 44–64.
- Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. – 1996. № 4. – С. 25–30.
- Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Под ред. В.В. Белоусова. – М.: Наука, 1991. – С. 118–135.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М.* Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. – 1988. № 5. – С. 120–128.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М.* Некоторые результаты многоволновых региональных исследований в Сибири // Многоволновые сейсмические исследования. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 125–131.
- Егоркин А.В., Костюченко С.Л., Золотов Е.Е.* и др. Глубинное строение зоны сочленения Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. – 1991. № 3. – С. 59–67.
- Кашубин С.Н.* Азимутальные наблюдения в Тагильско-Магнитогорском прогибе. – ЭИ. ВИЭМС. Разведочная геофизика. Отеч. произв. опыт. – 1985. Вып. 5. – С. 9–17.
- Кашубин С.Н.* Методика анализа физических свойств горных пород при региональных сейсмических исследованиях (на примере Тагильско-Магнитогорского прогиба) // Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. – Свердловск, 1984. – С. 83–91.
- Кашубин С.Н.* Многоволновая сейсмометрия при изучении структуры, состава и динамического состояния земной коры Урала: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Свердловск, ИГ УрО РАН, 1994.
- Кашубин С.Н.* Сейсмическая анизотропия земной коры и верхней мантии Урала и Восточно-Европейской платформы // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Международного научно-практического семинара. Роснедра, ВСЕГЕИ. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – С. 73–78.
- Кашубин С.Н.* Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 182 с.
- Кашубин С.Н.* Экспериментальные данные о сейсмической анизотропии земной коры Урала и ее возможная связь с ориентированной трещиноватостью и напряженным состоянием среды // Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии: Сборник докладов Всесоюзной конференции. – М.: ГИН АН СССР, 1991. – С. 29–37.
- Кашубин С.Н., Верба М.Л., Матвеев Ю.И., Мильштейн Е.Д.* Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М «Севморгео») // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания, том 1. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 301–305.

- Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю.П.* Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях // Технологии сейсморазведки. – 2011. № 4. – С. 88–102.
- Кашубин С.Н.* Связь аномалий сейсмической анизотропии с распределением тектонических напряжений и сейсмической активностью на Урале // Недра Поволжья и Прикаспия, спец. выпуск. № 13. – 1996. – С. 14–18.
- Кашубин С.Н., Дружинин В.С.* Развитие метода ГСЗ на Урале // Физика Земли. – 1999. № 7–8. – С. 30–43.
- Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Маковский В.В., Рыбалка А.В., Тувино Ф.* Опыт непродольного профилирования методом ГСЗ на Р- и S-волнах на Среднем Урале // Глубинное строение и развитие Урала. – Екатеринбург: Наука, 1996. – С. 147–161.
- Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М.* Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2013. № 55. – С. 5–20.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Шокальский С.П.* Типы земной коры Центральной и Северо-Восточной Азии, дальневосточной и арктической областей перехода континент – океан // Региональная геология и металлогения. – 2018а. № 73. – С. 6–18.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Андросов Е.А., Гольшева Ю.С., Ефимова Н.Н., Яварова Т.М., Морозов А.Ф.* Структура земной коры зоны сочленения поднятия Менделеева с Евразийским континентом (по геофизическим данным) // Региональная геология и металлогения. – 2018б. № 74. – С. 5–18.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Артемьева И.М., Морозов А.Ф., Вяткина Д.В., Гольшева Ю.С., Кашубина Т.В., Мильштейн Е.Д., Рыбалка А.В., Эринчек Ю.М., Сакулина Т.С., Крупнова Н.А.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 // Региональная геология и металлогения. – 2016. № 65. – С. 16–35.
- Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Лукашин Ю.П., Павленкова Н.И.* Современные методы проведения и интерпретации глубинных сейсмических зондирований в окраинных морях России // Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в геофизике XXI века. – М.: ИФЗ РАН, 2013б. – С. 175–194.
- Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. – М.: Недра, 1984. – 490 с.
- Крылов С.В.* Развитие петрофизических основ глубинного сейсмического зондирования на Р- и S-волнах // Геофизические исследования литосферы. – Киев, 1993. – С. 105–115.
- Крылов С.В., Брыксин А.В., Тен Е.Н.* Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотропной модели // Геология и геофизика. – 1990. № 12. – С. 101–113.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Е.Н., Кульчинский Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д.* Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S- волнах. – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. – 199 с.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М.* Глубинное строение Нижнеангарской минерально-сырьевой провинции по данным сейсмических исследований на Р- и S-волнах // Геофизические методы изучения земной коры: Сборник научных докладов Всероссийской геофизической конференции, посвященной 90-летию со дня рождения чл.-кор. АН СССР Э.Э. Фотиади. – 1998. – С. 41–44.
- Крылов С.В., Тен Е.Н.* Оценка прочности кристаллических пород по данным глубинного сейсмического зондирования на Р- и S- волнах // Геология и геофизика. – 1994. № 5. – С. 20–30.

- Крылов С.В., Тен Е.Н.* Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тянь-Шаньского районов // Геология и геофизика. – 1995. № 2. – С. 137–150.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / В.Ф. Смолькин, Ф.П. Митрофанов, А.А. Аведисян Ю.А. Балашов, В.В. Балаганский, А.Е. Борисов, В.З. Негруца. – Апатиты: ГИН Кольского НЦ РАН, 1995. – 256 с.
- Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Липилин А.В., Рослов Ю.В. Эринчек Ю.В.* Основные итоги десятилетних региональных комплексных геофизических исследований на Баренцево-Карском шельфе // Разведка и охрана недр. – 2005. № 1. – С. 3–6.
- Многоволновые сейсмические исследования / Под ред. Н.Н. Пузырева. – Новосибирск: Наука. 1987. – 214 с.
- Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкотов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. – 2013. № 53. – С. 34–55.
- Морозов А.Ф., Шкотов М.Ю., Корнеев О.Ю., Кашубин С.Н.* Комплексная геолого-геофизическая экспедиция «Арктика-2012» по обоснованию континентальной природы поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане // Разведка и охрана недр. – 2014. № 3. – С. 22–27.
- Морская сейсморазведка / Под ред. А.Н. Телегина. М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. – 237 с.
- Петрографический кодекс. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
- Поперечные и обменные волны при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях / Под ред. С.Н. Кашубина, О.В. Петрова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. – 155 с. – (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; т. 360).
- Поперечные и обменные волны в сейсморазведке / Под ред. Н.Н. Пузырева. – М.: Недра, 1967. – 287 с.
- Пузырев Н.Н.* О проблеме многоволновых сейсмических исследований // Многоволновые сейсмические исследования. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 3–6.
- Пузырев Н.Н.* Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 301 с.
- Пузырев Н.Н.* Методы сейсмических исследований. – Новосибирск: Наука, 1992. – 236 с.
- Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Бродов Л.Ю., Ведерников Г.В., Лебедев К.А., Оболенцева И.Р., Лебедева Г.Н.* Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. – М.: Недра, 1985. – 277 с.
- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М.* Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. – 2003. № 6. – С. 5–20.
- Сакулина Т.С., Телегин А.Н., Тихонова И.М.* Глубинные сейсмические исследования на опорном геофизическом профиле Заполярный-Хейса // Физика Земли. – 1999. № 9. – С. 76–85.
- Сакулина Т.С., Верба М.Л., Кашубина Т.В., Крупнова Н.А., Табырца С.Н., Иванов Г.И.* Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море // Разведка и охрана недр. – 2011. № 10. – С. 17–23.
- Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А.* Глубинные сейсмические зондирования по профилю 1-АР в Баренцевом море: методика и результаты // Физика Земли. № 4. – 2016а. – С. 107–124.
- Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Петров О.В., Морозов А.Ф., Крупнова Н.А., Дергунов Н.Т., Разматова А.В., Табырца С.Н., Кашубина Т.В., Яварова Т.М.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Чукотского прогиба по профилю ГСЗ Dream-line // Региональная геология и металлогения. – 2016б. № 68. – С. 52–65.
- Сакулина Т.С., Павленкова Г.А., Кашубин С.Н.* Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и геофизика. – 2015. Т. 56, № 11. – С. 2053–2066.

- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. – 2009. № 3. – С. 56–63.
- Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д. Использование поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании в западной Якутии // Геология и геофизика. – 1987. Т. 28. № 1. – С. 109–117.
- Селезнев В.С. Развитие метода глубинного сейсмического зондирования на Р- и S-волнах при изучении литосферы Восточной Сибири: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, 1994.
- Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. К использованию поперечных волн на опорных профилях на Востоке России. «Интерэкспо Гео-Сибирь-2015». – Новосибирск: СГУГиТ, 2015. Т. 2. – С. 243–247.
- Соловьев В.М., Галёва Н.А., Сальников А.С., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Кашубина Т.В., Вяткина Д.В. Особенности сейсмического строения Забайкалья в створе опорного профиля 1-СБ «Восточный» по данным разнополяризованных Р- и S-волн // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – Новосибирск, 2019. № 3 (39). – С. 57–71.
- Соловьев В.М., Сальников А.С., Селезнев В.С., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А., Лисейкин А.В., Галёва Н.А. Анализ глубинного скоростного строения и сейсмичности Забайкалья (в створе профиля 1-СБ). Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2019. Т. 2, № 2. – С. 3–10.
- Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка. – М.: Мир, 1969. – 543 с.
- Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE / Под ред. А.Ф. Морозова и др. – М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. – 736 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / Отв. ред. Н.Б. Дортман. – М.: Недра, 1984. – 455 с.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: Справочник / Под ред. М.П. Воляровича. – М.: Недра, 1988. – 255 с.
- Халевин Н.И. К оценке плотности и состава пород по Р- и S-волнам // Геология и геофизика. – 1990. № 4. – С. 133–136.
- Abramovitz, T., Thubо, H., Perchuc, E. 2002: Tomographic inversion of seismic P-wave velocities from the Baltic Shield based on FENNOLORA data. *Tectonophysics*. 358. 151–174.
- Afonso, J.C., Ranalli, G., Fernández, M., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Faul, U. 2010: On the Vp/Vs–Mg# correlation in mantle peridotites: Implications for the identification of thermal and compositional anomalies in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 289. 606–618.
- Artemieva, I.M. 2007: Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics. *Global and Planetary Change*. 58. 411–434.
- Assad, M. 2013: *The Vp/Vs relationship of the basement under the Trøndelag Platform, mid-Norway. Master Thesis, Department of Geosciences. University of Oslo*. 109.
- Baris, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A., Ucer, S.B. 2005: Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey. *Earth Planets Space*. 57. 1019–1038.
- Bee, M., Bibee, L.D. 1989: A Seismic Refraction Study of Cretaceous Oceanic Lithosphere in the Northwest Pacific Basin. *Marine Geophys. Res.* 11. 239–261.
- Behm, M., Cheng, F., Patterson, A., Soreghan, G. 2019: Passive processing of active nodal seismic data: Estimation of Vp/Vs – ratios to characterize structure and hydrology of alpine valley infill. *Solid Earth Discuss.* DOI: 10.5194/se-2019-47
- Behn, M.D., Kelemen, P.B. 2003: Relationship between seismic P – wave velocity and the composition of anhydrous igneous and meta-igneous rocks. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (5). 1041. DOI: 10.1029/2002GC000393

- Berg, E., Amundsen, L., Morton, A., Mjelde, R., Shimamura, H., Shiobara, H., Kanazawa, T., Kodaira, S., Fjellanger, J.P. 2001: Three-component OBS-data processing for lithology and fluid prediction in the mid-Norway margin, NE Atlantic. *Earth Planets Space*. 53. 75–89.
- Bezacier, L., Reynard, B., Bass, J.D., Wang, J., Mainprice, D. 2010: Elasticity of glaucophane, seismic velocities and anisotropy of the subducted oceanic crust. *Tectonophysics*. 494. 201–210.
- Blanchette, A.R., Klemperer, S.L., Mooney, W.D., Zahran, H.M. 2020: Thickness of the Saudi Arabian Crust. Volcanic and Seismic Hazards of Northern Harrat Rahat, Saudi Arabia. DOI: 10.31223/X5CP47
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. & EUROBRIDGE and POLONAISE Working groups. 2006: EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London, *Memoirs*. 32. 599–625.
- Bohnoff, M., Makris, J. 2004: Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data. *Journal of Geodynamics*. 37. 2. 233–252.
- Breivik, A.J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y. 2003: Crustal structure and transform margin development south of Svalbard based on ocean bottom seismometer data. *Tectonophysics*. 369. 37–70.
- Breivik, A.J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y. 2005: Caledonide development offshore–onshore Svalbard based on ocean bottom seismometer, conventional seismic and potential field data. *Tectonophysics*. 401. 79–117.
- Breivik, A.J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y., Kuwano, A. 2002: A possible Caledonide arm through the Barents Sea imaged by OBS data. *Tectonophysics*. 355. 67–97.
- Brittan, J., Warner, M. 1996: Seismic velocity, heterogeneity, and the composition of the lower crust. *Tectonophysics*. 264. 249–259.
- Brocher, T.M. 2005: Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95. 6. 2081–2092.
- Brown, D., Carbonell, R., Kukkonen, I., Ayala, C., Golovanova, I. 2003: Composition of the Uralide crust from seismic velocity (V_p , V_s), heat flow, gravity, and magnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*. 210. 333–349.
- Brown, D., Llana-Funez, S., Carbonell, R., Alvarez-Marron, J., Marti, D., Salisbury, M. 2009: Laboratory measurements of P-wave and S-wave velocities across a surface analog of the continental crust–mantle boundary: Cabo Ortegal, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*. 285. 27–38.
- Brown, D., Zhang, X., Palomeras, I., Simancas, F., Carbonell, R., Juhlin, C., Salisbury, M. 2012: Petrophysical analysis of a mid-crustal reflector in the IBERSEIS profile, SW Spain. *Tectonophysics*. 550–553. 35–46.
- Brown, D. 2007: Modal mineralogy and chemical composition of the Uralide lower crust determined from physical properties data. *Tectonophysics*. 433. 39–51.
- Bush, I., Crampin, S. 1991: Paris Basin VSPs: case history establishing combinations of fine-layer (or lithologic) anisotropy and crack anisotropy from modelling shear wavefields near point singularities. *Geophys. J. Int.* 107. 3. 417–427.
- Calkins, J.A., Zandt, G., Girardi, J., Dueker, K., Gehrels, G.E., Ducea, M.N. 2010: Characterization of the crust of the Coast Mountains Batholith, British Columbia, from P to S converted seismic waves and petrologic modeling. *Earth and Planetary Science Letters*. 289. 145–155.
- Carbonell, R., Smothson, S. 1995: The bright Moho reflection in the 1986 Nevada PASSCAL seismic experiment. *Tectonophysics*. 243. 255–276.
- Carbonell, R., Gallart, J., Perez-Estaun, A., Diaz, J., Kashubin, S., Mechie, J., Wenzel, F., Knapp, J.H. 2000: Seismic wide-angle constraints on the southern Urals. *Journal of Geophysical Research*. B105. 13755–13777.

