

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА**

На правах рукописи

Ю4.200.8 17118 *

Куницын Андрей Владимирович

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО
РЕГИОНА ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГЕОТРАВЕРСОВ**

Специальность 25.00.10

Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Пийп В.Б.

Москва – 2008

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Актуальность проблемы.....	6
Цель работы.....	6
Защищаемые положения.....	7
Научная новизна.....	7
Практическая ценность работы и личный вклад автора.....	8
Фактический материал.....	9
Благодарности.....	9
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОБЗОР ПО БАРЕНЦЕВСКОМУ, КАРСКОМУ, ПЕЧОРСКОМУ И БЕЛОМОРСКОМУ РЕГИОНАМ.....	10
1.1. Тектонико-геологическое строение акваторий Севера России.....	10
1.1.1. Структуры Баренцева моря.....	13
1.1.2. Новая Земля и Карское море.....	18
1.1.3. Стратиграфия отложений осадочного чехла Баренцево-Карского региона.....	20
1.1.4. Структуры Тимано-Печорской плиты в акватории Баренцева моря.....	25
1.1.5. Стратиграфия осадочных толщ Тимано-Печорской плиты.....	26
1.1.6. Беломорская впадина.....	29
1.2. Механизмы формирования глубоких прогибов без растяжения.....	30
1.2.1. Типы коры и рифтогенез.....	30
1.2.2. Механизмы формирования глубоких прогибов без растяжения.....	32
1.3. Магматизм Баренцево-Карского региона.....	34
1.4. Нефтегазоносность акваторий региона.....	35
1.5. Геолого - геофизические исследования на Баренцево-Карском шельфе.....	37
1.5.1. Сейсмические работы.....	37
1.5.2. Гравимагнитные наблюдения.....	40
1.5.3. Параметрическое и поисково-разведочное бурение.....	46
1.5.4. Исследования теплового потока.....	49
1.6. Сейсмичность региона.....	53
1.7. Выводы.....	54

ГЛАВА 2. АППАРАТУРА, МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ, ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ 1-АР, 2-АР И 3-АР.....	55
2.1. Аппаратура и методика наблюдений.....	55
2.2. Методы обработки и интерпретации.....	56
2.2.1. Глубинное Сейсмическое Зондирование.....	56
2.2.2. Метод отраженных волн.....	60
ГЛАВА 3. ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ «ГОДОГРАФ» ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СИСТЕМ ГОДОГРАФОВ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН.....	62
3.1. Метод однородных функций при решении обратной кинематической задачи сейсморазведки и программа «Годограф».....	62
3.2. Методика интерпретации сейсмических разрезов, полученных в пакете «Годограф».....	68
ГЛАВА 4. ВЫБОР ПАРАМЕТРОВ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ГОДОГРАФОВ И СЕТОЧНЫХ РАЗМЕРОВ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ	70
4.1. Обоснование выбора параметров интерполяции и сеточных размеров.....	70
4.2 Выводы.....	78
ГЛАВА 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ 1-АР.....	79
5.1. Описание сейсмического разреза.....	79
5.2. Выводы.....	102
ГЛАВА 6. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ 2-АР.....	103
6.1. Описание сейсмического разреза.....	103
6.2. Выводы.....	119

ГЛАВА 7. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ 3-АР.....	120
7.1. Описание сейсмического разреза.....	120
7.1.1. Карское море.....	120
7.1.2. Печорское море.....	132
7.1.3. Белое море.....	143
7.2. Выводы.....	154
 ГЛАВА 8. ДОСТОВЕРНОСТЬ И ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ.....	155
8.1. Сопоставление скоростных кривых по линиям пересечения профилей.....	155
8.2. Решение прямой задачи.....	162
8.3. Выводы.....	162
 ГЛАВА 9. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ НА ГЕОТРАВЕРСАХ.....	171
9.1. Сопоставление с разрезами МОВ-ОГТ.....	171
9.2. Сравнение с томографическими моделями.....	174
9.3. Сопоставление с толстослоистым разрезом “Севморгео” по профилю 1-АР.....	188
9.4. Сравнение с комплексным геолого-геофизическим разрезом по профилю 2-АР, полученным в “Севморгео”.....	188
9.5. Выводы.....	193
 ГЛАВА 10. ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.....	194
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	199
 ВЫВОДЫ.....	200
 СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	202

ВВЕДЕНИЕ

История изучения глубинного строения морских регионов севера Европейской части России насчитывает уже более сорока лет. Проблема строения земной коры и происхождения Баренцевского, Карского, Печорского, Беломорского прогибов интересна многим исследователям в связи с тектоникой плит, геологической историей региона, прогнозированием и поисками минеральных ресурсов. Дискуссии о строении северных акваторий продолжаются с 60-х годов (Vogt P.R., Ostenso N.A. 1970; Деменицкая Р.М. и др., 1971; Карасик А.М., 1980; Савостин Л.А. и др., 1984; Верба М.Л. и др., 1984, 2005; Грамберг И.С., 1988; Маловицкий Я.П. и др., 1988; Сенин Б.В., Шипилов Э.В., 1989, 1993; Зоненшайн Л.П. и др., 1990; Цыбуля Л.Я., Левашкевич В.Г., 1992; Рябухин Г.Е. и др., 1993; Соколов Б.А. и др., 1995; Шипелькевич Ю.В., 1995; Аплонов С.В., 1998; Ivanova N.M. et al., 2000, 2006; Neprochnov et al., 2000; Дубинин Е.П. и др., 2001; Левин Л.Е., 2002; Беляев И.В. и др., 2003; Богданов Н.А., 2004; Лобковский Л.И. и др., 2004; New..., 2007 и др.).

Исследования земной коры и верхней мантии в Арктическом регионе методом Глубинного Сейсмического Зондирования (ГСЗ) начаты ещё в 1961 г., продолжены в 1970-1978, 1995-1998, 2000-2008 гг., в том числе и иностранными исследователями [Литвиненко И.В., 1968; Павленкова Н.И., 1986; Шаров Н.В., 1993; Матвеев Ю.И. и др., 1996; Костюченко С.Л., 1998; Бяков Ю.А. и др., 2001; Верба М.Л. и др., 2005; Глубинное..., 2002; Breivik A.J. et al., 2002; Строение..., 2005; Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., 2008 и др.]. Несмотря на большой объём геолого-геофизических исследований, множество вопросов глубинной тектоники и геодинамики региона, имеющего сложное и изменчивое строение земной коры, остаются неразрешёнными. Содержанием данной работы является построение и геологическая интерпретация разрезов по профилям ГСЗ, выполненных в пределах “Федеральной программы создания сети опорных геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин” с использованием метода однородных функций. Этот метод в настоящее время развивается на кафедре сейсмологии и геоакустики МГУ. Совершенствуются алгоритмы, разрабатываются формы представления разрезов (визуализация), исследуются возможности метода при различных системах наблюдений и т.д.

В качестве исходных материалов для получения сейсмических разрезов были использованы наблюденные годографы по профилям ГСЗ в пределах Баренцевоморского, Карского, Печорского и Беломорского бассейнов, предоставленные ФГУ НПП “Севморгео”. По результатам обработки автором получены сейсмические разрезы по трем региональным профилям ГСЗ общей длиной

более 3000 км.

Исследования направлены на выяснение глубинного строения коры рассматриваемого региона и характера плитных сочленений.

Актуальность проблемы

1. Развитие современных методов интерпретации глубинных сейсмических данных является актуальной проблемой геофизики.

2. Выяснение особенностей строения коры Арктического шельфа России вызывает интерес у многих исследователей с целью изучения тектоники и возможности моделирования древних геодинамических обстановок.

3. Актуальность исследования акваторий Севера России, помимо основной фундаментальной проблемы их формирования и динамики, определяется и практическими задачами, связанными с перспективами обнаружения нефтяных и газовых месторождений.

Цель работы

1. Исследование возможностей метода однородных функций в условиях сложно построенного Баренцево-Карского шельфа для весьма плотной системы наблюдений.

2. Выявление особенностей тектонического и геологического строения коры Арктического шельфа России и прибрежных регионов на основе детальной современной интерпретации данных сейсморазведки.

Задачи, которые необходимо рассмотреть в процессе обработки и интерпретации данных ГСЗ, были следующими:

1. Выбрать оптимальный граф обработки путем перебора параметров (интервалы интерполяции в отношении приемников и источников, размеры сетки поля скорости при построении разрезов);

2. Обосновать достоверность разрезов;

3. Произвести геологическую и тектоническую интерпретацию полученных разрезов;

4. Провести сравнительный анализ полученных разрезов и разрезов по данным других исследователей с учетом гравиметрии, магнитометрии и теплового потока;

5. Сформулировать и обосновать ранее неизвестные черты строения региона, полученные в процессе работы.

Защищаемые положения

1. Метод однородных функций является геологически и геофизически эффективным для обработки и интерпретации очень детальных данных глубинного сейсмического зондирования в Арктическом регионе.

2. Под поднятиями Ферсмана и Федынского, вблизи Западно-Кольского прогиба и в районе Адмиралтейского мегавала в консолидированной коре существуют крупные складчато-надвиговые структуры. В центральных частях складок выделены области пониженной скорости – возможно останцы магматических камер. Глубинное строение указанных поднятий, в целом, соответствует спрединговым центрам. Практически идентичные структуры получены в районах поднятия Ферсмана и Адмиралтейского мегавала. Эти структуры совместно можно рассматривать как сегменты палеоспредингового хребта, включающего крупный палеотрансформный разлом в районе Лудловской седловины.

3. На границе между Северо-Баренцевской впадиной, Новой Землей и структурами Баренцевской плиты на разрезах по профилям 1-АР и 2-АР выделена шовная зона. Предполагается, что шовная область проходит в области палеотрансформного разлома. На западном обрамлении Новой Земли в прошлое геологическое время, возможно, существовала зона субдукции.

4. Внутри мощного осадочного слоя Северо-Баренцевской впадины и Южно-Карской впадины прослежены серии рифтогенных структур, механизм формирования которых предположительно можно связать с возникновением асимметричных рифтов над пологими вязкими сбросами по Вернике. Утоненная нижняя кора впадин разбита разломами на блоки.

5. Глубинный разрез Южно-Карской впадины свидетельствует о том, что здесь в прошлое геологическое время мог существовать задуговой бассейн. В центральной части впадины присутствовал центр спрединга, а в районе Северо-Сибирского порога существовала зона субдукции.

6. Структуры, свидетельствующие об обстановке пассивной континентальной окраины, получены в районе сочленения Балтийского щита и Кольско-Колгуевской моноклинали и у восточной границы Новой Земли.

Научная новизна

Для получения хорошо разрешенных и высоко информативных структурных разрезов с помощью метода однородных функций в рамках данных работ, в районе

шельфа Арктических морей, выбрана оптимальная система наблюдений методом перебора параметров интерполяции. Таковой является система с шагом 4 км по профилю между приемниками и с использованием годографов из источников с шагом 10-20 км.

Расшифровано глубинное строение поднятий в Баренцевом море (Ферсмана и Федынского), а также района Западно-Кольского прогиба и Адмиралтейского мегавала как крупно амплитудных складчато-надвиговых структур. Одновременно они могут быть интерпретированы как сегменты палеспредингового хребта, в центральных частях которых существуют останцы магматических камер. Предполагается, что крупный палеотрансформный разлом существует в районе Лудловской седловины.

Впервые с помощью новых сейсмических разрезов обосновано предположение о существовании палеосубдукции в районе шовной зоны, обрамляющей Северо-Баренцевскую впадину со стороны Новой Земли. Также впервые сейсмическими разрезами подтверждено предположение о Южно-Карской впадине как задуговом море в палеозойское время.

В центральной части Южно-Карской впадины и в западной части Печороморской впадины выделяются резко выраженные аномальные скоростные структуры, которые интерпретируются как центры палеоспрединга.

Практическая ценность работы и личный вклад автора

Исследования - обработка, построения и сравнительный анализ, а также геологическая интерпретация и геологические обобщения - выполнены автором лично.

Практическая ценность работы заключается в:

- исследовании возможностей метода однородных функций при интерпретации плотной системы годографов в условиях сложно-построенного шельфа северных морей России;

- получении новой информации о глубинном строении Баренцевого, Карского, Печорского и Белого морей;

- возможном использовании полученных разрезов для оценки перспектив нефтегазоносности регионов;

- возможном включении материалов данного исследования при создании моделей геологической и тектонической эволюции литосферы морей Севера России.

Фактический материал

В качестве данных для построения разрезов использовались годографы преломленных волн, предоставленные “Севморгео”, по профилям 1-АР, 2-АР и 3-АР, выполненным в 1995-2005 гг.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику В.Б. Пийп за внимание и помощь на всех этапах подготовки работы.

Автор благодарен сотрудникам кафедры сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ: доктору физико-математических наук, профессору М.Л. Владову, кандидатам геолого-минералогических наук А.В. Старовойтову, А.П. Ермакову; профессору кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ М.Г. Ломизе, а также коллективу Музея Землеведения МГУ профессорам Е.П. Дубинину и Ю.И. Галушкину за консультации и ценные замечания.

Особую благодарность автор выражает сотрудникам ФГУ НПП «Севморгео» кандидатам физико-математических наук Ю.В. Рослову и Т.С. Сакулиной за предоставленные сейсмические материалы и доктору геолого-минералогических наук М.Л. Вербе за консультацию.

Отдельно автор благодарит свою сестру Куницыну А.В., без помощи которой выход данной работы был бы затруднителен.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОБЗОР ПО БАРЕНЦЕВСКОМУ, КАРСКОМУ, ПЕЧОРСКОМУ И БЕЛОМОРСКОМУ РЕГИОНАМ

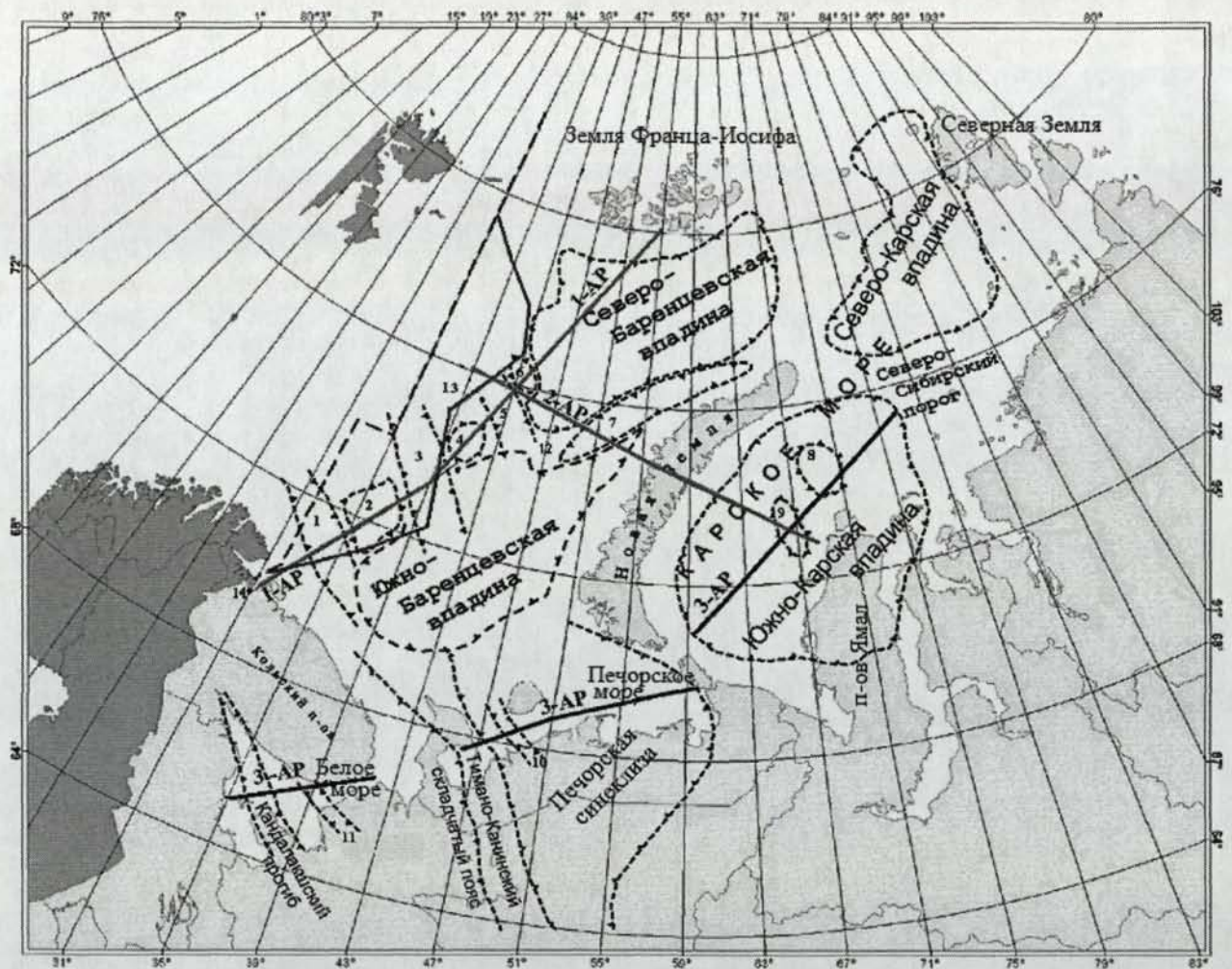
1.1. Тектоническое строение акваторий Севера России

Сложившиеся представления о геологии Арктического шельфа нельзя свести к единой модели. Параллельно существуют две концепции. Согласно одной из них, развиваемой школой академика И.С. Грамберга, рассматриваемый регион представляет собой части единого Арктического нефтегазоносного супербассейна [Грамберг И.С., 1988]. По другой концепции, выдвинутой и развитой Н.А.Богдановым и академиком В.Е. Хаиным, рассматриваемая часть Арктического шельфа принадлежит на западе окраине Баренцевской плиты, а на востоке - Карской, которая ограничена с юга Западно-Сибирским бассейном [Карус Е.В. и др., 1986; Объяснительная..., 1996; Богданов Н.А., 2000; Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е., 2004; Строение..., 2005].

На основании геолого-геофизических исследований в пределах дна акватории выделяются следующие структуры (рис. 1.1). Баренцевская плита занимает обширную площадь почти всей акватории Баренцева моря. На юге плиту ограничивают Кольская микроплита и Балтийский щит. Северную часть региона занимает Северо-Баренцевская впадина. На востоке Баренцевская плита сочленяется со структурами Новоземельской микроплиты. Еще восточнее, на Арктическом шельфе Западно-Сибирской платформы, размещается Южно-Карская впадина. Южный участок рассматриваемого региона занимает Тимано-Печорская плита, примыкающая по системе разломов также к Баренцевской плите. Беломорская впадина располагается в юго-западной части исследуемой области в пределах Восточно-Европейской платформы.

В пределах Баренцевского шельфа, по данным С.В. Аплонова, выделено 6 крупных микроконтинентов (в старой терминологии – срединные массивы): Лоппа и Центральной Банки - в западной части, Персея и Адмиралтейства – в северо-восточной, Федынского и Центрально-Баренцевский, разделяющие Восточно-Баренцевский и Западно-Баренцевский районы [Аплонов С.В., 1998].

На Баренцевской плите выделены несколько фаз рифтинга: рифейский, вендский, кембрийско-ордовикский, девонский, триасовый, юрский, меловой и слабый



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Опорные профили 1-АР и 2-АР
- Опорный профиль 3-АР: Беломорский, Печорский и Карский участки
- - - Государственная граница
- Граница "серой зоны"

- | | |
|-----------------------------|--------------------------------------|
| 1 – Западно-Кольский прогиб | 8 – Скуратовское поднятие |
| 2 – Свод Федынского | 9 – Русановское поднятие |
| 3 – Демидовский авлвоген | 10 – Оксинский грабен |
| 4 – Свод Ферсмана | 11 – Керецкий грабен |
| 5 – Малыгинский грабен | 12 – Лудловская седловина |
| 6 – Поднятие Вернадского | 13 – Поднятие Центральной Банки |
| 7 – Адмиралтейский вал | 14 – Кольская сверхглубокая скважина |

Рис. 1.1. Тектоническая схема Баренцево-Карского региона с указанием расположения геотраверсов (взято с www.sevmorgeo.com).

позднекайнозойский. Рифтогенез имел пассивный характер в связи с изменениями региональных полей напряжения сходных на значительных площадях внутри одной плиты [Верба М.Л., 1996; Грамберг И.С., 1997; Шипилов Э.В., 2003 и др.]. Самые слабые фазы растяжения, возможно, связаны с напряжениями, контролирующими уровень Мирового океана, а сильные - с моментами значительных реорганизаций кинематики плит [Лобковский Л.И., 1988; Лобковский Л.И. и др., 2004].

По материалам Ю.В. Шипелькевича, на рубеже перми и триаса в пределах мегапрогиба оформились два центра осадконакопления, сформировавшие впоследствии Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины, разделенные Лудловской седловиной [Шипелькевич Ю.В., 1995].

С начала юры рифтогенный режим в регионе сменился геодинамически более спокойными условиями, и установился плитный тектонический этап. В это время в районе происходило ритмичное чередование медленных прогибаний в депоцентрах и последующих длительных стабилизаций тектонических движений, что согласуется с известной в регионе цикличностью тектонико-седиментационных процессов [Объяснительная..., 1996].

Остановимся подробнее на особенностях тектонического строения и районирования региона.

1.1.1. Структуры Баренцева моря

Балтийский кристаллический щит составляет юго-западную часть Евро-Арктического региона и является крупнейшим выступом кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы [Объяснительная..., 1996]. Рассматриваемый регион включает в себя подводный склон щита.

Кора района Балтийского щита имеет сложное неоднородное строение с наличием большого количества отражающих границ в блоках [Шаров Н.В., 1993]. Блоки ограничены зонами глубинных разломов.

Граница между Балтийским щитом и Баренцевоморской шельфовой плитой проводится по системе разломов Карпинского-Соколова [Исанина Э.В. и др., 2000]. Поверхность кристаллического фундамента здесь ступенчато погружается на северо-восток. На северо-западе структура щита перекрыта аллохтонами скандинавских каледонид. С юго-запада щит ограничен системой разломов польско-германского фронта каледонид, а на юге и юго-востоке поверхность кристаллического фундамента погружается под вендско-фанерозойский осадочный комплекс Русской плиты [Глубинные..., 1974; Шаров Н.В., 1993; Каталог..., 2002].

В Кольской провинции Балтийского щита установлено проявление в архее, раннем протерозое и палеозое щелочного магматизма и карбонатитов [Гафаров Р.А., 1963]. Архейские комплексы представлены, главным образом, многократно метаморфизованными породами – пироксеновыми кристаллосланцами [Геология..., 1987; Verba M.L. et al., 1985].

Вдоль границы Баренции с Балтийским щитом расположена асимметричная переходная структура - *Кольско-Канинская моноклиза* (микроплита), рассматриваемая многими исследователями как западное продолжение Печороморской структуры [Объяснительная..., 1996]. С северо-востока она ограничена мощными сдвигами Варангерской зоны. С юга Кольско-Канинская моноклиза отделена от континентальных структур Балтийского щита зоной сбросо-сдвигов.

На суше фрагменты Кольско-Канинской микроплиты слагают полуостров Рыбачий и северную часть полуострова Варангер, где они представлены метаморфизованными песчаниками, красными кварцитами рифейского возраста [Глубинное..., 2002].

В глубинной структуре *грабен Варангер* разделяет Финнмаркенское поднятие и Кольскую микроплиту. Фундамент представлен переработанными в байкальскую и более поздние фазы карелидами [Глубинные..., 1974]. Осадочный чехол включает отложения от палеозоя до мела включительно.

Баренцевская плита, называемая *Свальбардской* в Норвежской части региона, занимает обширную площадь между континентальным склоном Северной Европы и Новой Землей - практически всю территорию Баренцева моря от островов Шпицбергена на западе до Новой Земли и Карского моря на востоке. В южной части акватории Баренцевская плита по глубоко залегающему сбросо-сдвигу граничит с Тимано-Печорской плитой [Сенин Б.В. и др., 1993].

На рис. 1.2 приведена схема региона и граничных областей по [Breivik A.J. et al., 2002]. Автор выделяет три крупных тектонических района: Балтику на юге, Лаврентию на западе и Баренцию в северной части. Некоторые исследователи считают, что Баренция представляет собой протокаледонскую субдукционную зону, погружающуюся на юго-восток. В рамках этой модели в регионе выделяются две ветви каледонского орогенеза: первая - в западной части Шпицбергена, вторая - шовная структура в центральной части Баренцева моря между Лаврентией и Балтикой, имеющая северо-восточное простирание [Fichler C. et al., 1997; Breivik A.J. et al., 2002].

В основании осадочного фанерозойского чехла Баренцевской плиты залегает докембрийский фундамент, представленный дислоцированными метаморфическими комплексами и плутоническими породами. Шельф по структуре поверхности

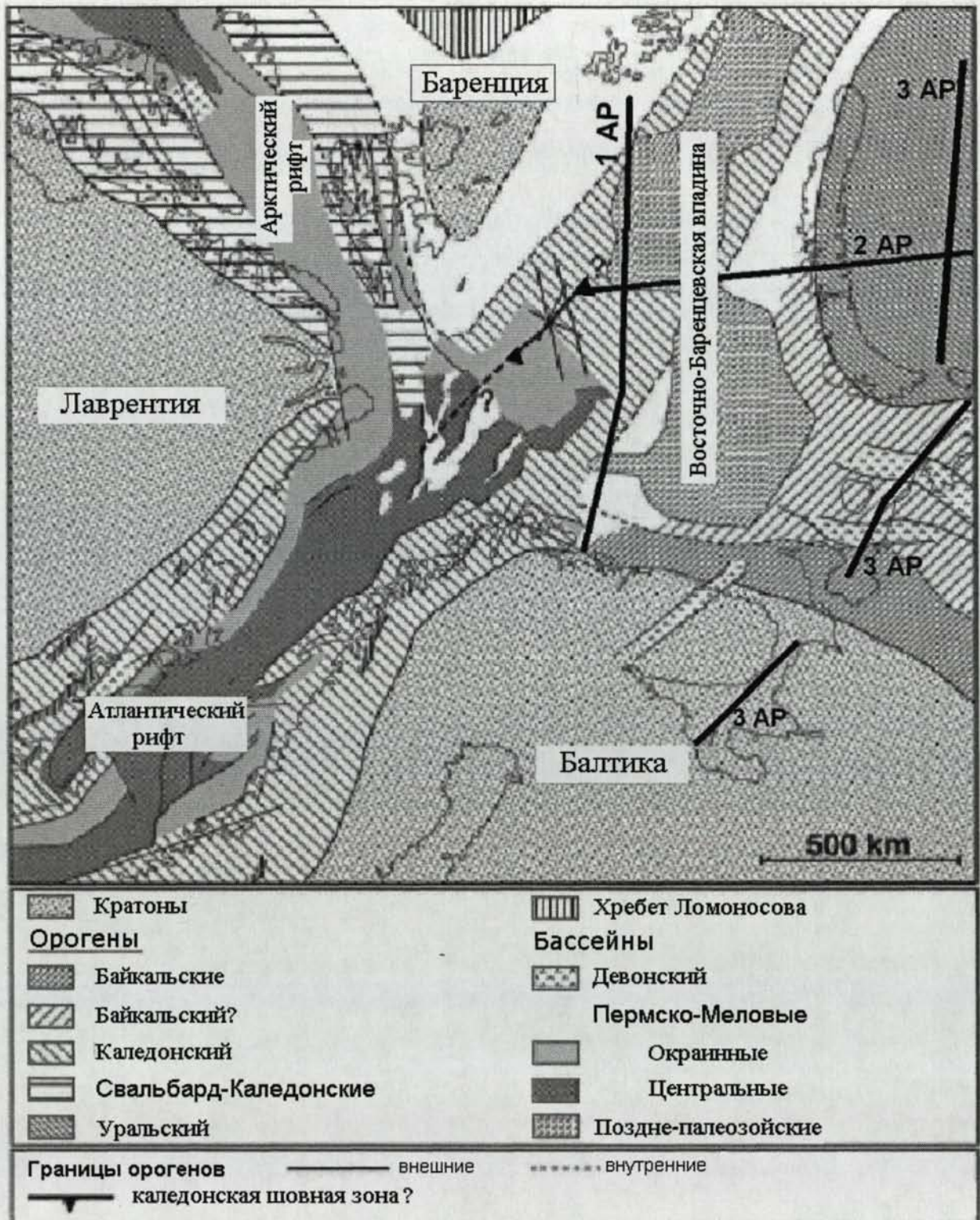


Рис. 1.2. Тектоническая схема Баренцевского региона и граничных областей, по [Breivik A.J. et al., 2002], с указанием расположения геотраверсов.

фундамента разделяется на две части - западную и восточную, границей между которыми служат субмеридиональные поднятия Федьнского, Ферсмана и Центрально-Баренцевское. Верхние горизонты отдельных поднятий находятся над уровнем моря и образуют архипелаги островов – Шпицберген, Земля Франца-Иосифа [Гаврилов В.П. и др., 1993].

Центрально-Баренцевская зона поднятий субширотного простирания получила свое наименование от названия ее ключевой структуры - поднятия Центральной банки. Эта зона представляет собой протяженную систему поднятых блоков сложной конфигурации с глубинами поверхности докембрийских пород 4-6 км. Данная система рассматривается как реликт докембрийской орогенной зоны, возникшей вследствие коллизионного взаимодействия в позднем протерозое двух кратонов - Балтийского и Арктического [Объяснительная..., 1996].

Для поднятий характерна несогласованность в структурном выражении на уровнях поверхности фундамента и вышележащих этажей осадочного чехла. Это обусловлено неоднократным проявлением фаз тектонической активизации, начиная с каледонской и кончая последними кайнозойскими фазами океанообразования. В результате на южном крыле зоны поднятий сформировались “переходные” структурные элементы типа выделяемой норвежскими геологами ступени, или “платформы” Бьярмелад [Строение..., 2005].

Поднятия Федьнского, Ферсмана представляют собой сложные барьерные образования, которые на юге Баренцева моря разделяют осадочные бассейны западного и восточного секторов. Их фундамент образован поднятыми участками добайкальского блока. Он находит отражение в рельефе дна в виде выхода на дно в поле развития юрско-меловых отложений пород триасового возраста [Милановский Е.Е., 1987].

Восточно-Баренцевский трог (впадина) включает в себя Южно- и Северо-Баренцевскую впадины. При значительных размерах, как по длине (более 1500 км), так и по ширине (300-600 км), он отличается большими глубинами погружения подошвы осадочного чехла: от 13-16 км на севере до 18-20 км в южной части [Объяснительная..., 1996].

Фундамент и нижние части разреза, от низов палеозоя до триаса включительно, испытали неоднократную блоковую и термовулканическую переработку, связанную с рифтогенными процессами [Верба М.Л. и др., 2005]. Выше по разрезу многие разломы трансформировались в малоамплитудные или трещинные нарушения [Davydova N.I. et al., 1985]. Эти особенности строения осадочного чехла Баренцево-Карского региона

являются следствием преобладания режима растяжения на протяжении около 1 млрд. лет, проявившегося в многократном сочетании процессов аккреции континентальной коры с ее дроблением. Многие исследователи считают, что в пермско-триасовое время имела место “интерференция тектоно-геодинамических режимов” [Сейсмогеологическая..., 1998; Верба М.Л., Матвеев Ю.И., 2000; Шипилов Э.В., 2003]. Разные по интенсивности и продолжительности, тектонические процессы создали на Западно-Арктическом шельфе уникальную геологическую обстановку. Глубокие рифтогенных прогибы, сложенные мощными толщами узкого стратиграфического диапазона, здесь соседствуют с блоками древней стабилизации, в разрезе которых, наоборот, участвует большое число стратиграфических подразделений, но сравнительно малой мощности, характерной для плитных комплексов [Грамберг И.С. и др., 1983; Верба В.В., Верба М.Л., 2002].

1.1.2. Новая Земля и Карское море

Новоземельская область Карского моря включает в себя восточную зону Новоземельского пояса и собственно плиту, занимающую западную часть Карского моря. С востока она ограничивается разломами Южно-Карской впадины.

Новоземельская гряда, сложенная дислоцированными палеозойскими и более древними комплексами, обычно рассматривается как восточное обрамление Баренцевской плиты. В таком случае она могла бы считаться выходом на поверхность складчатого основания плиты, однако геофизические наблюдения не выявили присутствия дислоцированных “новоземельских” комплексов в разрезе прилегающей к архипелагу полосы шельфа. Напротив, эти данные, в совокупности с результатами наземных исследований [Кораго Е.А. и др., 1992], показывают, что западной границей складчатых деформаций следует считать главный Новоземельский надвиг, трассируемый почти параллельно побережью архипелага [Объяснительная..., 1996]. К западу от линии этого регионального тектонического шва интенсивность складчатых деформаций быстро снижается. Фундаментом плиты в этой краевой зоне архипелага выступает допалеозойский складчатый комплекс. Не прослеживаются складчатые структуры Новой Земли и в прилегающей с востока полосе Карского шельфа.

В целом, Новоземельская область имеет предположительно позднепротерозойский фундамент, затронутый киммерийским тектоногенезом и представленный в разных участках турбидитовыми песчаниками, различными сланцами, туфами. Фундамент залегает на глубинах от 1 до 6 км [Черкесов О.В. и др., 1981]. Стратиграфический диапазон осадочного чехла включает в себя отложения от

карбона до юры. Допермские отложения не создают сплошного покрова, а локализуются в грабенах или пологих синклиналях.

Отмеченные особенности строения Новой Земли, латеральное распространение деформаций и их возраст показывают, что этот тектонический мегаблок является не обрамлением Баренцевской плиты, а, скорее, ее осложнением типа интракратонной зоны сжатия [Устрицкий В.И., 1989]. На восточной окраине мегаблока степень деформированности палеозойских толщ изменяется по латерали постепенно, без резкой границы на переходе от островной гряды к шельфовой области. По мнению Б.В. Сенина и Э.В. Шипилова, определяющую роль в формировании общей структуры микроплиты и всего поднятия Новой Земли сыграли надвиговые и сдвиговые смещения верхней части коры в течение киммерийского цикла, связанные с развитием рифтовых зон в Южно-Карской впадине [Шипилов Э.В. и др., 1990; Сенин Б.В. и др., 1993].

Южно-Карская впадина охватывает южную часть Карского шельфа. Южно-Карской синеклизы является северным окончанием Западно-Сибирской плиты, что подтверждено сходством литолого-стратиграфической характеристики разреза, общностью основных элементов морфологии и развития крупных структурных элементов, единством региональных нефтегазоносных комплексов [Лазуркин Д.В. и др., 1995].

В восточной части Южно-Карской синеклизы располагаются Восточно-Карская терраса и Притаймырская моноклиза. Северную часть шельфа Карского моря отделяет от Южно-Карской синеклизы *Северо-Сибирский порог*, являющийся приподнятым блоком фундамента и характеризующийся сокращенной мощностью осадочного чехла [Устрицкий В.И., 1989].

Наличие структурных связей Новоземельской складчатой системы с Таймырско-Североземельской через Северо-Сибирский порог, по мнению В.А. Виноградова, представляется несомненным. Частично погребенные под юрско-меловым чехлом раннекиммерийские структуры Северо-Сибирского порога правомерно считать ограничением Западно-Сибирского бассейна. С этой точки зрения граница Западно-Сибирского бассейна проводится по южному склону Северо-Сибирского порога [Виноградов В.А. и др., 2005].

Фундамент Южно-Карской впадины предположительно доверхнедевонского возраста и погружен до глубины 5-7 км. В центральной части фундамент впадины рассечен системой узких грабенов, дно которых опущено на глубину 11-14 км, а местами и более [Объяснительная..., 1996]. В зонах Карских грабенов, как и в

Баренцевом море, устанавливается геофизически “аномальная” субокеаническая кора [Строение..., 2005].

1.1.3. Стратиграфия отложений осадочного чехла Баренцево-Карского региона

В вертикальном разрезе Баренцево-Карского региона можно найти образования от рифея до голоцена, но распространение толщ различного возраста отличается крайней неравномерностью [Объяснительная..., 1996]. При этом бурением изучена только самая верхняя мел-палеогеновая часть разреза [Армишев А.М., Десятков В.М., 1993]. Из-за отсутствия глубоких скважин во внутренних районах плиты нет достаточных оснований для детальной характеристики состава осадочного чехла. Тем не менее, ряд скважин, пробуренных в ее окраинных зонах, позволяют получить некоторые представления на этот счет.

Практически каждому этапу от рифея до голоцена в регионе можно поставить в соответствие два типа разреза, коренным образом различающихся по характеру условий формирования. Один из них принадлежит к ряду склоновых или окраинно-океанических разрезов, а другой - к ряду типично платформенных [Геология..., 1987; Верба М.Л. и др., 2005].

По материалам Э.В. Исаниной, в Баренцево-Карском мегапрогибе *рифейские отложения* залегают в слабонарушенном состоянии и рассматриваются в качестве нижнего структурного этажа чехла Баренцевской плиты [Исанина Э.В. и др., 2000]. Отдельные фрагменты рифейского плитного чехла, представленного пестроцветными терригенными и карбонатными отложениями, описаны на полуострове Варангер [Lyubtsov V.V. et al., 2000]. По данным З.З. Ронкиной и Е.Г. Бро, рифейский структурно-формационный комплекс представлен в Баренцевском регионе двумя типами разрезов. Один из них характеризуется мощностями 1-2 км и существенно карбонатным составом, вследствие чего считается плитным (хатакратонным), второй имеет мощность порядка 4-6 км и преимущественно терригенный состав, на основании чего этот тип определяется как склоновый (перикратонный) [Ронкина З.З., Бро Е.Г., 1984].

Наличие недислоцированных хатакратонных маломощных образований в разрезах этого возраста свидетельствует об установлении стабильного платформенного режима на отдельных участках рифейского бассейна [Объяснительная..., 1996]. Их распространение было ограничено на юго-западе региона склоном Балтийского щита, а на северо-востоке - площадью древнего кратона Баренции. Последний в более поздние периоды оказался разобленным

разновозрастными рифтогенными процессами на отдельные блоки, реликты которых реконструируются в структуре Шпицбергена, Адмиралтейского мегавала, Северного острова Новой Земли и Южно-Карской синеклизы [Дедеев В.А. и др., 1995].

По мнению С.В. Аплонова, рифейские и возможно нижнепалеозойские отложения отсутствуют в составе чехла глубоких впадин региона [Aplonov S., 1995; Аплонов С.В., 1998].

Присутствие *венд-кембрийского* покровного комплекса установлено на Шпицбергене, Новой Земле, в проливе Карские Ворота, на участках Северного острова, а также вскрыты в ряде скважин в пределах Печорской низменности [Объяснительная..., 1996]. Как и в рифейском структурном ярусе, в венд-кембрийском различают, хоть и не столь отчетливо, два типа комплексов: маломощные терригенно-карбонатные образования внутренних стабильных зон платформенных блоков и более мощные терригенные толщи пери- или интракратонных прогибов. Мощность отложений этого возраста изменяется от 1 до 3 км [Армишев А.М., Десятков В.М., 1993].

Ордовикско-среднедевонские отложения вместе с толщей перекрывающих их пород составляют основное осадочное выполнение Баренцево-Карского шельфа [Савостин Л.А. и др., 1984]. Ордовикские толщи сложены преимущественно карбонатными фациями на северо-западе региона и терригенными на юге и востоке мощностью около 1 км. К районам Баренцевской плиты с сокращенной мощностью разрезов принадлежат приподнятые блоки фундамента, на которых до глубин 7 км обнаруживаются отложения от девона или верхнего силура [Павленкова Н.И., 1986]. Они залегают непосредственно на размытой поверхности добайкальского фундамента, до триаса - нижней юры, которые образуют верхнюю часть разреза чехла вместе с четвертичными и плиоцен-четвертичными отложениями.

Отложения верхнего силура-девона развиты как в трогах, так и на поднятиях. Они образуют известную в разрезах архипелага Шпицберген формацию олд ред (old red), представленную терригенными, нередко грубообломочными породами [Austrheim H., 1990; Куницына А.В., Куницын А.В., 2007]. Нижняя граница формации связывается с главным каледонским несогласием, которое в разных районах плиты может занимать хронологический интервал от середины силура до раннего девона. Кровля отложений фиксируется свальбардским несогласием, соответствующим границе девона и карбона [Mjelde R. et al., 1992].

Таким образом, разрезы ордовикско-среднедевонского комплекса разделяются на два типа. Один представлен платформенными маломощными образованиями терригенно-карбонатного состава, а другой - мощными толщами терригенных и

карбонатных пород, выполняющих авлакогеноподобные прогибы. Верхняя граница структурного яруса совпадает с поверхностью перерыва, который почти повсеместно фиксируется в подошве франских отложений. В разрезах Шпицбергена, Печорской низменности и юга Новой Земли верхнедевонские отложения залегают на подстилающих отложениях с размывом. В ряде мест на Новой Земле и на Печоре к этому рубежу в разрезе приурочены интенсивные проявления основного магматизма. Имеющиеся материалы показывают, что граница между девонем и карбоном имеет слабые признаки эрозионной поверхности [Шкарубо С.И., 1999].

Верхнедевонско-триасовые отложения развиты на всей площади шельфа. Как и в нижележащих ярусах, в пределах комплекса различают два типа разрезов. Первый представлен типично плитными образованиями умеренной мощности (2-5 км), а другой - авлакогенной толщей мощностью до 15 км [Верба М.Л. и др., 2005]. Плитный тип разреза установлен на юге Печорского шельфа, в зоне Центрально-Баренцевских поднятий, где в них различают два структурно-вещественных комплекса: нижний, карбонатный (верхний девон - нижняя пермь), и верхний, терригенный (верхняя пермь, триас). Авлакогенный тип разреза доступен для непосредственных наблюдений на Земле Франца-Иосифа, где глубокими скважинами вскрыта триасовая толща смешанного аргиллито-алевролит-песчаникового состава мощностью в 5-6 км [Yliniemi J., 1991].

О формировании глубоководной впадины в пермское время свидетельствует наличие системы клиноформ высотой 1-2 км в краевых частях Баренцевского прогиба. Слои более древних осадков сохранили непрерывность и, следовательно, быстрое погружение произошло без значительного растяжения [Артюшков Е.В., 1993].

Разрезы среднего палеозоя на Новой Земле различаются в западной и восточной частях, прилегающих к Баренцеву и Карскому районам соответственно. Отложения среднего палеозоя в западной зоне образуют группу терригенно-карбонатных шельфовых формаций (известняки, доломиты) и входят вместе с нижнепалеозойскими в единый шельфовый комплекс. В разрезах восточного берега Новой Земли в девоне также преобладают разнообразные известняки, известково-глинистые породы и кварцевые песчаники (2 км). Глубоководный бассейн, в котором происходило их накопление, имел, вероятно, рифтогенную природу и был достаточно узким, так как в разрезах его восточной части фиксируется обломочный материал, привнесенный из области сноса, которая располагалась на границах современного Карского шельфа [Верба М.Л. и др., 2005].

Позднепалеозойские отложения Новой Земли также не выражены по простиранию, но их формационная зональность подчиняется иной закономерности.

Изменчивость проявляется в основном в меридиональном направлении [Строение..., 2005].

В пределах Баренцевской плиты девонско-триасовая толща представлена преимущественно карбонатными породами, а также эвапоритами, присущими как каменноугольным, так и пермским отложениям. Триасовая терригенная толща отделена от верхнепалеозойской терригенно-карбонатной толщи несогласием, соответствующим позднегерцинской фазе тектонической активизации [Объяснительная..., 1996]. В наиболее поднятых блоках плиты верхние части разреза толщи отсутствуют, и она может быть представлена триасовыми и нижнеюрскими (реже - среднеюрскими) породами.

На Карском шельфе *доюрские* отложения присутствуют на северо-восточной окраине осадочного бассейна, у Северной Земли. В области сочленения Уральского складчатого пояса, Пай-Хоя и Южного борта Карской синеклизы выявлены пермско-триасовые комплексы, перекрытые с угловым несогласием осадочным плитным чехлом, что указывает на присутствие палеозойских осадочных образований в составе недислоцированных осадков Южно-Карской синеклизы. В последние годы появились сведения о присутствии на Ямале девонских рифовых построек, представляющих перспективный объект нефтепоисковых работ [Каныгин А.В. и др., 2000].

Юрско-меловой комплекс наиболее распространен на шельфе и является основным объектом для геологических исследований. Строение разреза толщи данного возраста однообразно на огромной площади. В целом, юрские отложения имеют выдержанный по разрезу и по латерали песчано-глинистый состав и характеризуются спокойными условиями залегания.

В конце юры в Баренцевоморской впадине произошло быстрое погружение. После этого сформировались клиноформы высотой около 200 м, т.е. глубина впадины в это время была сравнительно небольшой [Артюшков Е.В., 1993].

С начала мела происходит активизация тектонических процессов. В результате горообразования Новой Земли большая масса терригенного материала устремилась с северо-востока в мегапрогиб [Донные..., 1974]. Поступавший высокими темпами терригенный материал не успевал усваиваться морским бассейном и отлагался на его борту в виде проградирующих седиментационных тел.

В южной зоне Карского шельфа и на п-ове Ямал общая мощность мезозойско-кайнозойского чехла до 5 км, а в сводовых частях крупных положительных структур сокращается до 2,5 км [Ронкина З.З., Бро Е.Г., 1984]. На Баренцевской плите юрско-меловой комплекс имеет мощность около 2-3 км. В строении отложений юрского возраста проявляется определенная ритмичность осадконакопления, выражающаяся в

чередовании глинистых и песчано-алевритовых толщ [Армишев А.М., Десятков В.М., 1993]. Характерным звеном верхнеюрской части разреза выступает пачка битуминозных глин, коррелируемая с баженовской свитой Западной Сибири [Чернавских А.В., 1994].

Мезозой-кайнозойские отложения на территории *Новой Земли* распространены локально. На прибрежной равнине Южного острова известны глыбы и обломки пород с окаменелостями юрского и мелового возраста [Черкесов О.В., Бурдыкина М.Д., 1981]. Среди мезозойских пород доминируют разнообразные песчаники, реже встречаются конгломераты, брекчии, известняки и глины. Многие исследователи полагают, что всю первую половину мезозоя (по альб включительно) Новая Земля находилась под уровнем моря и была перекрыта чехлом осадков, в большинстве своем смытых в процессе кайнозойского поднятия [Объяснительная..., 1996]. Формирование чехла на всей площади Обско-Баренцевского осадочного супербассейна, возможно, происходило в однотипных фациальных условиях, и лишь вследствие активизации Новоземельского орогена в альпийскую эпоху единый режим был локально нарушен и сменился денудационным.

В конце раннего мела усилились глубинные процессы, предвещающие зарождение Северного Ледовитого океана. В частности отмечены признаки землетрясений на рубеже апта-альба. Это изометричные локальные провалы слоев в верхних горизонтах, контролируемые сбросами по глубине [Шипелькевич Ю.В., 1995]. Все провалы сосредоточены вдоль юго-западного борта Южно-Баренцевской впадины на протяжении около 500 км и тяготеют к южной границе рифтогенной зоны.

Терригенные отложения *палеогена* развиты на Баренцевской плите ограниченно, исключительно в границах грабенов Варангер и Нордкап и на ее западной периферии. Они рассматриваются не столько в составе платформенного чехла плиты, где в это время преобладали условия поднятия и размыва, сколько в составе чехла ее окраинных зон, обращенных к океанам, к Балтийскому щиту и Восточно-Баренцевскому трогу [Строение..., 2005]. Палеогеновые отложения представлены глинами с прослоями песчано-алевритовых пород.

Мощность осадков *кайнозойских отложений* в Баренцевом и Карском морях составляет первые десятки метров, достигая 150 м в Северо-Баренцевской и Южно-Карской впадинах [Сейсмогеологическая..., 1998]. Важной особенностью разреза кайнозойских образований Баренцевского шельфа служит присутствие небольших грабенов проседания. На сейсмических профилях они встречаются с интервалом 15-25 км, причем граничные разломы прослеживаются до самой поверхности дна. Это указывает на молодой возраст нарушений, обновляемых буквально в наши дни. В

Карском море аналогичного типа структуры выявлены лишь в погребенном виде, что указывает на более спокойные современные тектонические условия.

Одной из характерных особенностей чехла Баренцево-Карского региона является развитие зон аномально высоких пластовых давлений, значительно превышающих условные гидростатические [Гаврилов В.П. и др., 1993]. Их образование связано, в основном, с процессами седиментации и глубинной миграции газов [Левашкевич В.Г., 2005].

1.1.4. Структуры Тимано-Печорской плиты в акватории Баренцева моря

Печорский осадочный бассейн (плита) с восточной и северо-восточной сторон ограничен складчатыми сооружениями Урала и Пай-Хоя соответственно. В северном направлении плита продолжается под воды Баренцева моря, занимая, по-видимому, всю его южную шельфовую акваторию между полуостровом Канин и Южным островом Новой Земли [Костюченко С.Л. и др., 1998]. Печороморская впадина представляет собой морское продолжение Тимано-Печорской плиты, смещенное на запад по серии сбросов. Эта серия прослеживается на запад от района острова Колгуев по отдельным сейсмическим данным и по смещению осей магнитных аномалий и гребневидных складок в осадочном чехле [Верба М.Л., 1996].

Северным и северо-западным ограничением впадины является ложная по строению флексурно-сбросовая зона [Сенин Б.В., Шипилов Э.В., 1993]. Единая в своей западной части, где ее суммарная амплитуда составляет около 4-6 км, к востоку она разделяется на две ветви. Северная ветвь, с вертикальной амплитудой 3-5 км, уходит на северо-запад в направлении Новой Земли, где скрывается под ее фронтальными надвигами. Южная ветвь с амплитудой около 1,5-2 км уходит в направлении южной оконечности Новой Земли, где также частично маскируется надвиговыми структурами.

Между рассмотренными ветвями флексурно-сбросовой зоны расположена Куренцовская ступень. Она занимает промежуточное положение между структурами Тимано-Печорской плиты и Восточно-Баренцевского трога. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин и другие исследователи полагают, что на разных этапах развития региона Куренцовская ступень могла изменять свою тектоническую принадлежность плите или трогу, в зависимости от преобладающих напряжений [Объяснительная..., 1996].

С запада Печороморская впадина ограничена Коргинским блоком, примыкающим с востока и северо-востока к Канинской гряде. На востоке ее ограничивают структуры внешних зон Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса.

Фундамент Тимано-Печорской плиты сложен позднепротерозойскими осадочно-метаморфическими породами с эффузивными и интрузивными образованиями. Средние глубины залегания поверхности байкальского фундамента составляют 5-7 км [Глубинные..., 1974].

По материалам В.Г. Оловянишникова, Д. Роберте, А. Седлецка и других исследователей, в Печорской и Новоземельской провинциях выделены террейны (рис. 1.3) [Оловянишников В.Г. и др., 2006]. Полагают, что Канино-Тиманский кряж сформировался в компрессионной зоне тиманских разломов, в которой происходила разгрузка горизонтальных напряжений, возникших при коллизии террейнов с погруженной окраиной Восточно-Европейской платформы.

1.1.5. Стратиграфия осадочных толщ Тимано-Печорской плиты

Диапазон осадочного чехла охватывает в основном отложения от ордовика до нижнего мела [Строение..., 2005]. К северу и северо-востоку от острова Колгуев в основании разреза глубоких прогибов могут присутствовать отложения верхов кембрия, а в верхней части плитного чехла - верхнемеловая толща. Нижнепалеозойские породы местами размыты и поэтому отложения верхнего девона залегают на различных по возрасту породах - от протерозоя до среднего девона.

Следует отметить, что на фоне типично платформенных фаций ордовикско-среднедевонских отложений Баренцевского шельфа на юге Печорского шельфа выделяется локальный участок, где сейсмическими работами выявлен грабенообразный Гуляевский прогиб, выполненный мощной (4,5 - 5 км) толщей осадочных пород среднего-позднего ордовика [Объяснительная..., 1996].

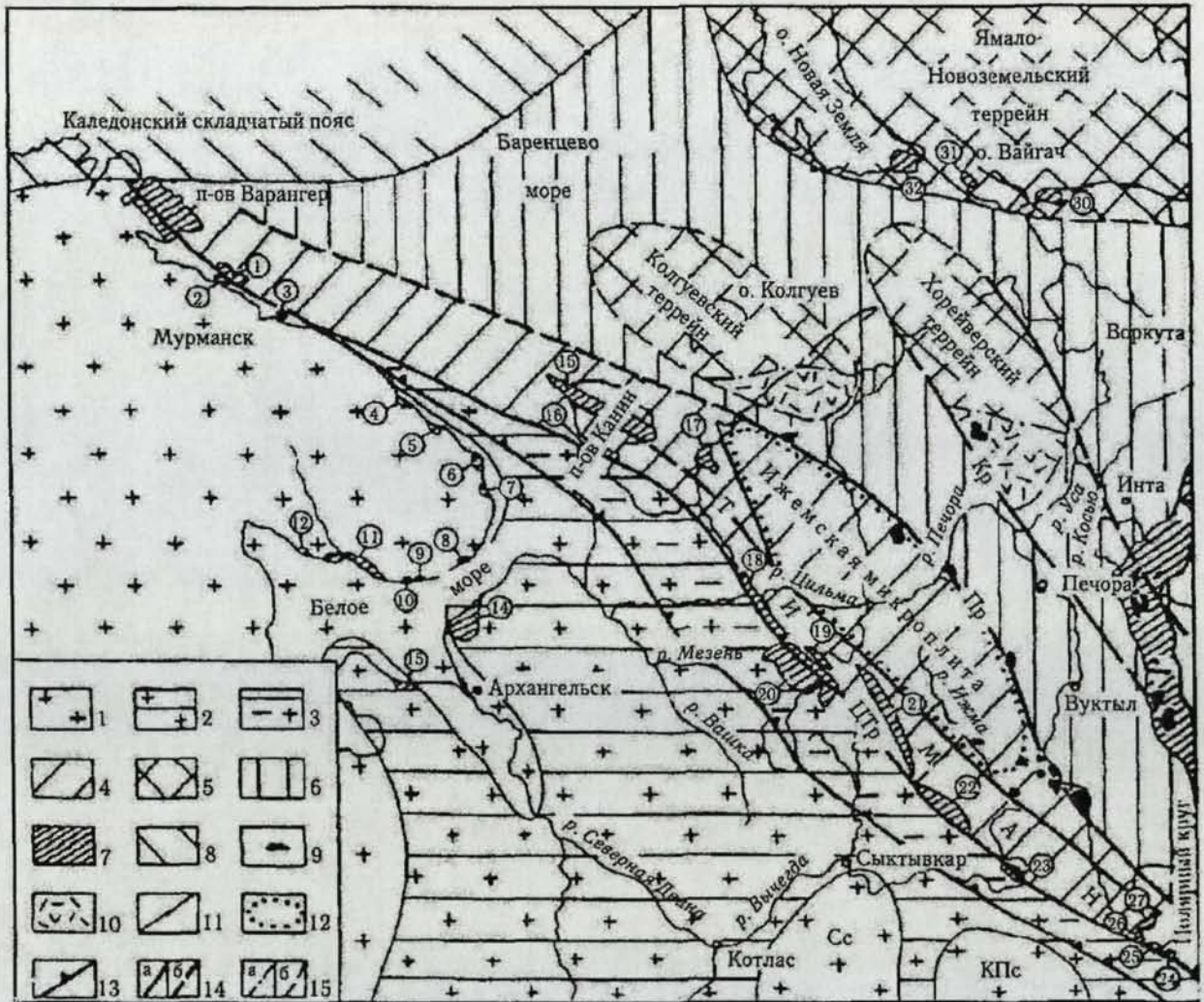


Рис. 1.3. Геодинамическая карта северо-востока Восточно-Европейской платформы, по [Оловянишников В.Г. и др., 2006]:

1 - раннедокембрийские образования: Сс - Сысольский свод; КПс - Коми-Пермятский свод; 2 - раннедокембрийский фундамент с платформенным верхнедокембрийским чехлом; 3 - Притиманский перикратон (зона мелкого шельфа в позднем рифее); 4 - зона глубокого шельфа и континентального склона в позднем рифее; 5 - доверхнерифейские террейны; 6 - внутренняя область тиманид; 7 - участки выходов на поверхность верхнедокембрийских пород; 8 - каледониды; 9 - доордовикские гранитоиды; 10 - венд-кембрийский (?) вулканотерригенный комплекс; 11-13 - границы: 11 - каледонского складчатого пояса, 12 - Ижемской микроплиты, 13 - Притиманского перикратона (внутренняя); 14 - разломы: а - достоверные, б - предполагаемые; 15 - границы: а - вулканотерригенного комплекса; б - террейнов.

Цифры в кружках: 1 - п-ов Рыбачий; 2 - п-ов Средний; 3 - о-в Кильдин; 4 - губа Ивановская; 5 - п-ов Святой Нос; 6 - р. Песчанка; 7 - руч. Острый; 8 - р. Сосновка; 9 - р. Чапома; 10 - р. Стрельна; 11 - побережье от р. Варлуги до р. Кузрека; 12 - Турий мыс; 13 - Летний берег; 14 - Зимний берег; 15 - хребет Пае; 16 - мысы Лудоватые; 17 - Северный Тиман; 18 - Цильменский Камень; 19 - Кислоручейская гряда; 20 - Четласский Камень; 21 - Вымская гряда; 22 - Очпарминское поднятие; 23 - Джежим Парма; 24 - Тулымпарминское поднятие; 25 - Чурочное поднятие; 26 - Низьвенское поднятие; 27 - Коркаское поднятие; 28, 29 - площади развития комплексов (за пределами карты): 28 - Енганепейского, 29 - Нярминского; 30 - Амдерминская антиклиналь; 31 - о-в Вайгач; 32 - район пролива Карские ворота.

1.1.6. Беломорская впадина

Беломорская провинция, занимающая юго-западную часть исследуемой области, расположена в пределах Восточно-Европейской платформы. Впадина представляет собой депрессию лопастной формы, заполненную водами Белого моря.

В строении фундамента Белого моря принимают участие архейские, нижнепротерозойские и верхнепротерозойские структурно-формационные комплексы [Объяснительная..., 1996]. Наиболее древней породной ассоциацией являются огнейсованные гранитоиды. Верхнеархейский ярус представлен биотитовыми гнейсами, амфиболитами и железистыми кварцитами. В истории геологического развития Беломорского региона выделены две стадии: авлакогенная и плитная [Девдариани Н.А., 1985]. Первая включает в себя формирование Кандалакшского, Керецкого и Лешуконского авлакогенов, заложившихся в рифее. В вендское время в результате правосторонних сдвигов Онежско-Кандалакшский авлакоген разделился на ряд грабенов. Во время второй, плитной, стадии в венд-протерозойское время произошло обособление Балтийского щита и Русской плиты, этап слабой тектонической активности с преобладанием поднятий (кембрий-начало палеогена) [Глубинное..., 2002]. Лишь небольшие выходы каменноугольных отложений в восточной части Кольского полуострова свидетельствуют о кратковременных трансгрессиях, частично охватывающих и описываемую область. С середины палеогена территория региона была вовлечена в опускание, связанное с формированием Балтийско-Московской синеклизы, образованием Беломорской впадины и затоплением водами моря.

Осадочный чехол в Беломорской провинции начинается с терригенных отложений рифея, представленных конгломератами, косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В чехле также присутствуют сформированные в каледонскую эпоху зоны гидротермальной минерализации, к которым приурочены месторождения самородного серебра, аметистов и флюорита. Осадочная толща интродуцирована дайками и малыми интрузиями щелочных пиктитов, карбонатитов, а также кимберлитовыми трубками, часть из которых алмазоносна. Датировки даек нефелинитов [Каталог..., 2002; Пожиленко В.И и др., 2002] свидетельствуют о существовании мантийного магматизма на Белом море в мезозойское время.

В кайнозойское время Беломорская область вступает в неотектонический этап развития, который знаменуется серией поднятий и опусканий [Девдариани Н.А., 1985].

Четвертичные отложения развиты в акваториях севера Европейской части России повсеместно и представлены песчано-глинистыми осадками мощностью от первых

метров до 100 м. Наибольшая в регионе скорость голоценового осадконакопления (0,8-1 мм/год) отмечается в Белом море и в прибрежной части Печорского [Левашкевич В.Г. и др., 1989].

1.2. Строение и механизм образования глубоких осадочных бассейнов Баренцевской плиты

1.2.1. Типы коры и рифтогенез

Специфической особенностью Баренцевской плиты является наличие глубоких рифтогенных трогов и областей с мощными осадками. Последние имеют утоненную консолидированную кору за счет сокращения мощности или полного исчезновения из разреза гранитного слоя - так называемая, геофизически аномальная “безгранитная” субокеаническая земная кора [Аплонов С.В., 1998; Юдахин Ф.Н. и др., 2003 и др.]. Определяющее влияние на формирование осадочных бассейнов и их потенциальную нефтегазоносность оказывал Баренцево-Северокарский мегапрогиб с максимальными из известных в настоящее время масштабами прогибания дна - 20 км, утонения консолидированной коры - до 15 км и подъема границы Мохоровичича под осью прогиба - до 30 км [Объяснительная..., 1996]. Огромная мощность осадочного комплекса дала основания ранее называть эти структуры “миогеосинклиналями” [Артюшков Е.В., 1996], а отсутствие гранитного слоя было использовано как аргумент для выделения класса тектонических структур - “пелагогенных” впадин, представляющих собой захороненные остатки океанических депрессий [Маловицкий Я.П., Сенин Б.В., 1988; Аплонов С.В., 1991]. Существование Баренцево-Северокарского прогиба прослеживается с герцинского тектонического цикла, но, возможно, его заложение относится к ее более раннему времени.

Различны взгляды исследователей относительно типа коры в глубоких бассейнах. Во внутренней части Баренцевоморского прогиба консолидированная кора характеризуется высокими скоростями продольных волн, типичными для “базальтового” слоя. Некоторыми исследователями этот слой рассматривается как океаническая кора, образованная спредингом [Артюшков Е.В., 1979; Аплонов С.В., 1998 и др.]. Мощность коры с “базальтовыми” окнами под центральной частью Баренцевской впадины превышает максимальную мощность коры в современных океанах (17-18 км на Плато Хесса и Шацкого). Даже если такая кора и существует в океанах, то она должна встречаться очень редко. Е.В. Артюшков полагает также, что

погружение большой амплитуды, проходившее в процессе формирования Баренцевоморской впадины, не сопровождалось, как это свойственно океанической коре, сильным растяжением [Артюшков Е.В., 1993].

По анализу, проведенному Зоненшайном и другими исследователями, фундамент глубоких осадочных бассейнов восточной части Баренцевского шельфа был сформирован девонским спредингом. Через систему трансформных разломов Баренцевская ось спрединга продолжалась в Тимано-Печорский бассейн и вырождалась в материковый Печоро-Колвинский рифт. В фундаменте восточной части Баренцевского шельфа и северной части Карского сохранились реликты коры, некогда принадлежавшей самой северной ветви океана Япетус [Зоненшайн Л.П. и др., 1990].

Для объяснения образования океанов на месте континентов без горизонтальных движений земной коры, то есть без спрединга, рассматривался так называемый механизм океанизации [Белоусов В.В., 1968]. Он предполагает внедрение в континентальную кору крупных масс ультраосновных магм. Базальтовый слой и основная часть гранитного слоя, перемешиваясь с магмой, приобретают ультраосновной состав и скорости упругих волн, характерные для мантии. Самая верхняя часть гранитного слоя, смешиваясь с ультраосновными интрузиями, в среднем имеет основной состав и образует океаническую кору.

По материалам Н.И. Павленковой, кора на шельфе континентального типа [Павленкова Н.И., 1986]. Такого же мнения придерживаются М.Л. Верба, Ю.И. Матвеев и другие исследователи [Верба М.Л. и др., 2005].

По мнению Л.И. Лобковского, А.М. Никишина и В.Е. Хаина [Лобковский Л.И. и др., 2004], утоненную в результате рифтогенеза кору континентальных окраин, в частности Баренцевоморского прогиба, следует называть субокеанской, то есть переходной от континентальной к океанической. Термин же субконтинентальная кора следует применять к коре островных дуг, которая представляет продукт обратного перехода от океанской коры к континентальной.

Баренцевская плита является областью длительного устойчивого погружения докембрийского кристаллического фундамента, сопровождавшегося вспышками вулканизма траппового типа [Комарницкий В.М., Шипилов Э.В., 1991]. Накопленные геологические материалы свидетельствуют в пользу рифтогенной природы сверхглубоких впадин, поэтому в последние годы большинство исследователей относят их к классу рифтовых структур [Сенин Б.В., Шипилов Э.В., 1993; Верба М.Л., 1996; Грамберг И.С., 1997; Богданов Н.А., 2004 и др.]. Наличие рифтогенных структур предполагается в Восточно-Баренцевской впадине в толще палеозойско-мезозойских осадков [Ivanova N.M. et al., 2000]. Общий рисунок рифтогенных структур в

макропространстве Баренцевской плиты имеет сложную сетчатую конфигурацию, при этом в послепермское время доминировали субмеридиональные прогибы [Богданов Н.А., 2004], а в девоне ведущую роль играл субширотный пояс авлакогенов, протянувшийся от Шпицбергена до устья Печоры субпараллельно каледонской коллизионной области тиманид [Верба М.Л., 1996]. Менее интенсивно и локально проявлены восходящие движения, сопровождающиеся складчато-надвиговыми дислокациями и подъемом верхов разреза над уровнем гидросферы [Объяснительная..., 1996].

1.2.2. Механизмы формирования глубоких прогибов без растяжения

Многие крупные осадочные бассейны внутри континентов часто формируются практически без растяжения. На пассивных окраинах растяжение может составлять несколько процентов, в то время как кора значительно утонена. В этом случае в образовании глубоких прогибов на континентальной коре доминирует не растяжение, а другие механизмы [Тихомиров В.В., 1961; McKenzie D., 1978; Fountain D.M., Christensen N.J., 1989; Артющков Е.В., 1993; Никишин А.М. и др., 1995]. Такая ситуация может наблюдаться и в Баренцево-Карском регионе. Среди наиболее эффективных механизмов погружения выделяются тепловая релаксация (термоупругое сжатие коры и мантии), нагрузка тектонических покровов, подкоровая эрозия и уплотнение основных пород в нижней коре за счет фазового перехода [Артющков Е.В., Бацанин С.Ф., 1984; Строение..., 2005].

Тепловая релаксация проявляется после прогрева коры и мантии, приводя сначала к поднятию коры. Погружение коры значительно ниже исходного уровня в отсутствие сильного растяжения возможно в двух случаях: когда за время существования поднятия с коры срезается мощный слой пород или когда в это время происходит сильное уплотнение основных пород.

Погружение коры под нагрузкой тектонических покровов можно предполагать только для глубоких впадин, сформировавшихся вблизи складчатых поясов, где происходит надвиг [Price R.A., 1981]. Большинство же глубоких прогибов на континентальной коре формировались вдали от активных складчатых поясов [Beaumont C., 1981; Fountain D.M., Salisbury M.H., 1981].

Подкоровая эрозия, при самых благоприятных для нее условиях, способна утонить кору не более чем на 2 км [Gilluly J., 1963; Ziegler P.A., 1982; Moretti I., Pinet B., 1987]. Эрозия коры течениями в мантии возможна только при подъеме астеносферы к подошве коры. В таком случае до начала эрозии и погружения в

области будущего прогиба должно возникнуть поднятие высотой 1-2 км. Последующий вынос конвективными течениями вещества коры из-под прогиба в соседние области увеличивает в них мощность коры. Тогда одновременно с погружением будет происходить изостатическое поднятие коры в прилегающих областях. При большой глубине прогиба это поднятие должно охватывать широкую область и быть значительным по амплитуде. Но даже слабое поднятие в пределах шельфа приводит к его осушению и поэтому может быть легко обнаружено.

Возможность погружения континентальной коры вследствие перехода габбро в базальтовом слое в более плотные гранатовые гранулиты или эклогит обсуждалась многими исследователями [Яншин А.Л. и др., 1977; Артюшков Е.В., 1979; Collette B.J., 1968; Falvey D.A., 1974; Haxby W.F. et al., 1976]. Но, тем не менее, в указанных работах не удавалось доказать, что это явление было ответственным за погружение в каких-то конкретных прогибах, и некоторые специалисты от него отказались, предпочитая в качестве механизмов погружений континентальной коры растяжение, нагрузку тектонических покровов и подкоровую эрозию [Рингвуд А.Е., 1981].

Анализ, проведенный Е.В. Артюшковым и М.А. Безром, показал, что образование большинства прогибов внутри континентов не было обусловлено растяжением или нагрузкой тектонических покровов [Артюшков Е.В. и др., 1982; Артюшков Е.В., Безр М.А., 1996]. Образование глубокого прогиба в отсутствие нагрузки тектонических покровов, не сопровождающееся сильным растяжением коры или разрушением нижней ее части, возможно, только в связи с уплотнением пород в нижней коре или мантии. Уплотнение может происходить за счет термоупругого сжатия при охлаждении коры и мантии или за счет фазовых переходов. Но термоупругое сжатие, как отмечалось ранее, проявляется только после предшествующего нагрева коры и мантии, который сопровождается поднятием. В отсутствие сильного растяжения или уплотнения за счет фазовых переходов поверхность возвращается к исходному уровню. Кроме того, основная масса прогибов образуется либо много быстрее, либо много медленнее, чем происходит тепловая релаксация. Образование таких прогибов может быть обусловлено только уплотнением пород за счет фазовых переходов.

Процесс быстрого перехода габбро в эклогит в природных условиях хорошо изучен лишь в области Берген в Скандинавских Каледонидах [Austreim H., 1990, 1991]. При анализе сейсмических данных породы со скоростями, промежуточными между корой и мантией (6,8-8 км/с), интерпретируются как основные породы, степень метаморфизма которых возрастает со скоростью продольных волн. Как показывают данные из области Берген, метаморфизм основных пород в действительности

неоднороден. Вдоль трещин и зон сдвига из гранатового гранулита здесь образовались слои и блоки эклогита.

Предложенный механизм эклогитизации не является строго доказанным. Из известных механизмов он, однако, единственный, который не противоречит имеющимся геологическим и геофизическим данным. В большинстве рассматриваемых прогибов сильного растяжения не наблюдается, и астеносфера перед погружением к подошве коры не подходила. В таких условиях погружение обуславливается только уплотнением коры и мантии. Для крупного погружения по отношению к начальному уровню требуются фазовые переходы, значительно увеличивающие плотность в мощном слое пород. В верхних 150 км Земли они известны только в основных породах, что позволяет объяснить погружение переходом габбро-гранатовые гранулиты-эклогит в базальтовом слое [Артюшков Е.В., 1993].

1.3. Магматизм Баренцево-Карского региона

В строении Баренцево-Карской континентальной окраины и ее бассейнов магматизм играет заметную роль. Его проявления отмечены геологическим картированием в различных стратиграфических подразделениях разрезов близлежащих островов и материка. Фиксируются они и по данным геолого-геофизических работ в осадочных комплексах ряда субаквальных бассейнов [Coffin M.F. et al., 1992; Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., 2008].

Устанавливается несколько стратиграфических уровней магматизма. Юрско-меловое время определяет формирование обширного океанического бассейна Арктики. Юрский этап тектонической активизации обусловлен плюмовым магматизмом, который привел к рифтингу [Комарницкий В.М. и др., 1991]. Морская трансгрессия и углубление бассейна в рассматриваемую фазу сопровождалась эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Заложенная в районе Лудловского поднятия скважина вскрыла базальты мелового возраста. Близкие по времени проявления магматизма породы закартированы на Шпицбергене, его восточных островах и на Земле Франца-Иосифа [Шипилов Э.В., 1998].

В меловое время в пределах Баренцевоморского региона и, особенно, в Восточно-Баренцевском бассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии. По мнению Э.В. Шипилова, определенный вклад в создание бескислородной обстановки формирования черносланцевой фации в Баренцевском регионе могли внести вулканоматматические процессы [Шипилов Э.В., 1998]. Меловой этап связан с

рифтогенезом, его переходом в спрединг с аккрецией меловой океанической коры и отмиранием спредингового центра. Вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящими в ее состав блоками будущих хребтов Ломоносова и Альфа, получила развитие трансформная зона разломов с левосторонней кинематикой. Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую палеоокраину через трансформную зону.

Растяжение коры облегчает образование в ней субвертикальных трещин [Артюшков Е.В., 1982]. При заполнении трещин магмой возможно быстрое распространение трещины к поверхности, поэтому в рифтовых зонах магма быстро проникает к поверхности, минуя промежуточные внутрикоровые очаги.

Таким образом, проявления базальтового магматизма на континентальных окраинах Арктики могут являться индикационными признаками деструкции континентальной литосферы [Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., 2008].

1.4. Нефтегазоносность акваторий региона

Шельф Баренцева и Карского морей является потенциально наиболее перспективным на нефть и газ из всех материковых окраин северной Евразии [Геология..., 1987; Johansen T.A et al., 1993; Dore A.G., 1995; Объяснительная..., 1996; Беляев И.В. и др., 2003; Shkratov P. et al., 2003; New..., 2007].

Основные запасы углеводородов сконцентрированы преимущественно в породах юрско-нижнемелового и верхнепермско-триасового структурных этажей [Строение..., 2005]. Позднемеловой-кайнозойский этап был чрезвычайно важным для сохранения и переформирования древних залежей. Именно он привел к становлению современной морфоструктуры континентальных склонов, молодых плит и обрамляющих орогенов, выступов складчатого основания.

Высокая концентрация месторождений нефти и газа в прогибах, образованных быстрым погружением, связана с подъемом астеносферы и с понижением прочности литосферы после таких погружений. В рассматриваемых нефтегазоносных бассейнах повышенный тепловой поток наблюдается в современную эпоху или же существовал в прошлом [Артюшков Е.В., 1993]. Повышенный тепловой поток в сочетании с пониженной теплопроводностью осадков обеспечил созревание нефти и газа на небольших глубинах [Дучков А.Д., Соколова Л.С., 1986].

Нефтегазоносность Баренцева моря связана с грабенами в южной и юго-западной частях Баренцевской плиты и Восточно-Баренцевским трогом [Shipilov E.V., 1995]. В

Восточно-Баренцевском трого открыто шесть газовых и газоконденсатных месторождений:

1-2) Мурманское и Северо-Кильдинское газовые месторождения, приуроченные к юго-западной прибортовой зоне Южно-Баренцевской впадины;

3-4) Штокманское и Лудловское газо-газоконденсатные месторождения [Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., 1995], расположенные в северной части Южно-Баренцевской впадины, вблизи Лудловской перемычки и связанные со средними верхнеюрскими отложениями; Штокманское месторождение с запасами газа около 3 трлн. м. куб. относится к числу уникальных;

5) Ледовое газо-газоконденсатное месторождение, связанное с Лудловской перемычкой и содержащее газовые и газоконденсатные залежи в отложениях средней и верхней юры и газовые - в нижнемеловых породах;

6) Лунинское месторождение газа в нижнемеловых отложениях Северо-Баренцевской впадины, в зоне ее сопряжения с Адмиралтейским горстом.

На крайнем юго-западе Свальбардской плиты, на тектонической границе грабенов Тромсе и Нордкапп расположены нефтегазовые месторождения Альбатрос, Алке, Аскелад, Сиенит. Эти месторождения связаны с отложениями верхнего триаса и нижней-средней юры. Запасы нефти оцениваются здесь более чем в 5 млн. тонн, газа - более 80 млрд. м³ [New..., 2007].

Для Печороморской впадины характерны, в основном, нефтяные и газоконденсатные месторождения. Здесь открыто пять крупных месторождений. Два из них - Песчаноозерское и Ижимка-Тарское обнаружены в триасовых отложениях на острове Колгуев [Объяснительная..., 1996]. На том же стратиграфическом уровне открыто Поморское газоконденсатное месторождение в районе южной границы морской части Тимано-Печорской плиты. Формирование Северо-Гуляевского и Приразломного нефтяных месторождений на юго-востоке впадины приурочено к процессам надвигообразования в осадочном чехле плиты, обусловленного выдвиганием на запад структур Пайхойско-Новоземельского орогена. В основном месторождения связаны с рифами и карбонатными банками. Покрышками для углеводородов в большинстве месторождений служат черные сланцы и соли, отложившиеся после погружения Печороморской впадины.

Следует заметить, что стратиграфический диапазон продуктивных горизонтов Тимано-Печорской и Баренцевоморской провинций неодинаков. В Печороморской впадине скопления углеводородов встречаются в отложениях перми - триаса, а в Восточно-Баренцевском трого - в юре и нижнем мелу. Отмечается также смена

преобладающего состава углеводородов - от нефти на Тимано-Печорской плите до газоконденсата в пределах трога [Строение..., 2005].

Нефтегазоносность отложений Карского моря связана преимущественно с Южно-Карской синеклизой, где развита мелководная песчано-глинистая, местами угленосная формация мелового возраста со значительными мощностями (до 400 м) [Армишев А.М., Десятков В.М., 1993]. Наиболее перспективны готерив-аптские и альб-сеноманские отложения. Характерно для мелового разреза возрастание глинистости по направлению от континента (полуостров Ямал) к центру синеклизы, что, по-видимому, положительно влияет на свойства флюидоупорных толщ [Рябухин Г.Е., Зинин В.А., 1993]. К настоящему времени в бассейне Карского моря открыты Ленинградское газовое и Русановское газоконденсатное месторождения, относящиеся к уникальным по своим запасам.

1.5. Геолого - геофизические исследования на Баренцево-Карском шельфе

К настоящему времени в регионе проведен большой объем геолого-геофизических исследований. Они включили в себя региональные и площадные сейсмоакустические зондирования, гравимагнитные наблюдения, поисковое и параметрическое бурение, измерения теплового потока, отбор донных проб. Первые геолого-геофизические работы на Баренцево-Карском шельфе были организованы в конце 60-х гг. (НИИГА). По результатам были сделаны выводы о потенциальной нефтегазоносности шельфа. В 70-х гг. региональное изучение шельфа было продолжено организациями МАГЭ, СМНГ, АМНГР, АМИГЭ и АН СССР. Полученные данные отражены на листах государственных геологических карт региона.

В результате комплексных исследований и бурения в регионе открыто более 10 месторождений углеводородов: Штокманское, Мурманское, Лудловское, Ледовое, Северо-Кильдинское в Баренцевом море, Северо-Гуляевское, Приразломное, Медынское, Южно-Долгинское в Печорском, Ленинградское и Русаковское в Карском и другие [Строение..., 2005].

1.5.1. Сейсмические работы

В акваториях северных морей проведен большой объем сейсмических работ методами отраженных и преломленных волн в различных модификациях. В 1962 г. в Баренцевом море пройден профиль ГСЗ-62 длиной 300 км от полуострова Рыбачий в

северо-восточном направлении [Литвиненко И.В., 1968]. Эти работы впервые показали, что Баренцевский шельф обладает утоненной земной корой континентального типа со значительной изменчивостью мощности отдельных слоев, особенно гранитного. В 1976 г. был обработан профиль ГСЗ-76 протяженностью около 600 км от полуострова Рыбачий до Земли Франца-Иосифа (АН СССР и НПО “Севморгео”). Сводный сейсмогеологический разрез вдоль геотраверса подтвердил данные о континентальном типе коры на шельфе, выявил в низах коры слой с граничной скоростью 7,0 км/с и установил большую мощность осадочного чехла [Павленкова Н.И., 1986].

В 1982 г. был выполнен профиль ГСЗ-82 длиной 500 км, проходящий от острова Колгуев в направлении острова Медвежий (МАГЭ и АН СССР). В результате обработки данных установили, что на северной окраине Печорской плиты земная кора имеет мощность 40 км и более, а в Южно-Баренцевской впадине мощность нижнего этажа коры понижена, тогда как осадочный чехол около 20 км [Davydova N.I. et al., 1985].

В 1974-1983 гг. в южной и центральной частях Баренцева моря выполнен ряд профилей МПВ (“Севморгео” и “Союзморгео”). По полученным данным удалось проследить преломляющие границы в осадочном чехле и поверхность фундамента до глубин 8-10 км.

Значительную роль в расширении знаний о региональном устройстве недр сыграли наблюдения ГСЗ-МОВЗ (глубинное сейсмическое зондирование и метод обменных волн землетрясений), проведенные Центром ГЕОН в период с 1971 по 1985 г. Глубинные материалы легли в основу региональных геофизических и структурно-тектонических построений разрезов и карт, освещающих принципиальные закономерности строения земной коры Мезенской синеклизы, Тиманского кряжа и Печорской плиты [Егоркин А.В., 1991; Объяснительная..., 1996; Аплонов С.В., 1998; Костюченко С.Л. и др., 1997; Костюченко С.Л., 1998; Цыбуля Л.Я. и др., 1992 б; Юдахин Ф.Н. и др., 2003].

За последние 20 лет на Баренцево-Карском шельфе было выполнено свыше 350 тыс. км геофизических профилей и около 600 км² съемки 3D. Работы велись на специализированных судах, оснащенных современными навигационно-геофизическими комплексами. В результате работ выделены более 170 перспективных на нефть и газ структур, из которых около 30 позже были подготовлены к разведочному бурению [Верба М.Л. и др., 2005].

В 1991-1995 гг. на шельфе Баренцева моря проводилось широкоугольное сейсмическое профилирование (ШГСР) методом отраженных волн [Бяков Ю.А. и др.,

2001]. В результате исследований было изучено строение осадочного чехла, установлены мощности консолидированной коры и глубина границы Мохо. В 1994-1995 гг. в северной части Баренцевского шельфа было выполнена сеть сейсмических профилей МОВ-ОГТ и зондирований КМПВ. Профили прошли вкрест и вдоль желобов Франц-Виктория и Святой Анны и пересекли структуры южнее Земли Франца-Иосифа.

Сейсмические широкоугольные исследования (ГСЗ) по четырем коротким профилям с максимальной длиной годографа около 300 км и с расстоянием между донными станциями около 50 км проведены в 1998 г. на северо-западе Баренцева моря сотрудниками Норвежского университета Бергена [Breivik A.J. et al., 2002].

В 1999-2002 гг. ФГУП «Спецгеофизика» и ОАО «Севергеофизика» выполнили наблюдения МОВ-ОГТ по серии профилей, пересекающих западную, центральную и восточную части Мезенского бассейна и Тиманский кряж. Общий объем работ превысил 1500 погонных км. Длина годографа составляла около 10 км [Сапожников Р.Б. и др., 2003].

В 1995-2002 гг. ФГУ НПП «Севморгео» совместно с СМНГ, МАГЭ, ВНИИОкеангеологией, Невскгеологией, ИФЗ РАН и Техморгео был выполнен геотраверс 1-АР-95, проходящий от Кольского полуострова в направлении Земли Франца-Иосифа длиной около 1300 км [Ivanova N.M. et al., 2006]. Работы ГСЗ проводились по плотной сети наблюдений. В 2000-2002 гг. был отработан субширотный опорный профиль 2-АР от полуострова Ямал через Новую Землю и структуры Баренцева моря длиной 930 км. В 2002-2005 гг. велись работы на профиле 3-АР длиной более 2000 км, который пересек Белое и Печорское моря и Южно-Карскую впадину в направлении Северной Земли в Карском море.

В задачи работ на этих опорных профилях входила детализация глубинного строения региона, включающего Баренцевскую шельфовую плиту, Южно-Карскую синеклизу Западно-Сибирской плиты, разделяющую их Новоземельскую гряду, Беломорскую и Печорскую впадины. Материалы этих исследований должны были послужить основной базой при создании обобщенной модели глубинного геологического строения Западно-Арктической континентальной окраины.

Начиная с 2005 г. и по настоящее время проводятся исследования по профилю 4-АР, проходящему от Земли Франца-Иосифа до полуострова Таймыр.

Результаты сейсмических работ на опорных профилях также рассмотрены в главе 9 «Сравнительный анализ разрезов, полученных различными методами».

1.5.2. Гравимагнитные наблюдения

В 1962-1976 гг. проведена серия аэромагнитных съемок в северной части акватории Баренцева моря и в районе Новой Земли (НИИГА и НПО Севморгео). Измерения проводились на постоянной барометрической высоте 300 м [Строение..., 2005]. Расстояние между профилями составляло 5 и 10 км. По результатам этих работ были составлены карты масштабов 1:200 000 на Новой Земле, 1:500 000 и 1:1000 000 в Баренцевом море.

В 1981-1986 гг. организацией “Севморгео” в рамках программы “Мировая гравиметрическая съемка” были выполнены набортные наблюдения в полосе геотраверса 2-АР шириной 200 км. Работы проводились по сети профилей через 10-20 км с расстоянием между пунктами наблюдений 3-4 км. По результатам съемки на большую часть Баренцева и Карского морей были составлены сводные гравиметрические карты в редукциях Буге и в свободном воздухе масштаба 1:1000000.

В 1993-1998 гг. северо-восточная часть Карского моря и Земля Франца-Иосифа была покрыта высокоточной аэромагнитной съемкой с применением квантовых аэромагнитометров и привязкой по GPS. По этим данным составлена сводная карта аномального магнитного поля масштаба 1:1000000.

Кольский полуостров покрыт аэромагнитными съемками масштаба 1:50000 и 1:25000 с погрешностью измерений в пределах 2-5 нТл, по итогам которых изданы сводные карты масштаба 1:200000.

В течение последних лет в Баренцевом море МАГЭ выполнялись гидромагнитные площадные и профильные исследования попутно с гравиметрией и сейсмоакустическим профилированием. Независимые гравиметрические и сейсмические наблюдения в Баренцевом море проводились также норвежскими исследователями [Johansen T.A. et al., 1991; Fichler C., et al. 1997; Ursin B. et al., 2003].

В 1995-2006 гг. на профилях 1-АР, 2-АР, 3-АР как часть комплексных геолого-геофизических работ были выполнены гравиметрические наблюдения.

В Баренцево-Карском регионе наблюдаются линейные структуры аномального гравитационного поля (рис. 1.4) различной ориентировки преимущественно северного и северо-восточного простираний. По данным исследований, проведенных в ЦГИ “ТЕТИС” в 1993-1996 гг., региональную морфологию гравитационного поля шельфа северо-востока Европейской части России определяет строение фундамента. Это видно на примере глубоких осадочных бассейнов Баренцева моря: они соответствуют областям пониженного поля [Апლოнов С.В., 1998]. В целом, регион характеризуется низкими значениями горизонтальных градиентов аномалий. При всей схожести

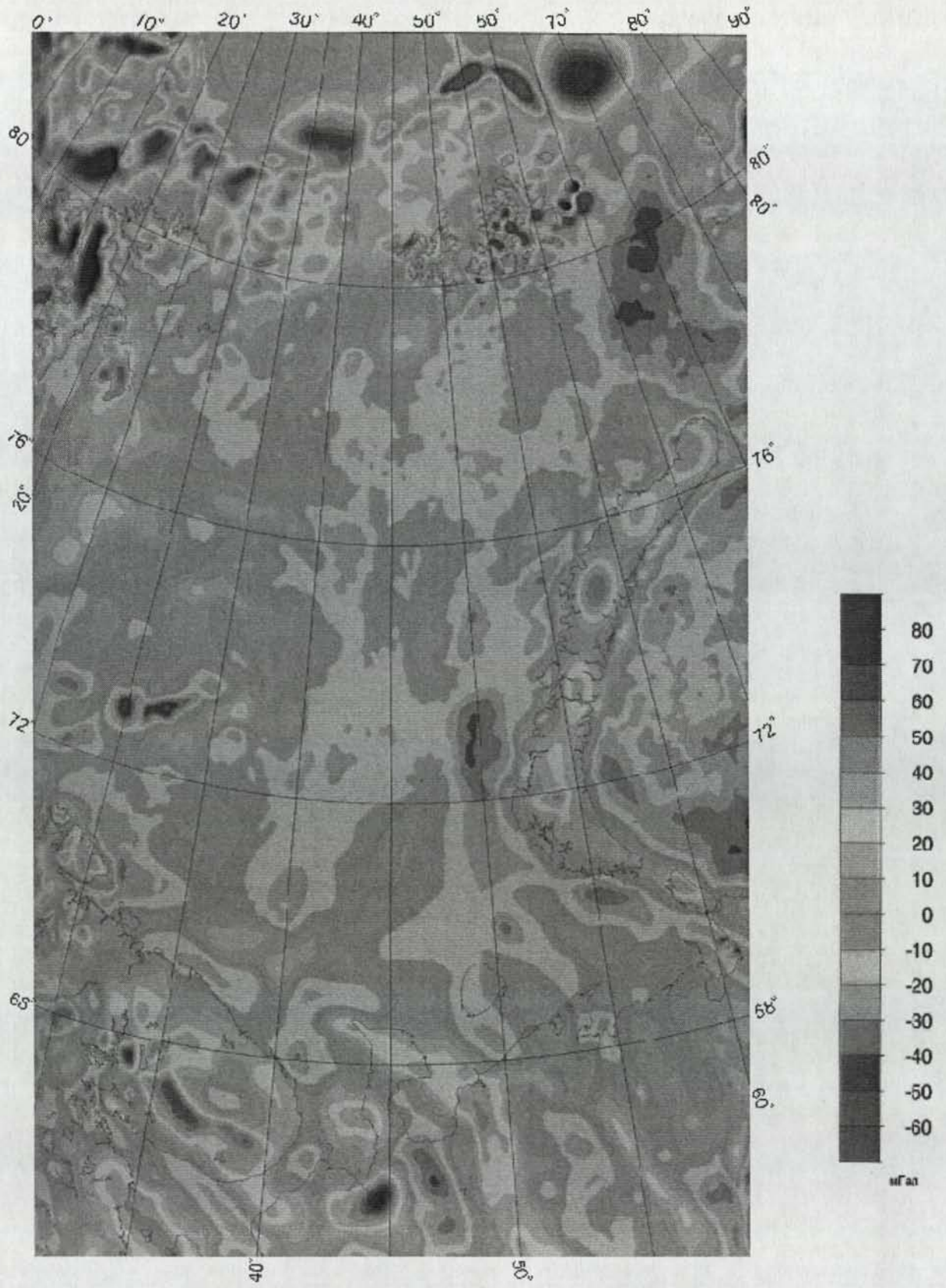


Рис. 1.4. Аномалии поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе Баренцева моря и смежных областей (Арктический гравиметрический проект) [Forsberg, 2003].

аномального гравитационного поля глубинное строение региона не представляется однородным. На юге области зонам глубокого погружения фундамента соответствуют положительные аномалии в свободном воздухе интенсивностью до 20 мГал, а на северо-востоке таким же впадинам отвечают минимумы до 30 мГал [Строение..., 2005]. Разный характер аномалий рассматривается как отражение глубинных отличий структур коры этих прогибов, которые, несмотря на внешнее сходство сформировавших их процессов рифтогенеза, обнаруживают различную степень рифтогенной деструкции коры.

Из суммарного магнитного поля (рис. 1.5) над глубокими осадочными бассейнами Баренцево-Карского шельфа с помощью энергетической фильтрации [Никитин А.А., 1979] были выделены линейные средневолновые аномалии, предположительно маркирующие спрединг палеоокеанской коры, залегающей в основании бассейна [Аплов С.В., 1991].

Магнитные аномалии в регионе имеют северо-восточное простирание и отражают крупнейшую структуру шельфа - Баренцево-Северокарский мегапрогиб. По гравиметрическим данным установлено, что многочисленные нарушения, выделяемые в осадках, ориентированы преимущественно вдоль оси мегапрогиба в субмеридиональном направлении. На периферии мегапрогиба наблюдаются слабоинтенсивные аномалии северо-западного и северо-восточного простираний, показывающие наличие глубинных магнитных источников. В зоне Центрально-Баренцевских поднятий более ярко проявились интенсивные аномалии северо-западного простирания. По внешнему облику аномальное магнитное поле схоже с полем над Печорским морем. Наблюдаемая картина магнитных аномалий в регионе отражает процесс деструкции коры, связанный с образованием позднепалеозойской рифтогенной структуры Баренцево-Северокарского мегапрогиба [Строение..., 2005].

По данным С.В. Аплова, под глубокими осадочными бассейнами шельфа – Северо-Баренцевским и Южно-Баренцевским – выделяются блоки аномально плотной коры (2,9-3,0 г/см³), имеющие палеоокеанскую природу [Аплов С.В., 1995].