- Carbonell, R., Perez-Estaun, A., Gallart, J., Diaz, J., Kashubin, S., Mechie, J., Stadtlander, R., Schulze, A., Knapp, J.H., Morozov, A. 1996: A crustal root beneath the Urals: wide-angle seismic evidence. *Science*. 274. 222–224.
- Chevrot, S., van der Hilst, R.D. 2000: The Poisson ratio of the Australian crust: geological and geophysical implications. *Earth and Planetary Sciences Letters*. 183. 121–132.
- Chian, D., Loudon, K. 1991: The structure of Archean – Ketilidian crust along the continental shelf of southwestern Greenland from a seismic refraction profile. *Can. J. Earth Sci.* 29. 301–313.
- Chian, D., Loudon, K.E. 1994: The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. *Journal of Geophysical Research*. 99. 9117–9135.
- Cho, H.-M., Baag, C.-E., Lee, J.M., Moon, W.M., Jung, H., Kim, K.Y. 2013: P- and S-wave velocity model along crustal scale refraction and wide-angle reflection profile in the southern Korean peninsula. *Tectonophysics*. 582. 84–100.
- Christensen, N.I. 1996: Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*. 101. 3139–3156.
- Christensen, N.I. 2004: Serpentinites, peridotites, and seismology. *Int. Geol. Rev.* 46. 795–816.
- Chulick, G.S., Detweiler, S., Mooney, W.D. 2013: Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*. 42. 260–276.
- Chung, T.W., Hirata, N., Sato, R. 1990: Two-dimensional P- and S-wave velocity Structure of the Yamato Basin, the Southeastern Japan Sea, from Refraction Data collected by an ocean Bottom Seismographic Array. *Journal Phys. Earth*. 38. 99–147.
- Czuba, W., Grad, M., Luosto, U., Motuza, G., Nasedkin, V. 2002: Upper crustal seismic structure of the Mazury complex and Mazowsze massif within East European Craton in NE Poland. *Tectonophysics*. 360. 115–128.
- Castagna, J.P., Batzle, M.L., Eastwood, R.L. 1985: Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*. 50. 571–581.
- Dec, M., Polkowski, M., Janik, T., Stec, K., Grad, M. 2017: Verification of the seismic P-wave velocities under Moho boundary: Central Poland case study, LUMP profile. *Acta Geophysica*. 67. 1. 41–57.
- Deng, Y., Li, J., Song, X., Zhu, L. 2018: Joint inversion for lithospheric structures: Implications for the growth and deformation in northeastern Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 45. 3951–3958. <https://doi.org/10.1029/2018GL077486>.
- Diaz, J., Vergés, J., Chevrot, S., Antonio-Vigil, A., Ruiz, M., Sylvander, M., Gallart, J. 2018: Mapping the crustal structure beneath the eastern Pyrenees. *Tectonophysics*. 744. 296–309.
- Digranes, P., Kristoffersen, Y. 1995: Use of Mode-converted Waves in Marine Seismic Data to Investigate the Lithology of the Sub-bottom Sediments in Isfjorden, Svalbard. *PAGEOPH*. 145. 313–325.
- Digranes, P., Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W. 1996: Modelling Shear Waves in OBS Data from the Vøring Basin (Northern Norway) by 2-D Ray-tracing. *PAGEOPH*. 147. 611–629.
- Digranes, P., Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W. 1998: A regional shear-wave velocity model in the central Vøring Basin, N. Norway, using three-component Ocean Bottom Seismographs. *Tectonophysics*. 293. 157–174.
- Domenico, N. 1995: Poisson's ratio – an interdisciplinary link? The leading edge. 983–986.
- Domenico, S.N. 1984a: Determine lithology porosity from P and S-wave velocities. *World Oil*. 199. 142 (A, B, C, F, G).
- Domenico, S.N. 1984b: Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*. 49. 1188–1195.
- Druzhinin, V.S., Kashubin, S.N., Kashubina, T.V., Kolmogorova, V.V., Parygin, G.V., Rybalka, A.V., Tiunova, A.M. 1997: The main features of the interface between the crust and the upper mantle in the Middle Urals (in vicinity of the deep drillhole SG-4). *Tectonophysics*. 269. 259–268.

- Duennebieer, F.K., Lienert, B., Cessaro, R., Anderson, P., Mallick, S. 1987: Controlled-source seismic experiment at hole 581C. *Init. Repts. DSDP*. 88. 105–125.
- Eccles, J.D., White, R.S., Christie, P.A.F. 2009: Identification and inversion of converted shear waves: case studies from the European North Atlantic continental margins. *Geophys. J. Int.* 179. 381–400. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04290.x
- Eccles, J.D., White, R.S., Christie, P.A.F. 2011: The composition and structure of volcanic rifted continental margins in the North Atlantic: Further insight from shear waves. *Tectonophysics*. 508. 22–33.
- Eddy, D.R., Harm, J.A., Van Avendonk, J.A., Shillington, D.J. 2013: Compressional and shear-wave velocity structure of the continent-ocean transition at the eastern Grand Banks Newfoundland. *Geophysical Research Letters*. 40. 1–7.
- Egorkin A.V. 1998: Velocity structure, composition and discrimination of crustal provinces in the former Soviet Union. *Tectonophysics*. 298. 395–404.
- Egorkin, A.V., Zuganov, S.K., Pavlenkova, N.I., Chernyshov, N.M. 1987: Results of lithospheric studies from long-range profiles in Siberia. *Tectonophysics*. 140. 29–47.
- Eken, T., Shomali, Z.H., Roberts, R., Hieronymus, C.F., Bodvarsson, R. 2008: S and P velocity heterogeneities within the upper mantle below the Baltic Shield. *Tectonophysics*. 462. 109–124.
- Ensley, R.A. 1985: Evaluation of direct hydrocarbon indicators through comparison of compressional- and shear-wave seismic data: a case study of the Myrnam gas field. Alberta. *Geophysics*. 50. 37–48.
- Faccenda, M. 2014: Water in the slab: A trilogy. *Tectonophysics*. 614. 1–30.
- Fernández, M., Afonso, J.C., Ranalli, G. 2010: The deep lithospheric structure of the Namibian volcanic margin. *Tectonophysics*. 481. 68–81.
- Ferri, F., Burlini, L., Cesare, B. 2016: Effect of partial melting on Vp and Vs in crustal enclaves from Mazarrón (SE Spain). *Tectonophysics*. 671. 139–150.
- Flichner, M.M., Klemperer, S.L. 1999: Structure of an island-arc: Wide-angle seismic studies in the eastern Aleutian Island, Alaska. *Journal of Geophysical Research*. 104. 10,667–10,694.
- Frassetto, A., Gilbert, H., Zandt, G., Beck, S., Fouch, M.J. 2006: Support of high elevation in the southern Basin and Range based on the composition and architecture of the crust in the Basin and Range and Colorado Plateau. *EPSL*. 249. 62–73.
- Funck, T., Dehler, S.A., Jackson, H.R., Salisbury, M.H., Reid, I.D. 2006a: A Refraction Seismic Image of the Sediments in Kennedy Channel, Northern Nares Strait. *Polarforschung*. 74 (1–3). 41–50.
- Funck, T., Hopper, J.R., Larsen, H.C., Loudon, K.E., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S. 2003: Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. *Journal of Geophysical Research*. 108. 1–20. DOI: 10.1029/2003JB002434
- Funck, T., Jackson, H.R., Dehler, S.A., Reid, I.D. 2006b: A Refraction Seismic Transect from Greenland to Ellesmere Island, Canada: The Crustal Structure in Southern Nares Strait. *Polarforschung*. 74 (1–3). 97–112.
- Funck, T., Loudon, K.E. 1999: Wide-angle seismic transect across the Torngat Orogen, northern Labrador: Evidence for a Proterozoic crustal root. *Journal of Geophysical Research*. 104. 7463–7480.
- Funck, T., Loudon, K.E., Reid, I.D. 2000: Wide-angle seismic imaging of a Mesoproterozoic anorthosite complex: The Nain Plutonic Suite in Labrador. *Canada. J. Geophys. Res.* 105. 25,693–25,707.
- Funck, T., Jackson, H.R., Loudon, K.E., Klingelhofer, F. 2007: Seismic study of the transform-rifted margin in Davis Strait between Baffin Island (Canada) and Greenland: What happens when a plume meets a transform. *Journal of Geophysical Research*. 112 (B4). DOI: 10.1029/2006JB004308
- Galve, A., Jiang, M., Hirn, A., Sapin, M., Laigle, M., de Voogd, B., Gallart, J., Qian, H. 2006: Explosion seismic P and S velocity and attenuation constraints on the lower crust of the North-