На востоке в районе Адмиралтейского поднятия Баренцева моря выделяется узкая линейная полоса отрицательных аномалий магнитного поля, ориентируемая в северо-восточном направлении вдоль Новой Земли [Строение..., 2005]. В Южно-Карской области гравитационные аномалии имеют северо-западное, северное и северо-восточное направления. Северо-западные связываются с байкальским тектогенезом, северо-восточные - с киммерийским тектоническим циклом. В отличие от Печорского участка, на Карском шельфе байкальские структуры вызывают менее

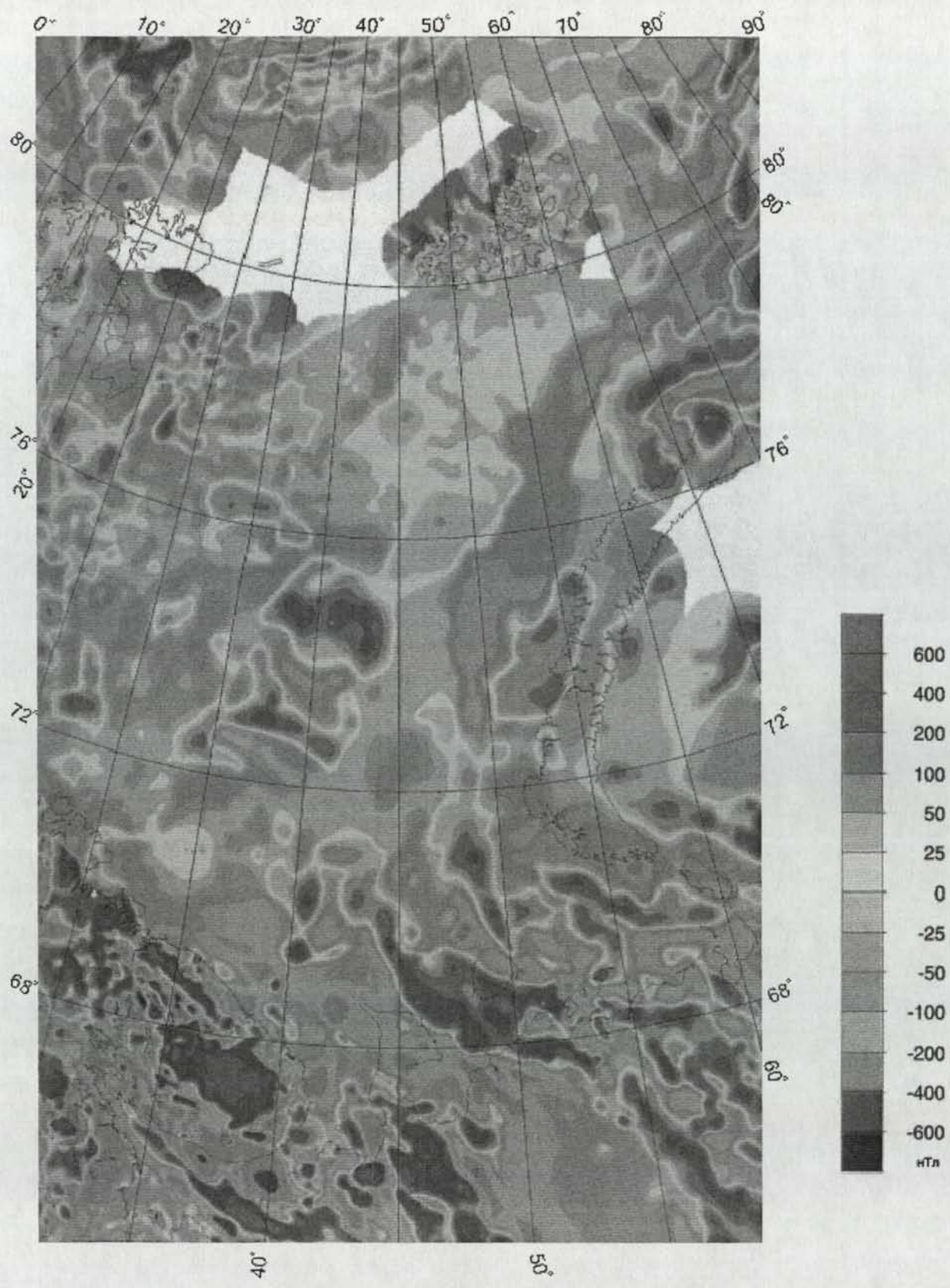


Рис. 1.5. Аномальное магнитное поле Баренцева моря и смежных областей, по [Verhoef et al., 1996].

контрастные аномалии, что объясняется более глубоким залеганием и менее жестким геодинамическим режимом. На севере и востоке Южно-Карской области обособляется система узких линейных зон северного и северо-восточного направлений, которые маркируют полосу региональных нарушений [Строение..., 2005].

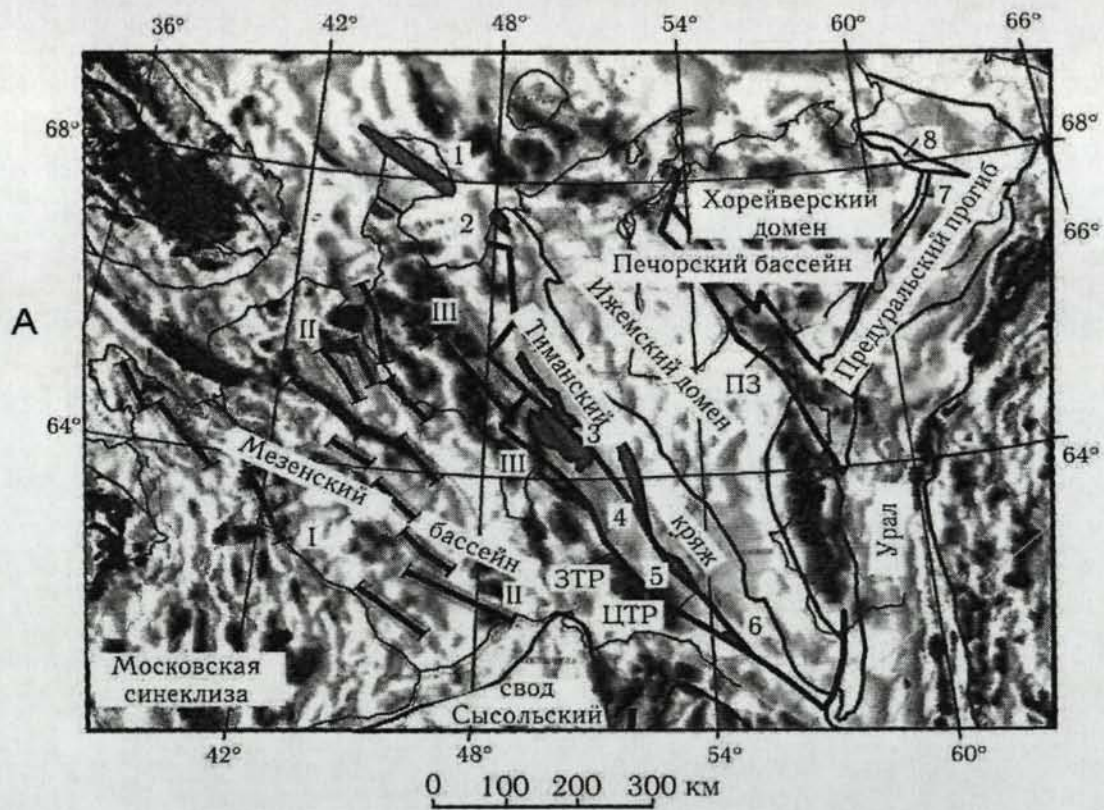
Магнитное поле Южно-Карской области несет в себе, с одной стороны, характерные черты Печорской плиты (на западе), а с другой - Западно-Сибирской плиты. Как и в гравитационном поле, магнитные аномалии имеют северо-западное и северо-восточное направления. На Карском шельфе отмечается обратное соотношение магнитных аномалий и структур осадочного чехла: над поднятиями наблюдаются отрицательные значения, а прогибам соответствуют положительные аномалии. Это рассматривают как свидетельство рифтогенной природы прогибов и присутствия магматических образований в составе синрифтовых комплексов.

На рис. 1.6 приведены карты гравитационного и магнитного аномальных полей северо-восточного сектора Европейской части России с указанием структурно-тектонических элементов района [Костюченко С.Л. и др., 1998]. Данный участок Восточно-Европейской платформы охватывает Мезенскую синеклизу, Тиманский кряж и Печорский осадочным бассейном. В Печорской провинции выделяются гравитационные аномалии северо-западного простирания, обусловленные, по всей видимости, проявлением байкальского тектогенеза. Возникшие в результате последующих тектонических движений неоднородности имеют менее интенсивные аномалии, чем байкальские структуры [Объяснительная..., 1996].

1.5.3. Параметрическое и поисково-разведочное бурение

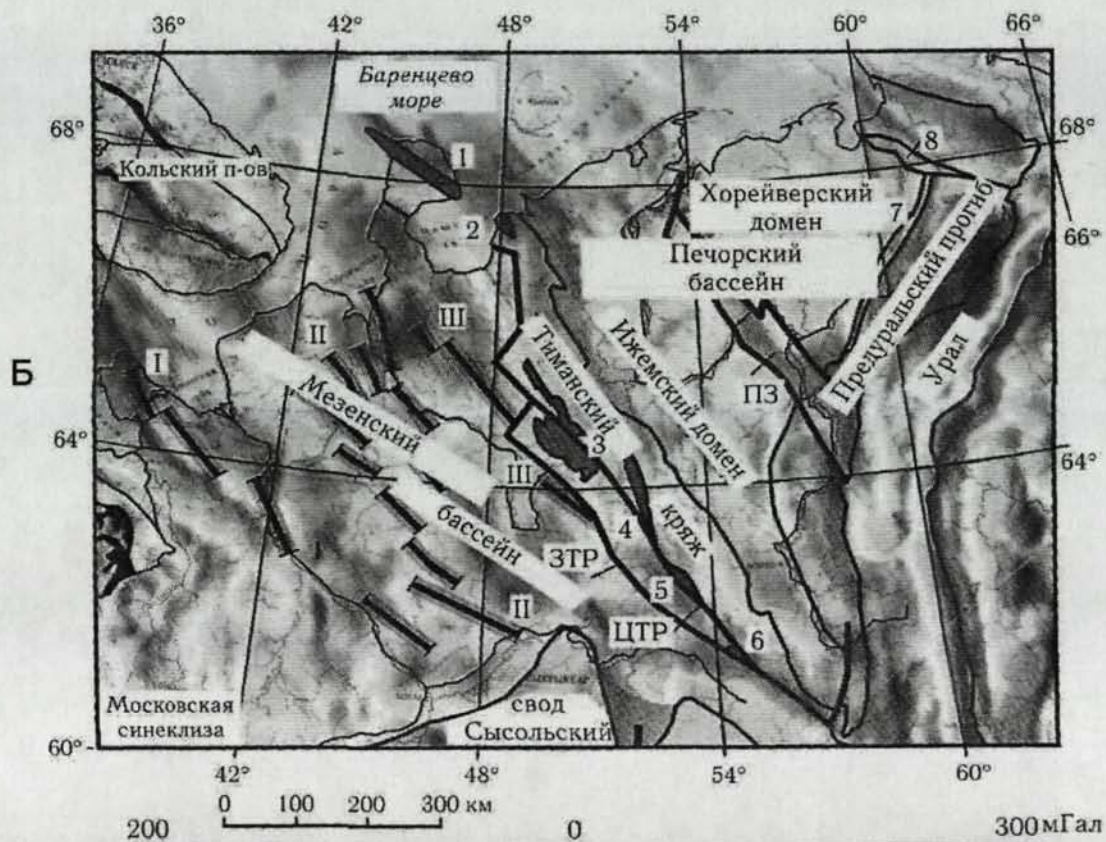
В 70-х гг. были пробурены три скважины на Земле Франца-Иосифа глубиной до 3256 м, вскрывших протерозойский складчатый фундамент на северной окраине шельфовой плиты [Сейсмогеологическая..., 1998]. На Кольском полуострове в 1970-1980 гг. в архейско-протерозойском кристаллическом фундаменте была выполнена Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 глубиной 12262 м (рис. 1.1) [Шаров Н.В., 1993]. На острове Колгуев пробурены несколько скважин, наиболее глубокая из которых (4740 м) вскрыла отложения кембрия.

В обрамлении Карского моря в 1983-1984 гг. на острове Белый скважинами были пройдены разрезы от четвертичных отложений до метаморфических комплексов верхнего протерозоя [Армишев А.М., Десятков В.М., 1993].



-1000 -500 100 0 500 2000 нТл

Шкала интенсивности аномального магнитного поля



Шкала интенсивности гравитационного поля

Рис. 1.6. Современное структурно-тектоническое районирование северо-востока Европейской части России и его отражение в аномальном магнитном (А) и гравитационном (Б) полях, по [Костюченко С.Л. и др., 1998].

Поисково-разведочное бурение на шельфе региона начато в 1981 г. Первая скважина пробурена в Печорской губе в мезозойских и палеозойских отложениях глубиной 4236 м [Объяснительная..., 1996]. В Баренцевом и Печорском морях на 19 площадях выполнено бурение до глубины около 4,5 км, вскрывшее разрез плитного чехла от мела до карбона. В Карском море Ленинградский и Русановский участки разбурены до глубины 2,5 км.

1.5.4. Исследования теплового потока

Геотермическое поле Баренцево-Карского региона характеризуется повышенной плотностью теплового потока по отношению к территориям Восточно-Европейской платформы (более 60 мВт/м²). Значения теплового потока увеличиваются в северном направлении от 50 мВт/м² в зоне сочленения Баренцевской плиты с Восточно-Европейской платформой до 80 мВт/м² на границе континентальной окраины [Левашкевич В.Г., 2005]. На этом фоне также выделяются положительные аномалии теплового потока, связанные с районами повышенной мощности осадков и активностью гидродинамических процессов, а также с районами возможного нефтегазонакопления. Наиболее градиентная область поля теплового потока отмечена в прибрежных частях Мурманского блока в зоне его сопряжения с Кольской микроплитой [Левашкевич В.Г., Самойлович Ю.Г., 1989]. Фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток на Балтийском щите. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и, следовательно, более поздним прекращением тектонических процессов.

Для Баренцево-Карского региона была рассчитана термическая структура по методу термотомографии [Хуторской М.Д. и др., 2005] (рис. 1.7). В качестве исходных данных использовались каротажные измерения теплового потока в 70 скважинах. Конфигурация теплофизических слоев и значения теплопроводностей задавались на основе выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль 123 геотраверсов.

Самая высокая плотность теплового потока в регионе наблюдается в пределах Адмиралтейского поднятия (92 мВт/м²) [Левашкевич В.Г., 2005]. Об интенсивности теплового потока свидетельствуют высокие для региона температуры - 120° С на глубине 3 км. Тепловая активность и наличие аномалий плотности теплового потока предположительно связаны с проявлением молодого вулканизма. Широкое развитие зон повышенных пластовых давлений в осадках свидетельствует о влиянии

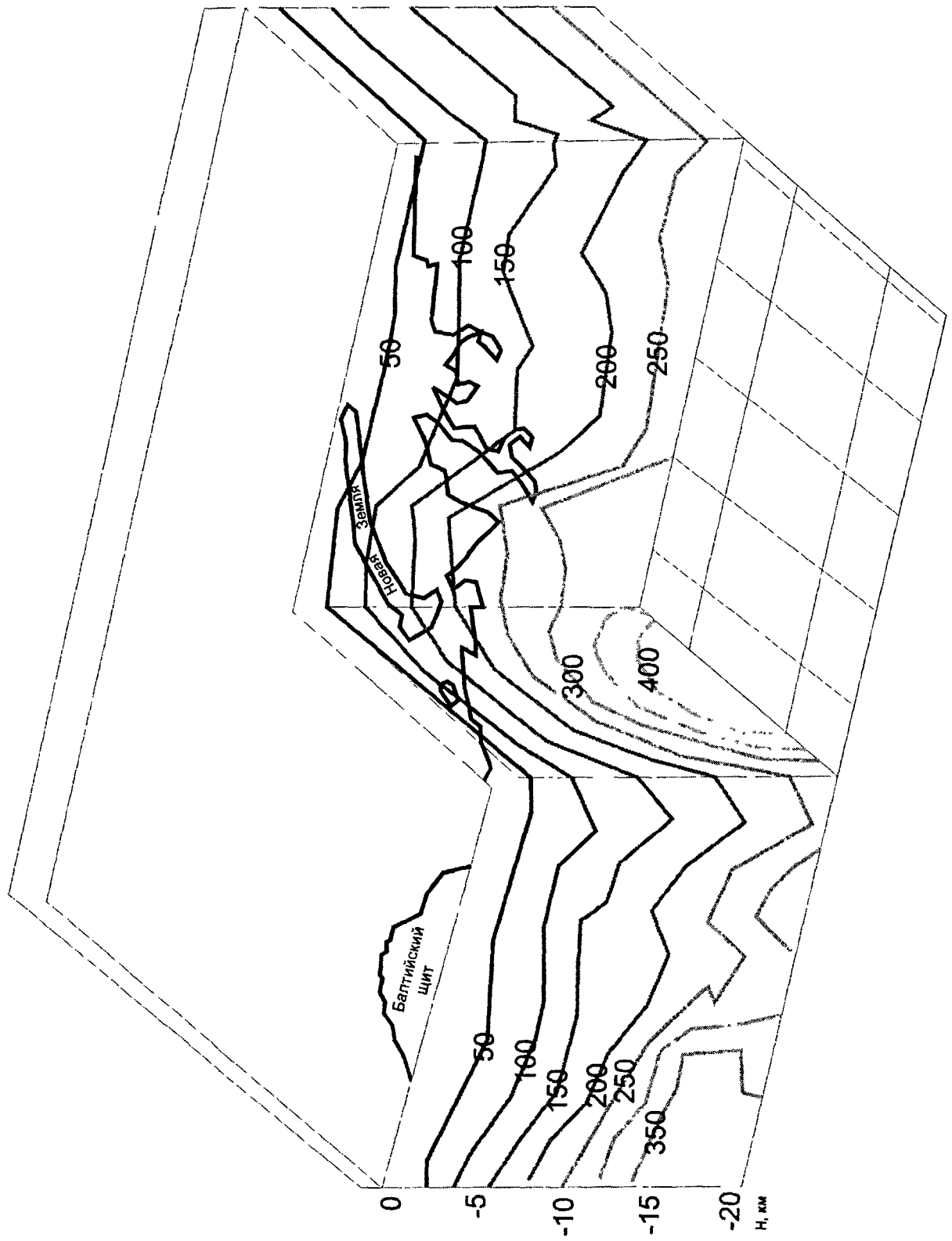


Рис. 1.7. Термическая структура Баренцево-Карского региона, рассчитанная по методу термотомографии [Хуторской М.Д. и др., 2005]. Числами показаны значения глубинных температур, °С.

флюидодинамических процессов на тепловом поле в регионе [Цыбуля Л.Я., Левашкевич В.Г., 1992 а]. Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются у Новой Земли со стороны Баренцева моря и в Южно-Карской впадине. Восточная часть Баренцева моря характеризуется подъемом изотермических поверхностей.

В Южно-Карской впадине термический купол совпадает пространственно с Русановским и Ленинградским нефтегазовыми месторождениями. На трехмерной тепловой модели (рис. 1.7) наблюдается подъем изотерм на всем интервале глубин (до 20 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся в меридиональном направлении от Байдарацкой губы на север.

Региональный характер изменения геотермического поля обуславливается строением глубинных структур земной коры и верхней мантии. Неоднородности теплового потока региона зависят от положения зон разломно-магматической активизации и гидротермальной деятельности, обусловленной развитием Арктической геодинамической системы в мезокайнозойское время. Соотношение геотермических аномалий и разломных зон может являться признаком существования областей с повышенной гидродинамической и геотермической активностью, где возникают усиления тектонической напряженности, способствующие генерации углеводородов [Цыбуля Л.Я. и др., 1992 б].

На шельфе Западно-Арктических морей выделяется тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного теплового потока [Левашкевич В.Г., 2005; Хуторской М.Д. и др., 2005]. Это подтверждается существованием газоконденсатной залежи в пределах Штокманской структуры, Русановского и Ленинградского месторождений, открытием нефтегазоносного месторождения на Ледовой структуре [Цыбуля Л.Я., Левашкевич В.Г., 1992 а].

По материалам Е.В. Артюшкова, в Баренцевоморском нефтегазоносном регионе тепловой поток был повышен в прошлом в 1,3-2 раза по сравнению с платформенными бассейнами. Мощность осадков, накопившихся после выраженных погружений, составила около 3-4 км. Растяжение, необходимое для образования такого бассейна, в начальный момент могло повысить тепловой поток на 13-18%, а через 50 млн. лет он уменьшился бы почти наполовину [Артюшков Е.В., 1993]. Таким образом, повышенный тепловой поток в Баренцево-Карской нефтегазоносной области не мог быть обусловлен только растяжением. В аномально нагретых областях умеренное или сильное растяжение коры, а также ее сжатие, часто проявляется лишь на небольшой

площади, то есть сильный прогрев коры сам по себе еще недостаточен для резкого понижения ее прочности [Sclater J.G. et al., 1980].

Растяжение коры в регионе могло сопровождаться, по-видимому, базальтовым вулканизмом. Он указывает на высокую температуру в мантии в эпоху рифтогенеза. Тепловой поток, как было отмечено ранее, остается повышенным и в современную эпоху [Артюшков Е.В., Бацанин С.Ф., 1984].

1.6. Сейсмичность региона

Район Баренцева и Карского морей практически асейсмичен, за исключением его запада, где зафиксированы землетрясения с глубинами от 10 до 33 км и магнитудами до 6 баллов. Ряд мелкоглубинных сейсмических событий был зафиксирован современными сейсмическими станциями на архипелаге Новая Земля с магнитудами до 6,8 баллов [Ассиновская Б.А., 1994].

Эпицентры землетрясений располагаются в основном по периферии Баренцевоморской платформы вдоль ее южной, западной и северной окраин [Панасенко Г. Д. и др., 1983]. В центральной ее части, на востоке и юго-востоке достоверно не отмечено ни одного землетрясения. Возможно, что происходящие здесь сейсмические события не регистрируются ввиду недостаточного количества сейсмических станций и их территориального размещения в регионе [Ассиновская Б.А., 1994].

Сейсмичность в южной части обусловлена межблоковыми движениями земной коры в зоне сочленения Балтийского щита с Баренцевоморской платформой, где интенсивность сотрясений может достигать 5, а местами и 6 баллов со средней повторяемостью один раз в 50-100 лет [Панасенко Г. Д., 1980]. Н.И. Николаев предположил возможность возникновения в пределах Балтийского щита катастрофических землетрясений интенсивностью до 10 баллов [Николаев Н.И., 1967].

В результате полевых исследований 2004 г. на Балтийском щите возникла гипотеза, что современная сейсмичность генетически может быть связана с дегляциацией, как полагает большинство современных исследователей, а также с условиями сжатия вследствие спрединга хребта Гаккеля, проходящем в Северном Ледовитом океане между северо-восточной оконечностью Гренландии и морем Лаптевых [Николаева С.Б., 2001; Глубинное..., 2004].

Сейсмичность северной и западной окраин платформы, района Шпицбергена - следствие процессов расширения океанического дна, интенсивно протекающих в рифтовой зоне Северо-Атлантического хребта. Повышенная сейсмичность присуща

Земле Франца-Иосифа, где можно ожидать сотрясения порядка 5-7 баллов, а вблизи уступа - до 8 баллов [Панасенко Г.Д. и др., 1983].

На Новой Земле и в пределах Пай-Хойского складчатого пояса отчетливо видны следы новейших и современных вертикальных движений земной коры.

В настоящее время появляется все больше фактов о сейсмичности Баренцево-Карской плиты и приуроченности многих выявленных нефтегазовых месторождений к тектоническим разрывным нарушениям.

1.7. Выводы

Строение осадочного чехла и верхов консолидированной коры в Баренцево-Карском регионе изучено относительно более полно, чем строение глубинных частей коры. Глубинное продолжение известных структур коры остается неизвестным, включая характер сочленения крупных осадочных бассейнов с окружающими структурами. Также остается дискуссионным вопрос о механизме возникновения глубоких осадочных бассейнов. Это вопросы могут быть разрешены в процессе интерпретации данных Глубинного Сейсмического Зондирования.

ГЛАВА 2. АППАРАТУРА, МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ, ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ АВТОРАМИ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАБОТ НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ 1-АР, 2-АР И 3-АР

2.1. Аппаратура и методика наблюдений

Система наблюдений должна была обеспечить изучение скоростных характеристик коры и верхней мантии, а также построение основных сейсмических границ. Для решения поставленных задач были получены системы встречных и нагоняющих годографов преломленных волн и годографов отраженных волн.

Основное различие между методиками отраженных и преломленных волн состоит в следующем: при использовании преломленных волн расстояние между пунктом взрыва и сейсмоприемниками превышает глубины картируемых границ, тогда как с глубинами отражающих границ оно мало по величине или сравнимо.

Морские работы на профилях проводились с использованием автономных донных сейсмических станций и мощных низкочастотных пневматических излучателей.

Источником сейсмических волн служили излучатели ПИ-100 (МАГЭ; объем 80 л) и НИУС-1 (НИПИОкеангеофизика) [Neprochnov Y.I. et al., 2000]. В качестве дополнительных источников сейсмических волн использовались промышленные взрывы на суше, где Геологическим институтом КНЦ РАН была специально организована служба регистрации моментов взрывов.

Регистрация сейсмических волн велась донными станциями различных конструкций. Использовались цифровые трехкомпонентные станции ЛИЦА разработки «Техморгео» и ГРАНИЦА-Ц «Севморгео», а также аналоговые ДС-4 (3 компонента) и ДС-2 (1 компонента) разработки ИО РАН, ЛАВНА (1 компонента) «Техморгео» и ГРАНИЦА (3 и 1 компонента) «Севморгео».

Наибольшую помехоустойчивость и техническую надежность продемонстрировали аналоговые донные станции разработки ИО РАН и ЛАВНА «Техморгео», зарегистрировавшие глубинные преломленные волны на удаленностях до 300 км и 160 км соответственно, а также цифровые – ЛИЦА «Техморгео» (до 145 км) [Neprochnov Y.I. et al., 2000].

Морской профиль ГСЗ 1-АР состоял из двух частей – южной, длиной 150 км, на которой донные станции устанавливались с интервалом 5-10 км, и северной, с

интервалом между станциями преимущественно 20-40 км. Взрывы производились с шагом в среднем около 250 м (минимальный составил 150 м, максимальный - 800 м). Всего выполнено 6 расстановок приемников и 6 прострелок пневмоизлучателями, обеспечивающих получение годографов глубинных преломленных волн до расстояний 200-300 км.

По профилю 2-АР донные станции располагались в среднем через 20 км, возбуждение сейсмических волн производилось с шагом 250 м.

На Беломорском участке профиля 3-АР приемники устанавливались с интервалом примерно 15 км, в пределах Карского сектора – через 35-40 км, в области Печорского моря – преимущественно через 20 км. Взрывы производились с шагом около 500 м.

Наблюдения по отраженным волнам были выполнены фланговой установкой: длина сейсмической косы составляла 6,5 км, расстояние между приемниками – 12,5 м. Возбуждение сейсмических волн проводилось с шагом в среднем 250 м, кратность наблюдений изменялась от 40 до 80.

2.2. Методы обработки и интерпретации

2.2.1. Глубинное Сейсмическое Зондирование

Метод заключается в получении данных на значительных удалениях от источника более 100 км, где, в основном, регистрируются в первых вступлениях преломленные и закритически отраженные волны. В настоящее время интерпретация этих данных производится двумя способами: методом математического моделирования (modeling, ray tracing) и методом томографии.

Метод математического моделирования. Суть методов моделирования заключается в расчете лучевых траекторий для различных скоростных моделей [Babel..., 1993; Thybo H. et al., 1999; Eccles J.D. et al., 2007].

Метод моделирования, усовершенствованный Зелтом, - итерационный метод, заключающийся в расчете лучевых траекторий для модели с изменяющимися параметрами [Zelt C.A., Smith R.B., 1992]. Метод основывается на многократном решении прямой задачи для заданной начальной модели. Двумерная неоднородная среда аппроксимируется серией трапеций. Величины скоростей задаются в угловых точках трапеций. Количество параметров зависит от детальности системы наблюдений. Критерием остановки алгоритма являются достижение минимума

среднеквадратичного отклонения между расчетными и наблюдаемыми годографами, а также возможность трассировки всех лучей соответствующего типа между источниками и приемниками.

Обработка и интерпретация полученных данных проводилась ФГУ НПП “Севморгео”, Институтом Океанологии РАН, Университетом Хельсинки (Институт Сейсмологии) и другими организациями [Neprochnov Y.I. et al., 2000; Sakoulina T.S. et al., 2000].

При обработке данных ГСЗ методом моделирования использовалась кинематическая обработка в рамках толстослойной модели с построением преломляющих и отражающих сейсмических горизонтов, оценкой пластовых, эффективных и граничных скоростей на основе решения прямых и обратных кинематических задач [Davydova N.I. et al., 1985]. Также проводили построение волновых изображений (динамических разрезов) отражающих и преломляющих границ, в частности, в последнем случае - на основе миграции сейсмических записей преломленных волн.

На примере профиля 1-AP иллюстрируется эффективность комплексирования ГСЗ и МОВ-ОГТ для изучения геологического строения земной коры. Так, наличие интенсивной отраженной от Мохо волны на зондированиях обеспечило построение сводного динамического разреза земной коры по профилю 1-AP по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ (рис. 9.1). На рис. 9.1 А показан временной разрез по комплексу МОВ-ОГТ и ГСЗ для этого профиля. Сравнительный анализ разрезов, полученных различными методами, проведен в главе 9.

Прогнозный аспект проведенных комплексных работ в регионе состоит в том, что они позволили авторам проследить основные перспективные на нефть и газ осадочные комплексы, опираясь на теоретические зависимости и полученные данные о петрофизических свойствах пород, выделить в разрезе зоны возможного нефтегазонакопления и оценить их способность служить ловушками миграционных углеводородов [Беляев И.В. и др., 2003].

Методы томографической обработки. Существенная особенность задачи сейсмической томографии - некорректность, поэтому для любого алгоритма томографии необходимо введение априорной информации о решении [Червени В., 1990; Moser T.J., 1991; Дитмар П.Г., 1993].

Целью томографической обработки является восстановление скоростных характеристик среды. При этом в процессе эксперимента измеряются времена пробега сейсмических сигналов (как правило, формирующих первые вступления) $t_1, t_2 \dots t_N$,

соответствующих различным парам "источник-приемник". Каждое значение времени пробега связывается со скоростными характеристиками среды следующим интегральным соотношением:

$$t_i = \int_{L_i} \frac{dl}{V(r)} \quad (i = 1, 2, \dots, M) \quad (1)$$

где $V(r)$ - скорость распространения сейсмических волн, L_i - контур интегрирования, соответствующий i -му сейсмическому лучу. Если лучи пересекают исследуемую область в разных направлениях, образуя сеть, то может быть поставлена задача об определении значения функции $V(r)$ в каждой точке исследуемой области.

В описанной постановке задача является нелинейной, поскольку от распределения скорости зависят не только времена пробега, но и траектории сейсмических лучей. Однако она линеаризуется, если искомой функцией является предполагаемое малым отличие истинных характеристик среды от характеристик, выбираемых в качестве начального приближения. В качестве такой функции вводят следующую безразмерную величину:

$$m(r) = \frac{V^{-1}(r) - V_0^{-1}(r)}{V_0^{-1}(r)}$$

где $V_0(r)$ - скорость распространения сейсмических волн в начальном приближении.

Начальное скоростное распределение может быть выбрано из предыдущих сейсмических экспериментов, из имеющихся представлений о геологическом строении среды. Наконец, при полном отсутствии априорной информации функция $V_0(r)$ может считаться постоянной, что соответствует прямолинейным лучам. Зная начальное скоростное распределение, можно для каждой пары "источник-приемник" рассчитать теоретическое время пробега t_{0i} :

$$t_{0i} = \int_{L_{0i}} \frac{dl}{V_0(r)}$$

Если функция $V_0(r)$ постоянна, то такой расчет не составляет труда; в противном случае используют различные варианты лучевого трассирования.

Если функция $V_0(r)$ близка к истинной скоростной зависимости в среде (т.е. $|m(r)| \ll 1$), то, как следует из принципа Ферма, замена в формуле (1) контура интегрирования L_i , соответствующего функции $V(r)$, на контур L_{0i} , соответствующий функции $V_0(r)$, приведет к малому изменению времени пробега t_i . Таким образом, можно записать, что функция $m(r)$ удовлетворяет следующим линейным соотношениям:

$$\int_{L_{0i}} \frac{m(r)}{V_0(r)} dl = y_i \quad (i = 1, 2, \dots, M)$$

где $y_i = t_i - t_{0i}$. Этот набор соотношений и служит для расчета неизвестной функции $m(r)$, зная которую легко перейти к скоростным характеристикам среды.

Основные причины, влияющие на качество восстановления характеристик среды в задаче лучевой сейсмической томографии, состоят в следующем: невыполнение лучевого приближения; значительное несовпадение между априорным и истинным распределением скорости, приводящее к неверной трассировке лучей; неполнота сети сейсмических лучей, усугубляющая исходную некорректность задачи; наконец, случайные ошибки в исходных данных. Влияние всех перечисленных факторов должно контролироваться в каждом томографическом эксперименте.

В алгоритме Дитмара-Рослова априорной информацией является предположение о максимальной гладкости искомой функции [Дитмар П.Г., Яновская Т.Б., 1987; Дитмар П.Г., 1993; Kunitsyn A.V., Roslov Y.V., 2006]. Условие максимальной гладкости искомой функции означает, что последняя должна минимизировать следующий функционал:

$$\alpha \int_{\Omega} [\nabla m(r)]^2 + \sum_{i=1}^N \left(\int_{L_i} \frac{m(r)}{V_0(r)} dl - y_i \right)^2 \quad (2),$$

где Ω - исследуемая область, α - параметр регуляризации.

Минимизирующее условие (2) обеспечивает однозначный выбор решения. Однако аппарат функций Грина, используемый для расчета решения как непрерывной функции, требует еще введения некоторого граничного условия. В данном случае останавливаются на естественном граничном условии:

$$\frac{\partial m(r)}{\partial n} \Big|_{\text{на краю области } \Omega} = 0$$

Минимизация функционала (2) с учетом выписанного граничного условия может быть проведена средствами вариационного исчисления.

Область Ω разбивается прямоугольной равномерной сеткой на M ячеек так, что искомая функция в каждой ячейке постоянна. В этом случае функционал (2) принимает вид:

$$\alpha \frac{1}{2} \sum_{j,k=1}^M \xi_{jk} \frac{\theta}{\sigma_{jk}^2} (m_j - m_k)^2 + \sum_{i=1}^N \left(y_i - \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \right)^2 \quad (3)$$

где m_j и m_k - значение решения в j -ой и k -ой ячейках соответственно,

$$\xi_{jk} = \begin{cases} 1, & \text{если } i\text{-ая и } k\text{-ая ячейки имеют общую сторону} \\ 0, & \text{в противном случае,} \end{cases}$$

θ - площадь ячейки (в двумерном случае) или объем ячейки (в трехмерном случае); d_{jk} - вектор, соединяющий центры соседних j -ой и k -ой ячеек; G_{ij} - время пересечения i -ым лучом j -ой ячейки (в начальном приближении).

Таким образом, задача сводится к расчету вектора m ($\{m\}_j = m_j$), минимизирующему квадратичную форму (3). Выражение (3) в векторной форме:

$$m^T C m + (Gm - y)^T (Gm - y), \text{ где } \{G\}_{ij} = G_{ij} \quad (4)$$

$$\{C\}_{kk} = \alpha \sum_{j=1}^M \xi_{kj} \frac{\theta}{d_{kj}^2}, \quad \{C\}_{ik} = -\alpha \xi_{ik} \frac{\theta}{d_{ik}^2}$$

Дифференцируя (4) по m , приходят к системе линейных уравнений. Для решения получаемой системы линейных уравнений может быть использован один из методов квадратичной оптимизации, например метод сопряженных градиентов.

Рассмотренный метод томографической обработки служит основой для программных пакетов “XТomo” и “Firstomo” построения скоростных разрезов по годографам волн различного типа. Разрезы по профилям 1-АР, 2-АР и 3-АР, полученные по методу сейсмотомографии, приведены на рис. 9.4, 9.5 и 9.6 соответственно.

2.2.2. Метод отраженных волн

Граф обработки данных отраженных волн включает следующие операции: ввод геометрии профиля, сортировка трасс для суммирования по ОГТ, восстановление амплитуд и нормализация трасс, подавление помех, деконволюция исходных и суммарных трасс, определение скорости оптимального суммирования по ОГТ, преобразование сейсмограмм ОГТ, применение коррекции статических поправок для каждого этапа их корреляции, уточнение скоростей суммирования, полосовая фильтрация, миграция временного разреза [Строение..., 2005]. После проведения процедуры миграции получены глубинные разрезы ОГТ.

Важной задачей являлся подбор скоростей для построения разреза ОГТ и проведения миграции. Для определения скоростей применялся самый распространенный в настоящее время метод - расчет вертикальных спектров скоростей по выбранной сетке. Результат скоростного анализа - скорость ОГТ, на основе которой рассчитывались кинематические поправки и вводились в годографы. Для горизонтально-слоистой среды скорость ОГТ является одновременно

среднеквадратичной скоростью, из которой по формуле Дикса можно получить интервальные скорости.

Так же, как и для ГСЗ были построены волновые изображения (динамические разрезы) отражающих границ (рис. 9.1, 9.3) [Строение..., 2005].

Полученные авторами сейсмических работ разрезы сравниваются с разрезами по методу однородных функций в главе 9.

ГЛАВА 3. ПРОГРАММНЫЙ ПАКЕТ “ГОДОГРАФ” ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СИСТЕМ ГОДОГРАФОВ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

3.1. Метод однородных функций при решении обратной кинематической задачи сейсморазведки и программа “Годограф”

Программный пакет “Годограф” для обработки, интерпретации и построения сейсмических разрезов по данным преломленных волн применяет в качестве исходных данных систему годографов первых волн.

В работе К. Аки и П. Ричардса приведен результат, показывающий, что невозможно определить количество однородных слоев на разрезе по годографу первых волн [Аки К., Ричардс П., 1983]. Но это не касается предположения о непрерывном распределении скорости в разрезе. При таком предположении зависимость скорости от глубины однозначно и устойчиво определяется методом Герглотца-Вихерта.

Непрерывные скоростные функции могут содержать границы раздела второго рода, переходные зоны (слои с повышенными градиентами скорости, которые заменяют границы первого рода) и волноводы. Известно, что эти особенности разрезов четко отображаются на годографах первых вступлений. Метод однородных функций осуществляет локальную аппроксимацию среды однородными функциями двух координат, поэтому на границах локальных скоростных полей могут существовать и резкие границы раздела [Piper V.B., 2001]. Данный метод в настоящее время развивается на кафедре сейсмометрии и геоакустики МГУ: совершенствуются алгоритмы, разрабатываются формы представления разрезов, исследуются возможности метода при различных системах наблюдений и т.д.

Подход, базирующийся на свойствах однородных функций, обобщает классические методы решения обратных кинематических задач сейсмики на случай двумерно-неоднородных сред. Отметим, что методы полей времен, томографии и лучевого моделирования не относятся к классическим обратным задачам. Так, метод полей времен требует задания распределения скорости, а томография и лучевое моделирование решают обратную задачу путем многократного решения прямой задачи и требуют задания начальной модели.

Классические методы решения обратной задачи делятся на два типа - в рамках однородно-слоистой (кусочно-постоянной) аппроксимации среды и непрерывной аппроксимации среды. К первому относятся метод T_0 для преломленных волн и

методы определения эффективной скорости по годографам отраженных волн (постоянной разности, квадратичных координат и другие). В случае непрерывного представления среды наиболее известен метод Герглотца-Вихерта. Все классические методы разработаны для определенных одномерных скоростных зависимостей. Так, для метода Герглотца-Вихерта - это зависимость скорости от глубины, а для прочих - кусочно-постоянная функция, определяемая одномерной зависимостью от полярного угла.

Метод однородных функций применим как для разрывных, так и для непрерывных моделей сред. В рамках модели среды с однородной функцией скорости показано, что формула Герглотца-Вихерта применима для случая сред с сильным горизонтальным градиентом скорости, а именно для случая однородной функции первой степени.

При построении разрезов использована компьютерная программа "Годограф", позволяющая строить двумерные сейсмические сеточные разрезы в скоростях сейсмических волн на основе локальной аппроксимации разреза непрерывными монотонно возрастающими с увеличением полярного угла однородными функциями произвольной степени.

Для вертикально-неоднородной среды все годографы на поверхности среды идентичны друг другу, и для решения обратной задачи - восстановления зависимости скорости от глубины - достаточно задать годограф из одного любого источника. Для восстановления произвольной скоростной функции двух координат необходима полная система годографов на поверхности среды, когда источники и приёмники заданы с постоянным одинаковым шагом по профилю [Pip V.B., 2001].

Ясно, что в случае произвольной скоростной функции двух координат, годографы из двух соседних источников могут произвольным образом отличаться друг от друга. Однако, геологические среды в большинстве случаев слоисты, и годографы рефрагированных волн, зарегистрированные в двух соседних точках профиля, обладают всегда некоторым сходством, похожи друг на друга. Мерой сходства может быть подобие. В теории показано, что такими свойствами обладают среды, где скорость сейсмических волн - однородная функция двух координат [Пийп В.Б., 1991].

Постановка обратной задачи выглядит следующим образом. На множестве точек профиля $X = \{x_1; \dots; x_n\}$ задана пара встречных годографов $T_1 = \{t_{11}; \dots; t_{1n}\}$, $T_2 = \{t_{21}; \dots; t_{2n}\}$ с источниками в точках x_1 и x_n , увязанных во взаимных точках. В соответствии с принципом взаимности $t_{21} = t_{1n}$, $t_{1n} = t_{21} = 0$. Координаты пунктов возбуждения $X_{01} = x_1$; $X_{02} = x_n$. Необходимо найти однородную функцию, в полярной системе координат представленную произведением двух функций - степенной

функции радиальной компоненты и произвольной возрастающей функцией полярного угла:

$$v = r^m \psi(\varphi),$$

которая аппроксимирует распределение скоростей сейсмических волн в области проникновения сейсмических лучей для заданных наблюдаемых годографов.

Для сред с однородной скоростной функцией прямой годограф может быть преобразован в обратный в полярной системе координат по формулам:

$$\begin{aligned} r_2 &= (r_{01} / r_1) r_{02}, \\ t_2 &= (r_{02} / r_1)^{1-m} t_1, \end{aligned} \quad (1)$$

где r_{01}, r_{02} - координаты источников.

Начало полярной системы координат находится в неизвестной точке $x_c = C$, поэтому на поверхности среды $r = |x + C|$.

Таким образом, неизвестными являются m - степень однородной функции - действительное число, и параметр c , определяющий положение начала полярной системы координат на профиле, функция $\psi(\varphi)$. Неизвестна также область среды, куда проникают лучи. Эти величины определяются для каждой пары встречных годографов независимо друг от друга.

Перепишем равенства (1) с учетом $r = |x + C|$ в виде:

$$\begin{aligned} x_2 + C &= (x_{01} + C)(x_{02} + C) / (x_1 + C), \\ t_2 &= (x_{02} + C)^{1-m} t_1 / (x_1 + C)^{1-m} \end{aligned} \quad (2)$$

Взяв время t_2 в найденной точке x_2 и пересчитав его обратно в точку x_1 по формуле:

$$t_1^n = \left(\frac{x_1 + C}{x_{02} + C} \right)^{1-m} t_2^n, \text{ получим прямой годограф.}$$

Среднеквадратичное отклонение:

$$\sigma(c, m) = \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n \left(t_1(x_{1i}) - t_1^n(x_{1i}) \right)^2 \right)^{1/2}$$

характеризует степень отклонения реальной среды от аппроксимирующей функции - погрешность аппроксимации. Необходимо найти такие значения m и C , при которых данное среднеквадратичное отклонение минимально: $\sigma(C, m) = \min$. Существуют алгоритмы такого поиска. Например, известный алгоритм градиентного спуска. В

программе “Годограф” используется стандартная процедура такого поиска - “Directsearch”

После того как найдены значения m и C , прямой и обратный годографы совмещаются и усредняются, затем средний годограф трансформируется в годограф $\tau(\rho)$, соответствующий среде, где скорость зависит только от полярного угла, $\xi(\alpha)=\psi(\varphi)$, по следующим формулам:

$$\tau = |1 - m| \times \bar{t}$$

$$\rho = r^{1 - m}$$

$$\alpha = |1 - m| \varphi.$$

Если в среде отсутствуют волноводы, то $\tau(\rho)$ - выпуклая кривая. Зависимость $\xi(\alpha)$ вычисляется по следующему алгоритму. Вычисленный годограф аппроксимируется выпуклой кривой. Искомая непрерывная возрастающая функция $\xi = \xi(\alpha)$ заменяется кусочно-постоянной функцией вида, описывающей множество слоев с постоянной скоростью.

Годограф первых волн в такой среде есть ломаная линия, состоящая из прямолинейных годографов головных волн. Если число слоёв устремить к бесконечности, а скачки скорости на границах к нулю, то в пределе получим искомую функцию $\xi = \xi(\alpha)$. Функция $\xi = \xi(\alpha)$ вычисляется по годографу $\tau(\rho)$ методами, известными для головных волн. Далее осуществляется переход к старым координатам по формулам:

$$r = \rho^{1 / (1 - m)},$$

$$\varphi = \frac{\alpha}{|1 - m|},$$

$$\psi = \xi,$$

$$r_0 = \rho_0^{1 / (1 - m)},$$

$$v = r^m \psi(\varphi)$$

Из рассмотренного алгоритма видно, что построение локального приближения скоростного поля, в сущности, является обобщением метода Герглотца-Вихерта на случай двумерно-неоднородных сред.