- Central Tibetan Plateau, and comparison with the Tethyan Himalayas: Implications on composition, mineralogy, temperature, and tectonic evolution. *Tectonophysics*. 412. 141–157.
- Gedom, M., Trehu, A.M., Flueh, E.R., Klaeschen, D. 2000: The continental margin off Oregon from seismic investigations. *Tectonophysics*. 329. 79–97.
- Gerlings, J., Funck, T., Jackson, H.R., Loudon, K.E., Klingelhofer, F. 2009: Seismic evidence for plume-derived volcanism during formation of the continental margin in southern Davis Strait and northern Labrador Sea. *Geophys. J. Int.* 176. 980–994. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04021.x
- Gohl, K., Pedersen, L.B. 1995: Collisional tectonics of the Baltic Shield in the northern Gulf of Bothnia from seismic data of the BABEL project. *Geophys. J. Int.* 120. 209–226.
- Gohl, K., Smithson, S.B. 1993: Structure of Archean Crust and Passive Margin of Southwest Greenland from Seismic Wide-Angle Data. *Journal of Geophysical Research*. 98. B4. 6623–6638.
- Gottlieb, E.S., Miller, E.L., Andronikov, A.V., Brumley, K., Mayer, L.A., Mukasa, S.B. 2010: Cretaceous Arctic magmatism: Slab vs. plume? Or slab and plume? AGU Fall Meeting Abstracts 12/2010.
- Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedűs, E., Vozár, J., Ślącza, A., Tiira, T., Yliniemi, J. 2006a: Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CELO5. *Journal of Geophysical Research*. 111. B03301. DOI: 10.1029/2005JB003647
- Grad, M., Gryn, D., Guterch, A., Janik, T., Keller, R., Lange, R., Lyngsie, S.B., Omelchenko, V., Starostenko, V.I., Stephenson, R.A., Stovba, S.M., Thybo, H., Tolkunov, A. 2003: «DOBREFraction'99» – velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics*. 371. 81–110.
- Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Sroda, P., Czuba, W., EUROBRIGE'94-97, POLONAISE'97 and CELEBRATION 2000 Seismic Working Groups, 2006b: Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. *Geol. Quart.* 50 (1). 9–22. Warszawa.
- Grobys, J.W.G. 2009: Crustal evolution of the submarine plateaux of New Zealand and their tectonic reconstruction based on crustal balancing. Reports on Polar and Marine Research, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven. 132.
- Grobys, J.W.G., Gohl, K., Davy, B., Uenzelmann-Neben, G., Deen, T., Barker, D. 2007: Is the Bounty Trough off eastern New Zealand an aborted rift? *Journal of Geophysical Research*. 112. B03103. 1–21. DOI: 10.1029/2005JB004229
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D. 2015: Continental lower crust, Annual reviews. *Earth Planet.* 43. 167–205.
- Hamilton, E.A. 1979: Vp/Vs and Poisson's ratios in marine sediments and rocks. *J. Acoust. Soc. Am.* 66. 1099–1101.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., Miura, S. 2005: Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*. 403. 59–75.
- Hauser, J., Dyer, K.M., Pasyanos, M.E., Bungum, H., Faleide, J.I., Clark, S.A., Schweitzer, J. 2011: A probabilistic seismic model for the European Arctic. *Journal of Geophysical Research*. 116. B01303. 1–17. DOI: 10.1029/2010JB007889
- He, R., Shang, H., Yu, C., Zhang, H., Van der Hilst, R.D. 2014: A unified map of Moho depth and Vp/Vs ratio of continental China by receiver function analysis. *Geophys. J. Int.* 199. 1910–1918.
- Hermann, T., Jokat, W. 2013: Crustal structures of the Boreas Basin and the Knipovich Ridge, North Atlantic. *Geophys. J. Int.* 1–16. DOI: 10.1093/gji/ggt048
- Hino, R., Nishizawa, A., Suyehiro, K., Kinoshita, H. 1991: Deep seismic crustal structure beneath the Bonin Trough. *Tectonophysics*. 200. 249–266.

- Huang, H., Qiu, X., Zhang, J., Hao, T. 2019: Low-velocity layers in the northwestern margin of the South China Sea: Evidence from receiver functions of ocean-bottom seismometer data. *Journal of Asian Earth Sciences*. 186. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104090>.
- Hung, T.D., Yang, T., Le, B.M., Yu, Y., Xue, M., Liu, B., Liu, C., Wang, J., Pan, M., Huong, P.T., Liu, F., Morgan, J.P. 2021: Crustal structure across the extinct mid-ocean ridge in South China Sea from OBS receiver functions: Insights into the spreading rate and magma supply prior to the ridge cessation. *Geophysical Research Letters*. 48. 1–9. e2020GL089755. <https://doi.org/10.1029/2020GL089755>.
- Hyndman, R.D. 1979: Poisson's ratio in the oceanic crust – a review. *Tectonophysics*. 59. 321–333.
- Hyndman, R.D., Christensen, N.I., Drury, M.J. 1983: The physical properties of basalt core samples from deep sea drilling project leg 78B Hole 395A, U.S. govt. Printing office. 801–810.
- Hyvonen, T., Tiira, T., Korja, A., Heikkinen, P., Rautioaho, E., and the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group, 2007: A tomographic crustal velocity model of the central Fennoscandian Shield. *Geophys. J. Int.* 168. 1210–1226.
- Ivankina, T.I., Kern, H.M., Nikitin, A.N. 2005: Directional dependence of S-wave propagation and polarization in laboratory measurements and calculations based on TOF neutron diffraction. *Tectonophysics*. 407. 25–42.
- Ivanova, N.M., Sakoulina, T.S., Roslov, Yu.V. 2006: Deep Seismic Investigations across of the Barents-Kara Region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf). *Tectonophysics*. 420. 123–140.
- Jackson, H.R., Chian, D. 2019: The Alpha-Mendeleev ridge a large igneous province with continental affinities, GFF. DOI: 10.1080/11035897.2019.1655789
- Janik, T., 2010: Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constrains from P- and S-wave velocity Models and Vp/Vs Ratio Distribution of the BALTIC Wide-Angle Seismic Profile. *Acta Geophysica*. 58. 4. 543–586.
- Janik, T., Kozlovskaya, E., Yliniemi, J., 2007: Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P- and S-wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland. *Journal of Geophysical Research*. 112. B04302. DOI: 10.1029/2006JB004681
- Ji, S., Wang, Q., Salisbury, H.M. 2009: Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. *Tectonophysics*. 463. 15–30.
- Jiang, M., Galvé, A., Hirn, A., de Voogd, B., Laigle, M., Su, H.P., Diaz, J., Lépine, J.C., Wang, Y.X. 2006: Crustal thickening and variations in architecture from the Qaidam basin to the Qang Tang (North-Central Tibetan Plateau) from wide-angle reflection seismology. *Tectonophysics*. 412. 121–140.
- Jo, E., Hong, T-K. 2013: Vp/Vs ratios in the upper crust of the southern Korean Peninsula and their correlations with seismic and geophysical properties. *Journal of Asian Earth Sciences*. 660. 204–214.
- Juliá, J., Mejía, J. 2004: Thickness and Vp/Vs Ratio Variation in the Iberian Crust. *GJI*. 156. 59–72.
- Kashubin, S.N. 1991: Seismic anisotropy of the Earth's crust of the Urals and its possible relation to oriented crackkind and to stress state. In Rolf Meissner et al. (eds.): *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. Geodynamics Series: Vol. 22*, American Geophysical Union, Washington, D.C. 97–99.
- Kashubin, S.N., Petrov, O.V., Artemieva, I.M., Morozov, A.F., Vyatkina, D.V., Golysheva, Yu.S., Kashubina, T.V., Milshtein, E.D., Rybalka, A.V., Erinchek, Yu.M., Sakulina, T.S., Krupnova, N.A., Shulgin, A.A. 2018: Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment «Arctic-2012». *Journal of Geodynamics*. 119. 107–122.
- Kashubin, S.N., Petrov, O.V., Rybalka, A.V., Milshtein, E.D., Shokalsky, S.P., Verba, M.L., Petrov, E.O. 2017: Earth's crust model of the South-Okhotsk Basin by wide-angle OBS data. *Tectonophysics*. 710–711. 37–55.

- Kern, H., Popp, T., Gorbatshevich, F., Zharikov, A., Lobanov, K.V., Smirnov, Yu.P. 2001: Pressure and temperature dependence of Vp and Vs in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy. *Tectonophysics*. 338. 113–134.
- Kiser, E., Palomeras, I., Levander, A., Zelt, C., Harder, S., Schmandt, B., Hansen, S., Creader, K., Ulberg, C. 2016: Magma reservoirs from the upper crust to the Moho inferred from High-resolution Vp and Vs models beneath Mount St. Helens, Washington State, USA. The Geology Society of America. Data Repository item 2016134. DOI: 10.1130/G37591.1
- Klingelhofer, F., Geli, L., Matias, L., Steinsland, N., Mohr, J. 2000: Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72°N. *Geophys. J. Int.* 141. 509–526.
- Kono, Y., Ishikawa, M., Harigane, Y., Michibayashi, K., Arima, M. 2009: P- and S-wave velocities of the lowermost crustal rocks from the Kohistan arc: Implications for seismic Moho discontinuity attributed to abundant garnet. *Tectonophysics*. 467. 44–54.
- Kono, Y., Ishikawa, M., Harigane, Y., Michibayashi, K., Arima, M. 2009: P- and S- wave velocities of the lowermost crustal rocks from the Kohistan arc: Implications for seismic Moho discontinuity attributed to abundant garnet. *Tectonophysics*. 467. 44–54.
- Kopylova, M.G., Lo, J., Christensen, N.I. 2004: Petrological constrains on seismic properties of the Slave upper mantle (Northern Canada). *Lithos*. 77. 493–510.
- Kozlovskaya, E., Janik, T., Yliniemi, J., Karatayev, G., Grand, M. 2004: Density-velocity relationship in the upper lithosphere obtained from P- and S-wave velocity models along the Eurobrige'97 seismic profile and gravity data. *Acta Geophysica Polonica*. 52. 4. 397–424.
- Kumar, S., Agrawal, M., Pulliam, J., Rivera, E.P., Huerfano, V.A. 2020: Crustal thickness and bulk Poisson ratios in the Dominican Republic from receiver function analysis. *Tectonophysics*. 775. 228308. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228308>.
- Kuusisto, M., 2007: Suomen Maankuoren Kivilajikoostumuksen Tulkinta Seismisistä Aineistoista. Helsingin Yliopisto Fysikaalisten Tieteiden Laitos. 107. (фин.).
- Kuusisto, M., Kukkonen, I.T., Heikkinen, P., Pesonen, L.J. 2006: Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data. *Tectonophysics*. 420. 283–299.
- Kvarven, T., Mjelde, R., Hjelstuen, B.O., Faleide, J.I., Thybo, H., Flueh, E.R., Murai, Y. 2016: Crustal composition of the Møre Margin and compilation of a conjugate Atlantic margin transect. *Tectonophysics*. 666. 144–157.
- Lebedeva-Ivanova, N.N., Zamansky, Y.Y., Langinen, A.E., Sorokin, M.Y. 2006: Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82 N: evidence of continental crust. *Geophysical Journal International*. 165 (2). 527–544.
- Li, P., Huang, G-C.D., Savvaidis, A. 2021: Seismic features of the Permian Basin Region from receiver function analysis. *Tectonophysics*. 801. 228718. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228718>.
- Lin, J-Y., Hsu, S-K., Lin, A.T-S., Yeh, Y-C., Lo, C-L. 2016: Vp/Vs distribution in the northern Taiwan area: Implications for the tectonic structures and rock property variations. *Tectonophysics*. 692. 181–190.
- Liu, M., Mooney, W.D., Li, S., Okaya, N., Detweiler, S. 2006: Crustal structure of the northeastern margin of the Tibetan plateau from the Songpan-Ganzi terrane to the Ordos basin. *Tectonophysics*. 420. 253–266.
- Ljones, F., Kuwano, A., Mjelde, R., Breivik, A., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y. 2004: Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund. *Tectonophysics*. 378. 17–41.
- Lloyd, G.E., Butler, R.W.H., Casey, M., Mainprice, D. 2009: Mica, deformation fabrics and the seismic properties of the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*. 288. 320–328.
- Luo, S., Huang, R., Zhu, L., Yao, H. 2020: The formation of the Dabashan orocline, central China: Insights from high-resolution 3D crustal shear-wave velocity structure. *Tectonophysics*. 774. 228244. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228244>.

- Matsubara, M., Obara, K., Kasahara, K. 2009: High-Vp/Vs zone accompanying non-volcanic tremors and slow-slip events beneath southwestern Japan. *Tectonophysics*. 472. 6–17.
- Matsushima, S. 1981: Compressional and shear wave velocities of igneous rocks and volcanic glasses to 900 C and 20 kbar. *Tectonophysics*. 75. 257–271.
- McCaffee Pellerin, C.L., Christensen, N.I. 1998: Interpretation of crustal seismic velocities in the San Gabriel-Mojave region, southern California. *Tectonophysics*. 286. 253–271.
- McClymont, A.F., Clowes, R.M. 2005: Anomalous lithospheric structure of Northern Juan de Fuca plate - a consequence of oceanic rift propagation? *Tectonophysics*. 406. 213–231.
- McCormac, M.D., Dunbar, J.A., Sharp, W.W. 1984: A case study of stratigraphic interpretation using shear and compressional seismic data. *Geophysics*. 49. 509–520.
- McNutt, M., Caress, D.W. 2007: Crust and Lithospheric Structure – Hot Spots and Hot-Spot Swells. In Romanowicz, B., Dziewonski, A. (eds.): *Seismology and Structure of the Earth: Treatise on Geophysics*. Elsevier. 1. 445–478.
- Mechie, J., Yuan, X., Schurr, B., Schneider, F., Sippl, C., Ratschbacher, L. Minaev, V., Gadoev, M., Oimahmadov, I., Moldobekov, B., Orunbaev, S., Negmatullaev, S. 2011: Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived from project TIPAGE wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.* DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05278.x
- Mechie, J., Zhao, W., Karplus, M.S., Wu, Z., Meissner, R., Shi, D., Klemperer, S.L., Su, H., Kind, R., Xue, G., Brown, L.D. 2012: Crustal shear (S) velocity and Poisson's ratio structure along the INDEPTH IV profile in northeast Tibet as derived from wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.* 191. 369–384.
- Mjelde, R. 1992: Shear waves from three-component ocean bottom seismographs off Lofoten, Norway, indicative of anisotropy in the lower crust. *Geophys. J. Int.* 110. 283–296.
- Mjelde, R., Aurva, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Gunnarsson, K., Nakanishi, A., Shiobara, H. 2002a: Vp/Vs-ratios from the central Kolbeinsey Ridge to the Jan Mayen Basin, North Atlantic; implications on lithology, porosity and present-day stress field. *Marine Geophys. Res.* 23. 125–145.
- Mjelde, R., Eckhoff, I., Solbakken, S., Kodaira, S., Shimamura, H., Gunnarsson, K., Nakanishi, A., Shiobara, H. 2007a: Gravity and S-wave modelling across the Jan Mayen Ridge, North Atlantic; implications for crustal lithology. *Mar. Geophys. Res.* 28. 27–41.
- Mjelde, R., Fjellanger, J.P., Raum, T., Digranes, P., Kodaira, S., Breivik, A., Shimamura, H. 2002b: Where do P-S conversions occur? Analysis of OBS-data from the NE Atlantic Margin. *First Break*. 20 (3). 153–160.
- Mjelde, R., Iwasaki, T., Shimamura, H., Kanasawa, T., Kodaira, S., Raum, T., Hajime, S. 2003a: Spatial relationship between recent compressional structures and older high-velocity crustal structures; examples from the Vøring Margin, NE Atlantic, and Northern Honshu, Japan. *Journal of Geodynamics*. 36. 537–562.
- Mjelde, R., Kasahara, J., Shimamura, H., Kamimura, A., Kanazawa, T., Kodaira, S., Raum, T., Shiobara, H. 2002c: Lower crustal seismic velocity-anomalies; magmatic underplating or serpentinized peridotite? Evidence from the Vøring Margin, NE Atlantic. *Marine Geophys. Res.* 23. 169–183.
- Mjelde, R., Raum, T., Murai, Y., Takanami, T. 2007b: Continent-ocean-transitions: Review, and a new tectono-magmatic model of the Vøring Plateau, NE Atlantic. *Journal of Geodynamics*. 43. 374–392.
- Mjelde, R., Raum, T., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S. 2003b: Vp/Vs-ratio along the Vøring Margin, NE Atlantic, derived from OBS-data: Implications on lithology and stress field. *Tectonophysics*. 369. 175–197.
- Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., Takanami, T. 2009: Crustal structure and evolution of the outer More Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*. 468. 224–243.
- Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., Næss, U. 2005: Continent-ocean transition on the Vøring Plateau, NE Atlantic, derived from densely