Скоростное поле, рассчитанное для некоторой пары встречных годографов внутри граничного луча, назовем локальным полем скорости. При сложной системе

годографов скоростной разрез строится с помощью суперпозиции локальных скоростных полей по системе приоритетов или категорий (рис. 3.1).

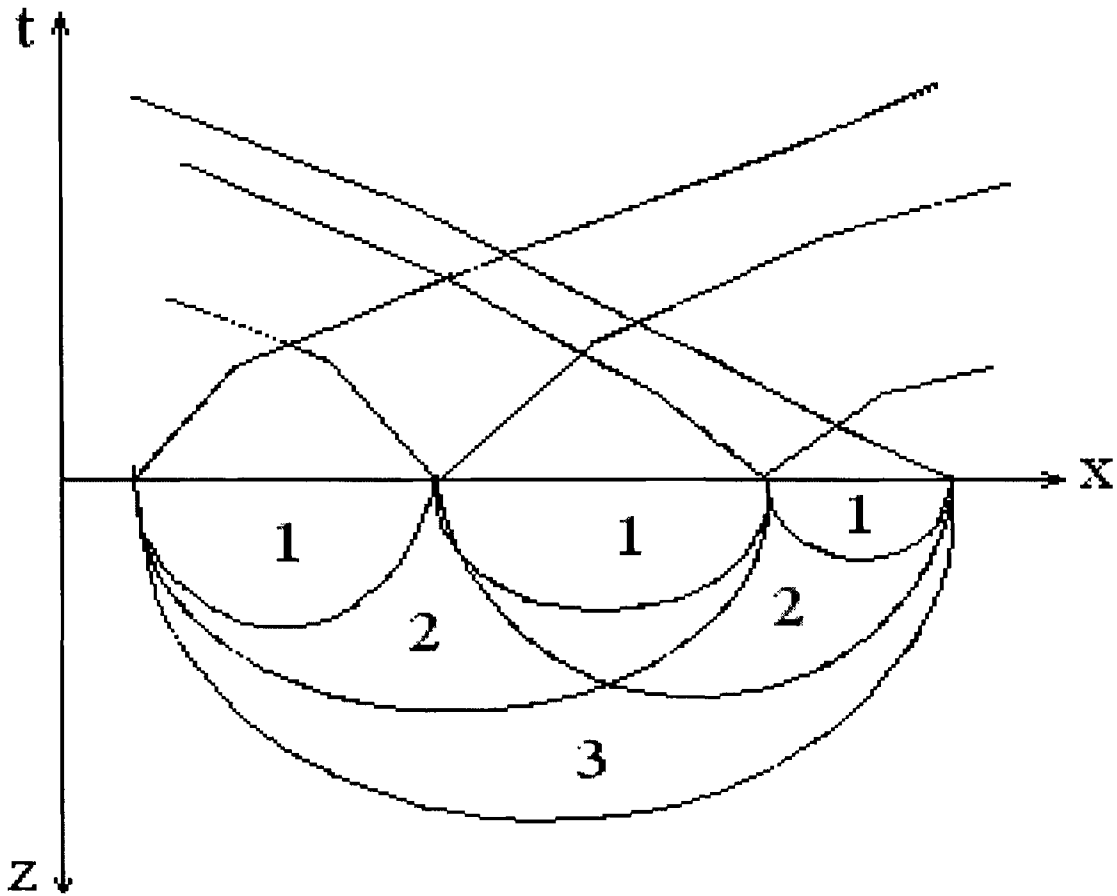


Рис. 3.1. Формирование поля скорости из локальных скоростных полей. Цифры указывают значение категории. На разрез попадают значения скорости, отвечающие локальным скоростным полям с меньшим значением категории.

Считается, что наиболее точно величины скоростей определяются в точках поворота лучей [Аки К., Ричардс П., 1983]. На рис. 3.2 приведена схема лучевых траекторий, отвечающих паре встречных годографов. Следует отметить, что при построении общего разреза по методу однородных функций на разрез попадают только нижние части локальных скоростных полей - области сгущения точек поворота лучей, то есть области, где скорость определяется наиболее точно.

Существует значительный опыт по использованию метода однородных функций для восстановления скоростных сейсмических полей при глубинных исследованиях. Метод применялся при исследованиях в Охотском море, на акваториях Черного и Каспийского морей, а также на Восточно-Европейской платформе и в Западно-Сибирской низменности [Соколов Б.А. и др., 1994, 1995; Sokolov B.A. et al., 1995; Efimova E.A., Piip V.V., 1996; Piip V.V. et al., 1996, 2004, 2007; Буваев Н.А., Пийп В.Б., 2004; Джаниашвили А.М. и др., 2005; Ермаков А.П., 2005].

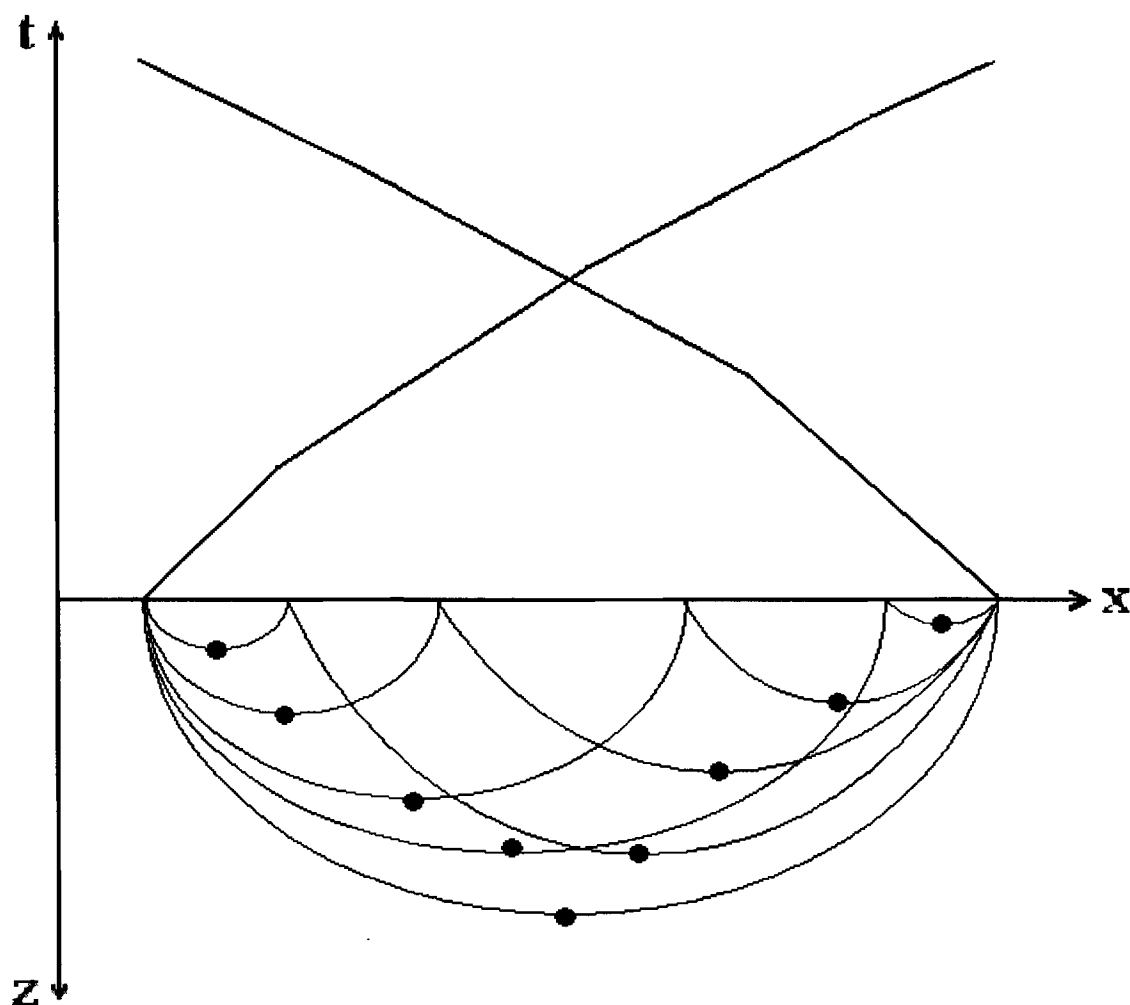


Рис. 3.2. Схема лучевых траекторий, рассчитанных для пары встречных годографов. Черные кружки – точки поворота лучей.

3.2. Методика интерпретации сейсмических разрезов, полученных в пакете “Годограф”

Разрезы, полученные методом однородных функций, представляются в виде значений скорости, вычисленных в узлах прямоугольной сетки. В настоящее время для такого представления часто используется термин “грид-модель”. Для визуализации грид-массивов и карт разработаны многочисленные программы. В частности используется представление грид-полей в виде поверхности с освещенным рельефом (shaded relief). Благодаря тому, что метод однородных функций вычисляет разрезы, в которых содержится информация о границах раздела и разломах, эта технология применяется для автоматической визуализации границ раздела и разломов на разрезах, построенных по данным метода преломленных волн. Это представление оказывается очень удобным для автоматического выделения на разрезах границ раздела. При таком освещении выделяются границы 1-го рода, 2-го рода, инверсионные границы раздела и тектонические нарушения. Границы 1-го рода – границы, где сверху вниз происходит скачок скорости. При этом поверхности, где скорость увеличивается, выделяются на разрезе с оттененным рельефом при освещении сверху в виде светлых линий; границы, где скорость скачком уменьшается, (инверсионные границы) выделяются темными линиями. Границы 2-го рода – изменение градиента скорости. Увеличение градиента скорости выражается на разрезах с оттененным рельефом в виде светлых областей, а уменьшение градиента - в виде темных зон. Инверсионные границы раздела (скорость сверху вниз уменьшается скачком) выделяются на разрезах как темные линии. Разломы и тектонические нарушения проявляются как темные или светлые линии в зависимости от их наклона и направления смещения.

Как правило, границы раздела проходят согласно с изолиниями скорости. Разломы же секут изолинии. Здесь следует отметить, что для более удобной визуализации сейсмические разрезы часто приводятся с искаженным масштабом, при этом углы падения разломов оказываются визуально завышенными.

Разрезы с освещенным рельефом скоростного поля удобно совмещать с изолиниями скорости, чтобы проследить, как скорость изменяется вдоль границ раздела (рис. 5.4). Кроме того, разрезы представляются как скоростное поле, где скорости изображаются цветом (рис. 5.3).

Сейсмогеологический разрез (рис. 5.5 А) – есть результат геологической интерпретации сейсмического разреза. Критериями для выделения слоев являются:

- 1) наличие протяженных границ раздела;
- 2) характерные для того или иного слоя значения скоростей;
- 3) примерно постоянный градиент скорости и характерный рисунок изолиний скорости;
- 4) характер дизъюнктивных и пликативных деформаций внутри того или иного слоя.

Такое комплексное представление разрезов помогает лучше интерпретировать полученные данные.

ГЛАВА 4. ВЫБОР ПАРАМЕТРОВ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ГОДОГРАФОВ И СЕТОЧНЫХ РАЗМЕРОВ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ

4.1. Обоснование выбора параметров интерполяции и сеточных размеров

Сейсмические годографы, измеренные на профиле, описываются функцией двух переменных $t(x, x_0)$, где x – координата приемника, x_0 – координата источника. Эта функция определяется дискретно.

Интерполяция всегда проводится, когда необходимо вычислить производные. Чтобы интерполировать годографы, используется разрез равных удалений.

Разрез равных удалений – это годографы, преобразованные к другим координатам (рис. 5.2, 5.5 В). Построение такого разреза начинается с линейной равномерной интерполяции каждого годографа. Следующий шаг состоит в отнесении каждого интерполированного значения к середине расстояния между источником и приемником. Взаимные точки при этом изображаются одной точкой. Времена, относящиеся к одинаковым разностям “источник-приемник” (офсет), соединяются прямыми линиями. Временной разрез равных удалений является однозначным и непрерывным и легко интерполируется. С его помощью можно вычислить интерполированный годограф с источником в любой точке профиля.

Система наблюдений на геотраверсах довольно детальная, но неравномерная. Реальный шаг между приемниками (или взрывами, по принципу взаимности) составлял от 150 до 800 м. Использовалась линейная равномерная интерполяция между приемниками. Шаг интерполяции между приемниками (или взрывами) ΔX в программе “Годограф” может изменяться вручную – критерием является прослеживаемость границ раздела и нарушений. Соотношение расстояний между источниками и приемниками при данных наблюдениях не очень удобно для метода однородных функций. Столь малый шаг между приемниками (или взрывами, в соответствии с принципом взаимности) требуется при интерпретации с позиций однородно-слоистой среды для выделения областей смены волн в первых вступлениях. При обработке же данных первых вступлений преломленных волн методом однородных функций в случае относительно маленького шага между приемниками значительно усложняется расчет скоростных разрезов и, главное, затушевывается “интегральное” глубинное строение более мелкими неоднородностями. Чтобы выбрать

оптимальные параметры интерполяции годографов, рассчитаны разрезы с различными параметрами.

Для шага интерполяции между приемниками (взрывами) 2,5 км и 3 км были рассчитаны разрезы для участка профиля 1-АР и оценена разность полученных значений скоростей (рис. 4.1). В целом, результаты получились близкими. Среднеквадратичное отклонение составило 0,3 км/с. Наибольшие отклонения наблюдаются в слоях с пониженной скоростью. Это объясняется теоретически невозможностью точного определения скоростей в волноводах. Ширина и мощность этих зон характеризуют соответственно погрешность расстояний и глубин для волноводов. Так, максимальная ошибка по горизонтали в зонах пониженных скоростей составляет 10 км, по вертикали – 2 км. Следует отметить, что аномальные скоростные области отображаются на обоих разрезах.

На рис. 5.9 приведен участок разреза по профилю 1-АР в пределах Северо-Баренцевской впадины, рассчитанный отдельно с интерполированным расстоянием между приемниками (взрывами) $\Delta X=1$ км. Такая система наблюдений приемлема для детализации в средней части глубин. Соотношение шага между приемниками и источниками, в данном случае, не является оптимальным для построения верхней части разреза, поэтому в этой области разрез выглядит схематично. В нижней части разреза результаты лучше, но значимой дополнительной информации это не дает.

На рис. 4.2 и 4.3 показаны разрезы по профилям 1-АР и 2-АР соответственно, рассчитанные с шагом интерполяции между приемниками 8 км. Результаты получились не очень детальными. На обоих разрезах 1-АР и 2-АР не достаточно отчетливо выражаются рифты Северо-Баренцевской впадины (см. Главы 5, 6). Шовная зона не выделяется у северного борта Северо-Баренцевской впадины на профиле 1-АР и у ее западной окраины рядом с Малыгинским грабеном на профиле 2-АР. Под поднятиями Федынского и Ферсмана действительно обнаруживаются зоны пониженных скоростей, как на итоговых разрезах (рис. 5.3, 5.4, 5.5), но под поднятием Вернадского подобные структуры не выявляются.

Окончательно для интерполяции между приемниками был выбран шаг $\Delta X = 4$ км. Этот выбор подтверждают следующие расчеты. Расстояние между годографами R составляло в среднем 40 км. Таким образом, соотношение $R/\Delta X$ около 10. Часто такое соотношение используется в инженерной сейсмике для исследования верхней части разреза и при обработке данных ГСЗ в случае детальных наблюдений. Структуры более полно прослеживаются на разрезах с шагом между приемниками 4 км, чем с 8 км, и достаточно хорошо в сравнении с разрезами, построенными с более детальным шагом.

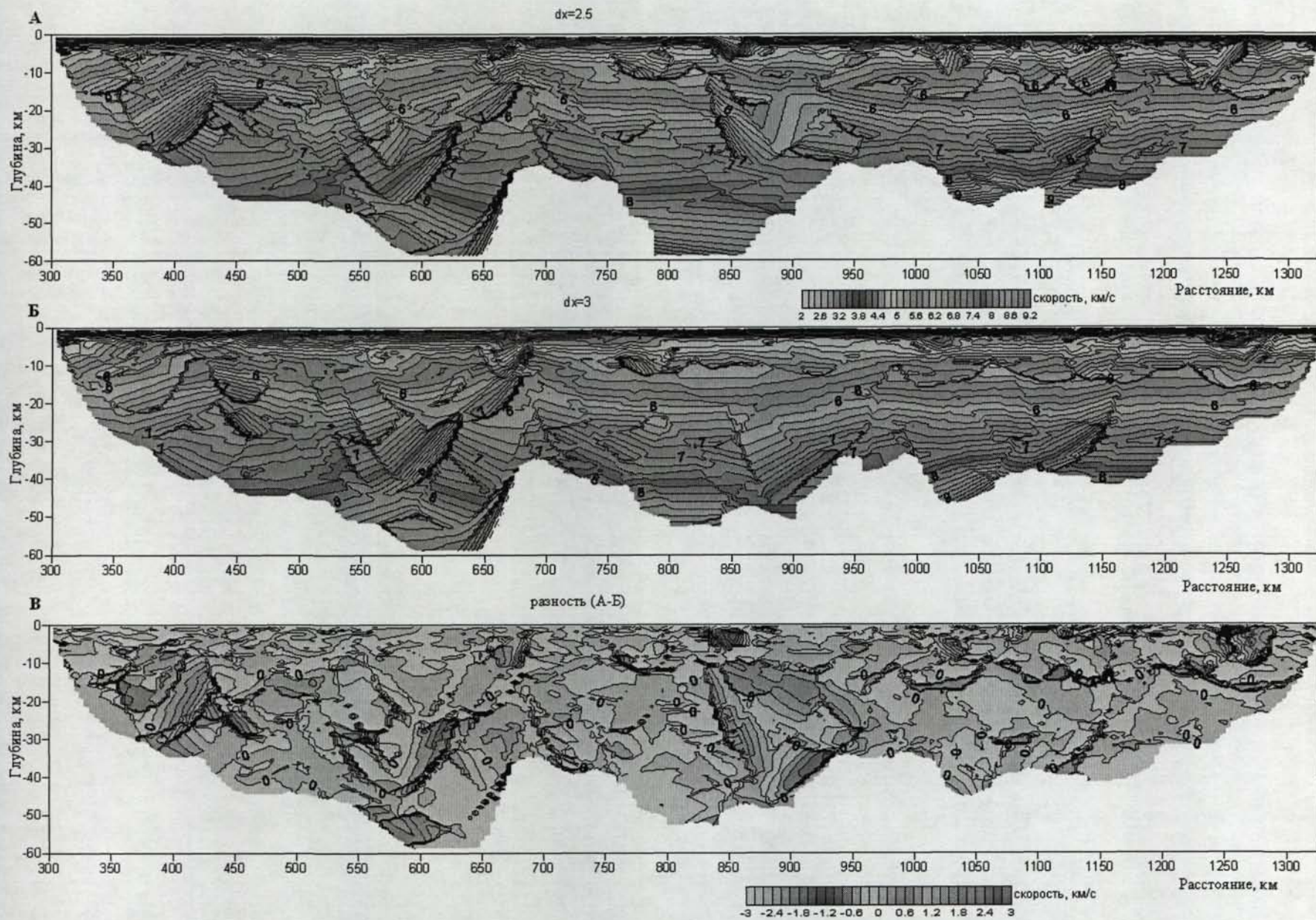


Рис. 4.1. Участок разреза 1-АР (пикеты 300-1330 км), рассчитанного для разных расстояний ΔX между приемниками (или взрывами, в соответствии с принципом взаимности): А - 2,5 км; Б - 3 км; В - разность скоростей между разрезами А и Б.

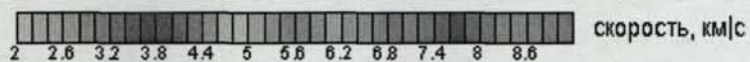
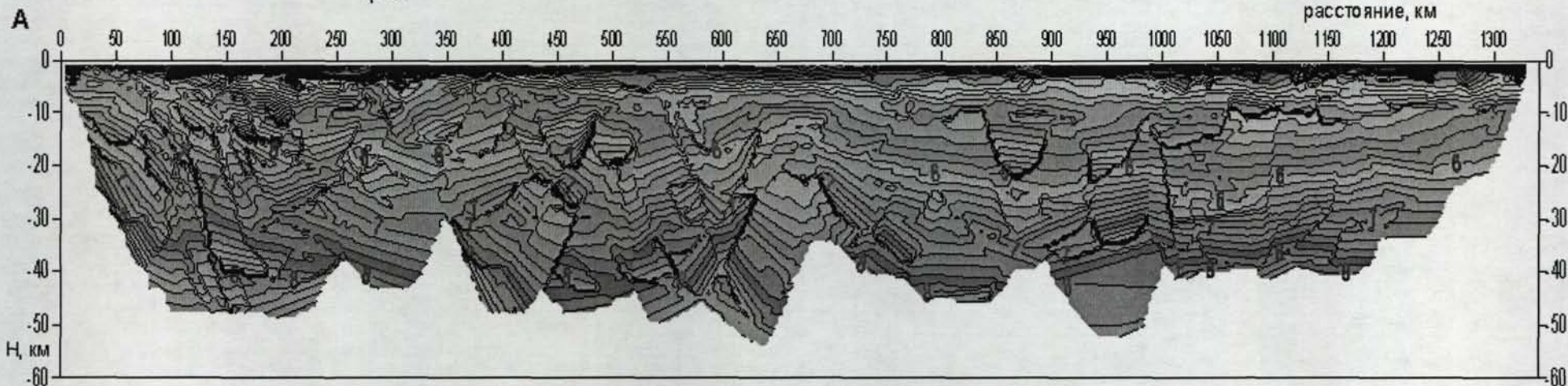
Ю-ЮЗ

Баренцевская плита

С-СВ

Балтийский щит Кольско-Колгуевская моноклинал Грабен Варангер Западно-Кольский прогиб Свод Федынского Демидовский авлакоген Свод Ферсмана Малыгинский грабен Северо-Баренцевская впадина Поднятие Вернадского Свод Земли Франца-Иосифа

расстояние, км



расстояние, км

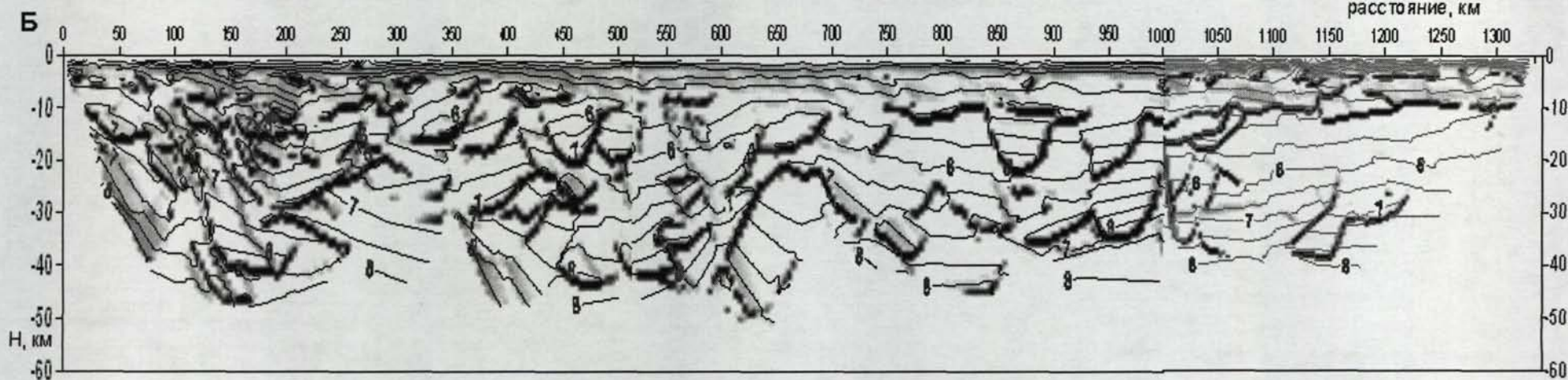


Рис. 4.2. Разрезы по профилю 1-АР, полученные с шагом интерполяции между приемниками (взрывами) 8 км: А – скоростной разрез (шаг изолиний 0,2 км/с); Б – структурный, в виде поверхности с оттененным рельефом (шаг изолиний 0,5 км/с).

3-3 Баренцевская плита

Новоземельская микроплита Западно-Сибирская плита В-ЮВ

А Мальгинский грабен Северо-Баренцевская впадина Адмиралтейский мегавал Прогиб Седова Новоземельская гряда Пахтусовский прогиб Южно-Карская впадина Нольборский грабен Иезицкий грабен

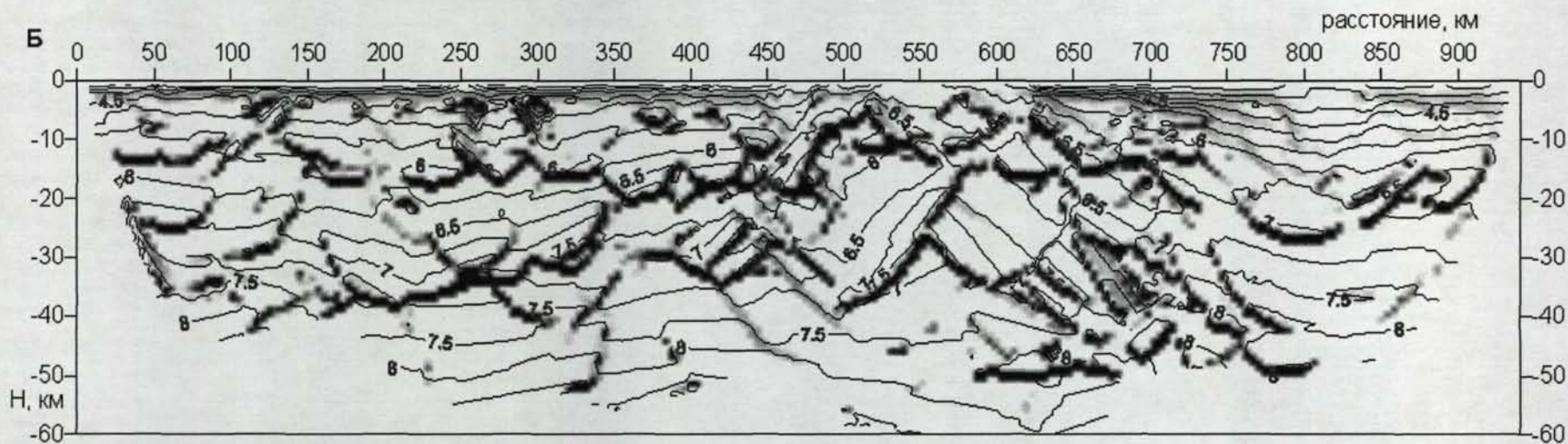
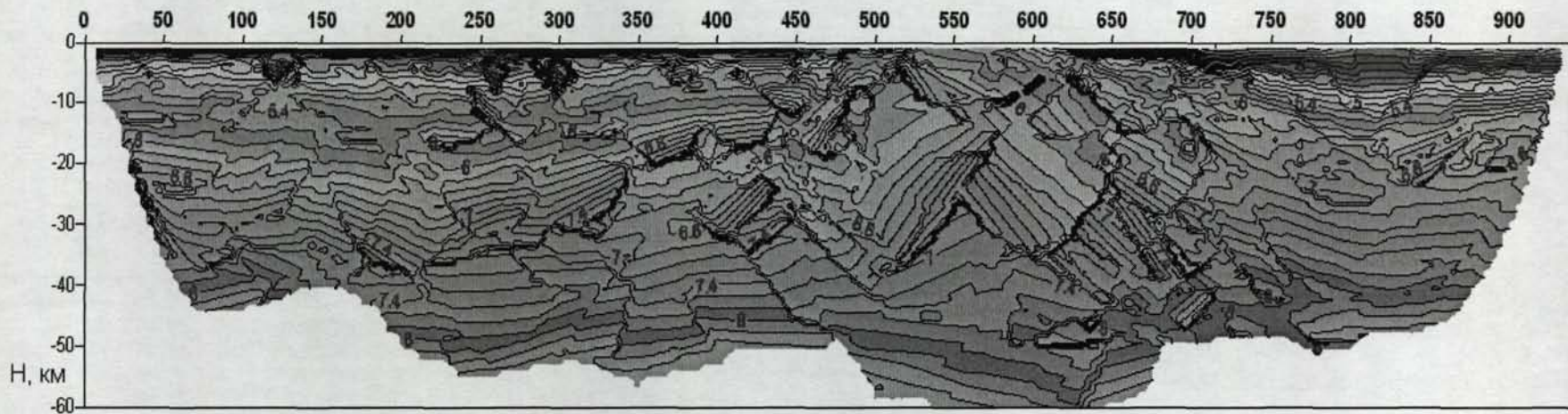


Рис. 4.3. Разрезы по профилю 2-АР, полученные с шагом интерполяции между приемниками (взрывами) 8 км: А – скоростной (шаг изолиний 0,2 км/с); Б – структурный, в виде поверхности с оттененным рельефом (шаг изолиний 0,5 км/с).

Интерполяция в отношении источников также иногда использовалась, чтобы заполнить наиболее крупные пробелы и сделать систему более равномерной.

Полученные сейсмические разрезы представляются в виде сеточной модели, поэтому погрешность результатов складывается из погрешности координат точки, обусловленной размером ячейки сетки, и погрешностью самого скоростного значения. Вертикальный размер сетки ΔH выбирается автоматически в программе “Годограф” исходя из соотношения: $\Delta H = L/(4*100)$, где L - максимальная длина годографа, и в нашем случае составил 500 м.

Горизонтальный размер ячейки ΔD определяется также с учетом системы наблюдений. При максимально детальной системе наблюдений, когда источники и приемники распределены с одинаковым шагом, $\Delta D=L/250$, при минимальной системе наблюдений (только два встречных годографа на максимальную длину годографа) $\Delta D =L/50$. В нашем случае, горизонтальный размер ячейки 4 км, за исключением Беломорского участка, где $\Delta D =2$ км.

4.2. Выводы

1. Для расчета разрезов был выбран шаг интерполяции между приемниками (или взрывами, по принципу взаимности) $\Delta X = 4$ км. Расстояние между годографами ΔR составляло в среднем 40 км, т.е. соотношение между $\Delta R/\Delta X$ около 10. Такое соотношение часто используется в инженерной сейсмике для исследования верхней части разреза.

2. Вертикальный размер ячейки сетки выбран 0,5 км. Горизонтальный размер ячейки 4 км за исключением Беломорского участка, где $\Delta D=2$ км.

ГЛАВА 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ 1-АР

5.1. Описание сейсмического разреза

Профиль 1-АР начинается на северном склоне Балтийского щита, пересекает структуры Кольско-Колгуевской моноклинали, грабен Варангер, Западно-Кольский прогиб, своды Федынского и Ферсмана и заканчивается в пределах Северо-Баренцевской впадины.

Наблюденные годографы преломленных волн приведены на рис. 5.1. Система наблюдений, хотя и очень детальная, но неравномерная. Наиболее детальные наблюдения выполнены в районе Кольско-Колгуевской моноклинали.

На рис. 5.2 представлены наблюдаемые временные разрезы равных удалений. На рис. 5.5 В и 5.6 показан участок (пикеты 300-1330 км) редуцированного временного разреза равных удалений (скорость редукции 20 км/с). На временных разрезах отображаются главные структурные особенности, например, разломы в консолидированной коре в южной части профиля и менее деформированная северная область района [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 а, в].

Автоматически построенный глубинный скоростной разрез имеет максимальную глубину 54 км (рис. 5.3). На рис. 5.4 показан сейсмический структурный разрез по профилю 1-АР. На разрезах приведены изолинии скорости с постоянным шагом 0,2 км/с.

Полученный сейсмогеологический разрез (разрез с геологической интерпретацией), приведенный на рис. 5.5, отчетливо разделяется на две части: область сложно построенных структур Баренцевской плиты и более спокойную Северо-Баренцевскую впадину.

Кора Баренцевской плиты, где расположены серия поднятий Ферсмана, Федынского и несколько грабенов, имеет трехслойное строение (рис. 5.7 А). Граница Мохо здесь прослежена в виде отдельных отрезков на глубинах 40-45 км. Нижняя кора (скорость 6,8-8 км/с, глубина кровли от 20 до 30 км) имеет сложное складчато-надвиговое строение. Выделяются три характерные крупные складчато-надвиговые структуры, положение двух из них совпадает с поднятиями Ферсмана и Федынского, а третьей – с Западно-Кольским прогибом.

Строение и механизм образования складчато-надвиговых структур поясняется на врезке, на рис. 5.7 Б, [Хаин, 2005]. Такие деформации возникают в обстановке сжатия

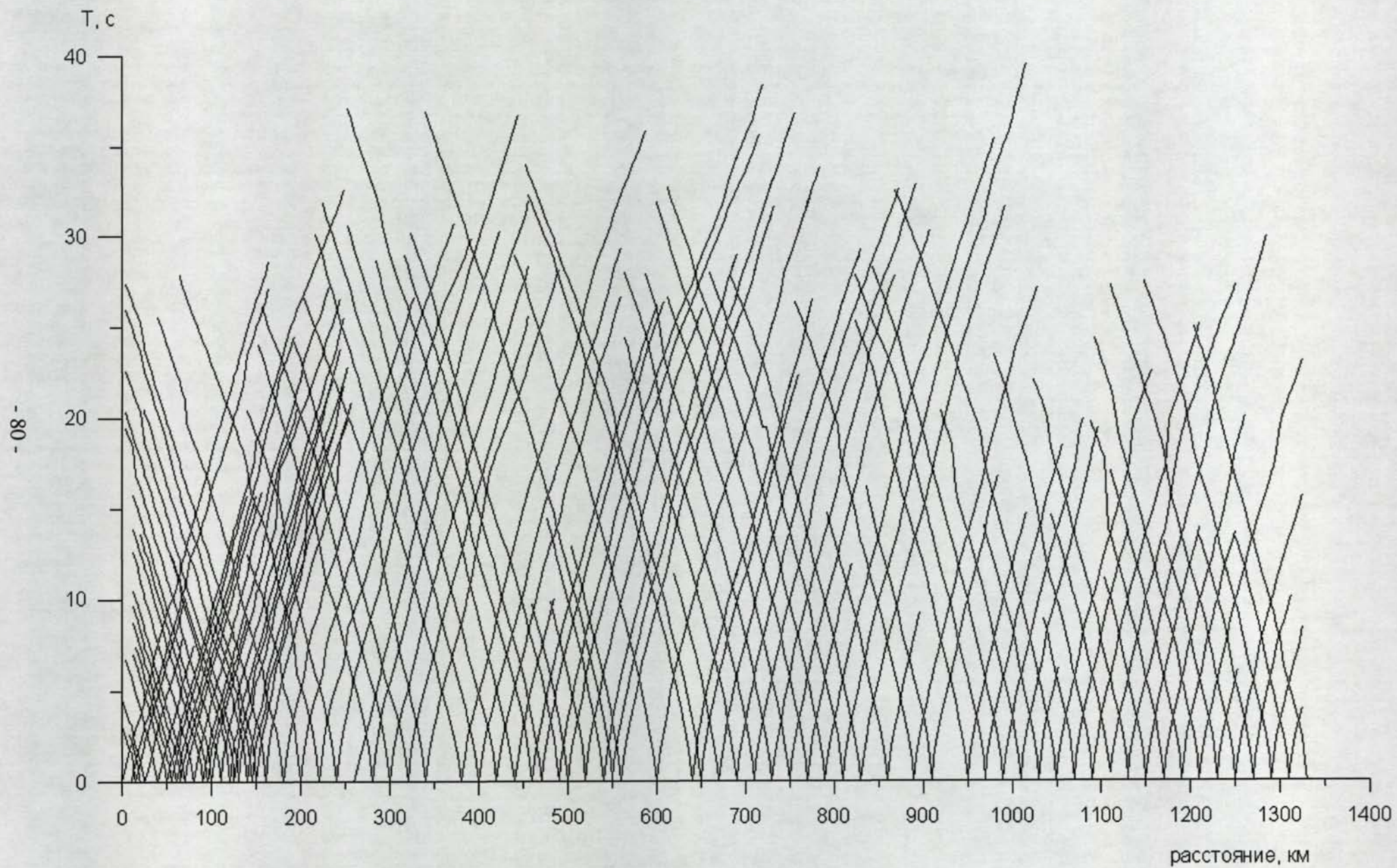


Рис. 5.1. Система наблюденных годографов преломленных волн по профилю 1-АР.

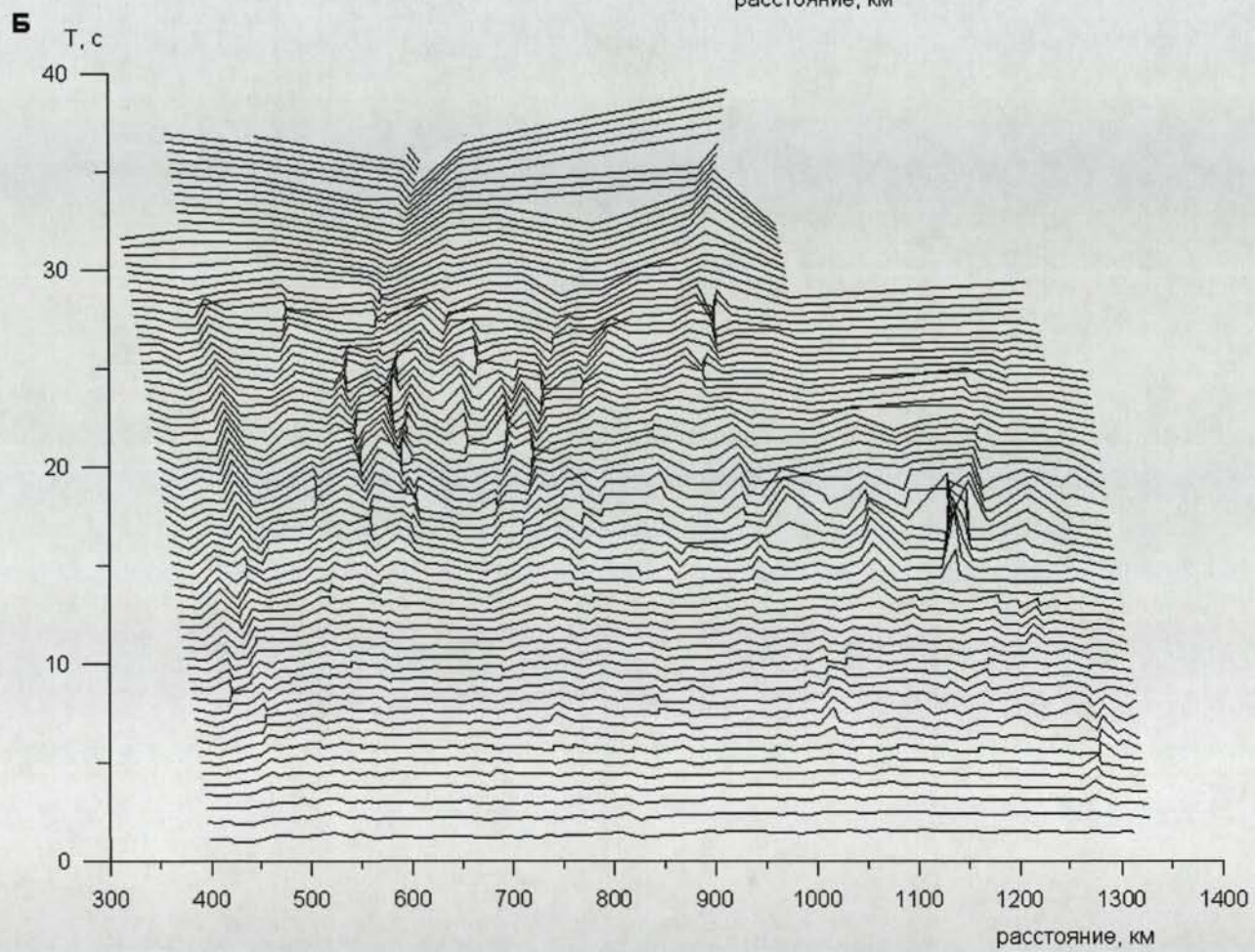
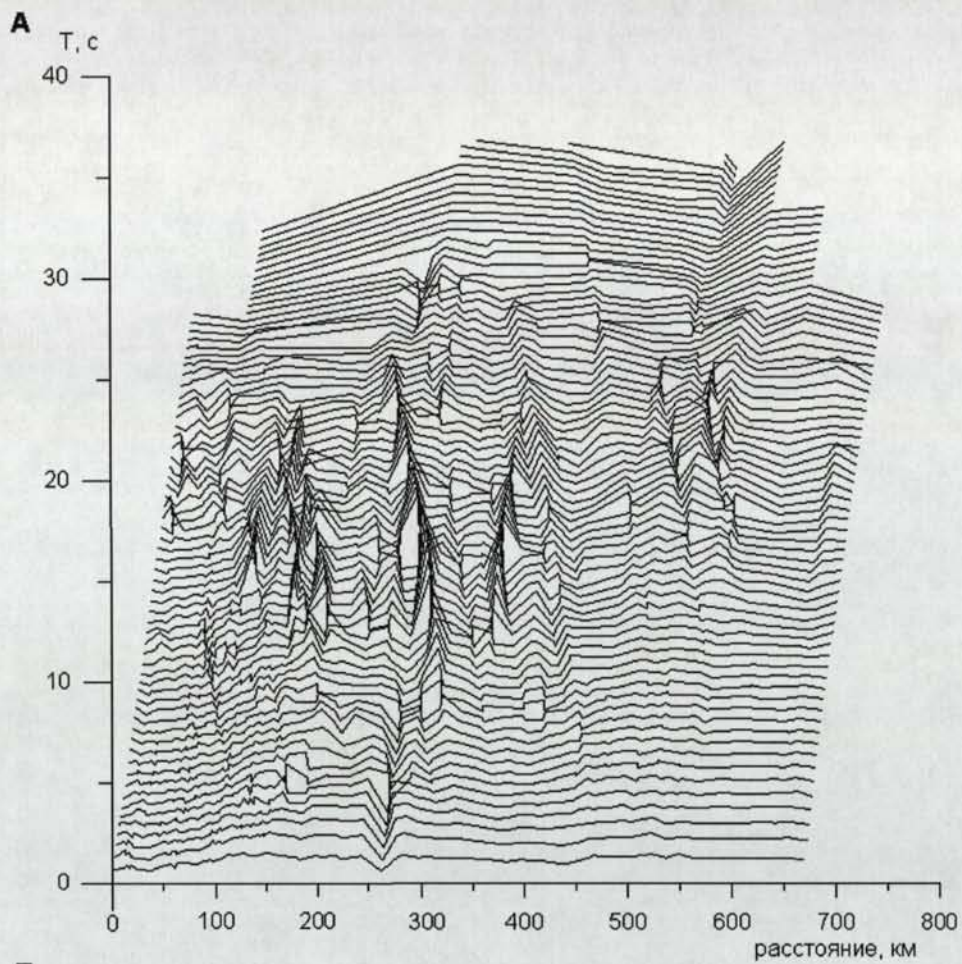


Рис. 5.2. Временные разрезы равных удалений по профилю 1-АР: А - пикеты 0-660 км;
Б – пикеты 400-1330 км.

Ю-ЮЗ

Баренцевская плита

Северо-Баренцевская впадина

С-СВ

Балтийской
щит

Кольско-Колтуевская
железожильная

Грабен
Врангера

Западно-Кольский
прогиб

Свод
Федынского

Демидовский
авлакоген

Свод
Ферсмана

Малыгинский
грабен

Поднятие
Вернадского

Свод Земли
Франца-Иосифа

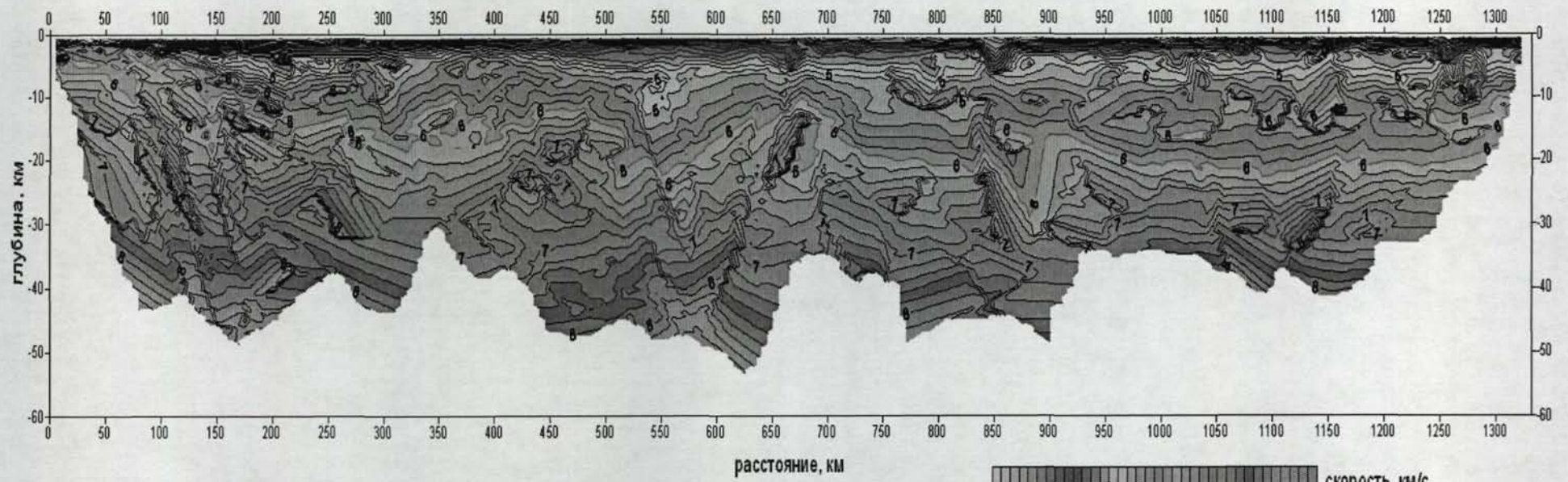


Рис. 5.3. Скоростной разрез по профилю 1-АР. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Значения скорости отмечены цифрами. Цвет соответствует величине скорости. Сечение изолиний - 0,2 км/с.