- sampled ocean bottom seismometer data. *J. Geophys. Res.* 110. B05101. 1–19. DOI: 10.1029/2004JB003026
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A. 1993: Possible shallow crustal shear wave anisotropy off Lofoten, Norway, inferred from three-component ocean-bottom seismographs. *Geophysical Journal International*. 115. 159–167.
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A., Shimamura, H., Iwasaki, T., Kanazawa, T. 1992: A crustal study off Lofoten, N. Norway, by use of 3-component Ocean Bottom Seismographs. *Tectonophysics*. 212. 269–288.
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A., Shimamura, H., Iwasaki, T., Kanazawa, T. 1995: S-wave anisotropy off Lofoten, Norway, indicative of fluids in the lower continental crust? *Geophysical Journal International*. 120. 87–96.
- Mjelde, R., Timenes, T., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Kodaira, S., Nakanishi, A. 2002d: Acquisition, processing and analysis of densely sampled P- and S-wave OBS-data on the mid-Norwegian Margin, NE Atlantic. *Earth Planets Space*. 54. 1219–1236.
- Mooney, W.D. 2007: Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure. In Dziewonski, B., Romanowicz, A. (eds.): *Seismology and Structure of the Earth: Treatise on Geophysics*. Elsevier. 1. 361–417.
- Morozov, I.B., Smithson, S.B., Chen, J., Hollister, L.S. 2001: Generation of new continental crust and terrane accretion in Southeastern Alaska and Western British Columbia: constraints from P- and S-wave wide-angle seismic data (ACCRETE). *Tectonophysics*. 341. 49–67.
- Morozov, I.B., Smithson, S.B., Hollister, L.S., Diebold, J.B. 1998: Wide-angle seismic imaging across accreted terranes, southeastern Alaska and western British Columbia. *Tectonophysics*. 299. 281–296.
- Motaghi, K., Shabanian, E., Nozad-Khalil, T. 2020: Deep structure of the western coast of the Makran subduction zone, SE Iran. *Tectonophysics*. 776. 228314. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228314>.
- Mueller, S. 1977: A new model of the continental crust. In Heacock, J.G., Keller, G.V., Jack, E., Oliver, J.E., Gene Simmons, G. (eds.): *Geophysical Monograph Series. The Earth's Crust*. Washington DC American Geophysical Union. 20. 289–317.
- Murty, A.S.N., Dixit, M.M., Mandal, B., Raju, S., Kumar, S., Karupannan, P., Anitha, K., Sarkar, D. 2011: Extension of Godavari Godwana sediments underneath Trap covered region of Satpura basin as evidenced from seismic studies in Deccan Syncline, India. *Journal of Asian Earth Sciences*. 42. 1232–1242.
- Neidell, N.S. 1985: Land applications of shear waves. *Geophysics: the leading edge of exploration*, November. 32–43.
- Netzeband, G.L., Gohl, K., Hübscher, C.P., Ben-Avraham, Z., Dehghani, G.A., Gajewski, D., Liersch, P. 2006: The Levantine Basin – crustal structure and origin. *Tectonophysics*. 418 (3–4). 167–188.
- Novak, O., Ritter, J.R.R., Altherr, R., Garasic, V., Volker, F., Kluge, C., Kaspar, T., Byrne, G.F., Sobolev, S.V., Fuchs, K. 1997: An integrated model for the deep structure of the Chyulu Hills volcanic field, Kenya. *Tectonophysics*. 278. 187–209.
- Okada, T., Iio, Y., Matsumoto, S., Bannister, S., Ohmi, S., Horiuchi, S., Sato, T., Miura, T., Pettinga, J., Ghisetti, F., Sibson, R.H. 2019: Comparative tomography of reverse-slip and strike-slip seismotectonic provinces in the northern South Island, New Zealand. *Tectonophysics*. 765. 172–186.
- O'Reilly, B.M., Hauser, F., Jacob, A.W.B., Shannon, P.M. 1996: The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation. *Tectonophysics*. 255. 1–23.
- Ostrovsky, A.A., Flueh, E.R., Luosto, U. 1994: Deep seismic structure of the Earth's crust along the Baltic Sea profile. *Tectonophysics*. 233. 279–292.
- Palomeras, I., Carbonell, R., Ayarza, P., Martí, D., Brown, D., Simancas, J.F. 2011: Shear wave modeling and Poisson's ratio in the Variscan Belt of SW Iberia. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12. Q07008. DOI: 10.1029/2011GC003577

- Parera-Portell, J.A., de Lis Mancilla, F., Morales, J., Almendros, J., Jimenez-Morales, V. 2021: Structure of the crust and upper mantle beneath the Bransfield Strait (Antarctica) using P receiver functions. *Tectonophysics*. 802. 228744. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228744>.
- Pasten-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerst, L., Aden-Antoniow, F., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar, P., Fuenzalida, A. 2021: Seismicity in the upper plate of the Northern Chilean offshore forearc: Evidence of splay fault south of the Mejillones Peninsula. *Tectonophysics*. 800. 228706. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228706>.
- Petersen, C.J., Papenberg, C., Kaeschen, D. 2007: Local seismic quantification of gas hydrates and BSR characterization from multi-frequency OBS data at northern Hydrate Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*. 255. 414–431.
- Pilipenko, V.N., Pavlenkova, N.I., Luosto, U. 1999: Wide-angle reflection migration technique with an example from the POLAR profile (northern Scandinavia). *Tectonophysics*. 308. 445–457.
- Pin, Y., Di, Z., Zhaoshu, L. 2001: A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*. 338. 1–21.
- Postlethwaite, B., Bostock, M.G., Christensen, N.I., Snyder, D.B. 2014: Seismic velocities and composition of the Canadian crust. *Tectonophysics*. 633. 256–267.
- Prada, M., Ranero, C.R., Sallarès, V., Zitellini, N., Grevemeyer, I. 2016: Mantle exhumation and sequence of magmatic events in the Magnaghi-Vavilov Basin (Central Tyrrhenian, Italy): New constraints from geological and geophysical observations. *Tectonophysics*. 689. 133–142.
- Rabbal, W., Lüschen, E. 1996: Shear wave anisotropy of laminated lower crust at the Urach geothermal anomaly. *Tectonophysics*. 264. 219–233.
- Raileau, V., Bala, A., Hauser, F., Prodehl, C., Fielitz, W. 2005: Crustal properties from S-wave and gravity data along a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics*. 410. 251–272.
- Raum, T., Mjelde, R., Shimamura, H., Murai, Y., Brastein, E., Karpuz, R.M., Kravik, K., Kolsto, H.J. 2006: Crustal structure and evolution of the southern Voring Basin and Voring Transform Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*. 415. 167–202.
- Readman, P.W., Hauser, F., O'Reilly, D., V.C. 2009: Crustal anisotropy in southwest Ireland from analysis of controlled source shear-wave data. *Tectonophysics*. 474. 571–583.
- Riahi, M.A., Juhlin, C. 1996: Reflectivity characteristics of the crust from modelling refraction/wide-angle and normal-incidence reflection data on BABEL line 1. *Tectonophysics*. 262. 173–193.
- Roslov, Yu.V., Sakoulina, T.S., Pavlenkova, N.I. 2009: Deep Seismic Investigations in the Barents and Kara Seas. *Tectonophysics*. 472. 301–308.
- Rybalka, A.V., Petrov, O.V., Kashubin, S.N., Milshtein, E.D., Verba, M.L. 2018: Earth's Crust Model of the South-Okhotsk Back-arc Basin by Multiwave Seismic Data. *Acta Geologica Sinica*. 93 (S1). 82–83. DOI: 10.1111/1755-6724.13951
- Saito, S., Ishikawa, M., Arima, M., Tatsumi, Y. 2016: Laboratory measurements of V_p and V_s in a porosity-developed crustal rock: Experimental investigation into the effects of porosity at deep crustal pressures. *Tectonophysics*. 677–678. 218–226.
- Sakoulina, T.S., Kashubin, S.N., Pavlenkova, G.A. 2016: Deep Seismic Soundings on the 1-AP Profile in the Barents Sea: Methods and Results. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 52. 4. 572–589.
- Sakoulina, T.S., Pavlenkova, G.A., Kashubin, S.N. 2015: Structure of the Earth's crust in the northern part of the Barents–Kara region along the 4-AR DSS profile. *Russian Geology and Geophysics*. 56. 1622–1633.
- Sakoulina, T.S., Telegin, A.N., Tikhonova, I.M., Verba, M.L., Matveev, Y.I., Vinnick, A.A., Kopylova, A.V., Dvornikov, L.G. 2000: The Results of Deep Seismic Investigations on Geotraverse in the Barents Sea from Kola Peninsula to Franz-Joseph Land. *Tectonophysics*. 329. 319–331.