Ю-ЮЗ

Баренцевская плита

С-СВ

Кольско-Балтийский щит Кольско-Колгуевская моноклинал Грабен Варангер Западно-Кольский прогиб Свод Федынского Демидовский авлакоген Свод Ферсмана Мальгинский грабен Северо-Баренцевская впадина Поднятие Вернадского Свод Земли Франца-Иосифа

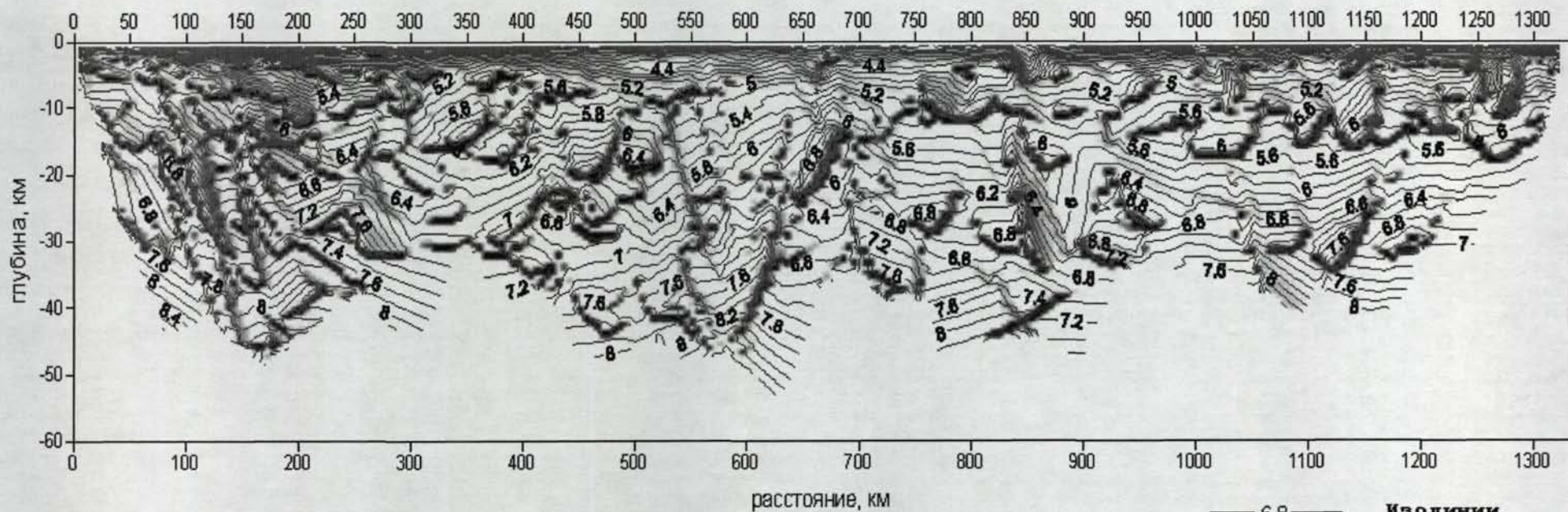
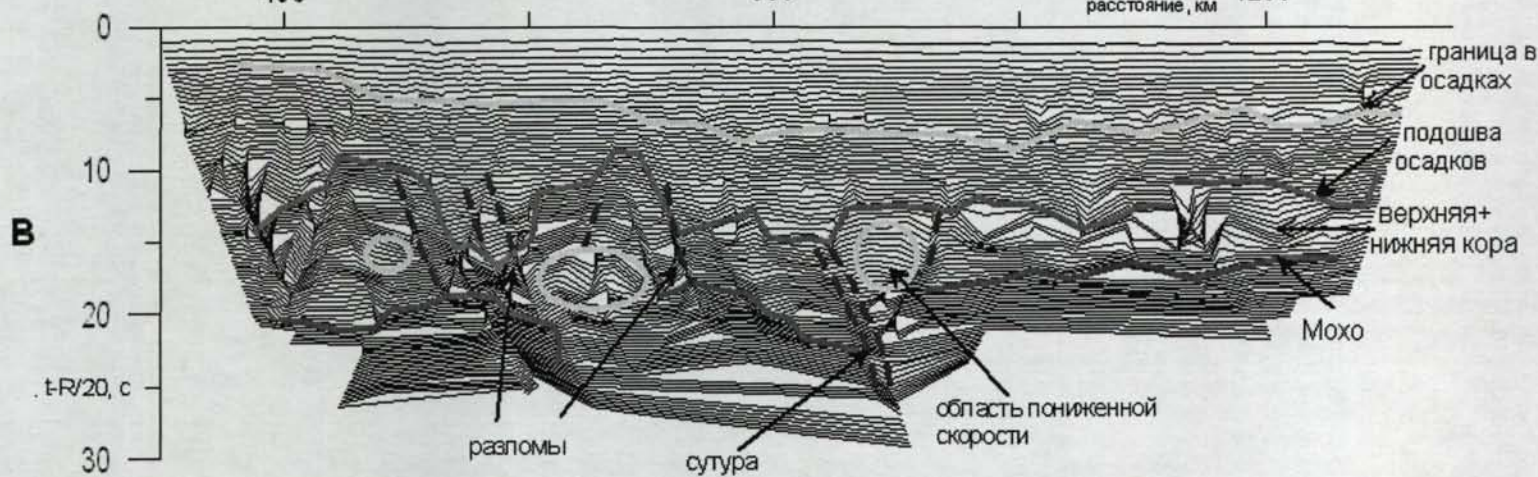
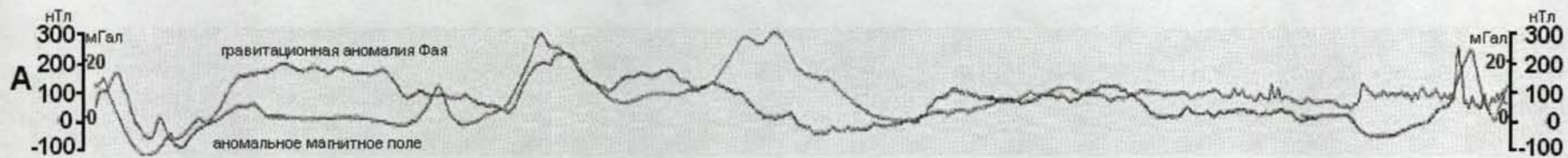


Рис. 5.4. Сейсмический структурный разрез по профилю 1-АР. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Тон соответствует величине градиента скорости. Сечение изолиний скорости - 0,2 км/с.



Условные обозначения для глубинного разреза



Рис. 5.5. Профиль 1-AP: А – кривые наблюдаемых аномальных гравитационного и магнитного полей; Б - сейсмогеологический разрез; В - участок редуцированного наблюдаемого временного разреза равных удалений (пикеты 300-1330 км); $V_{ред.}=20$ км/с.

Баренцевская плита

Северо-Баренцевская впадина С-СВ

Свод Федынского 400 Демидовский авлакоген Свод Ферсмана 600 Малыгинский грабен 800 Поднятие Вернадского 1000 Свод Земли Франца-Иосифа 1200

расстояние, км

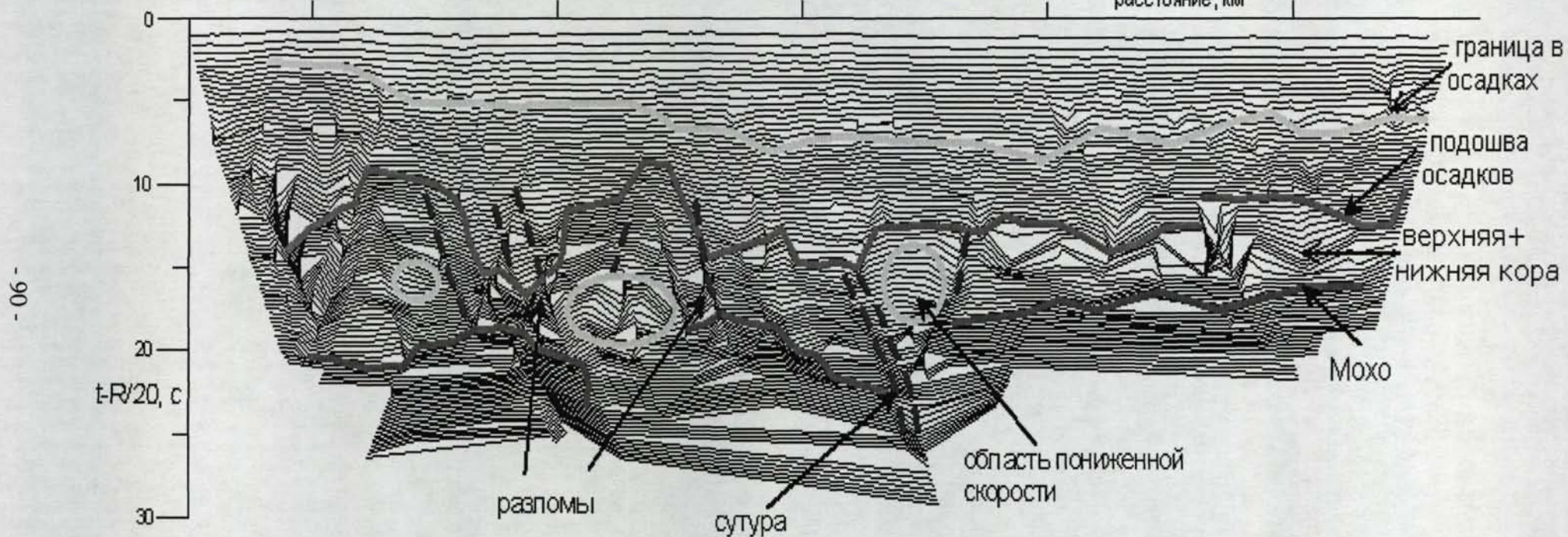


Рис. 5.6. Участок редуцированного наблюдаемого временного разреза равных удалений вдоль профиля 1-АР (пикеты 300-1330 км) в увеличенном масштабе ($V_{ред.}=20$ км/с). Главные особенности глубинного сейсмогеологического разреза отображаются в наблюдаемых временах.

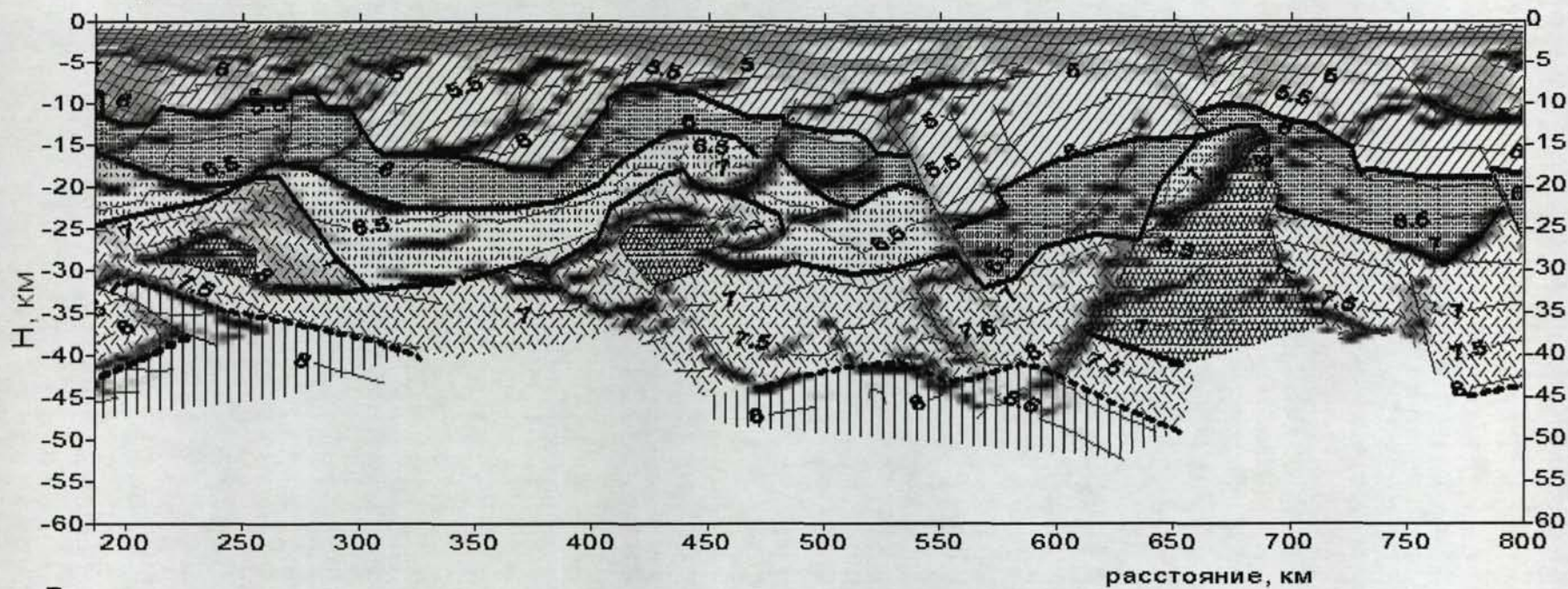
Баренцевская плита

А Западно-Кольский прогиб

Свод Федынского

Демидовский авлакоген

Свод Ферсмана



Б

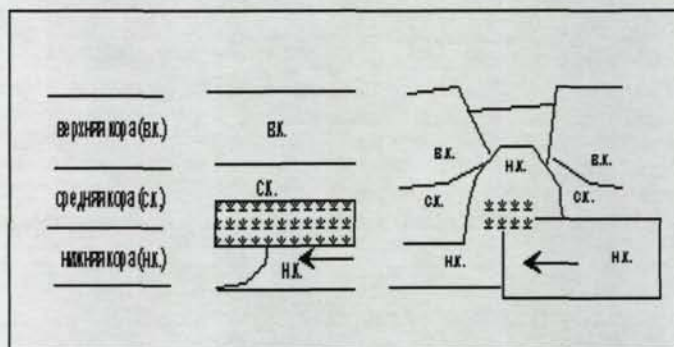


Рис. 5.7. А - участок сейсмогеологического разреза по профилю 1-АР (пикеты 190-800 км) в пределах сводов Федынского и Ферсмана и в районе Западно-Кольского прогиба (условные обозначения к разрезу показаны на с. 89); Б - строение и механизм образование складчато-надвиговых структур, по [Хаин В.Е., Ломизе М.Г., 2005] (в.к. - верхняя кора; с.к. - средняя кора; н.к. - нижняя кора).

континентальной окраины. При сжатии плиты возникает зона разогрева, затем образуется складка, осложненная надвигом. В центре складки оказываются породы, характеризующиеся относительно пониженными значениями сейсмических скоростей. На разрезе по профилю 1-AP области пониженной скорости выделены крапом внутри складчато-надвиговых структур. Самой крупной из указанных структур является складка, приуроченная к поднятию Ферсмана. Ее амплитуда достигает 10-15 км, ширина в нижней части достигает 120 км. Слои, образующие складку, в верхней части “разорваны” на фрагменты. Амплитуды и размер других двух выделенных складчато-надвиговых структур (в области свода Федынского и в низах Западно-Кольского прогиба) уменьшаются по направлению к Балтийскому щиту. Складчато-надвиговые структуры поднятий Ферсмана и Федынского обрамляются прогибами и разломными зонами - Демидовским авлакогеном и Малыгинским грабеном.

Все эти структуры вместе можно интерпретировать как сегменты палеоспредингового хребта, а пониженные скорости в их пределах как останцы магматических камер. В районе свода Ферсмана клиновидная область пониженной скорости поднимается от верхней мантии до глубины 15 км.

Строение средней (скорость равна 6,4-6,8 км/с, мощность 10-15 км) и верхней (скорость 5,8-6,4 км/с, мощность, в среднем, менее 10 км) коры в районе Баренцевской плиты также свидетельствует об обстановке сжатия. Эти слои деформированы согласно со структурами нижней коры и осложнены многочисленными разломами. В области свода Ферсмана и прилегающих грабенов средняя кора не выделена.

Согласный характер деформаций всех слоев консолидированной коры позволяет предположить, что возраст деформаций не старше возраста кристаллического фундамента. Мощность осадочного слоя свыше 20 км в области Демидовского авлакогена и сокращается до 7 км в районе поднятий. Нижняя часть осадочного слоя мощностью до 10 км характеризуется высокими значениями скорости (выше 5 км/с), низким градиентом скорости и заполняет понижения в фундаменте. Возможно, осадочные отложения являются синорогенными. Эти слои осложнены многочисленными разломами.

В области Кольско-Колгуевской моноклинали видны структуры сочленения Баренцевской плиты и Балтийского щита. Граница Мохо углубляется здесь до 45 км. Многочисленные разломы свидетельствуют о надвигах нижней коры плиты в направлении щита. Такие структуры характерны для пассивных окраин, где, по данным отраженных волн, обычно выделяется множество рефлекторов, наклоненных в сторону океана [Хаин В.Е., Ломизе М.Г., 2005].

Кора Северо-Баренцевской впадины двухслойная и имеет меньшую мощность (25-30 км) (рис. 5.8) [Kunitsyn A.V., 2003]. На рис. 5.9 показан участок скоростного разреза по профилю в пределах Северо-Баренцевской впадины, рассчитанный с более детальными параметрами модели - шаг интерполяции между приемниками 1 км (выбор параметров модели был рассмотрен в главе 4). Осадочный слой повышенной мощности до 15-20 км характеризуется периодическим строением. В самой верхней части осадочного слоя на глубине до 10 км выделяется серия рифтогенных прогибов шириной до 25 км. Подобные прогибы были выделены также и на разрезе ОГТ по профилю 2-AP [Верба М.Л. и др., 2005]. Верхняя часть слоя является хрупкой, так как она разбита разломами, разделяющими блоки протяженностью 50-70 км. Вблизи подошвы осадочного слоя скорость достигает значений 5,5-6,2 км/с. Подошва осадочного слоя характеризуется резко расчлененным рельефом, разломы концентрируются только в областях, где подошва высоко приподнята, а опущенные блоки (пластичные?) не включают разломов.

Подстилающая мощная (около 15 км) верхняя кора вблизи своей кровли обладает пониженной скоростью (до 5,5 км/с), внутри верхней коры не прослеживаются разрывные нарушения, поэтому можно предположить, что этот слой пластичный.

Можно предположить, что формирование структуры "осадочный слой/верхняя кора" могло происходить по механизму образования несимметричных рифтов по Вернике [Wernicke B., 1981, 1985; Хаин В.Е., Ломизе М.Г., 2005]. Моделирование, проведенное Вернике, показало, что в условиях растяжения верхний хрупкий слой модели (в нашем случае, это верхняя часть осадочного чехла до глубины около 10 км и скоростью менее 5,5 км/с), расположенный выше слоя с высокой вязкостью (здесь - нижняя часть осадочного чехла), образует серию несимметричных рифтов, если вся структура подстилается пластичным слоем с пониженной вязкостью (верхняя кора) (рис. 5.10).

Утоненная нижняя кора Северо-Баренцевской впадины мощностью до 10 км (скорость равна 6,8-8 км/с) разбита разломами (это хрупкий слой) и образует блоки, размеры которых по латерали составляют 50-100 км.

Верхняя мантия характеризуется пониженной скоростью.

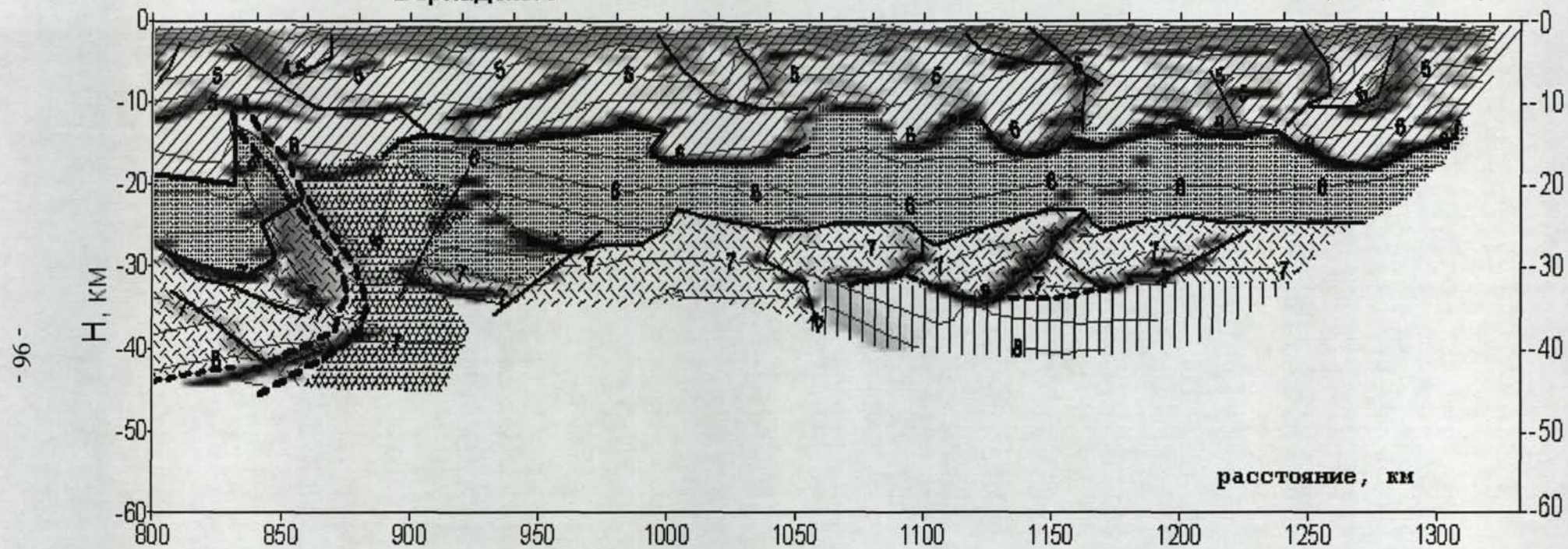
В районе пикетов 850-900 км выделяется структура, которую предположительно можно рассматривать как шовную зону между каледонским орогеном и Северо-Баренцевской впадиной (рис. 5.8). На глубине 40 км в области сuture утоненная нижняя кора впадины опускается в направлении более мощной нижней коры орогена. Шов имеет дугообразную форму и обращен выпуклостью в сторону Северо-Баренцевской впадины. В районе сuture со стороны впадины наблюдается обширная

Северо-Баренцевская впадина

C-СВ

Подняtie
Вернадского

Свод Земли
Франца-Иосифа



- 96 -

Рис. 5.8. Участок сейсмогеологического разреза по профилю 1-АР в районе Северо-Баренцевской впадины (пикеты 800-1330 км) в более крупном масштабе. Условные обозначения к разрезу показаны на с. 89.

Ю-ЮЗ

Северо-Баренцевская впадина

С-СВ

Свод Земли
Франца-Иосифа

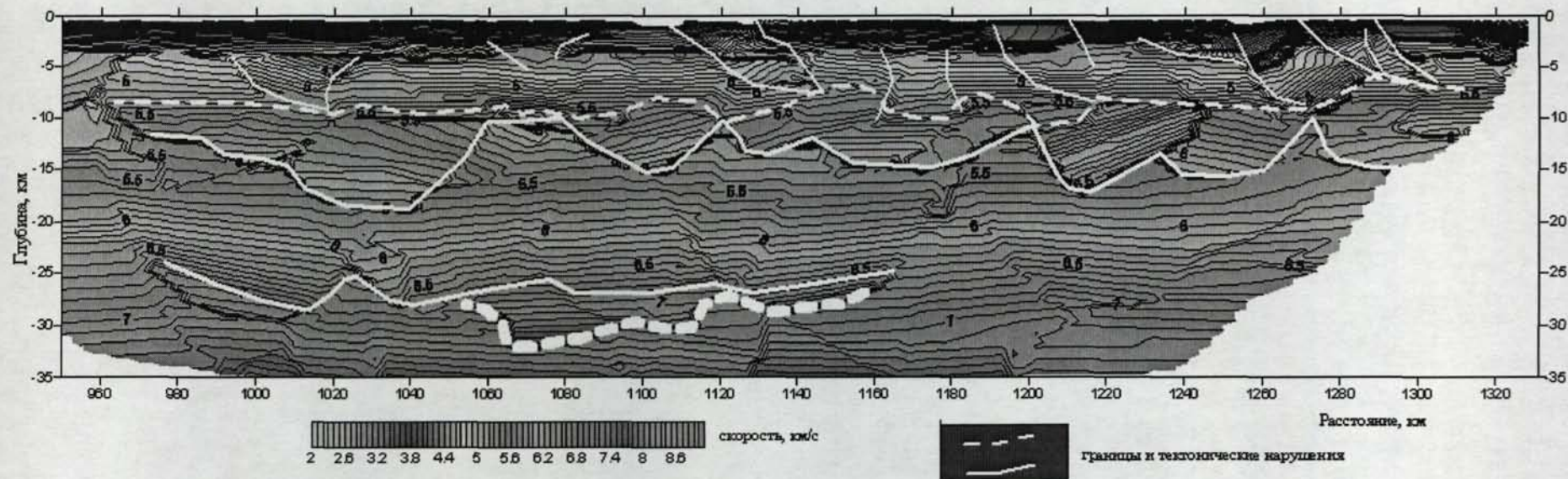
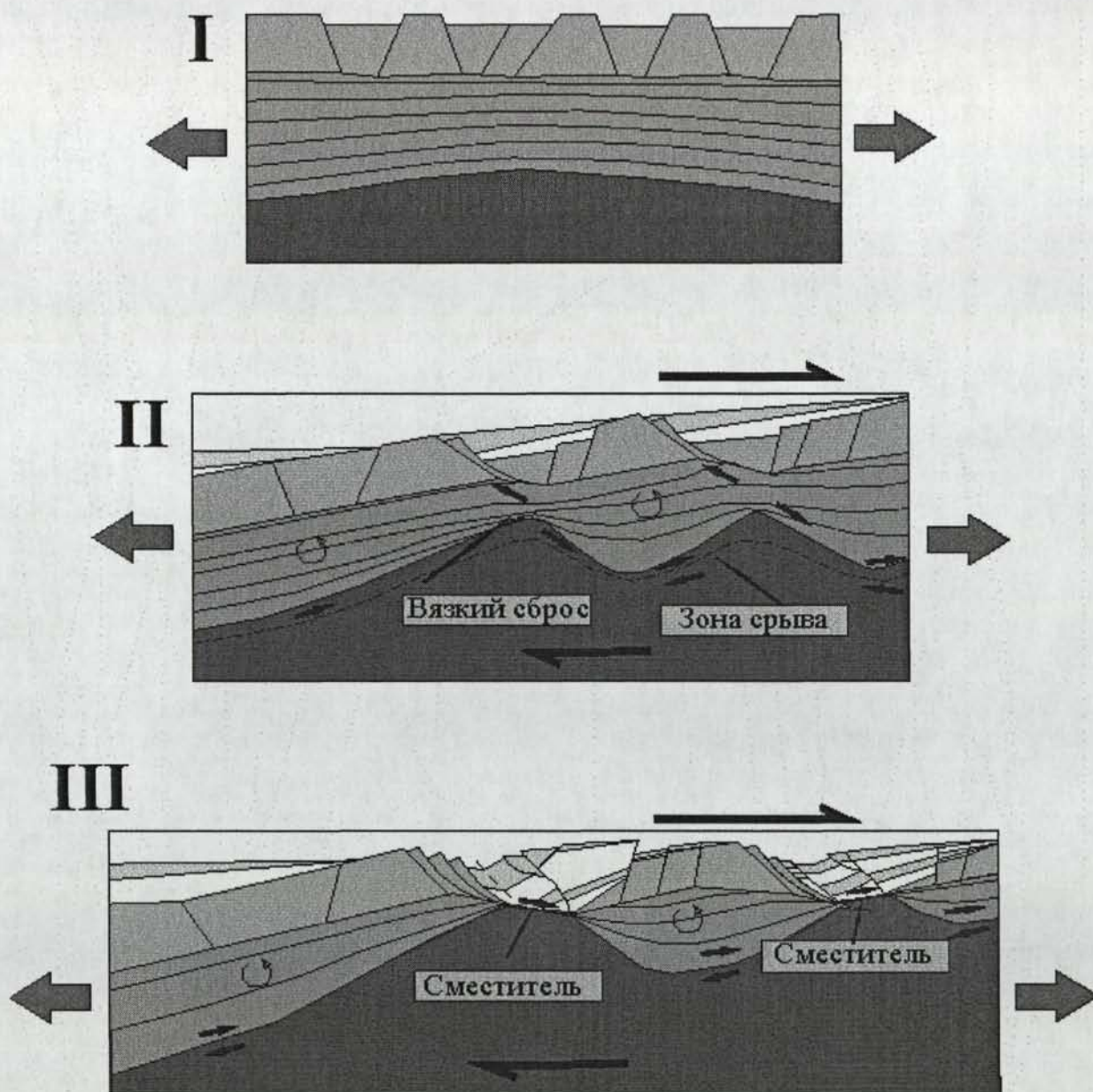


Рис. 5.9. Скоростной разрез Северо-Баренцевской впадины по профилю 1-АР (пикеты 950-1330 км). Разрез рассчитан с шагом интерполяции между сейсмоприемниками 1 км с целью более подробного изображения рифтовых структур. Белые пунктирные линии и белые сплошные линии – границы раздела и разломы. Толстая пунктирная линия - Мохо. Тонкие черные сплошные линии - изолинии скорости. Значения скорости показаны цифрами. Цвет соответствует величине скорости. Сечение изолиний - 0,1 км/с.



Условные обозначения:

- | | | | |
|----------|--------------------------|----------|-------------------------------------|
| 1 | Хрупкий слой | 3 | Слой с низкой вязкостью |
| 2 | Слой с высокой вязкостью | 4 | Заполнение рифтов молодыми осадками |

Рис. 5.10. Механизм образования несимметричных рифтов по Вернике [Хаин В.Е, Ломизе М.Г., 2005]. Римскими цифрами показаны стадии формирования рифта.

область с пониженной скоростью (до 6 км/с) на глубине 30 км. Структура шва не прослеживается в осадочном слое. Аналогичная сutura выделена в работе [Breivik A.J. et al., 2002], где авторы проинтерпретировали ее как протокаледонскую зону субдукции, углубляющуюся к югу.

Сложные геологические структуры, выделенные на профиле 1-AP, имеют отображение в наблюдаемых временах. На рис. 5.5 Б и 5.6 приводится сопоставление средней и северной частей сейсмогеологического разреза с редуцированным (скорость редукции 20 км/с) временным разрезом равных удалений. На разрезах равных удалений, как показано в [Piip V.B., 2001], отображаются черты глубинных разрезов. Расстояние между изолиниями равных удалений обратно пропорционально кажущейся скорости. Можно видеть, что складчатые структуры в области поднятий Федьнского, Ферсмана, области пониженных скоростей, разломы, сutura имеют отображение в наблюдаемом временном поле.

5.2. Выводы

1. Консолидированная кора в районе Центрально-Баренцевских поднятий образует крупные складчато-надвиговые структуры, строение которых может свидетельствовать о сжатии континентальной окраины. В центральных частях складок в нижней коре выделены области пониженной скорости – возможные зоны разуплотнения или плавления пород. Структуры в районе поднятий центральной части Баренцева моря можно интерпретировать как сегменты палеоспрединового хребта с утолщенной субокеанической корой.

2. В районе пикетов 850-900 км профиля выделена структура, которую предположительно можно рассматривать как шовную зону между каледонским орогеном и Северо-Баренцевской впадиной. На глубине 40 км в области сутуры утоненная нижняя кора впадины опускается в направлении более мощной нижней коры орогена.

3. В области Кольско-Колгуевской моноклинали прослежены многочисленные разломы, которые свидетельствуют о надвигах мощной нижней коры плиты в направлении щита. Структуры сочленения Баренцевской плиты и Балтийского щита, по полученным данным, имеют черты, характерные для пассивной окраины континента.

4. Показано, что складчатые и спрединговые структуры в области поднятий Федьнского, Ферсмана, области пониженных скоростей, разломы, а также сutura имеют отображение в наблюдаемом временном поле.

ГЛАВА 6. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ 2-АР

6.1. Описание сейсмического разреза

Субширотный профиль 2-АР проходит между Северо-Баренцевской и Южно-Баренцевской впадинами и пересекает геотраверс 1-АР в районе пикета 780 км, т.е. южнее зоны структурного шва.

Система наблюденных годографов преломленных волн показана на рис. 6.1. Наиболее детальные наблюдения проведены в пределах Южно-Карской и Северо-Баренцевской впадин. В районе Новой Земли выполнены только несколько расстановок.

На рис. 6.2 представлены временные разрезы равных удалений.

Автоматически построенный скоростной разрез достигает глубины более 60 км (рис. 6.3). На рис. 6.4 показан этот же разрез в виде поверхности с оттененным рельефом, на котором изображены также изолинии скорости. На этом разрезе видны границы раздела и разломы, поэтому такой разрез можно назвать структурным.

Разрез, показанный на рис. 6.5, включает геологическую интерпретацию.

Северо-Баренцевская впадина в широтном направлении имеет такое же строение, как и на субмеридиональном профиле 1-АР. В западной части профиля между глубинными структурами Малыгинского грабена и впадины прослежен шов (пикеты 110-140 км), который здесь значительно менее выражен, чем на профиле 1-АР [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 б]. Его строение не противоречит предположению о погружении юго-восточного борта Северо-Баренцевской впадины относительно структуры Баренцевской плиты.

В районе Северо-Баренцевской впадины выделен мощный осадочный слой (до 15 км). На разрезе отображены рифтогенные прогибы внутри осадочного слоя впадины, аналогичные прослеженным на разрезе по профилю 1-АР. Эти структуры имеют ширину около 25 км и выделяются на глубинах до 10-13 км. Верхняя часть слоя осадков разбита разломами и, поэтому, предположительно, хрупкая. Расстояние между рифтогенными прогибами составляет около 50-80 км.

Консолидированная кора, в целом, утонена (до 19 км). Слой, образующий нижнюю кору (скорость 6,8-7,8 км/с, градиент скорости повышенный), разбит на фрагменты, подстилаемые в мантии зонами с пониженными значениями скорости.

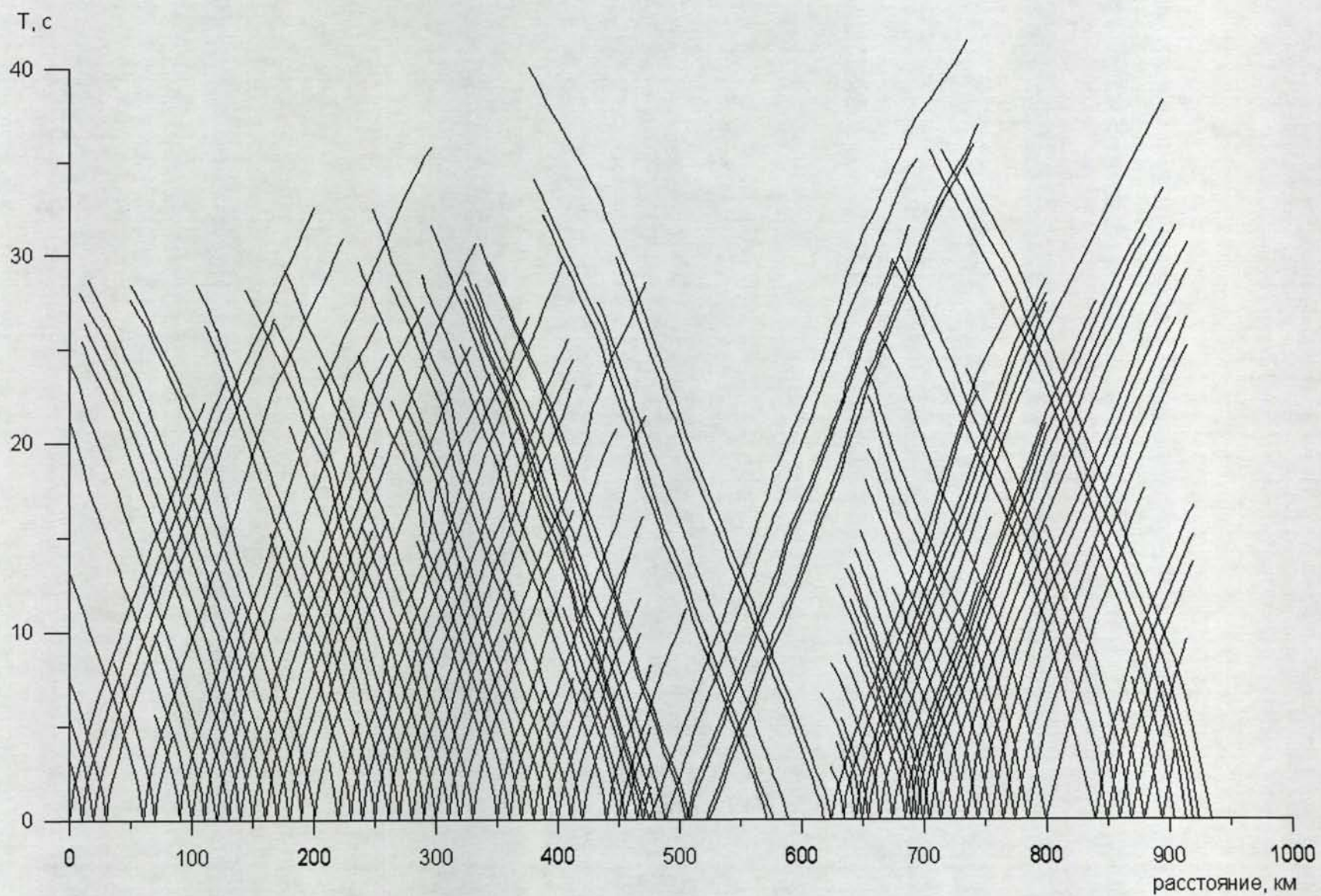


Рис. 6.1. Система наблюдаемых годографов преломленных волн по профилю 2-АР.

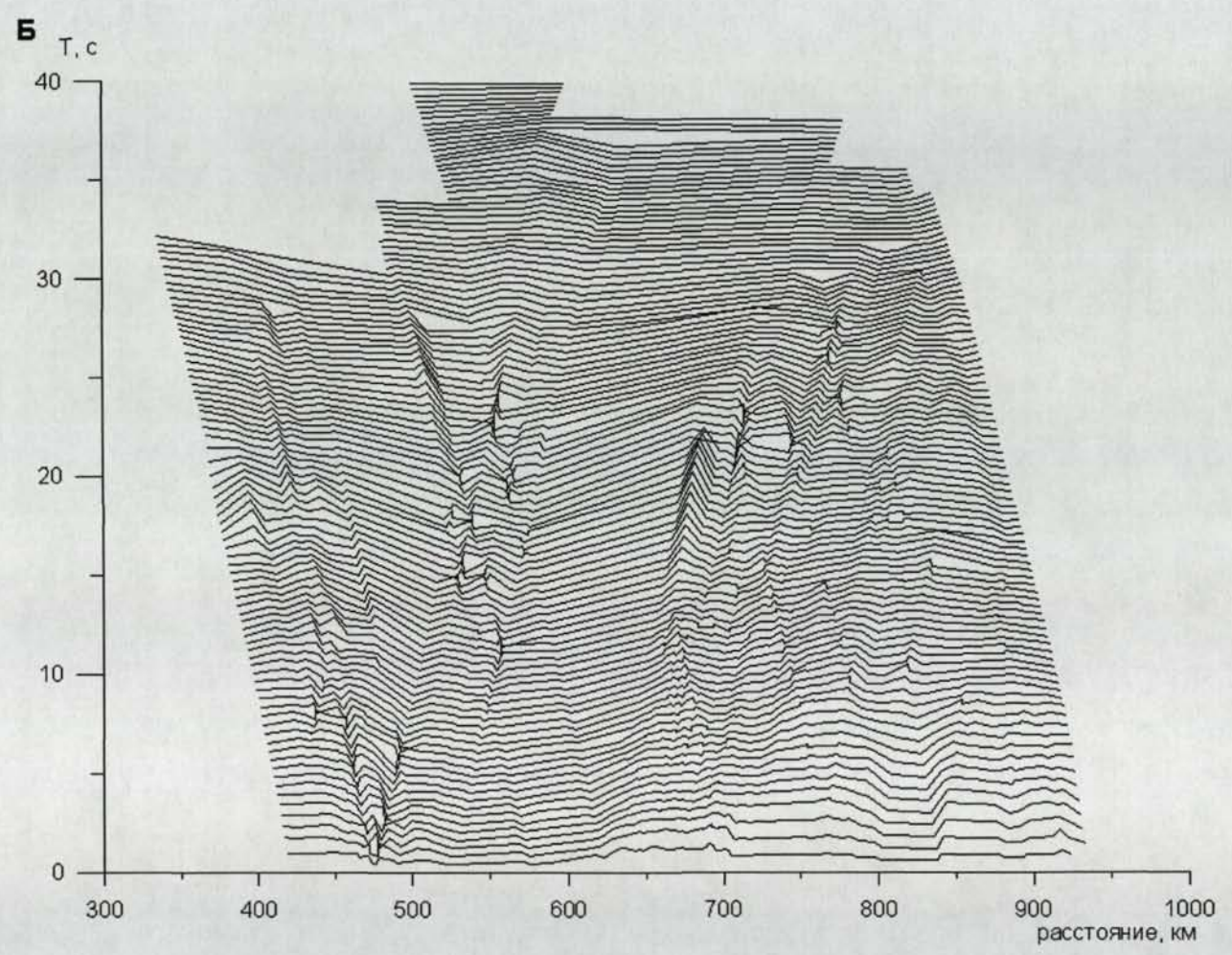
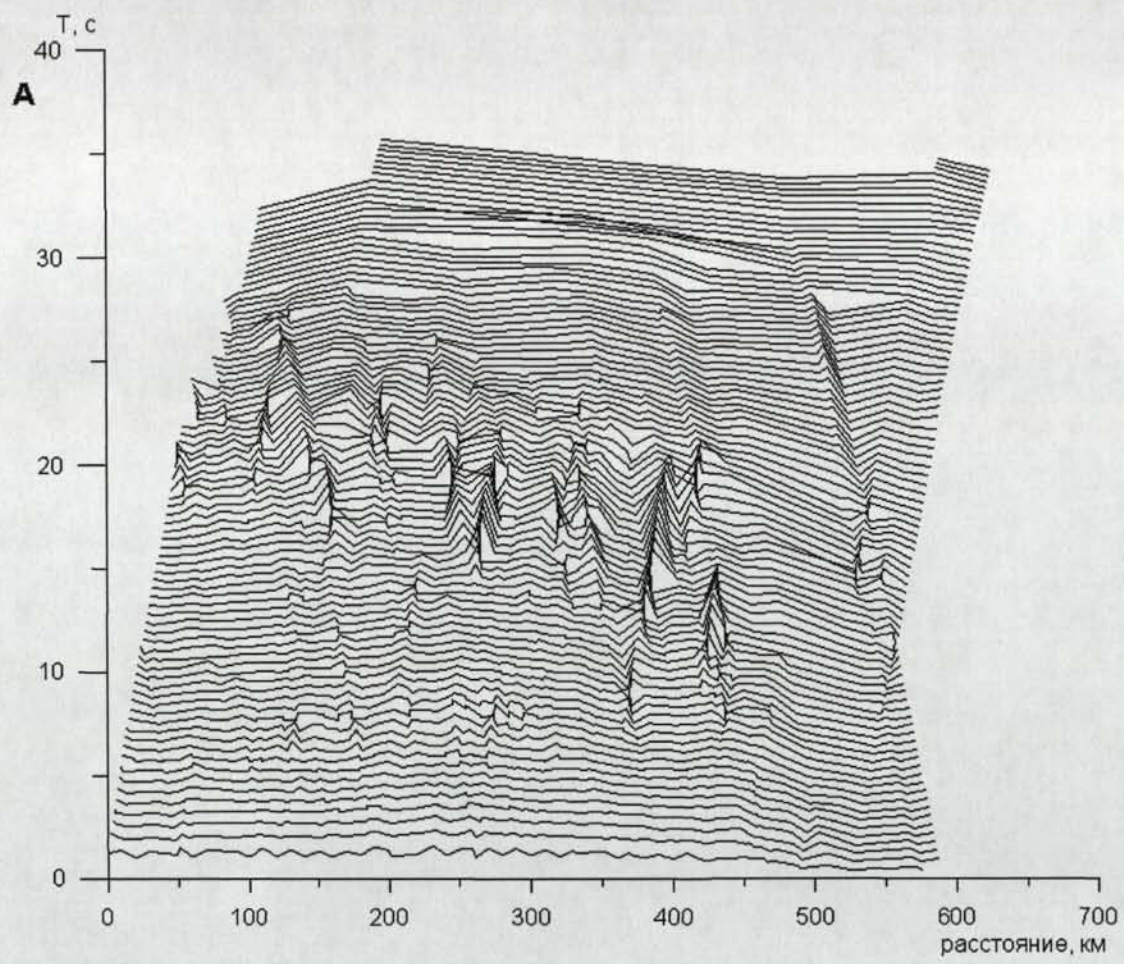


Рис. 6.2. Временные разрезы равных удалений по профилю 2-АР: А - пикеты 0-590 км;
Б – пикеты 420-930 км.

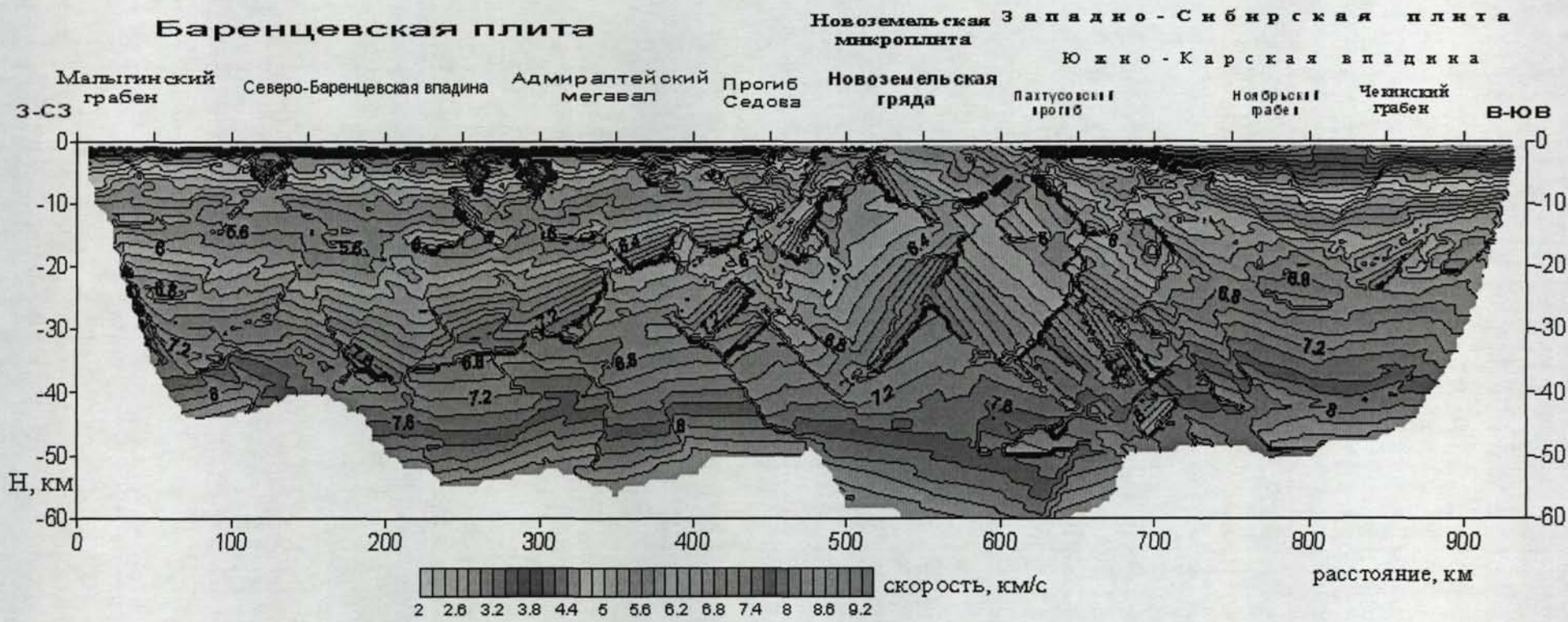


Рис. 6.3. Скоростной разрез по профилю 2-АР. Тонкие сплошные линии – изолинии сейсмической скорости. Значения скорости отмечены цифрами. Цвет соответствует величине скорости. Сечение изолиний - 0,2 км/с.

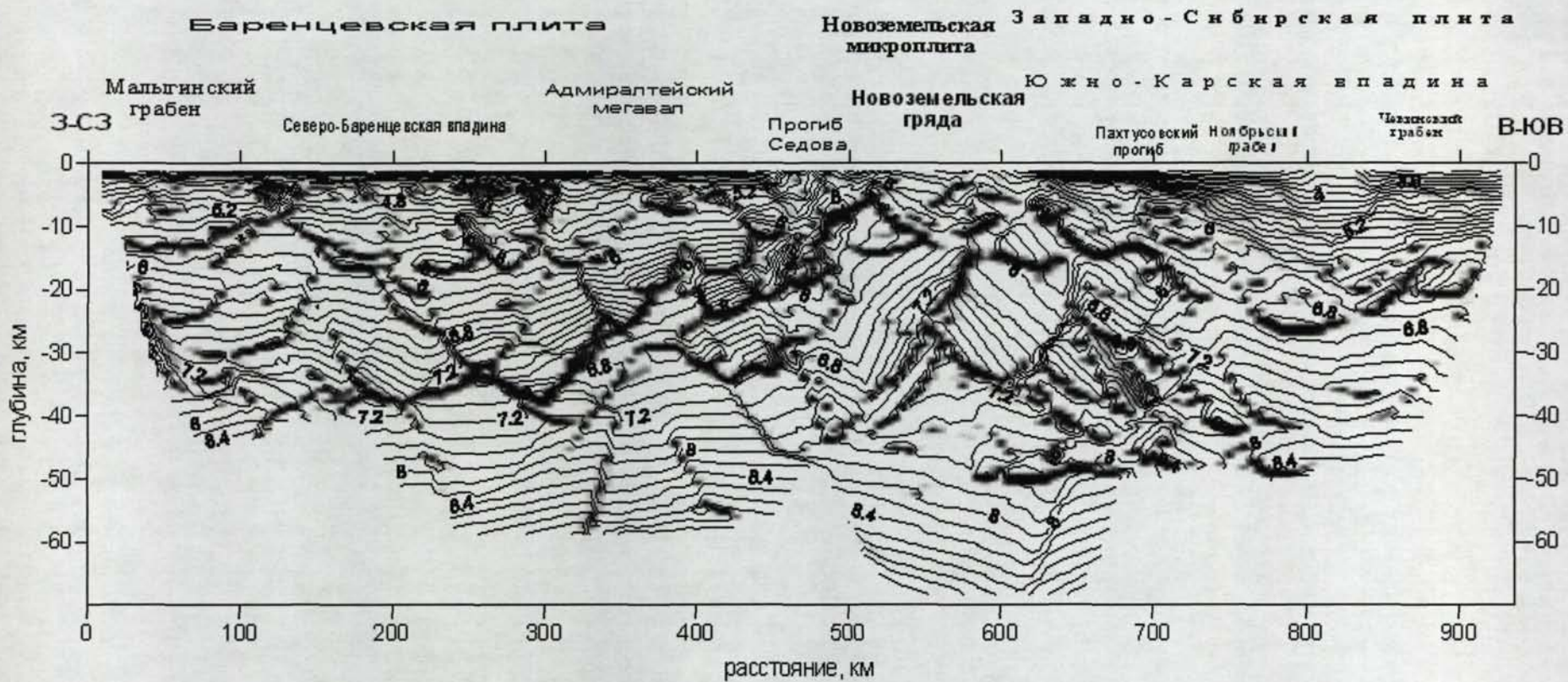


Рис. 6.4. Сейсмический структурный разрез по профилю 2-АР. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Тон соответствует величине градиента скорости. Сечение изолиний скорости - 0,2 км/с.

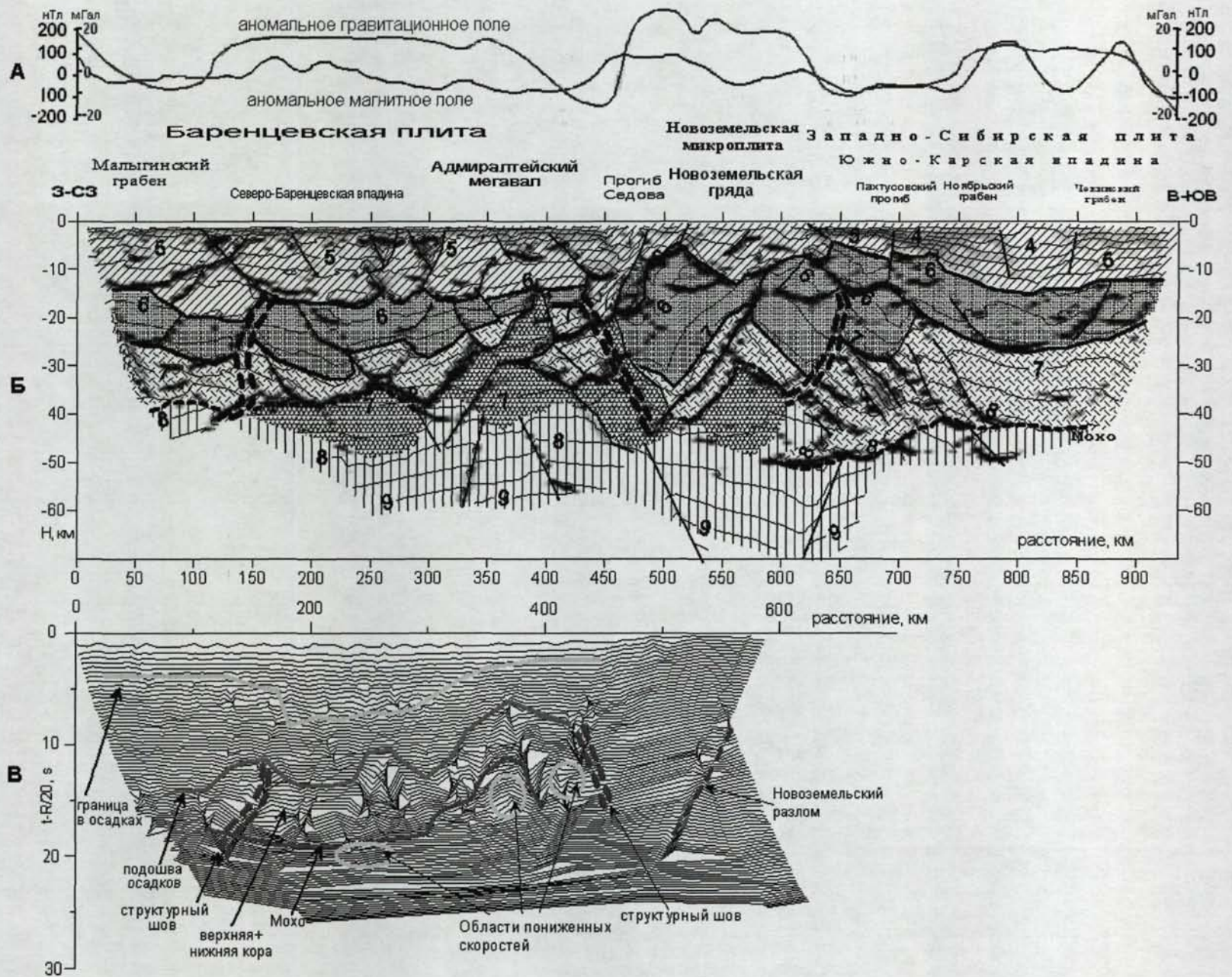


Рис. 6.5. Профиль 2-АР: А - кривые наблюдаемых аномальных гравитационного и магнитного полей; Б - сейсмогеологический разрез (условные обозначения показаны на с. 89). В - участок (пикеты 0–560 км) редуцированного наблюдаемого временного разреза равных удалений ($V_{ред.}=20$ км/с).

Этот слой формирует обширное поднятие в направлении Адмиралтейского мегавала. Данное поднятие до глубины около 20 км сопровождается утонением консолидированной коры до 10 км и разрывом нижней коры. Структуры коры Северо-Баренцевской впадины уверенно отображаются в наблюдаемом временном поле, представленном в редуцированном виде (скорость редукиции 20 км/с) (рис. 6.5 В, 6.6).

На пикетах 330-400 км на глубинах около 30-35 км в верхней мантии прослежена куполообразная структура с пониженной скоростью, возникающая, возможно, в результате деформации на границе Баренцевской и Новоземельской плит (скорость в верхах мантии составляет 7 км/с). Пониженные значения сейсмических скоростей до 6-6,2 км/с на глубине 20 км наблюдаются также в центральной части Адмиралтейского поднятия. По данным ряда исследователей, в этом районе повышены значения теплового потока [Смирнов Я.Б., 1986; Цыбуля Л.Я. и др., 1992 б; Левин Л.Е., 2002; Левашкевич В.Г., 2005].

Строение Адмиралтейского мегавала во многом идентично строению свода Ферсмана (рис. 10.1), поэтому можно предположить, что это сегменты одного палеоспредингового хребта, разделенного трансформным разломом в районе Лудловской седловины. Таким образом, шовная зона, разграничивающая Северо- и Южно-Баренцевские впадины и выделенная на профилях 1-АР и 2-АР, по-видимому, является палеотрансформным разломом.

К востоку от Адмиралтейского поднятия можно выделить шовную зону, отделяющую структуры Баренцевской плиты от Новой Земли (рис. 6.7). В районе сuture нижняя кора мегавала разбита на блоки и опущена в сторону Новой Земли (палеосубдукция?). К востоку от шовной зоны в районе прогиба Седова скорость резко понижена, ширина зоны более 20 км. Эта сutura прослеживается в верхней мантии до глубины 40 км как область с пониженной скоростью. Между Адмиралтейским поднятием и Новой Землей граница Мохо как резкая сейсмическая граница не выделяется.

Утоненная нижняя кора Новой Земли (мощность около 10 км) деформирована и образует складку с углами наклона крыльев около 10°, протяженностью в основании 100 км и амплитудой поднятия около 18 км. В замке складки существует разлом, и во внутренней части складки - область пониженных скоростей. Верхняя кора Новоземельской микроплиты мощная (до 25 км), скорость 6-7 км/с. Относительно маломощный осадочный слой разбит разломами и характеризуется повышенными значениями скорости (от 5,6 до 6 км/с). Два симметричных прогиба в слое осадков - Седова и Пахтусовский - окаймляют Новоземельскую гряду с запада и востока.

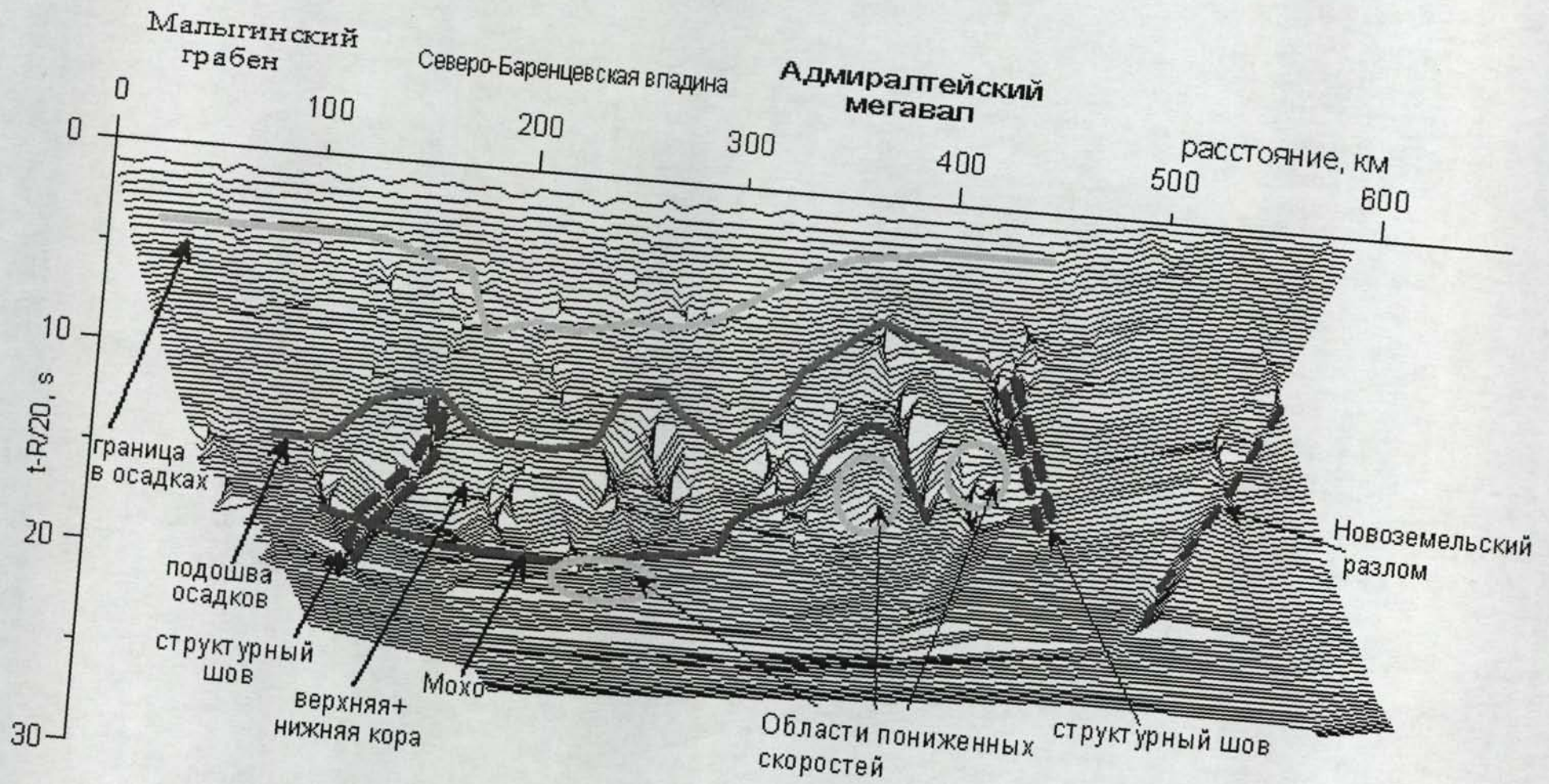


Рис. 6.6. Участок редуцированного наблюдаемого временного разреза равных удалений по профилю 2-АР (пикеты 0–560 км) в увеличенном масштабе ($V_{ред.}=20$ км/с); главные структуры глубинного сейсмогеологического разреза имеют отображение в наблюдаемых временах.

Новоземельская микроплита

Новоземельская
гряда

Прогиб
Седова

Пахтусовский
прогиб

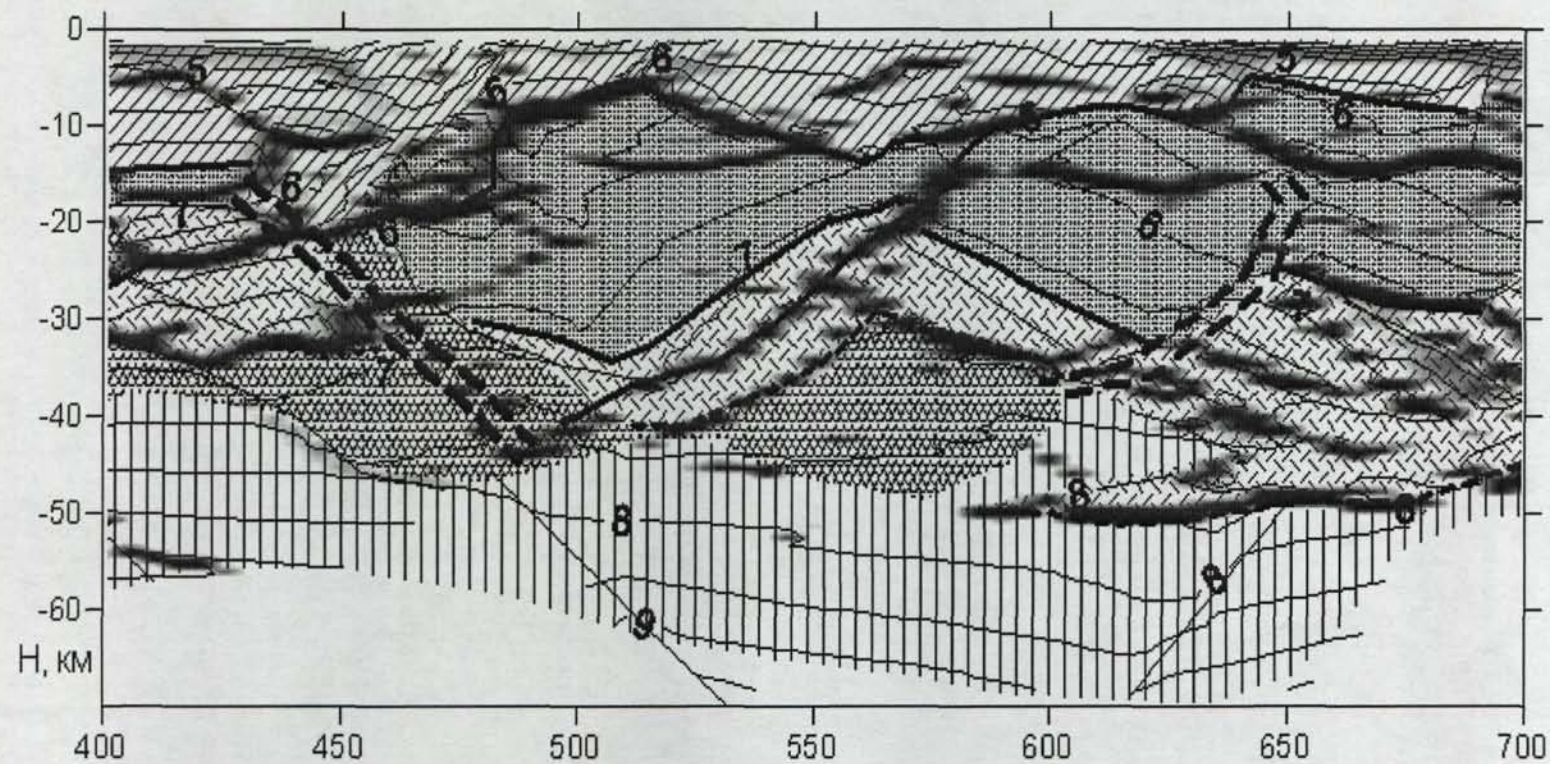


Рис. 6.7. Участок сейсмогеологического разреза по профилю 2-АР в области Новой Земли и окраинных прогибов (пикеты 400-700 км). Условные обозначения к разрезу показаны на с. 89.

К востоку от Новой Земли профиль пересекает Южно-Карскую впадину. Кора впадины имеет двухслойное строение. Мохо прослеживается на глубинах до 43 км. Максимальная мощность осадочного слоя составляет 12 км, слой характеризуется повышенным градиентом и значениями скорости от 3 до 6,2 км/с. Верхняя кора со скоростями от 6,4 до 6,8 км/с и мощностью около 12 км образует прогиб до глубины 25 км. В районе сочленения Новой Земли с Южно-Карской впадиной мощная нижняя кора (20-25 км) впадины образует многочисленные надвиги в сторону Новой Земли. Такой характер сочленения плит свойствен пассивным окраинам континентов.

6.2. Выводы

1. На разрезе по профилю 2-АР получено изображение шовной зоны на границе между Северо-Баренцевской впадиной и структурами Баренцевской плиты.

2. Внутри мощного осадочного слоя Северо-Баренцевской впадины прослежена серия рифтовых структур, механизм формирования которых можно предположительно связать с возникновением асимметричных рифтов над пологими вязкими сбросами по Вернике.

3. В центральной части Адмиралтейского мегавала утоненная нижняя кора разбита на блоки и приподнята. Под поднятием выделяется мощная клиновидная область пониженной скорости, протягивающаяся в верхнюю мантию (палеоспрединг?). По направлению к Новой Земле блоки нижней коры испытывают погружение. Здесь предполагается существование зоны палеосубдукции.

4. Структуры в районе Баренцевской плиты на профиле 1-АР и Адмиралтейский мегавал можно рассматривать как сегменты одного палеоспредингового хребта, разделенного трансформным разломом в районе Лудловской седловины. Шовная зона, разграничивающая Северо-Баренцевскую и Южно-Баренцевскую впадины и выделенная на профилях 1-АР и 2-АР, по-видимому, является трансформным разломом.

5. Структуры сочленения Южно-Карской впадины и Новой Земли имеют характер, свойственный пассивным окраинам континентов.

6. Выявленные на профиле структуры имеют отображение в наблюдаемом временном поле.

ГЛАВА 7. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО ПРОФИЛЮ 3-АР

7.1. Описание сейсмического разреза

Профиль 3-АР пересекает Кандалакшский и Керецкий грабены Беломорской впадины, Сенгейский свод и Хорейверскую впадину в Печорском море, проходит через Южно-Карскую впадину и заканчивается у Северо-Сибирского порога. Полученные автоматические разрезы по профилю достигают глубин более 50 км.

7.1.1. Карское море

В пределах Карского региона профиль 3-АР начинается в районе Северо-Карского порога, пересекает структуры Южно-Карской впадины (в том числе Русановское поднятие) и заканчивается у южного окончания Новой Земли.

Наблюденные годографы преломленных волн показаны на рис. 7.1. Видно, что система является очень детальной. На рис. 7.2 представлен временной разрез равных удалений.

Полученный автоматически сейсмический скоростной разрез изображен на рис. 7.3, структурный сейсмический – на рис. 7.4. Разрез с геологической интерпретацией приведен на рис. 7.5.

Южно-Карская впадина характеризуется мощным осадочным слоем, достигающим 15-18 км [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 б, в]. В районе Русановского поднятия осадочная толща сокращается до 8 км. В некоторых местах осадки разделяются на два подслоя: верхний, высокоградиентный, со скоростями до 5,7 км/с, и нижний, значительной мощности, со скоростями от 5,5 до 6,2 км/с и низким градиентом скорости.

На разрезе выделены структуры, которые можно интерпретировать как зону палеосубдукции и палеоспрединговые центры. Как показано ниже, строение консолидированной коры Южно-Карской впадины свидетельствует о том, что в ее пределах мог существовать задуговой бассейн.

Консолидированная кора Южно-Карской впадины, в целом, имеет двухслойное строение, как и Северо-Баренцевская впадина [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 а]. Мощность консолидированной коры составляет около 30 км.

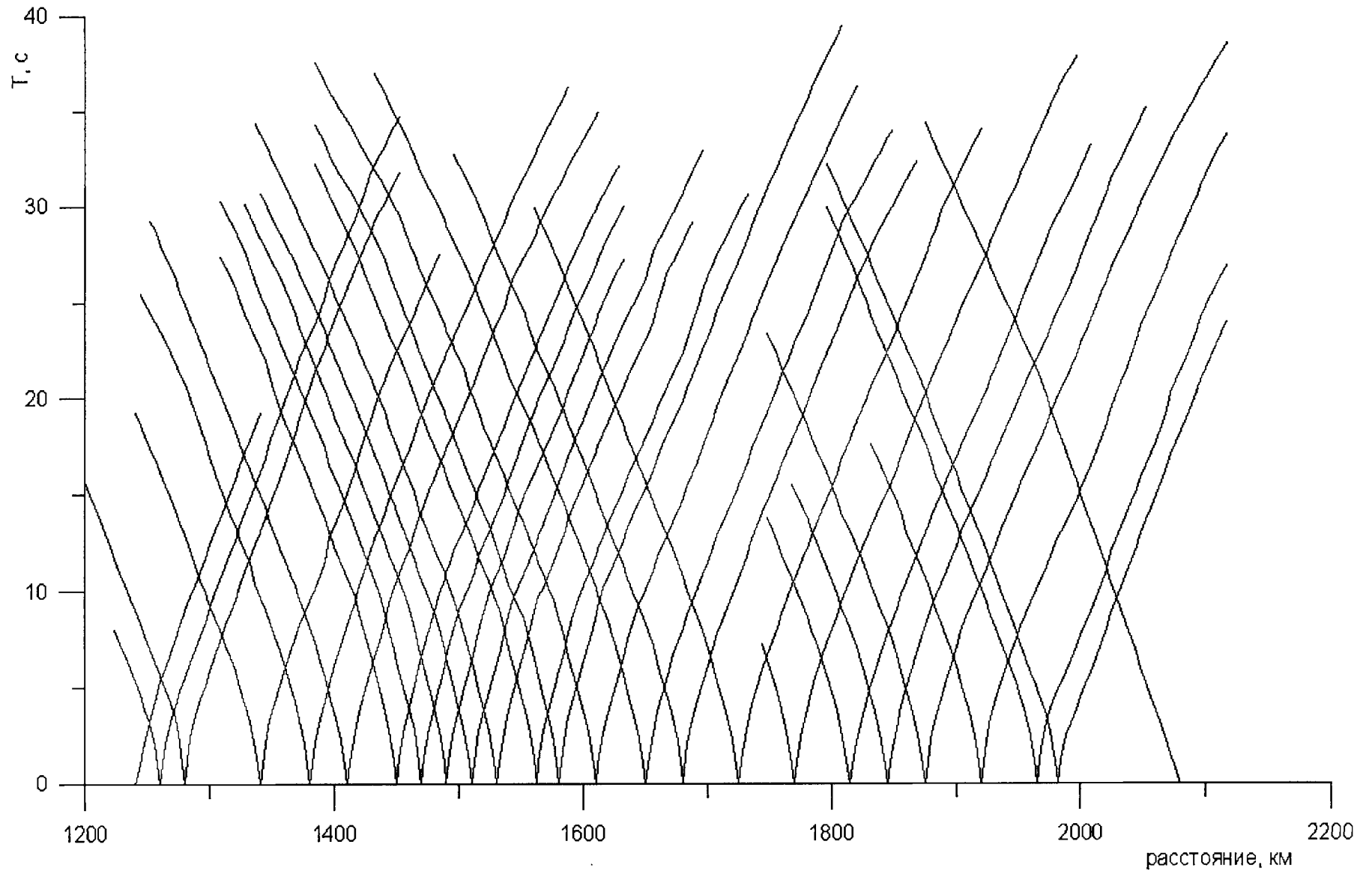


Рис. 7.1. Система наблюденных годографов преломленных волн по Карскому участку профиля 3-АР.

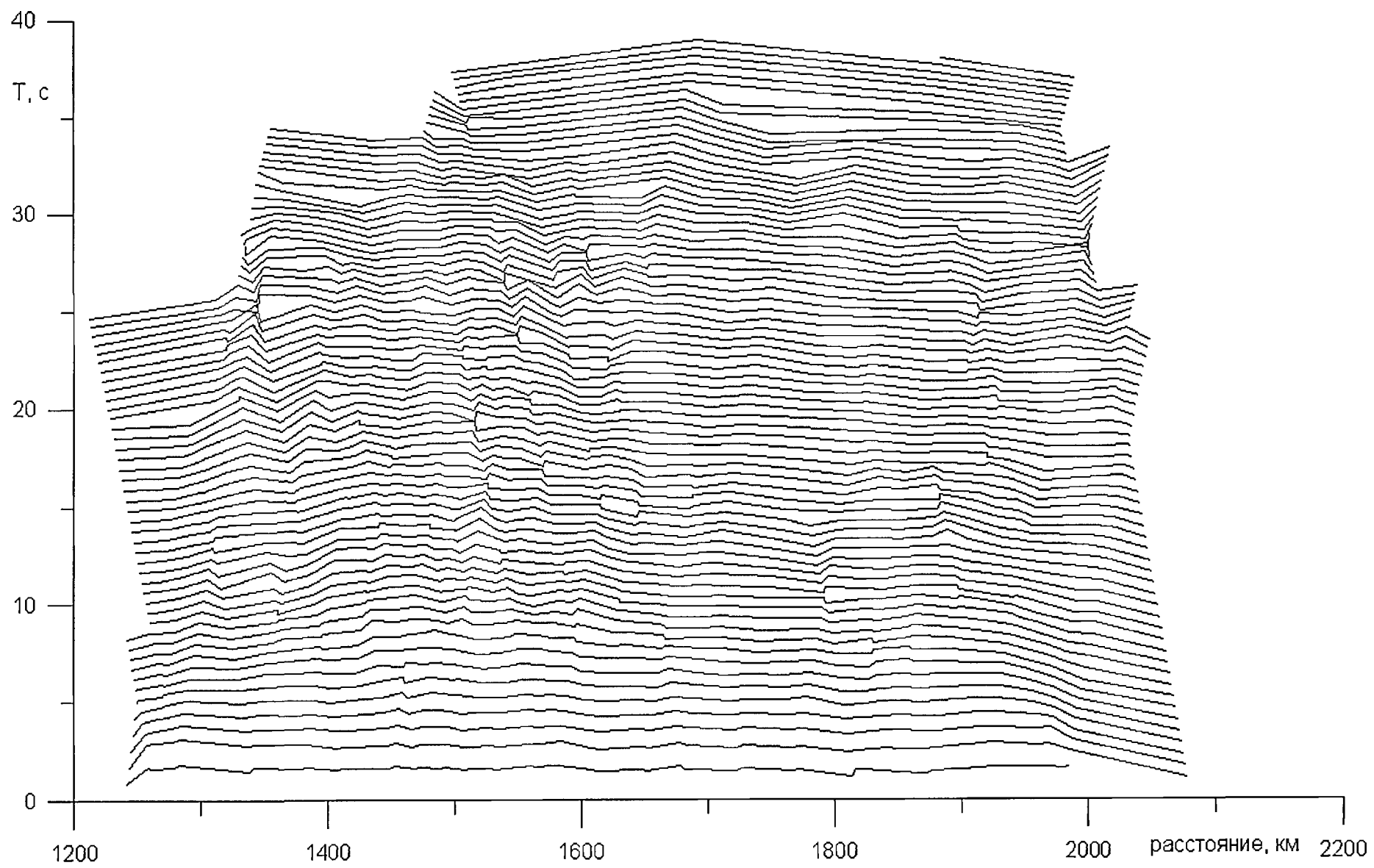


Рис. 7.2. Временной разрез равных удалений по профилю 3-АР (Карское море).

Южно-Карская впадина

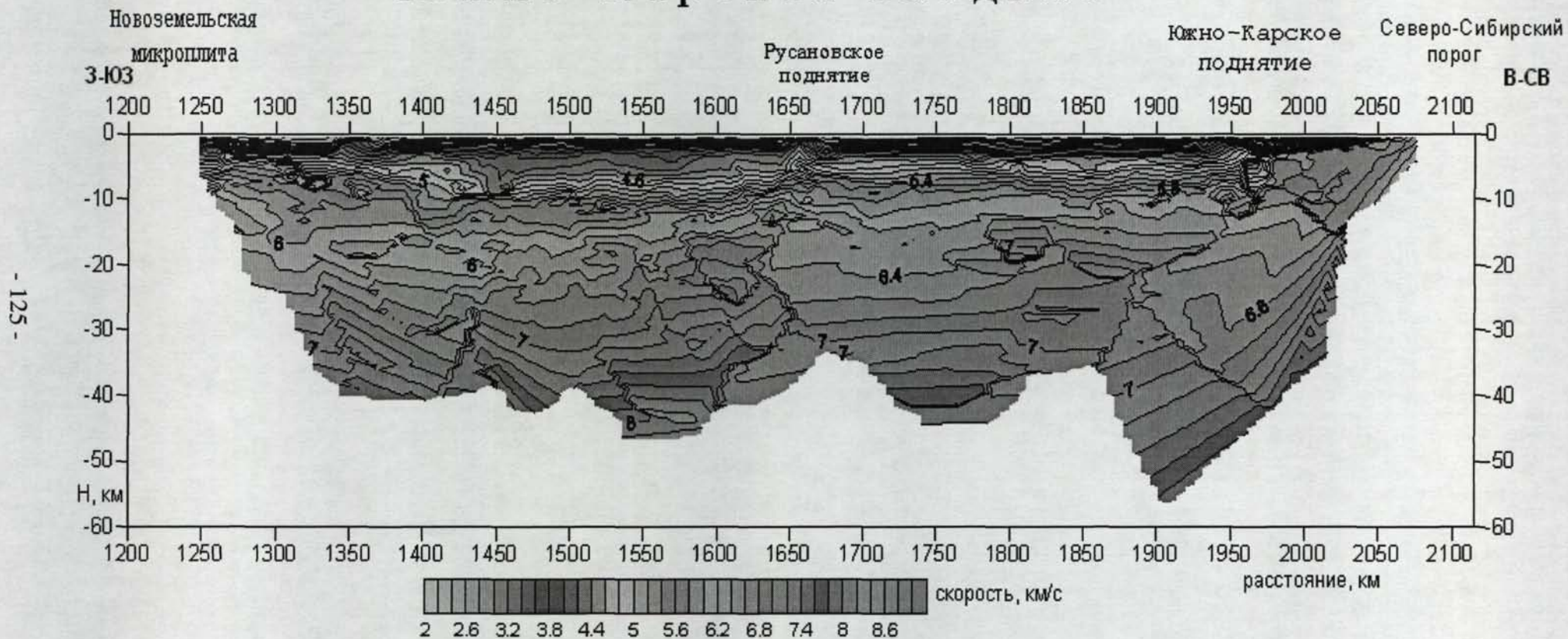


Рис. 7.3. Скоростной разрез по профилю 3-АР вдоль Карского участка. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Значения - отмечены цифрами. Цвет соответствует величине скорости. Сечение изолиний - 0,2 км/с.

3-Ю3

Южно-Карская впадина

В-СВ

Новая
Земля

Русановское
подняtie

Южно-Карское
подняtie

Северо-Сибирский
порог

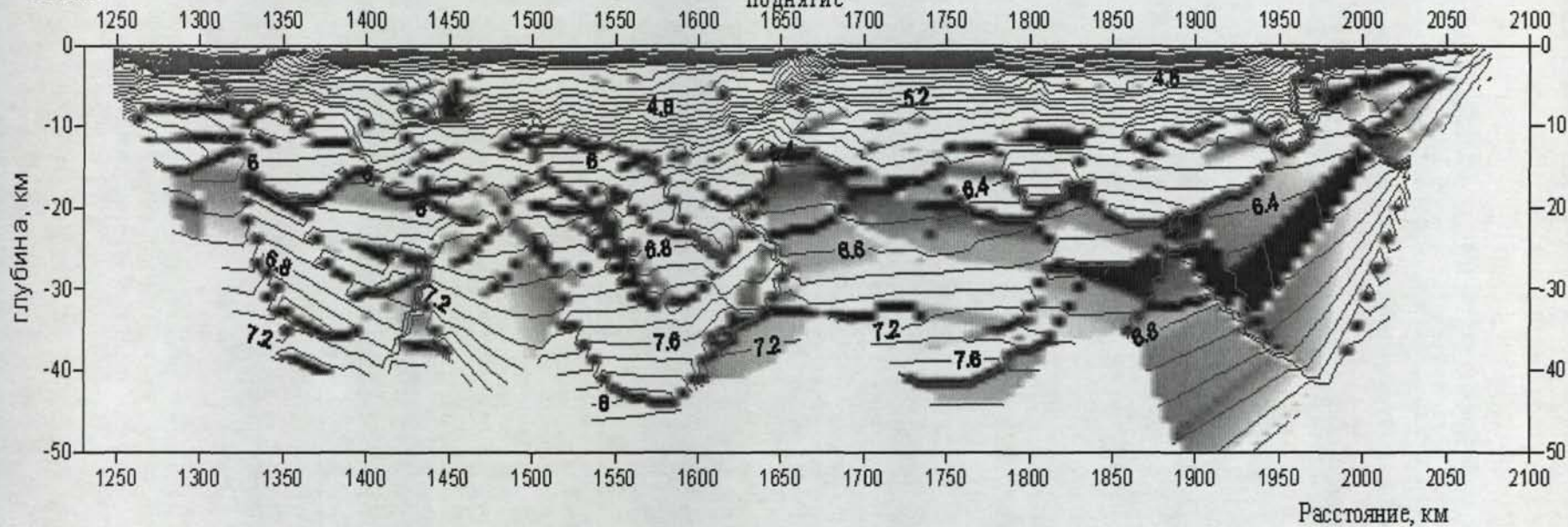


Рис. 7.4. Сейсмический структурный разрез по профилю 3-АР (Карское море). Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Тон соответствует величине градиента скорости. Сечение изолиний скорости - 0,2 км/с.

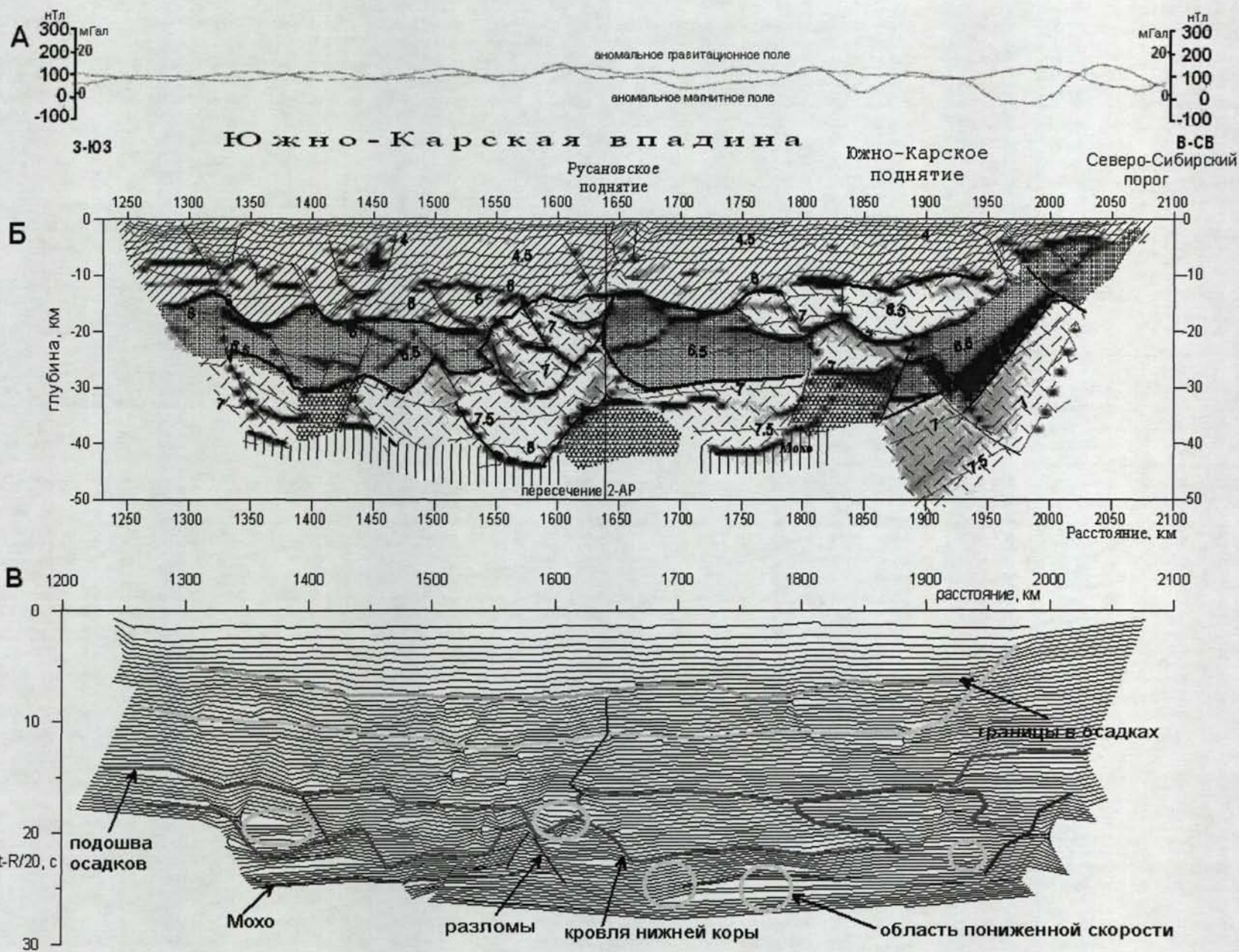


Рис. 7.5. Карский участок профиля 3-AP: А - кривые наблюдаемых аномальных гравитационного и магнитного полей; Б - сейсмогеологический разрез (условные обозначения показаны на с. 89); В - редуцированный наблюдаемый временной разрез равных удалений ($V_{ред.}=20$ км/с). Основные черты глубинного сейсмогеологического разреза отображаются в наблюдаемых временах.

В восточной части профиля со стороны Северо-Сибирского порога нижняя кора небольшой мощности (10-15 км) опускается с глубины 15 км под более мощную кору впадины до глубины 35 - 40 км. Нижняя кора разбита поперечными разломами на блоки. Самый верхний блок похож по своему строению на палеоаккреционный клин. Нижнюю и верхнюю кору внутри этой структуры (второй и третий слои палеоокеанической (?) коры) разделяет параллельный им слой с пониженным градиентом скорости; предположительно это изображение сместителя. В мантии (пикеты 1800-1900 км) зона возможной палеосубдукции заканчивается областью относительно пониженной скорости, над которой выделяется серия покровов с повышенными сейсмическими скоростями. Эти покровы срезаются осадочным слоем. Возможно, это следы магматизма или зона палеоспрединга.

В районе Русановского поднятия в коре выделена сложная структура (пикеты 1540-1640 км), которая обладает чертами, характерными для спрединговых центров. Блоки, имеющие повышенные скорости, характерные для нижней коры (6,5-7,8 км/с), поднимаются от мантии непосредственно под осадочный слой, их размеры около 50x10 км. Такие структуры свойственны зонам спрединга. Блоки коры образуют крупные надвиги по листрическим разломам с углами наклона около 12°. В нижней части зоны на глубинах около 30 км выделяется поднятие мантии с аномально низкой сейсмической скоростью. Данные структуры отчетливо отображаются на наблюдаемом временном разрезе, представленном в редуцированном виде (редукция 20 км/с) (рис. 7.5 В).

Проявления магматизма в Карском регионе было установлено ранее геологическим картированием и по данным геолого-геофизических работ в осадочных комплексах акватории [Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., 2008]. Полученный разрез, возможно, отвечает схеме спрединга по И. Гибсону и А. Гиббсу [Хаин В.Е., Ломизе М.Г., 2005]. По данным В.Е.Хаина, спрединг осуществляется “посредством внедрения даек и поверхностных излияний базальта: расклинивающее воздействие даек определяет раздвиг, проседание под нагрузкой базальтов формирует веерообразные моноклинали по обе стороны от осевой зоны”.

Осадочный слой южной части района (пикеты 1300-1650 км) разбит многочисленными разломами различного простирания на блоки протяженностью 50-100 км. По геофизическим данным в этом районе наблюдаются линейные знакопеременные магнитные аномалии, также связываемые многими исследователями с возможным наличием палеоспрединга [Аплов С.В., Устрицкий В.И., 1991]. Это подтверждает предположение о том, что выделенная в центральной части структура является центром палеоспрединга.

Верхняя кора Карского моря (пикеты 1300-1650 км) характеризуется пониженными значениями градиента скорости и низкими скоростями вблизи кровли (менее 6 км/с). По-видимому, здесь наблюдается, как и в Северо-Баренцевской впадине, система несимметричных рифтов по Вернике, что свидетельствует о режиме растяжения в этой области коры [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 а].

Консолидированная кора Карской впадины различается по своему строению в южной и северной частях относительно Русановского поднятия. В южной зоне она разбита разломами различного простирания и протяженности на блоки и имеет меньшую мощность. Участок коры к северу от Русановского поднятия имеет более простое строение. В его пределах обнаруживаются лишь несколько тектонических нарушений.

В нижней коре Южно-Карской впадины установлены крупные зоны аномально низких скоростей. Граница Мохо прослежена на нескольких участках профиля на глубинах около 39-42 км.

7.1.2. Печорское море

В Печороморском секторе профиль проходит через Оксинский грабен, Сенгейский свод, Хорейверскую впадину и заканчивается в области Коротаихской впадины.

Наблюденные годографы преломленных волн вдоль Печорского участка профиля приведены на рис. 7.6. На рис. 7.7 показаны временные разрезы равных удалений.