- Salisbury, M.H., Scott, J.H., Aurox, C., Becker, K., Bosum, W., Broglia, C., Carlson, R., Christensen, N.I., Fisher, A., Gieskes, J., Holmes, M.A., Hoskins, H., Moos, D., Stephen, R., Wilkens, R. 1988: Old oceanic crust: synthesis of logging, laboratory, and seismic data from leg 102. *Proceeding of the Ocean Drilling program, scientific results*. 102. 155–180.
- Satarugsa, P., Johnson, R.A. 2000: Constraints on crustal composition beneath a metamorphic core complex: results from 3-component wide-angle seismic data along the eastern flank of the Ruby Mountains, Nevada. *Tectonophysics*. 329. 223–250.
- Sato, H., Ito, K. 2001: H₂O fluid distribution in mantle rock at 1 GPa: constraints from Vs-Vp/Vs diagram. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*. 76. 305–310.
- Scafidi, D., Solarino, S. 2012: Can local earthquake tomography settle the matter about subduction in the Northern and Central Apennines? Response from a new high resolution P velocity and Vp/Vs ratio 3-D model. *Tectonophysics*. 554–557, 63–73.
- Scafidi, D., Solarino, S., Eva, C. 2009: P wave seismic velocity and Vp/Vs ratio beneath the Italian peninsula from local earthquake tomography. *Tectonophysics*. 465. 1–23.
- Schiffer, C., de Lima, M.V.A.G., Soares, J.E.P., Stephenson, R., de Araújo, V.C.M., Lima, F.T., Rocha, F.A.S., Trindade, C.R., Fuck, R.A. 2021: Vp/Vs ratios in the Parnaíba Basin from joint active-passive seismic analysis – Implications for continental amalgamation and basin formation. *Tectonophysics*. 801. 228715.
- Schmidt-Aursch, M. 2002: The crustal structure of the East Greenland Fjord Region between the Precambrian shield and the recent mid-oceanic ridges: Results from seismic and gravity modelling. Dissertation, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven. 143. (HEM.).
- Schmidt-Aursch, M., Jokat, W. 2005: The crustal structure of central East Greenland-I: From the Caledonian orogeny to the Tertiary igneous province. *Geophysical Journal International*. 160. 736–752.
- Silvennoinen, H., Kozlovskaya, E. 2007: 3D structure and physical properties of the Kuhmo Greenstone Belt (eastern Finland): Constraints from gravity modelling and seismic data and implications for the tectonic setting. *Journal of Geodynamics*. 43. 358–373.
- Singh, A., Singh, C., Kennett, B.L.N. 2015: A review of crust and upper mantle structure beneath the Indian subcontinent. *Tectonophysics*. 644–645. 1–21.
- Snyder, D.B., Cary, P., Salisbury, M., 2009: 2D-3C high-resolution seismic data from the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Tectonophysics*. 472. 226–237.
- Sobolev, S.V., Babeiko, A.Yu. 1995: Calculation of phase equilibria and elastic properties of magmatic rocks. *Physics of the Solid Earth*. 30. 11. 931–947.
- Spudich, P., Orcutt, J. 1980: Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave form modeling of seismic refraction data. *Journal of Geophysical research*. 85. B3. 1409–1433.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., Tolkunov, A. 2013a: Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian basin and the East European Craton. *Tectonophysics*. 608. 1049–1072.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Sroda, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., Tolkunov, A. 2013b: Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*. 195. 740–766.
- Startford, W., Thybo, H. 2011a: Crustal structure composition of the Oslo Graben, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*. 304. 431–442.
- Stratford, W., Thybo, H. 2011b: Seismic structure and composition of the crust beneath the southern Scandes, Norway. *Tectonophysics*. 502. 364–382.

- Stumpel, H., Kahler, S., Meissner, R., Milkereit, B. 1984: The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. *Geophys. Prosp.* 32. 662–675.
- Tan, P., Brelvilk, A.J., Tronnes, R.G., Mjelde, R., Azuma, R., Elde, S. 2017: Crustal structure and origin of the Eggvin Bank west of Jan Mayen, NE Atlantic. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 122. 43–62. DOI: 10.1002/2016JB013495
- Thouvenot, F., Kashubin, S.N., Poupinet, G., Makovsky, V.V., Kashubina, T.V., Matte, Ph., Jenatton, L. 1995: The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismic. *Tectonophysics.* 250. 1–13.
- Tiira, T., Janik, T., Kozlovskaya, E., Grad, M., Komminaho, K., Hegedűs, E., Kovács, C.A., Brückl, E., Korja, A., Silvennoinen, H. 2010: Preliminary P- and S- wave velocity model of HUKKA 2007 wide-angle reflection and refraction profile: an evidence for an unknown terrain boundary? *Lithosphere 2010. Symposium, October 27–28.* Helsinki. 129–132.
- Toker, M., Sahin, S. 2019: Crustal Poisson's ratio tomography and velocity modeling across tectonomagmatic lake regions of Eastern Anatolia (Turkey): New geophysical constraints for crustal tectonics. *Journal of Geodynamics.* 131. 1–28. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101651>.
- Trey, H., Cooper, A.K., Pellis, G., Della Vedova, B., Cochrane, G., Brancolini, G., Makris, J. 1999: Transect across the West Antarctic rift system in the Ross Sea, Antarctica. *Tectonophysics.* 301. 61–74.
- Tugume, F., Nyblade, A., Juliá, J. 2012: Moho depths and Poisson's ratios of Precambrian crust in East Africa: Evidence for similarities an Archean and Proterozoic crustal structure. *Earth and Planetary Science Letters.* 355–356. 73–81.
- Tatham, R.H. 1982: Vp/Vs and lithology. *Geophysics.* 47. 336–344.
- Van den Berg, R., Daly, J.S., Salisbury, M.H. 2005: Seismic velocities of granulite-facies xenoliths from Central Ireland: Implications for lower crustal composition and anisotropy. *Tectonophysics.* 407. 81–99.
- Vijaya Rao, V., Sain, K., Prasad, B.R. 2007: Dipping Moho in the southern part of Eastern Dharwar Craton, India, as revealed by the coincident seismic reflection and refraction study. *Current Science.* 93. 3. 330–336.
- Wang, Q., Bardassarov, N., Ji, Sh. 2013: The Moho as a transition zone: A revisit from seismic and electrical properties of minerals and rocks. *Tectonophysics.* 609. 395–422.
- Wang, T., Gao, S.S., Yang, Q., Liu, K.H. 2021: Crustal structure beneath the Ethiopian Plateau and adjacent areas from receiver functions: Implications for partial melting and magmatic underplating. *Tectonophysics.* 809. 228857. DOI: 10.1016/j.tecto.2021.228857
- Wang, X., Qian, R., Changliang, X. 2014: PS-wave processing and S-wave velocity inversion of OBS data from Northern South China Sea. *Journal of Applied Geophysics.* 100. 58–65.
- Wang, Y., Mooney, W.D., Yuan, X., Okaya, N. 2013: Crustal Structure of the Northeastern Tibetan plateau from the Southern Tarin basin to the Sichuan basin, China. *Tectonophysics.* 584. 191–208.
- Watkins, W.D., Thurber, C.H., Abbott, E.R., Brudzinski, M.R. 2018: Local earthquake tomography of the Jalisco, Mexico region. *Tectonophysics.* 724–725. 51–64.
- Wei, X., Ruan, A., Zhao, M., Qiu, X., Wu, Z., Niu, X. 2015: Shear wave velocity structure of Reed Bank, southern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics.* 644–645. 151–160.
- Weigel, W., Fluh, E.R., Miller, H., Butzke, A., Deghani, G.A., Gebhardt, V., Harder, I., Hepper, J., Jokat, W., Klaschen, D., Kreymann, S., Schussler, S., Zhao, Z. 1995: Investigations of the East Greenland Continental Margin between 70° and 72°N by deep seismic sounding and gravity studies. *Marine Geophys. Res.* 17. 167–199.
- Westbrook, G.K., Chand, S., Rossi, G., Long, C., Bünz, S., Camerlenghi, A., Carcione, J.M., Dean, S., Foucher, J.-P., Flueh, E., Gei, D., Haacke, R.R., Madrussani, G., Mienert, J., Minshull, T.A., Nouzé, H., Peacock, S., Reston, T.J., Vanneste, M., Zimler, M. 2008:

- Estimation of gas hydrate concentration from multi-component seismic data at sites on the continental margins of NW Svalbard and the Storegga region of Norway. *Marine and Petroleum Geology*. 25. 744–758.
- White, R.S., Stephen, R.A. 1980: Compressional to shear wave conversion in oceanic crust. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 63. 547–565.
- Wilkins, R., Simmons, G., Caruso, L. 1984: The ratio V_p/V_s as a discriminant of composition for siliceous limestones. *Geophysics*. 49. 1850–1860.
- Winterstein, D.F. 1986: Anisotropy effects in P-wave and SH-wave stacking velocities contain information on lithology. *Geophysics*. 51. 661–672.
- Wu, T.F., Kuo-Chen, H., McIntosh, K.D. 2014: Subsurface imaging, TAIGER experiments and tectonic models of Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*. 90. 173–208.
- Xia, S., Zhao, D., Qiu, X. 2008: Tomographic evidence for the subducting oceanic crust and forearc mantle serpentinization under Kyushu, Japan. *Tectonophysics*. 449. 85–96.
- Youssof, M., Thybo, H., Artemieva, I.M., Levander, A. 2013: Moho depth and crustal composition in Southern Africa. *Tectonophysics*. 609. 267–287.
- Zelt, C.A., Smith, R.B. 1992: Seismic travelt ime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*. 108 (1). 16–34.
- Zhang, C., Guo, Z., Chen, Y.J. 2020: Lithospheric thickening controls the ongoing growth of northeastern Tibetan Plateau: Evidence from P and S receiver functions. *Geophysical Research Letters*. 47. e2020GL088972. <https://doi.org/10.1029/2020GL088972>.
- Zhang, Z., Badal, J., Li, Y., Chen, Y., Yang, L., Teng, J. 2005: Crust – upper mantle seismic velocity structure across Southeastern China. *Tectonophysics*. 395. 137–157.
- Zhang, Z., Li, Y., Lu, D., Teng, J., Wang, G. 2000: Velocity and anisotropy structure of the crust in the Dabieshan orogenic belt from wide-angle seismic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 122. 1–2. 115–131.
- Zhang, Z., Zhang, X., Badal, J. 2008: Composition of the crust beneath southeastern China derived from an integrated geophysical data set. *Journal of Geophysical Research*. 113. 1–25.
- Zhao, B., Zhang, Z., Bai, Z., Badal, J., Zhang, Z. 2013a: Shear velocity and V_p/V_s ratio structure of the crust beneath the southern margin of South China continent. *Journal of Asian Earth Sciences*. 62. 167–179.
- Zhao, J., Jin, Z., Mooney, W.D., Okaya, N., Wang, S., Gao, X., Tang, L., Pei, S., Liu, H., Xu, Q. 2013b: Crustal structure of the central Qaidam basin imaged by seismic wide-angle reflection/refraction profiling. *Tectonophysics*. 584. 174–190.
- Zhao, M., Qiu, X., Shaohong, X., Wang, P., Xia, K., Xu, H. 2008: Identification and analysis of waves of recorder by three-component OBSs in northeastern South China Sea. *Progress in Natural Science*. 18. 181–188.
- Zhao, M., Qiu, X., Xia, S., Xu, H., Wang, P., Wang, K.T., Lee, C.-S., Xia, K. 2010: Seismic structure in the northeastern South Sea; S-wave velocity and V_p/V_s ratios derived from three-component OBS data. *Tectonophysics*. 480. 183–197.
- Zheng, C., Zhang, R., Wu, Q., Li, Y., Zhang, F., Shi, K., Ding, Z. 2019: Variations in crustal and uppermost mantle structures across eastern Tibet and adjacent regions: Implications of crustal flow and asthenospheric upwelling combined for expansions of the Tibetan plateau. *Tectonics*. 38. 1–15. <https://doi.org/10.1029/2018TC005276>.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Список основных обозначений и сокращений	5
ВВЕДЕНИЕ	6
1. Возможности многоволновой сейсморазведки для повышения информативности глубинных исследований земной коры за счет использования значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона	7
1.1. Прогноз вещественного состава образований, слагающих земную кору	8
1.2. Определение типа земной коры	12
2. Опыт многоволновых глубинных сейсмических исследований и оценки значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре различных регионов мира	15
2.1. Наземные исследования	20
2.1.1. Северная Евразия (Российская территория)	20
2.1.2. Европа	29
2.1.3. Азия	34
2.1.4. Северная Америка	38
2.1.5. Южная Америка	39
2.1.6. Африка	40
2.1.7. Австралия	41
2.2. Морские исследования и исследования в зоне перехода суша – море	42
2.2.1. Северная Атлантика	42
2.2.2. Юго-Восточная Азия	45
2.2.3. Тихий океан	46
2.2.4. Антарктида	48
3. Оценка значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона в земной коре Арктической зоны, северо-востока России и прилегающих акваторий	49
3.1. Баренцево-Карский регион	53
3.1.1. Фрагмент профиля ГСЗ 1-АР	53
3.1.2. Профиль ГСЗ 2-АР	56
3.1.3. Фрагмент профиля ГСЗ 3-АР	60
3.1.4. Фрагмент профиля ГСЗ 4-АР	63
3.2. Восточно-Арктические моря и область Центрально-Арктических поднятий	64
3.2.1. Профиль ГСЗ 5-АР	64
3.2.2. Профиль ГСЗ Dream-line	67
3.2.3. Профиль ГСЗ Арктика-2012	72
3.3. Охотоморский и Дальневосточный регионы	78
3.3.1. Фрагмент профиля ГСЗ 2-ДВ-М	78
3.3.2. Фрагмент профиля ГСЗ 2-ДВ	84
3.3.3. Фрагмент профиля ГСЗ 3-ДВ	87
4. Сравнительный анализ российских и зарубежных исследований земной коры с использованием значений параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона	90
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	93
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	94

TABLE OF CONTENTS

List of abbreviations	5
INTRODUCTION	6
1. Multiwave seismic opportunities using values of the Vp/Vs and Poisson's ratio for geological objectives solutions within Earth's crust deep studies	7
1.1. The Earth's crust composition forecast	8
1.2. The Earth's crust type determination	12
2. Vp/Vs and Poisson's ratio values obtained by multiwave seismic within the Earth's crust of the World	15
2.1. Onshore experiments	20
2.1.1. Northern Eurasia (Russian)	20
2.1.2. Europe	29
2.1.3. Asia	34
2.1.4. North America	38
2.1.5. South America	39
2.1.6. Africa	40
2.1.7. Australia	41
2.2. Offshore and onshore – offshore experiments	42
2.2.1 North Atlantic	42
2.2.2 Southeast Asia	45
2.2.3. Pacific Ocean	46
2.2.4. Antarctica	48
3. Vp/Vs and Poisson's ratios estimation within the Earth's crust of the Arctic and North-East of Russia	49
3.1. Barents-Kara region	53
3.1.1. 1-AR DSS profile fragment	53
3.1.2. 2-AR DSS profile	56
3.1.3 3-AR DSS profile fragment	60
3.1.4. 4-AR DSS profile fragment	63
3.2. East Arctic seas and the Central Arctic Rise area	64
3.2.1. 5-AR DSS profile	64
3.2.2. Dream-line DSS profile	67
3.2.3. Arctic-2012 DSS profile	72
3.3. Okhotsk Sea and Far East regions	78
3.3.1. 2-DV-M DSS profile fragment	78
3.3.2. 2-DV DSS profile fragment	84
3.3.3. 3-DV DSS profile fragment	87
4. The Russian and international studies comparison of the Earth's crust using the Vp/Vs and Poisson's ratio	90
CONCLUSIONS	93
BIBLIOGRAPHY	94

Научное издание

**Опыт многоволновой сейсморазведки
при изучении земной коры
континентов и океанов**

Подписано в печать 06.05.2022. Формат 60 × 90/8
Печ. л. 14. Уч. изд. л. 11. Тираж 300 экз. Заказ 90000008

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-246-8



9 785001 932468