Осадочные слои выделяются по величинам скоростей примерно до 6 км/с и высоким значениям градиента скорости (рис. 7.8) [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 б, в]. Наибольшей мощности - до 10 км - осадки достигают в пределах Оксинского грабена и Хорейверской впадины (рис. 7.9, 7.10). В центральной части профиля, включающей Сенгейский свод, граница фундамента проходит на уровне 6 км. В осадках в пределах восточной и западной окраин впадины выделены разломные структуры, возможно являющиеся рифтовыми. На разрезах они проявляются как зоны, ограниченные крупными разломами и разбитые многочисленными тектоническими нарушениями разного простирания и протяженности. В районе рассматриваемых объектов по геофизическим данным наблюдаются гравимагнитные аномалии [Объяснительная..., 1996].

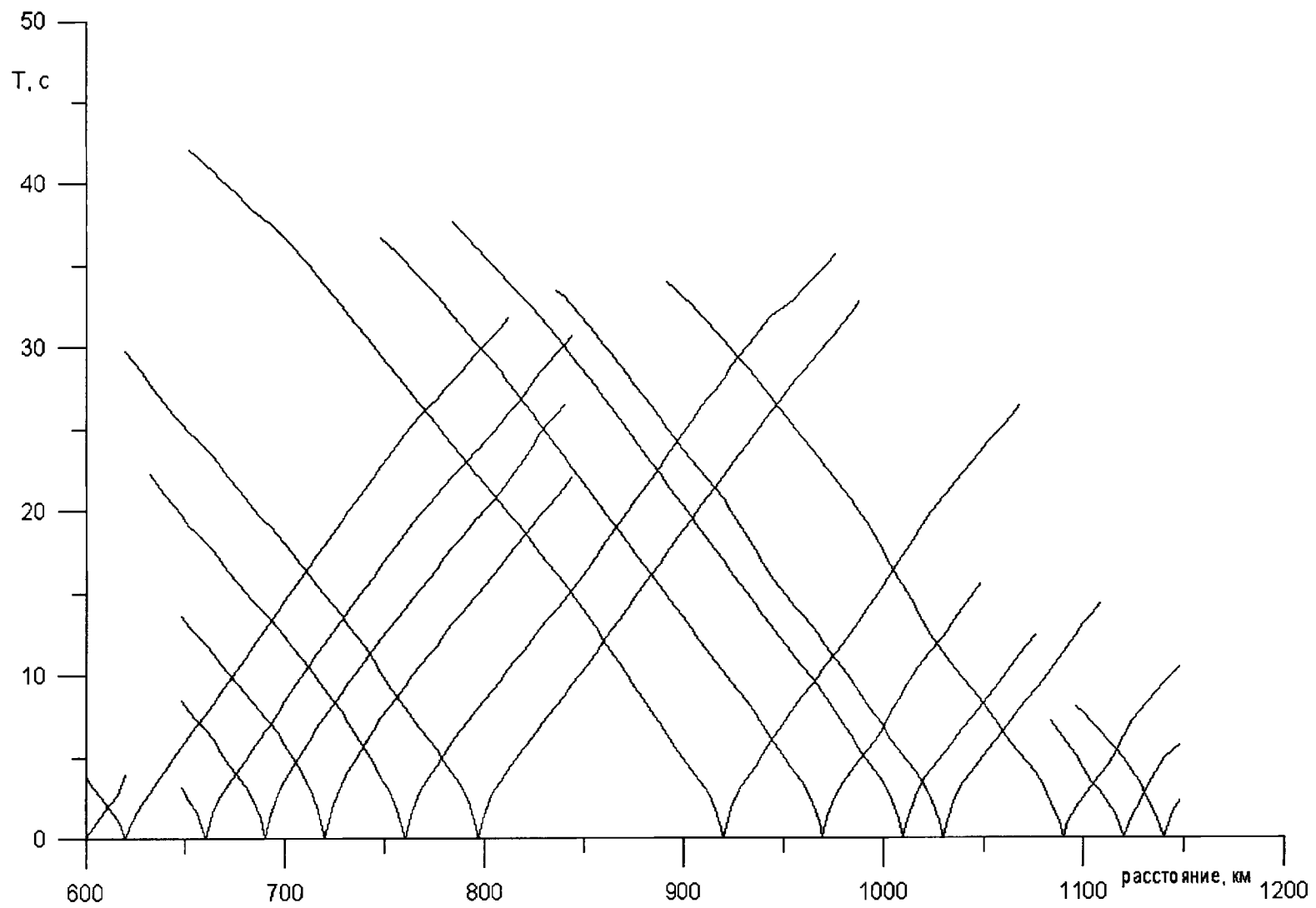


Рис. 7.6. Система наблюдаемых годографов преломленных волн вдоль Печороморской впадины профиля 3-АР.

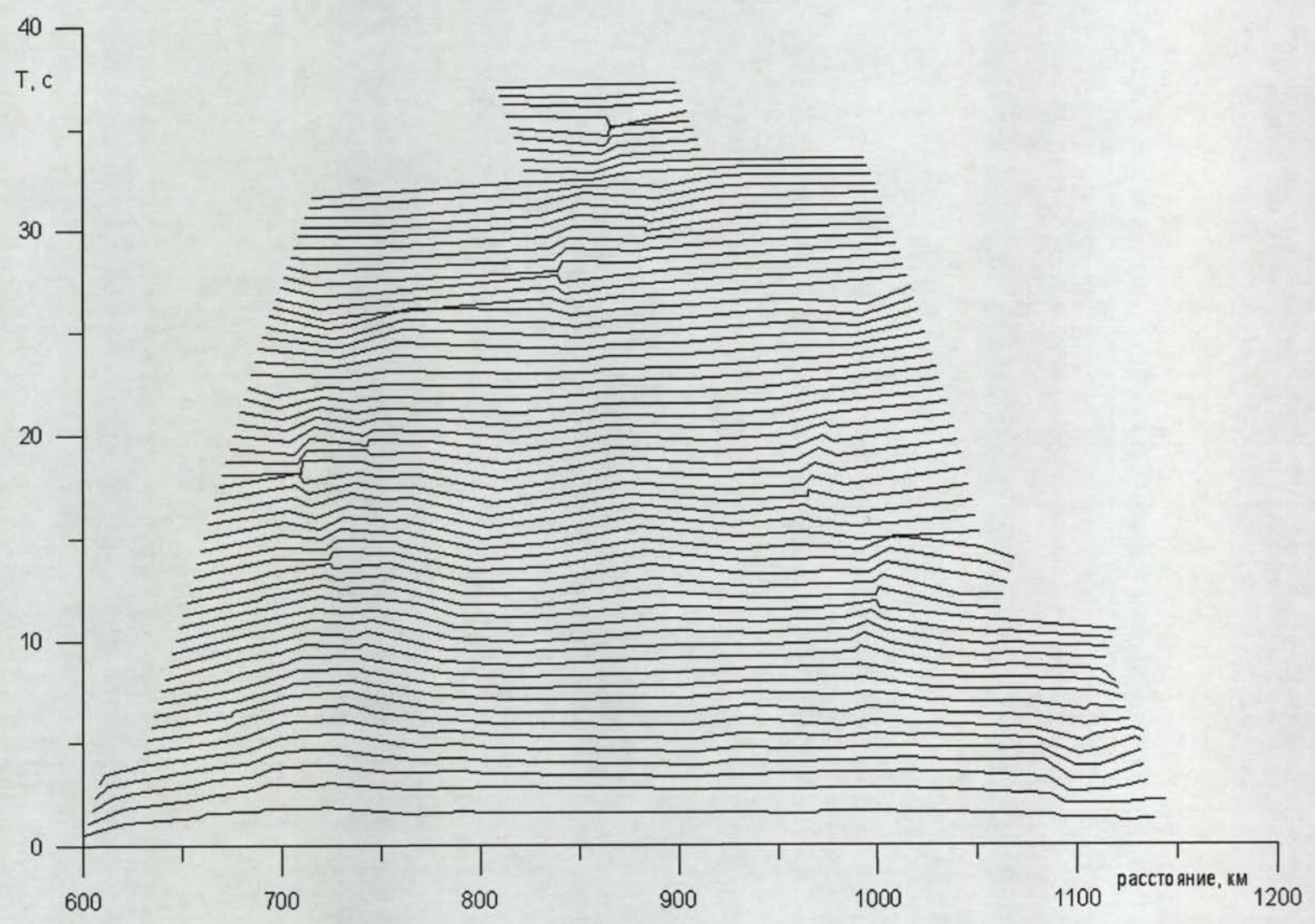


Рис. 7.7. Временной разрез равных удалений вдоль Печорского участка по профилю 3-АР.

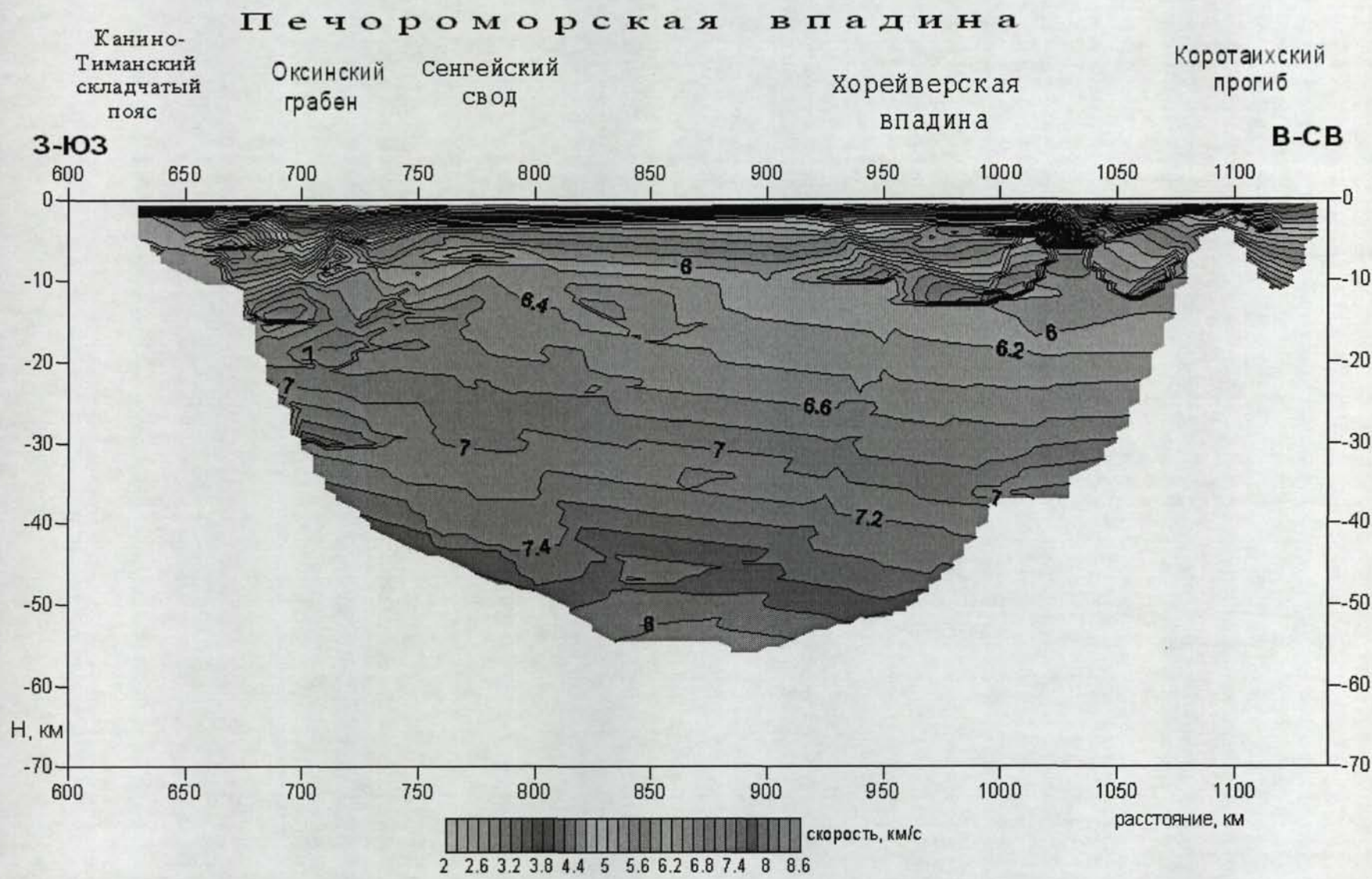


Рис. 7.8. Скоростной разрез вдоль Печорского моря по профилю 3-АР. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Значения скорости отмечены цифрами. Цвет соответствует величине скорости. Сечение изолиний - 0,2 км/с.

3-ЮЗ

Канино-Тиманский складчатый пояс

Печороморская впадина

В-СВ

Оксинский грабен

Сенгейский свод

Хорейверская впадина

Коротайхский прогиб

- 139 -

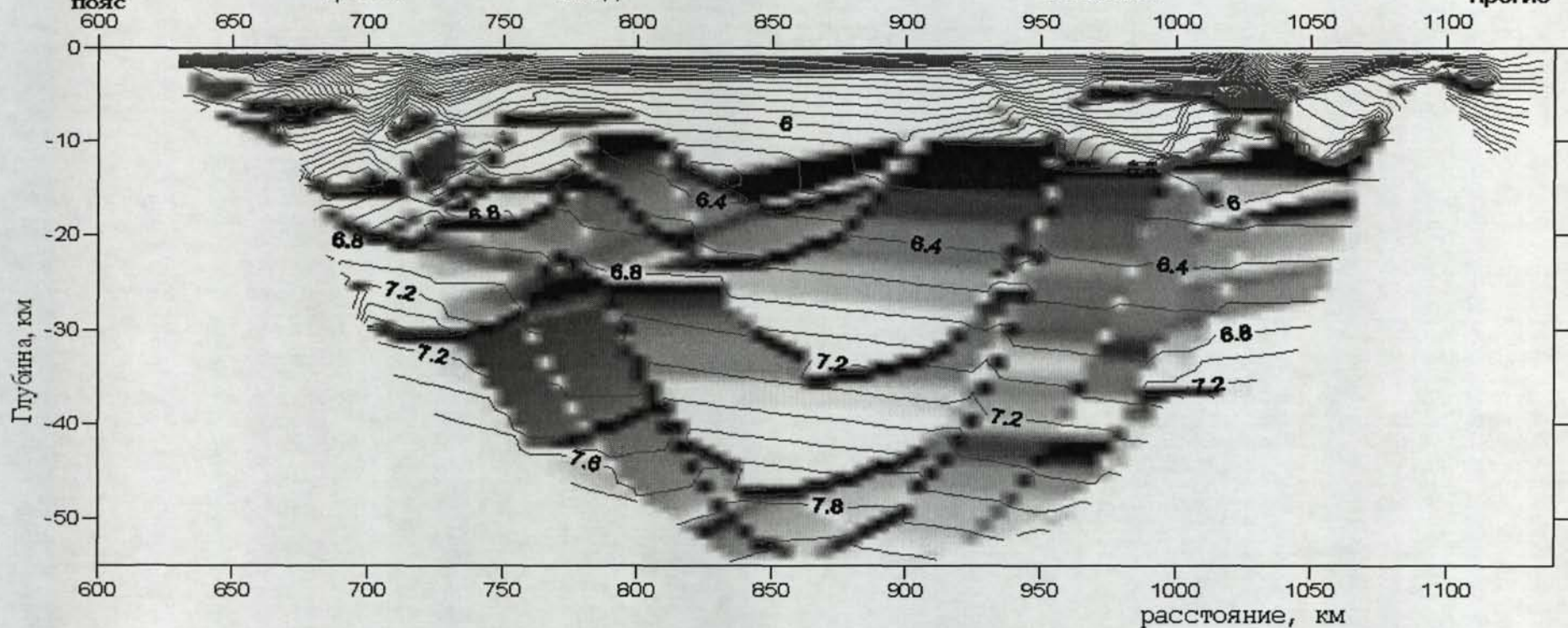
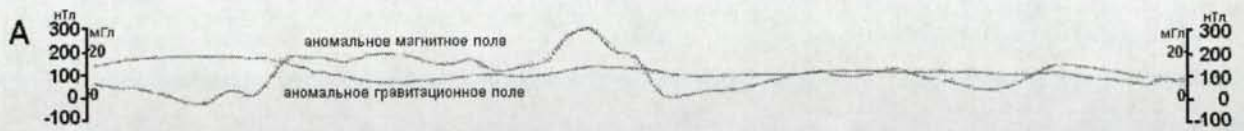


Рис. 7.9. Сейсмический структурный разрез вдоль Печорского участка профиля 3-АР. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Тон соответствует величине градиента скорости. Сечение изолиний скорости - 0,2 км/с.



3-ЮЗ

Печороморская впадина

В-СВ

Кавказо-Тиманский складчатый пояс

Оксинский грабен

Сенгейский свод

Хорейверская впадина

Кортаихский прогиб

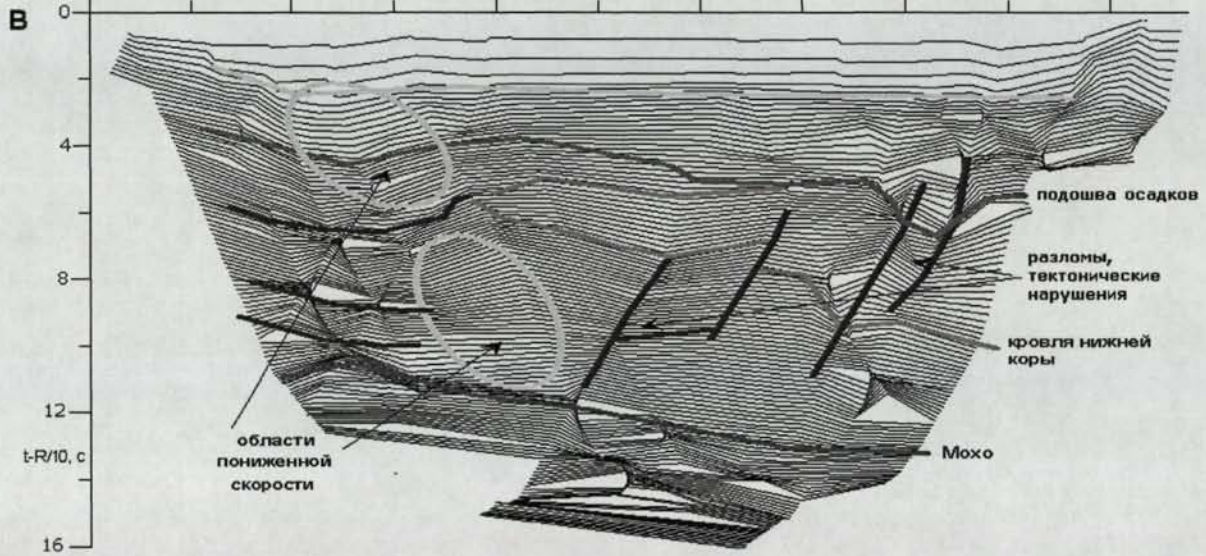
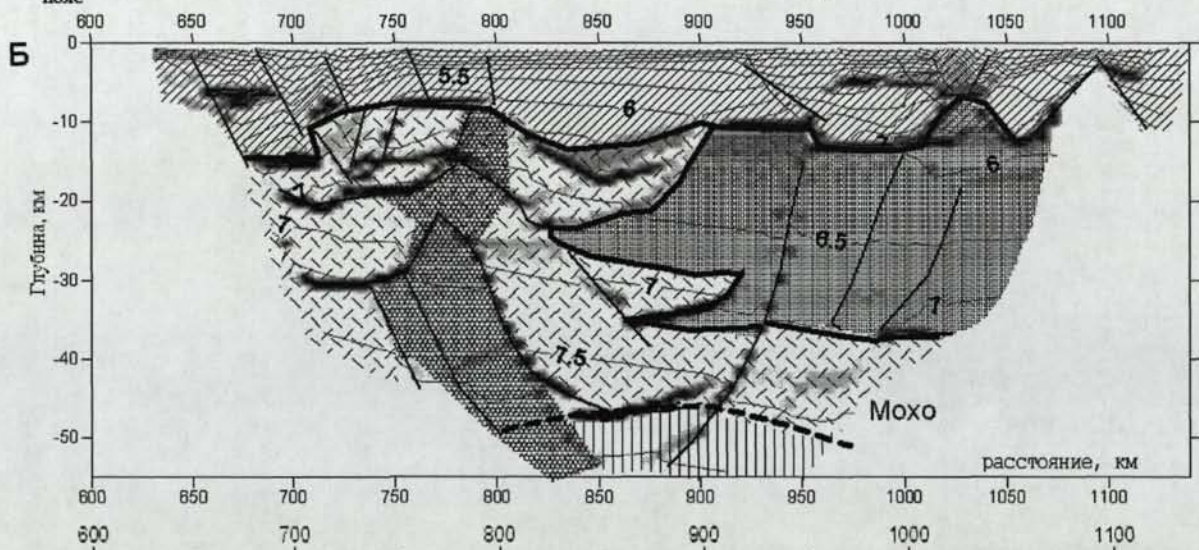


Рис. 7.10. Печороморский участок профиля 3-АР: А - кривые наблюдаемых аномальных гравитационного и магнитного полей; Б - сейсмогеологический разрез (условные обозначения приведены на с. 89); В - редуцированный наблюдаемый временной разрез равных удалений ($V_{ред.}=10$ км/с). Главные особенности глубинного сейсмогеологического разреза имеют отображение в наблюдаемых временах.

На представленных разрезах на глубинах 13-14 км прослежена граница, где скоростной градиент резко уменьшается (кровля верхней коры). Предположительно на этих отметках проходит раздел различных складчатых комплексов (зеленосланцевого и гнейсового (?)) [Объяснительная..., 1996].

На западной половине профиля, так же как и на разрезе Южно-Карской впадины, выделяется структура, обладающая чертами, характерными для центра палеоспрединга (пикеты 740-850 км). Прослежена область пониженной сейсмической скорости, поднимающаяся от мантии до подошвы осадочного слоя (глубина около 10 км). Эта область окружена блоками коры со скоростями, характерными для нижней коры или для базальтового (?) слоя коры, раздвинутыми от ее центра по листрическим разломам. Горизонтальные размеры блоков достигают 50-100 км, мощность 10-15 км. В районе этой структуры верхняя кора не выделена.

В восточной части профиля на пикетах 900-1100 км существует мощная (25 км) верхняя кора с пониженным градиентом скорости, разбитая на блоки прямолинейными разломами.

Мохо располагается преимущественно на глубинах 43-46 км.

7.1.3. Белое море

Наиболее детальная система наблюдений в рассматриваемом регионе получена на участке профиля, который пересекает Беломорскую впадину (рис. 7.11). В соответствии с этим, разрез, полученный здесь, является очень детальным и сложным. В целом, кора впадины, в пределах профиля образует крупную сложную складку, слою которой включают множество линейных разломов. Временной разрез равных удалений приведен на рис. 7.12.

Автоматически рассчитанный сейсмический скоростной разрез показан на рис. 7.13, структурный сейсмический – на рис. 7.14. Разрез с геологической интерпретацией приведен на рис. 7.15 [Куницын А.В., Пийп В.Б., 2008 б,в]. Осадочный слой на разрезах характеризуется резко переменной мощностью. Несколько субпараллельных слоев образуют синклиналь, заполняя Онежско-Кандалакшский грабен. Наибольшей мощности - 6 км - осадки достигают в этом грабене. Между Онежско-Кандалакшским и Керецким грабенами (пикеты 80-170 км) на глубинах 15-27 км верхний слой консолидированной коры достигает максимальной мощности до 22 км. Восточный участок верхней коры осложнен несколькими тектоническими нарушениями восточного падения. Верхний слой консолидированной коры значительно уменьшается в мощности, достигая значений менее 5 км в районе пикета 250 км.

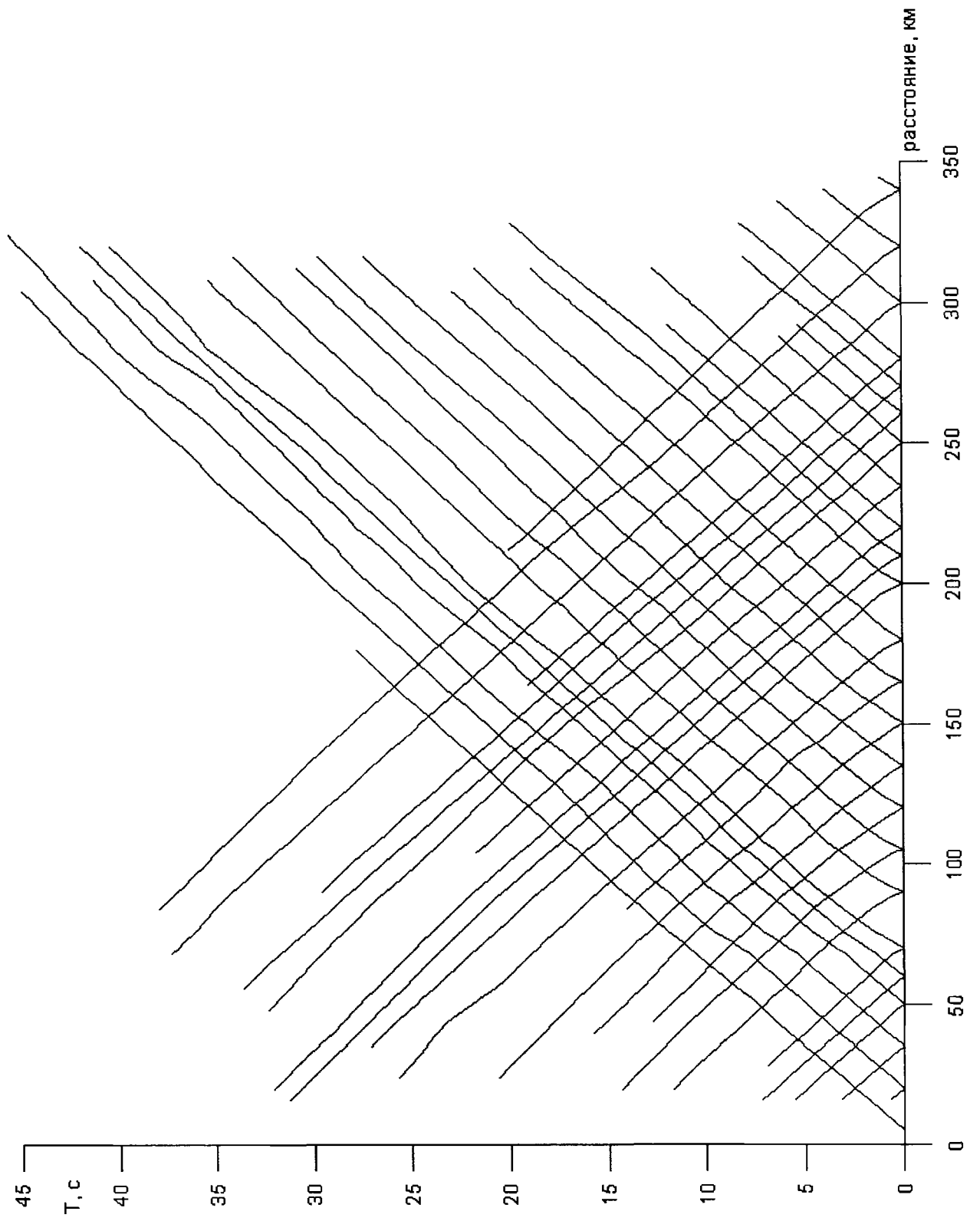


Рис. 7.11. Система наблюдаемых годографов преломленных волн по профилю 3-АР в районе Беломорской впадины.

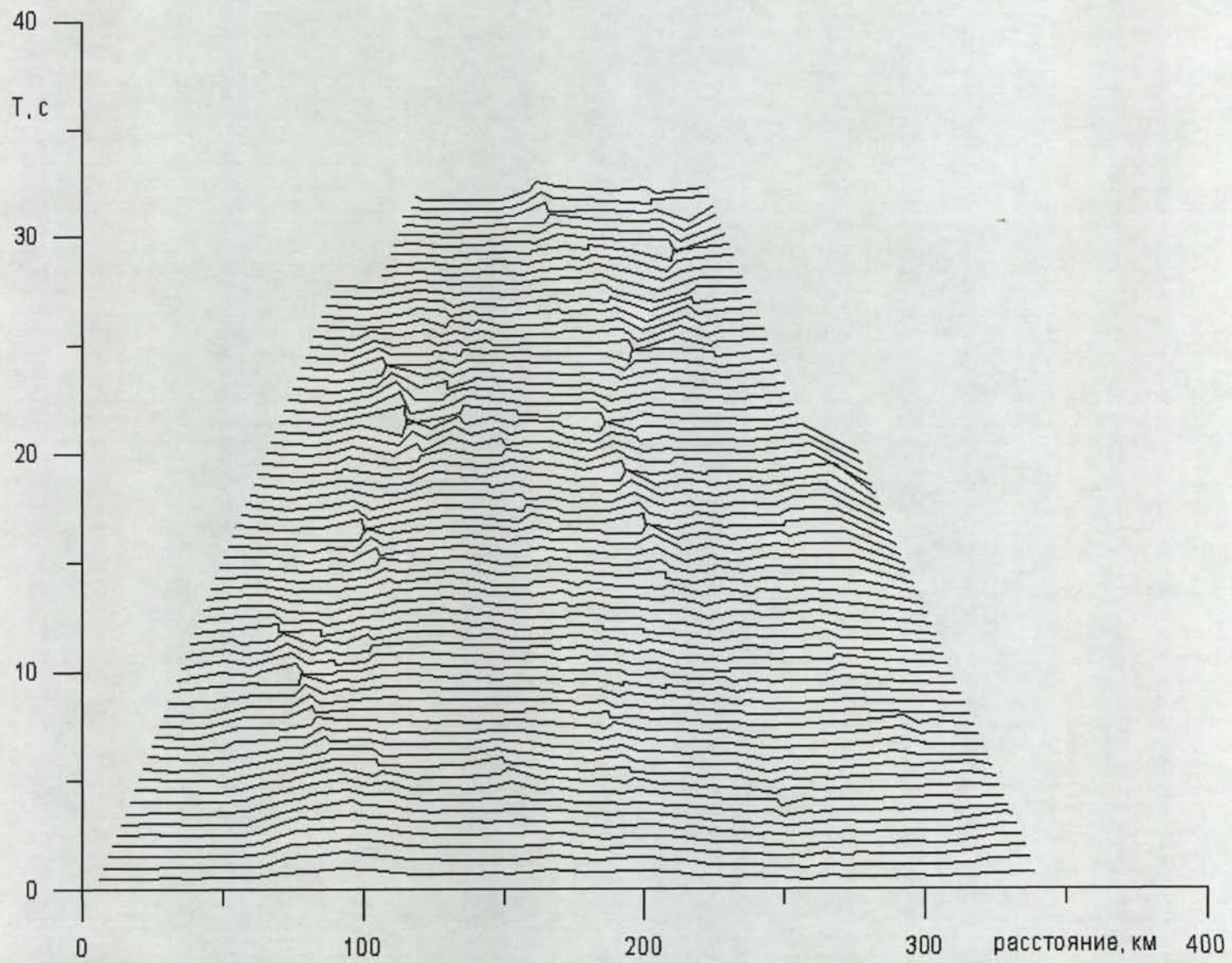


Рис. 7.12. Временной разрез равных удалений по профилю 3-АР в районе Белого моря.

Беломорская впадина

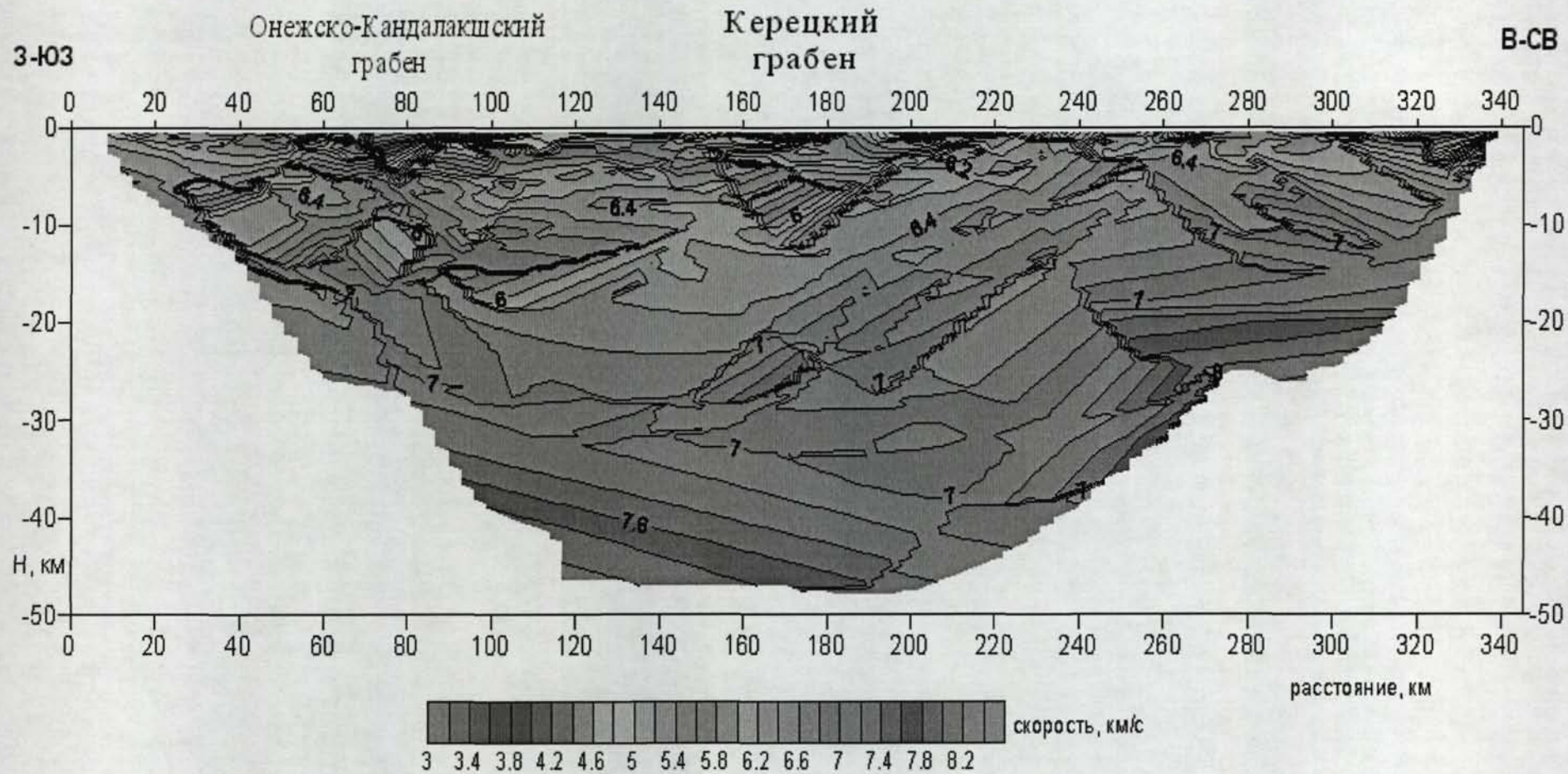


Рис. 7.13. Скоростной разрез по профилю 3-АР в районе Беломорской впадины. Тонкие сплошные линии – изолинии сейсмической скорости. Значения скорости отмечены цифрами. Цвет соответствует величине скорости. Сечение изолиний – 0,2 км/с.

Беломорская впадина

А

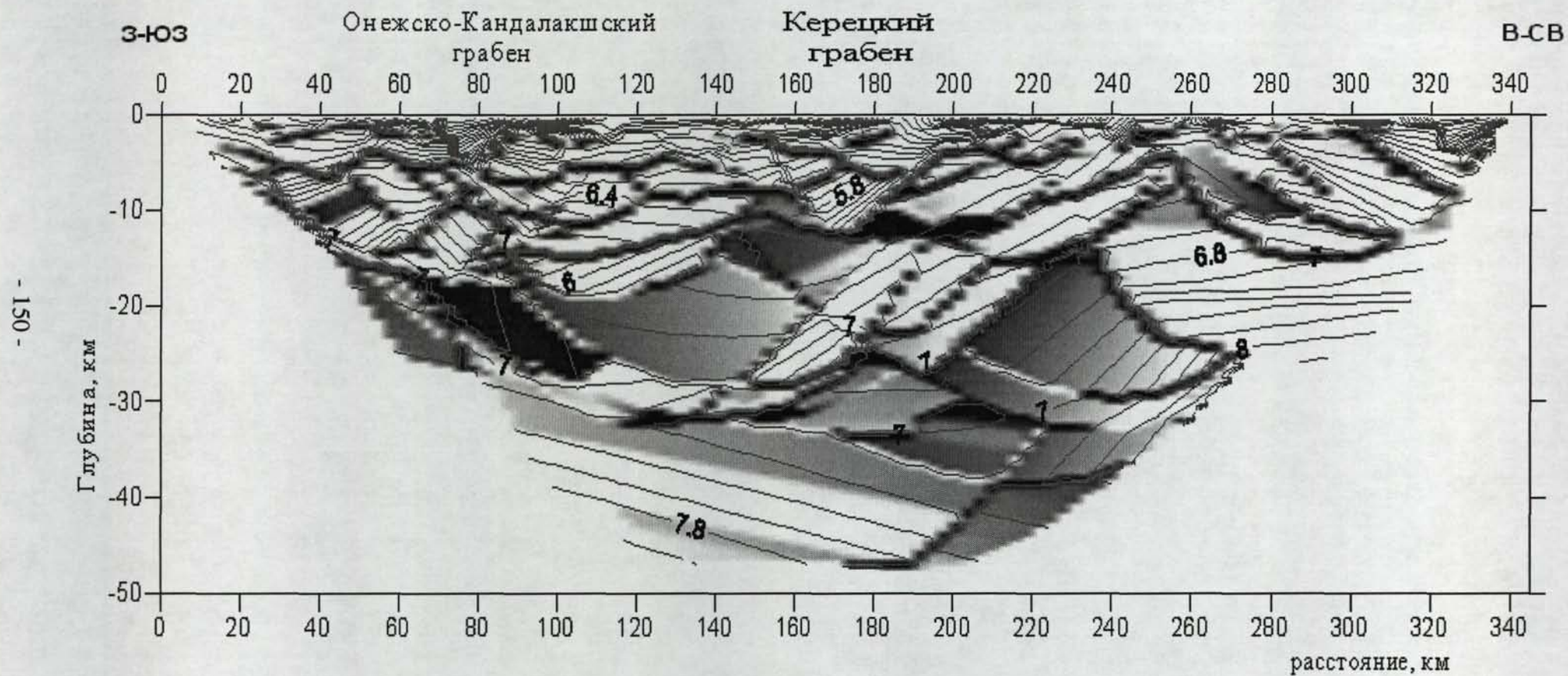


Рис. 7.14. Сейсмический структурный разрез по профилю 3-AP вдоль Беломорской впадины. Тонкие сплошные линии - изолинии сейсмической скорости. Тон соответствует величине градиента скорости. Сечение изолиний скорости - 0,2 км/с.

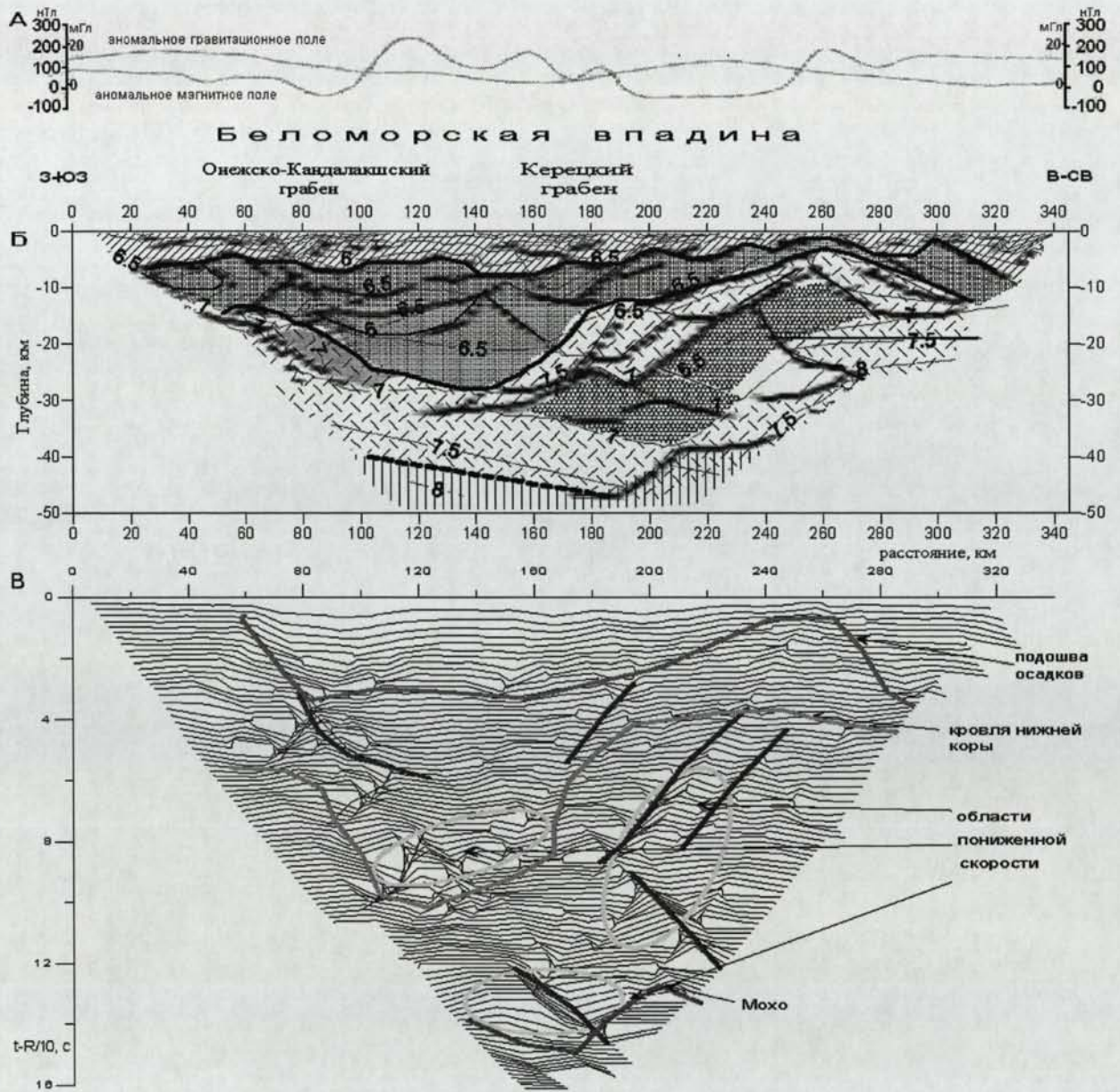


Рис. 7.15. Беломорский участок профиля 3-АР: А - кривые наблюдаемых аномальных гравитационного и магнитного полей; Б - сейсмогеологический разрез (условные обозначения приведены на с. 89); В - редуцированный наблюдаемый временной разрез равных удалений ($V_{ред.}=10$ км/с). Основные черты глубинного сейсмогеологического разреза отображаются в наблюдаемых временах.

Нижняя кора имеет большую мощность. В ее пределах прослеживаются зоны с пониженными значениями скоростей. Эта структура предположительно имеет складчато-надвиговое строение. В нижнем слое складки - нижней коре (скорость 6,5-7,8 км/с) - выделяются надвиговые структуры. Подобные структуры обычно формируются при движении коры, что сопровождается возникновением зоны пластичности, а затем образованием складки, осложненной надвигом. В центре складки присутствуют породы, отличающиеся пониженными сейсмическими скоростями. На разрезе такие области выделены крапом. Амплитуда складчато-надвиговых структур в коре Беломорской впадины достигает 10-15 км, протяженность до 200 км. Аналогичные структуры прослежены на разрезе по профилю 1-АР в пределах Баренцевской плиты.

Мощность нижнего слоя коры выдержана по профилю и составляет около 20 км. Граница Мохо прослежена на глубинах 43-45 км.

7.2. Выводы

1. Полученные данные о строении Южно-Карской впадины свидетельствует о том, что, по-видимому, здесь мог существовать задуговой бассейн. В области Северо-Сибирского порога, возможно, проходила зона субдукции, а в центральной части впадины – центр палеоспрединга.

2. В западной части Печороморской впадины в верхней и нижней коре выделяется мощная структура, которая интерпретируется как центр палеоспрединга.

3. Под Беломорской впадиной в коре выделена крупная складчато-надвиговая структура, наличие которой может свидетельствовать о существовавшей обстановке сжатия в районе континентальной окраины.

4. Выявленные на профиле структуры имеют отображение в наблюдаемом временном поле.

ГЛАВА 8. ДОСТОВЕРНОСТЬ И ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Погрешность определения скоростей оценивается соотношением значений в области перекрытия скоростных полей с одинаковым приоритетом. Как показывается в этой главе, величина погрешности скорости в среднем составляет 0,2 км/с и равна шагу изолиний на скоростных разрезах.

8.1. Сопоставление скоростных кривых по линиям пересечения профилей

Погрешность полученных разрезов можно определить по степени совпадения скоростей на линиях пересечения профилей, так как разрезы вычислены абсолютно независимо, и никакие начальные данные не использовались для построения. На рис. 8.1 приведены разрезы 1-АР, 2-АР и 3-АР в соответствии с их расположением на карте. Видно, что скорости, показанные цветом, совпадают по своим значениям в областях пересечения профилей довольно хорошо. Сопоставление скоростных кривых по линиям пересечения геотравверсов 1-АР/2-АР и 2-АР/3-АР продемонстрировано на рис. 8.2, 8.3 соответственно.

Так, на скоростных срезах по 1-АР и 2-АР наилучшее совпадение значений скоростей отмечается на отрезке глубин 11-25 км. В верхней части разрезов, до глубин в 11 км, значения скорости отличаются в среднем на 0,3 км/с. На отрезке глубин 25-43 км наблюдается отклонение в скоростях около 0,4 км/с. Следует отметить хорошее совпадение общего характера изменений скорости - производных и особенностей - на обоих графиках прослеживаются идентичные скачки значений на глубинах 3, 11, 26 км. Среднеквадратичное отклонение составило 0,25 км/с.

По линии пересечения профилей 2-АР и 3-АР наилучшее совпадение скоростей наблюдается на участке 15-33 км. На глубинах до 15 км отличия скоростей в среднем 0,4 км/с. На участке 33-42 км отклонение в скоростях около 0,4 км/с, но достигает и 0,6 км/с (глубины 35-38 км). Значения скоростей на обоих срезах меняются идентично: на отметках глубин 7, 18, 31 км отмечаются скачки величин и совпадение характера поведений скорости (производной). Среднеквадратичное отклонение - 0,24 км/с.

В целом, с учетом того, что профили расположены вкрест и вдоль простирания структур, результаты хорошо согласуются.

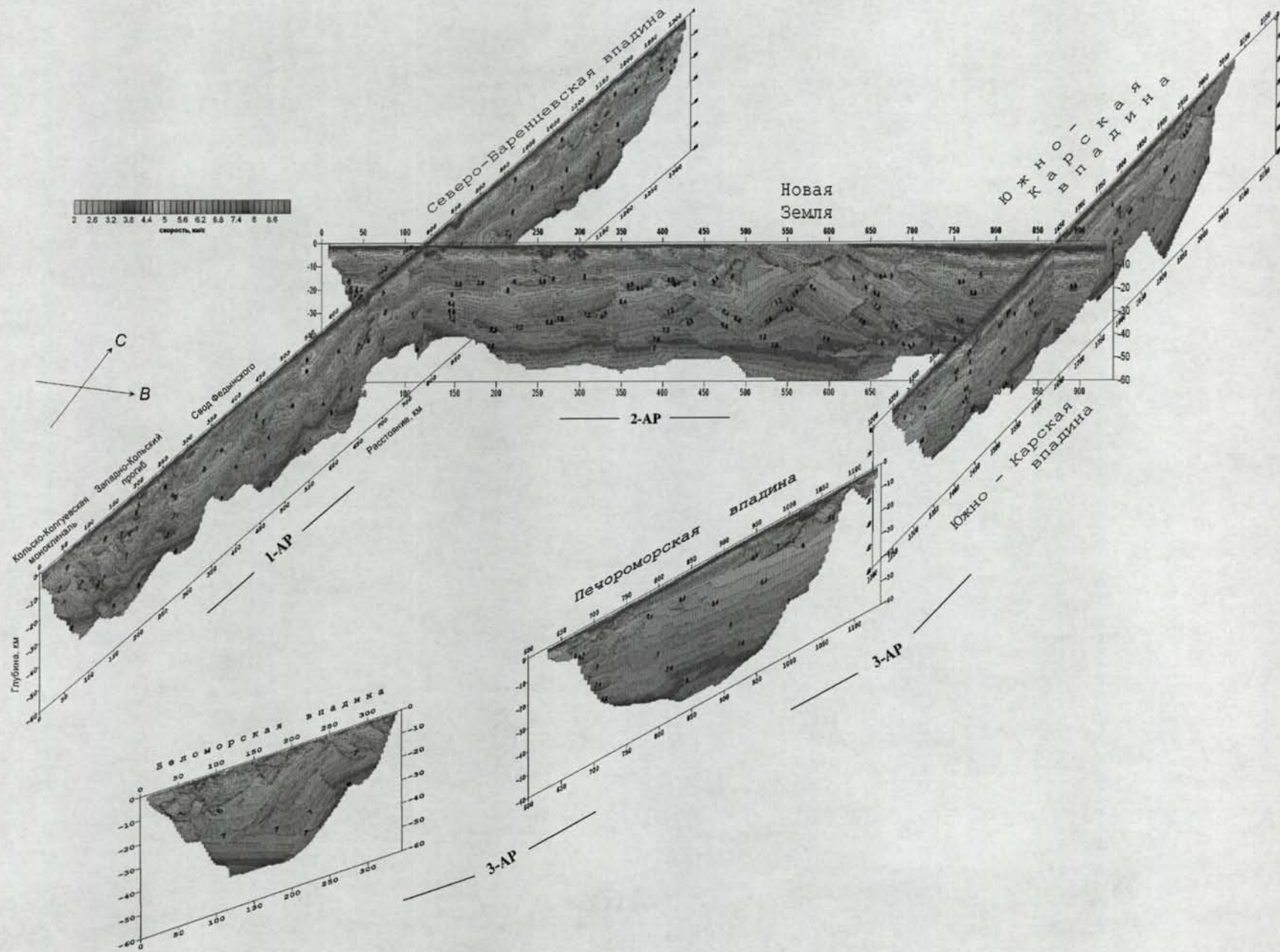


Рис. 8.1. Разрезы по профилям 1-АР, 2-АР и 3-АР в соответствии с их расположением на карте. Цифрами показаны значения скорости. Цвет соответствует величине скорости.

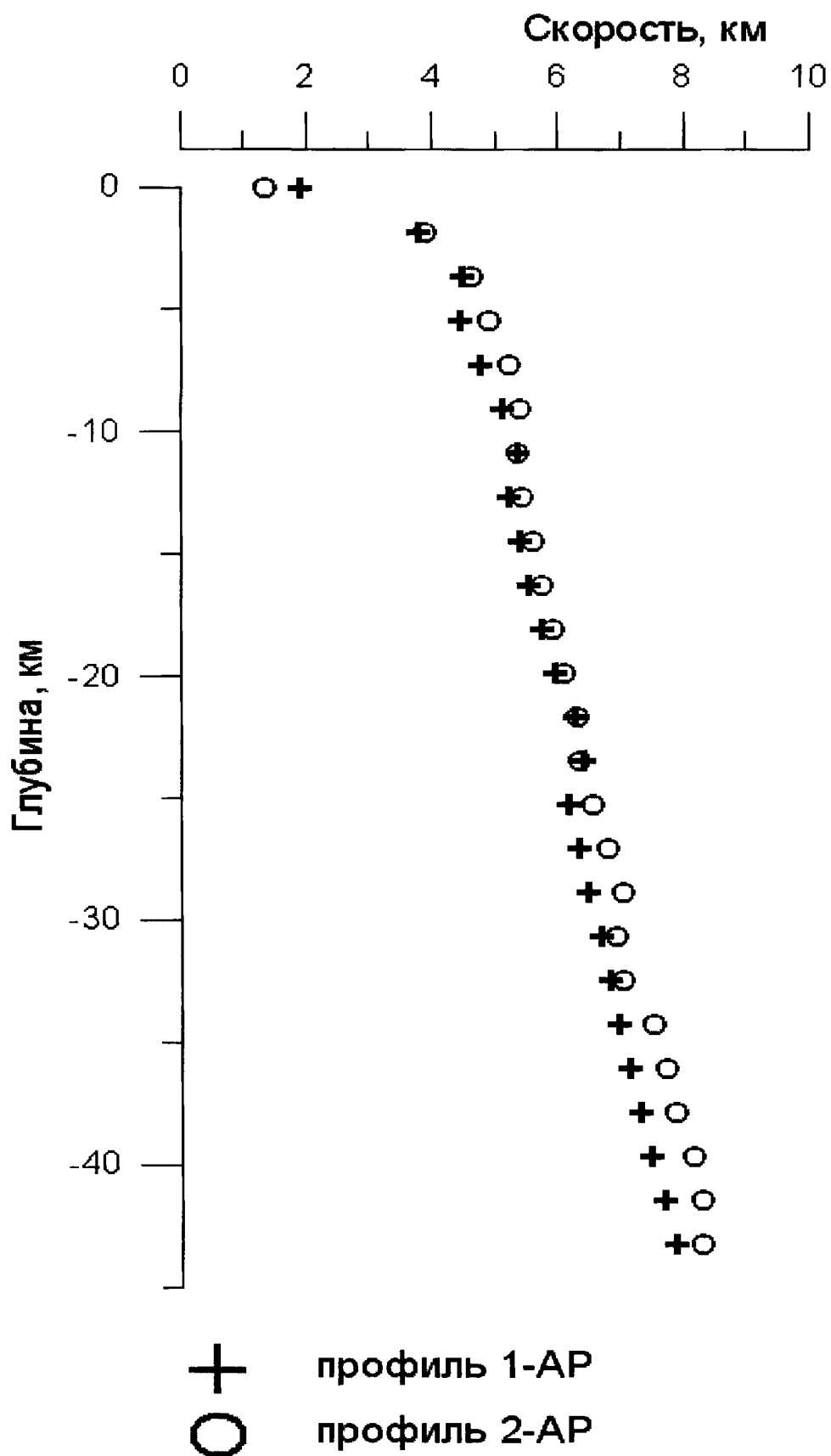


Рис. 8.2. Вертикальные скоростные срезы по линии пересечения профилей 1-АР и 2-АР.

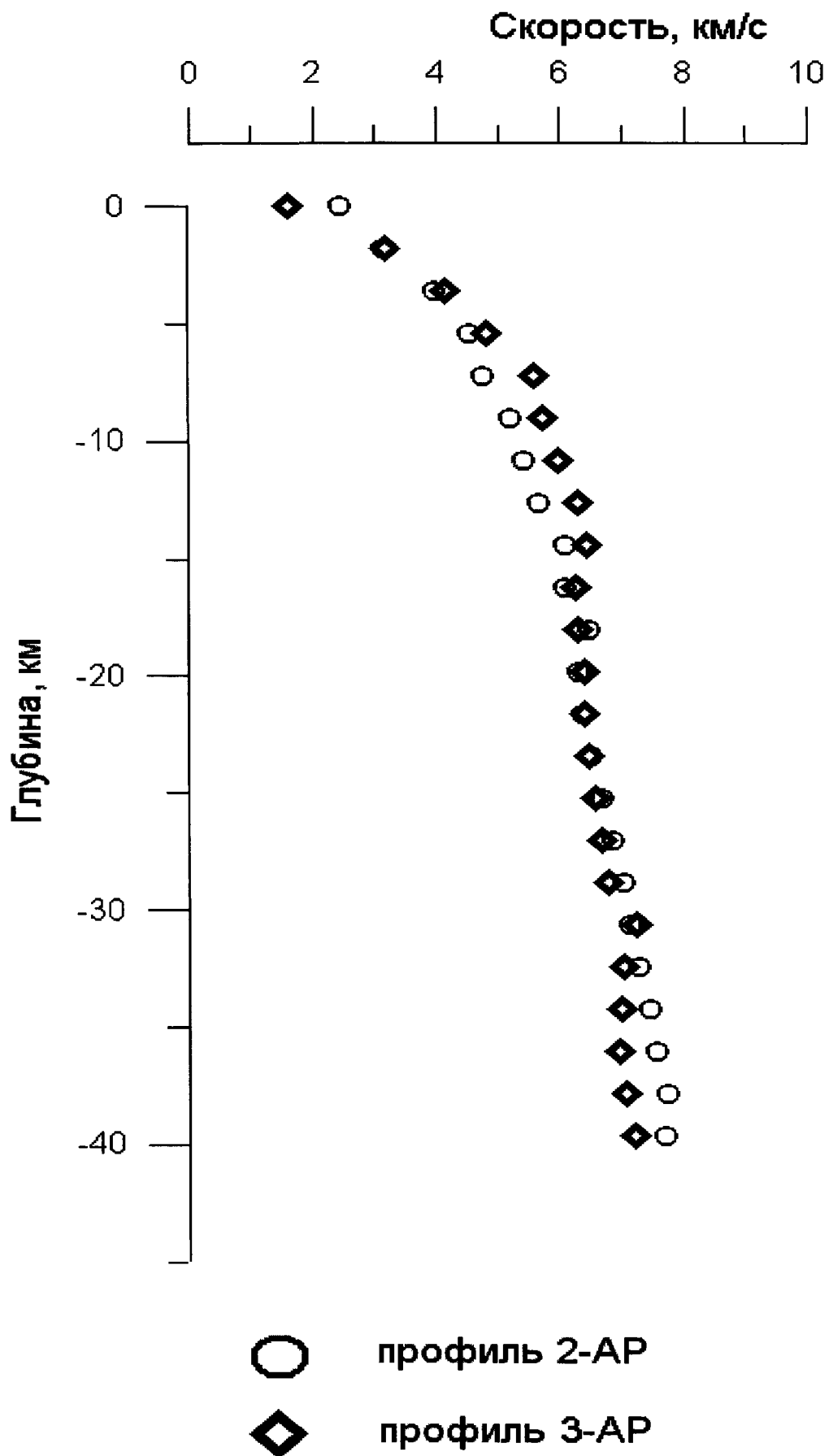


Рис. 8.3. Вертикальные скоростные срезы по линии пересечения профилей 2-АР и 3-АР.

8.2. Расчет прямой задачи

Для полученных разрезов по профилям 1-АР и 3-АР была рассчитана прямая задача по компьютерным технологиям “Firstomo” и “ХТомо”, разработанными в ФГУ НПП “Севморгео”. Технология программы основана на методике сейсмотомографии. Алгоритм томографической обработки был рассмотрен в главе 2, параграф 2.2.1.

На рис. 8.4, 8.5 продемонстрированы траектории лучей и годографы, рассчитанные с использованием “Firstomo” по разрезам 1-АР и 3-АР (Карский участок) соответственно. В программе был проведен просмотр последовательно траекторий лучей. Теоретические и наблюдаемые годографы хорошо совпадают - среднеквадратичное отклонение составило 0,5 с по профилю 1-АР и 0,4 с по 3-АР (Карский участок). Очень важно, что траектории лучей плотно заполняют разрезы и проникают на всю их глубину.

Рис. 8.6, 8.7 иллюстрируют системы годографов - наблюдаемых и рассчитанных по программе “ХТомо” для Печорского и Беломорского участков профиля 3-АР. Среднеквадратичное отклонение для разреза по Печорскому составило около 0,4 с, для Беломорской впадины - 0,3 с.

В целом, погрешности полученных разрезов лежат внутри интервала допустимых погрешностей по литературным данным.

8.3. Выводы

1. Величина погрешности вычисления скоростей составляет около 0,2 км/с и равна шагу изолиний на скоростных разрезах.

2. Среднеквадратичное отклонение между скоростными кривыми по линии пересечения профилей 1-АР и 2-АР равно 0,25 км/с, по линии 2-АР и 3-АР - 0,24 км/с.

3. Для полученных разрезов по профилям 1-АР и 3-АР была рассчитана прямая задача по компьютерным технологиям “Firstomo” и “ХТомо”, разработанными в ФГУ НПП “Севморгео”. Теоретические и наблюдаемые годографы хорошо совпадают - среднеквадратичное отклонение составило 0,3 – 0,5 с. Траектории рассчитанных лучей плотно заполняют разрез и проникают на всю его глубину.

Таким образом, достоверность разрезов по геотраверсам можно считать уверенно подтвержденной общепринятыми методами оценок и расчетами.

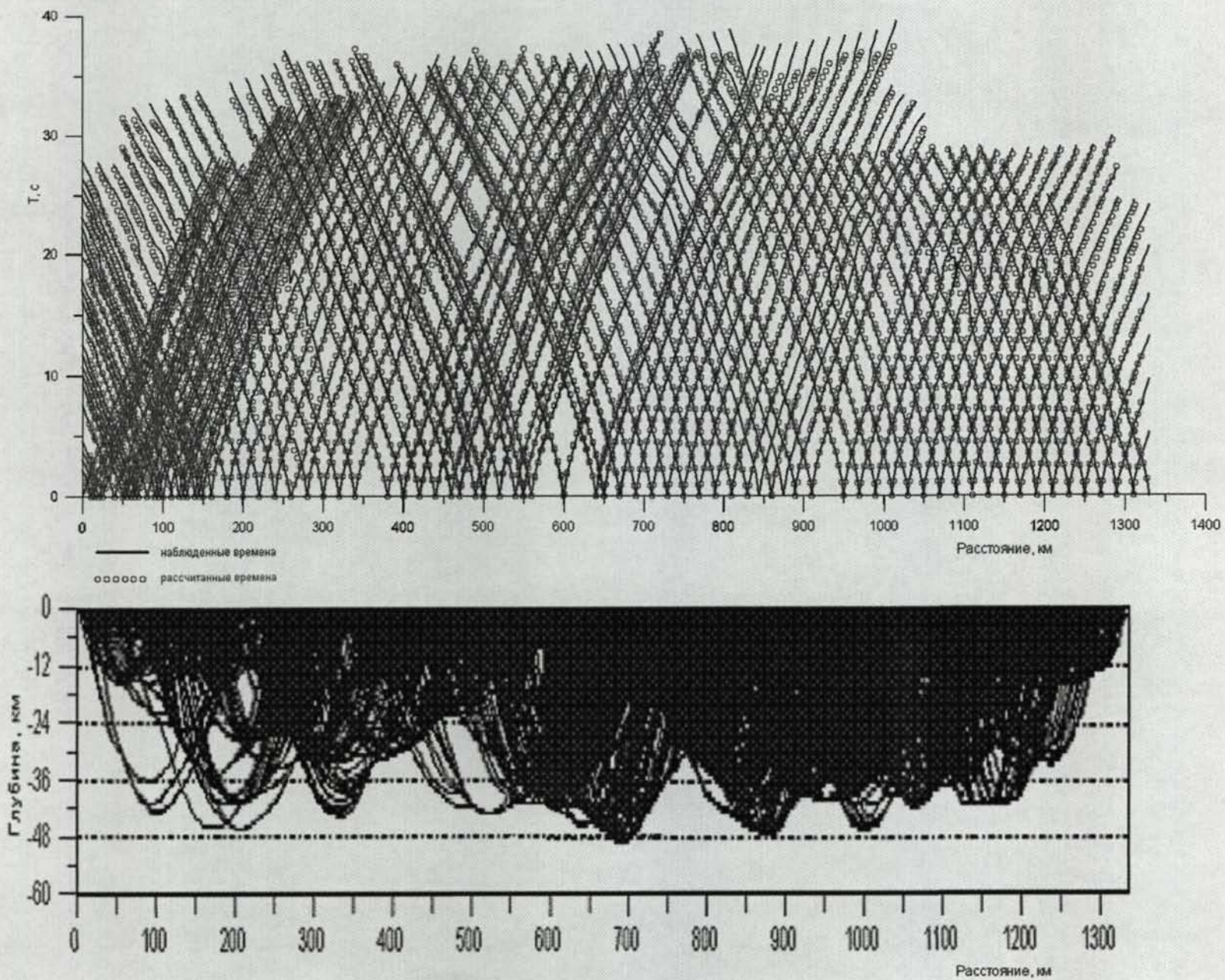


Рис. 8.4. Система наблюдаемых (непрерывные синие линии) и рассчитанных по программе “Firstomo” (красные кружки) годографов и траектории лучей по профилю 1-АР.

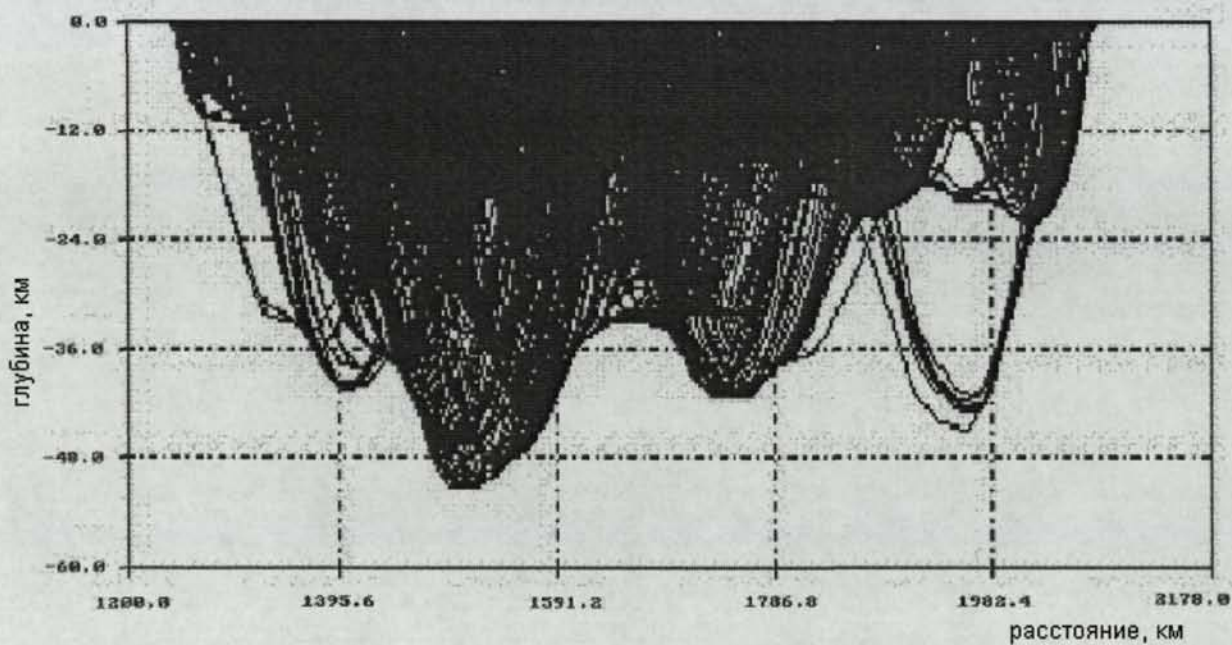
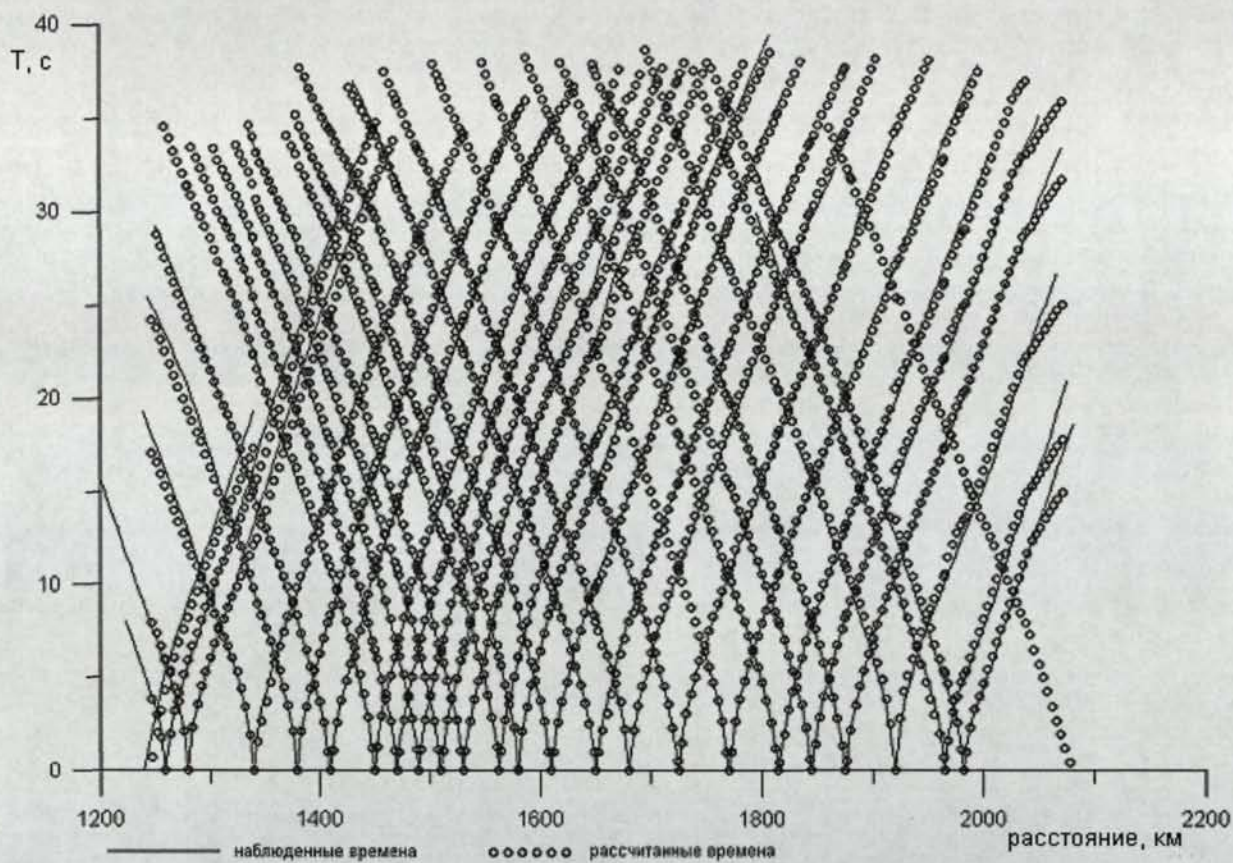


Рис. 8.5. Система наблюдаемых (непрерывные линии) и рассчитанных по программе “Firstomo” (кружки) годографов и траектории лучей вдоль профиля 3-АР (Карский участок).

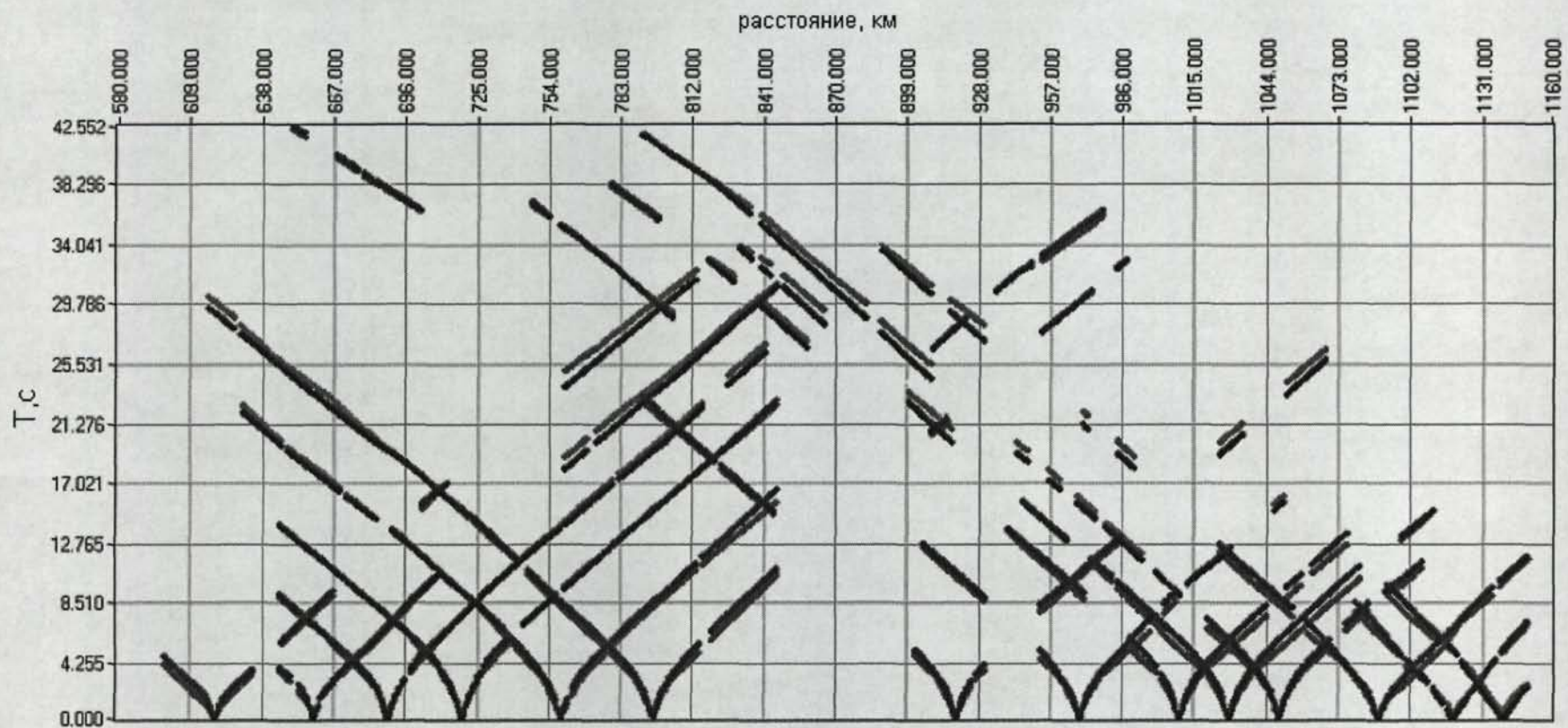
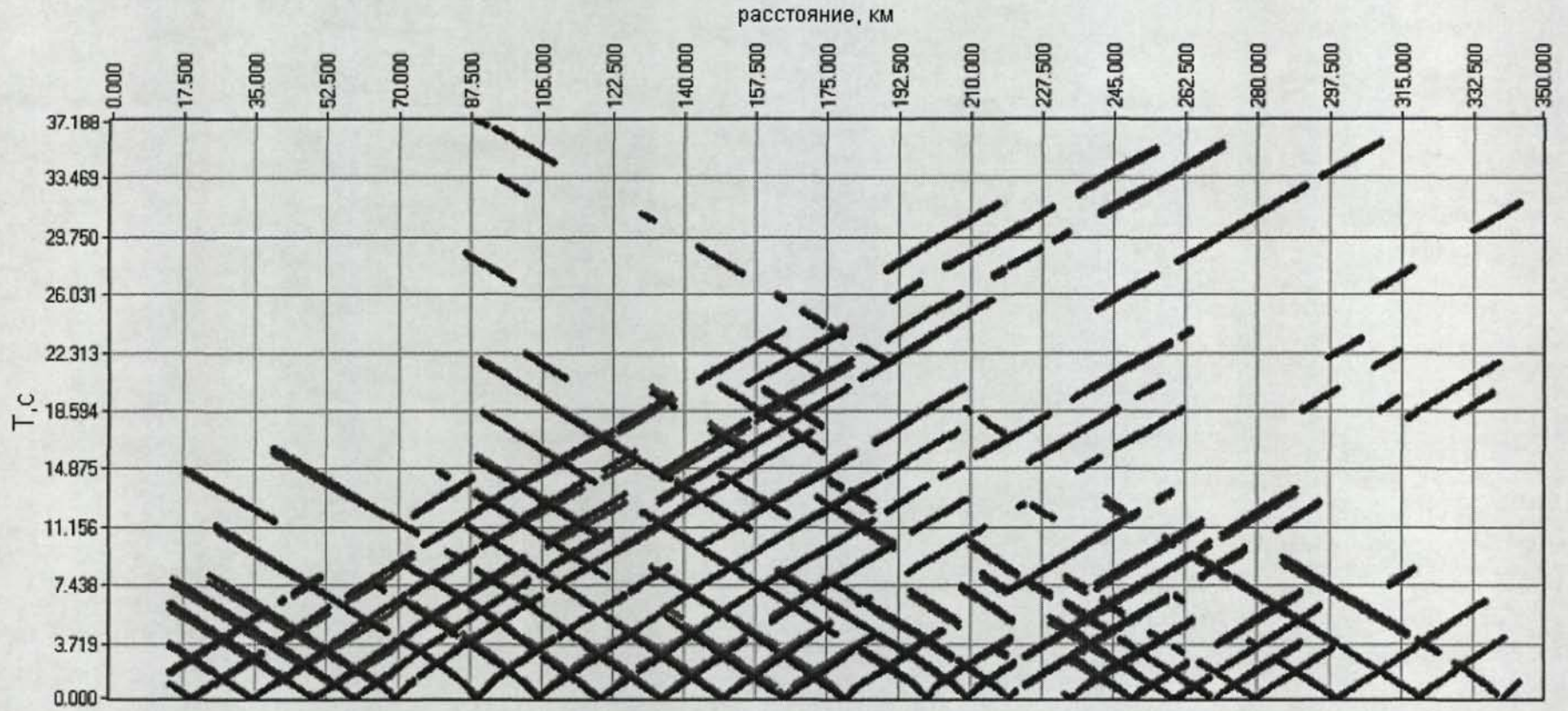


Рис. 8.6. Система наблюдаемых и рассчитанных по программе “ХТомо” годографов вдоль Печороморской впадины профиля 3-АР.



— наблюдаемые времена
— рассчитанные времена

Рис. 8.7. Система наблюдаемых и рассчитанных годографов по программе “ХТомо” по профилю 3-АР-Беломорская впадина.

ГЛАВА 9. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЕЗОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ НА ГЕОТРАВЕРСАХ

Существует проблема сопоставления разрезов, полученных по отраженным и преломленным волнам. Полагают, что эти волны могут нести информацию о разных свойствах пород, поэтому особенно важно сравнить разрезы, рассчитанные по данным этих методов с применением различных интерпретационных подходов.

9.1. Сопоставление с разрезами МОВ-ОГТ

Сравнение разреза по профилю 1-АР с глубинным и временным сейсмическими разрезами, полученными в ФГУ НПП “Севморгео” по данным ОГТ, приведено на рис. 9.1. На разрезах по отраженным волнам слабо выражены структуры коровой части. Границы же толщи осадков и поверхность Мохо прослеживаются отчетливо. Разрез, построенный по методу однородных функций, отличается детальностью на средних отметках глубин, соответствующих консолидированной коре.

На обоих разрезах на одних и тех же пикетах четко выделяются 4 крупных структурных блока, различающихся своим строением: 0 - 80 км, 80 - 480 км, 480 - 900 км, 900 - 1330 км. В первом блоке на разрезе ОГТ наблюдается отчетливая граница на глубинах 30-40 км, соответствующая поверхности Мохо. На разрезе, полученном по программе “Годограф”, она прослежена на отметках около 35-38 км. Во второй зоне на разрезе ОГТ проявляется яркая граница на глубинах 5-8 км, которая также выделяется по повышенным значениям градиента на разрезе по данным преломленных волн (метод однородных функций). Складчато-надвиговые структуры не имеют на разрезе ОГТ четкого отображения. В пределах третьего блока разреза ОГТ граница в осадках проявляется на отметках около 10 км, но менее отчетливо. На разрезе по преломленным волнам (“Годограф”) подошва осадков выделяется глубже. Складчато-надвиговая структура, отвечающая поднятию Ферсмана, не проявилась на разрезе ОГТ. На четвертом участке по отраженным волнам практически не видны структуры в нижней части осадочного слоя. На разрезе по однородным функциям, наоборот, на глубине около 15 км прослеживаются структуры, выделяемые в данной работе как серия рифтов. Верхняя кора на этом участке по отраженным и преломленным волнам имеет сравнительно простое строение.

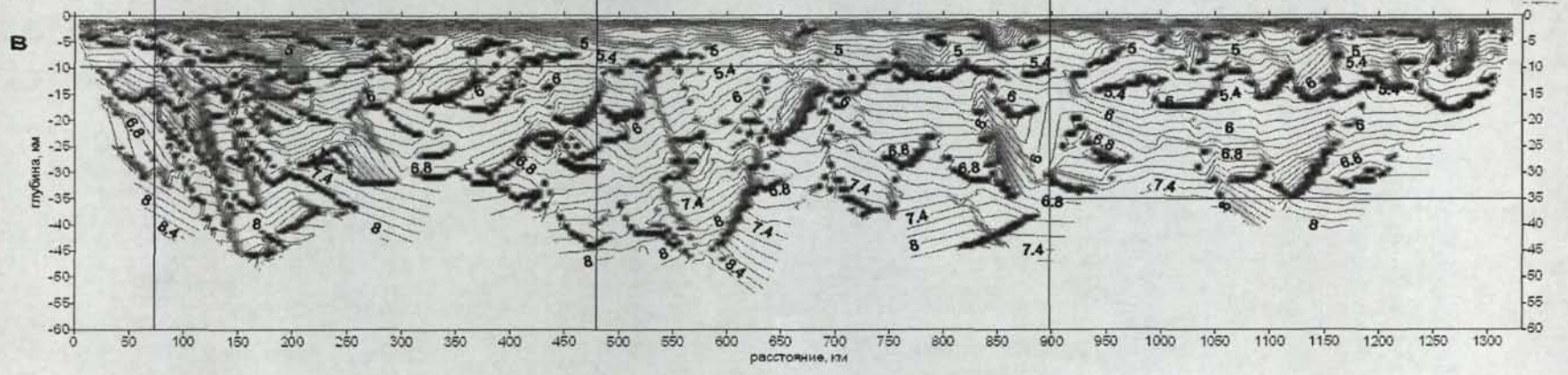
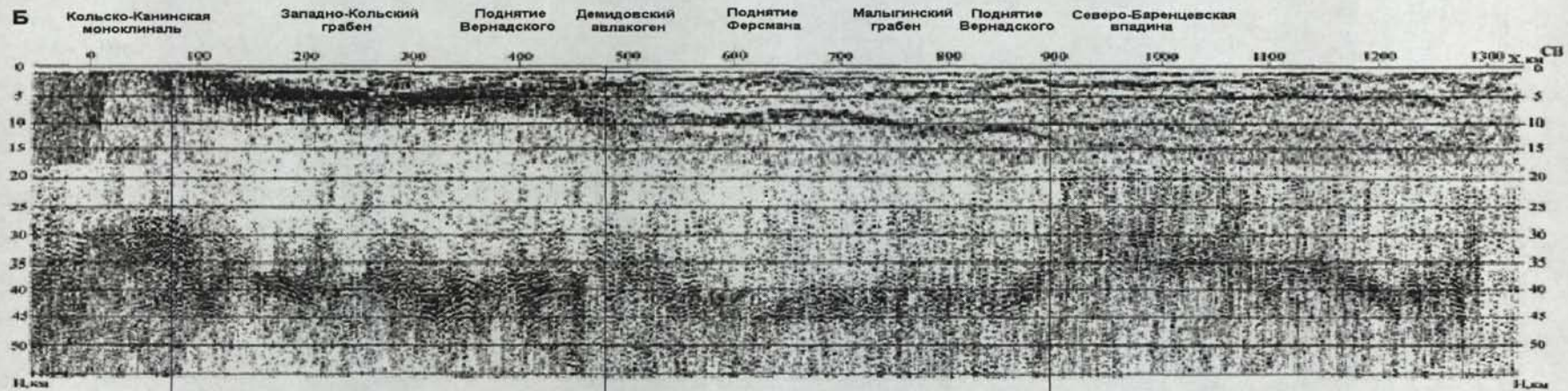
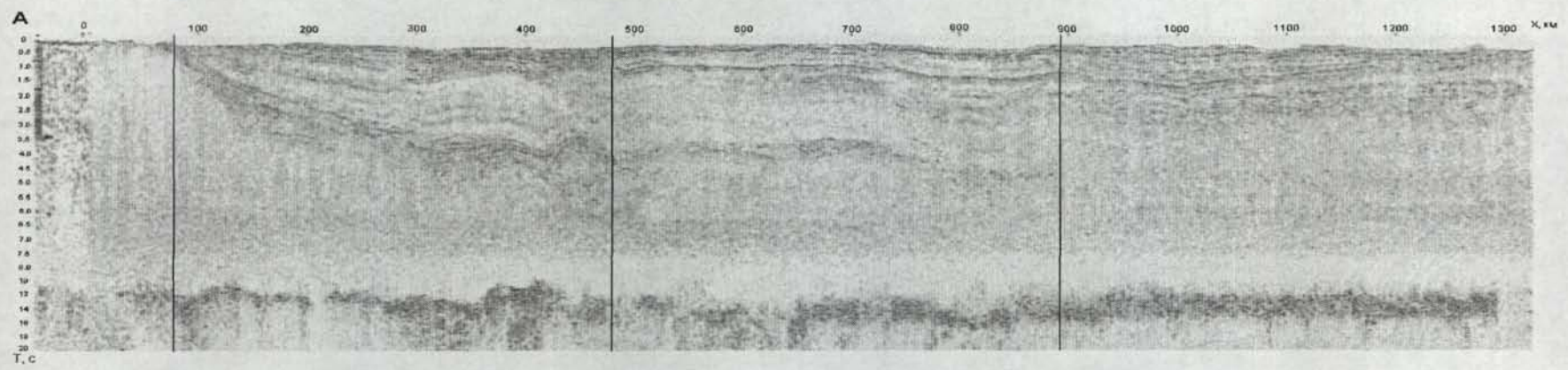


Рис. 9.1. Сравнение сейсмических разрезов по профилю 1-АР: разрезы, полученные ФГУ НПП “Севморгео” по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ, - временной (А) и глубинный (Б); разрез по преломленным волнам с использованием программы “Годограф” (В).

В области глубин, соответствующей осадочной толще, на разрезе по методу однородных выделены структуры, которые не обнаруживаются на разрезах ОГТ. Нижняя кора, по данным интерпретации методом однородных функций, четко выделяется как относительно маломощный слой, разбитый на несколько блоков; эти структуры также слабо отражены на разрезе ОГТ.

На рис. 9.2 изолинии скоростей, рассчитанных методом однородных функций, совмещены с разрезом “Севморгео”. Видно, что структуры в верхней части разреза и контуры границы Мохо по ГСЗ достаточно хорошо совпадают с результатами по отраженным волнам.

Временной и глубинный разрезы вдоль профиля 2-АР, полученные по результатам обработки данных МОВ-ОГТ, в сравнении с разрезом по методу однородных функций приведены на рис. 9.3. На разрезах практически на всей протяженности выделяются кровля верхней коры, нижняя кора и граница Мохо. Все эти структуры четко совпадают, как видно на рис. 9.3 Б. Однако на разрезе по методу однородных функций имеются и значения скоростей, что позволяет очень легко идентифицировать эти структуры и определить их глубины. Например, отчетливо видно, что в Южно-Карской впадине верхняя граница на разрезе ОГТ отвечает кровле нижней коры. В целом, разрез по отраженным волнам является менее детальным. Шовные и рифтовые структуры не отобразились на разрезах ОГТ.

9.2. Сравнение с томографическими моделями

На рис. 9.4 представлены рассчитанный специалистами ФГУ НПП “Севморгео” томографический разрез по профилю 1-АР и скоростной по “Годографу”. В целом, получаемые томографические результаты зависят от начальной модели. Более подробно алгоритм томографической обработки Дитмара-Рослова был рассмотрен в главе 2.2. Метод томографии дает сглаженное скоростное строение [Дитмар П.Г., 1993], что затрудняет, последующее обнаружение тектонических нарушений. Так, рифты Северо-Баренцевской впадины (900 - 1300 км) слабо выражены на томографическом разрезе, а также нечетко отображены структуры консолидированной коры: шовная зона у южного борта Северо-Баренцевской впадины (пикеты 850 - 900 км), складчато-надвиговые блоки под поднятиями Федынского и Фермана. Величины скоростей в осадках для сравниваемых разрезов совпадают достаточно хорошо, однако глубины и скорости в районе границы Мохо значительно различаются.

Баренцевская плита

Северо-Баренцевская впадина С-СВ

Ю-ЮЗ

Кольско-Колгуевская
моноклираль
Балтийский
щит

Грабен
Варангер

Западно-Кольский
прогиб

Свод
Федынского

Демидовский
авлакоген

Свод
Ферсмана

Мальинский
грабен

Поднятие
Вернадского

Свод Земли
Франца-Иосифа

- 175 -

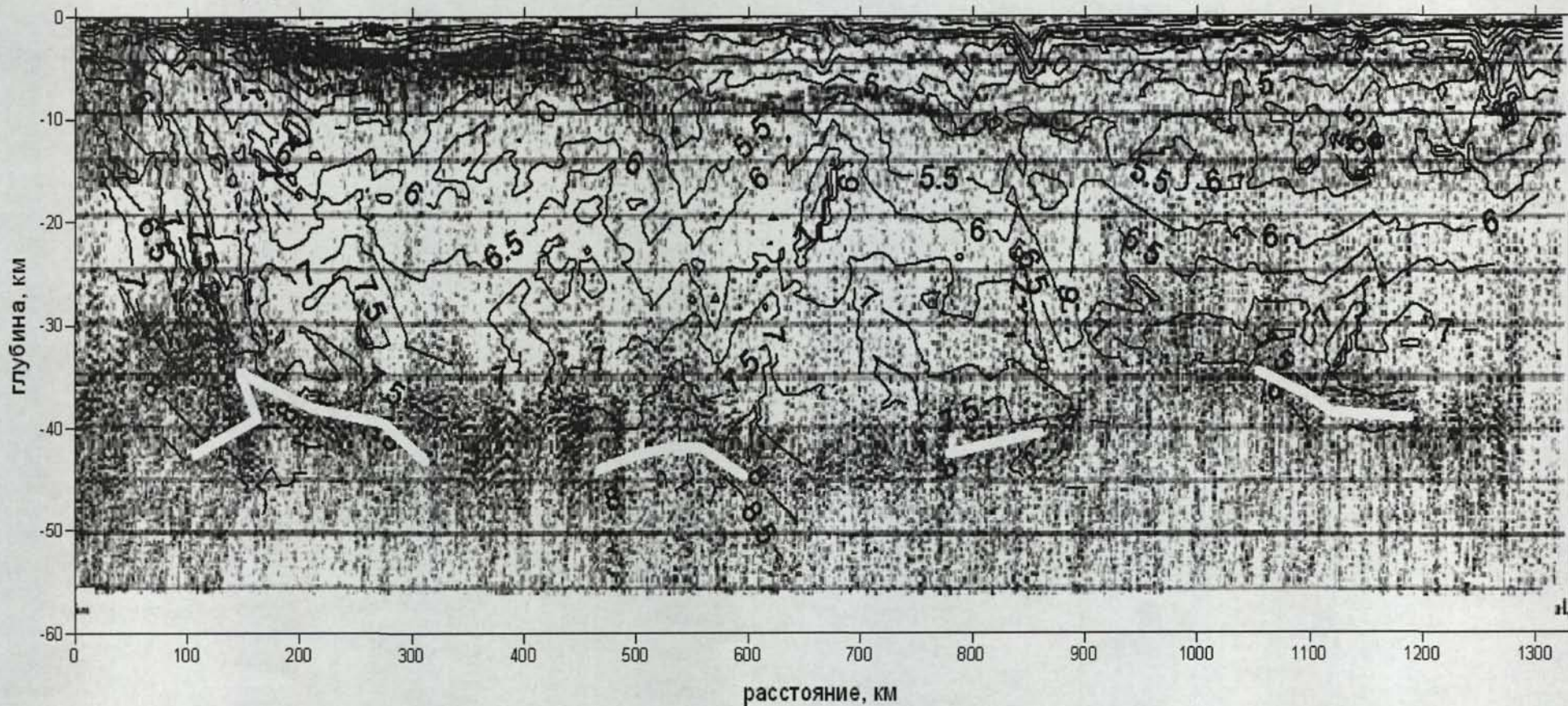


Рис. 9.2. Изображение изолиний скорости (черные линии), рассчитанных по ГСЗ с использованием программы “Годограф”, на сейсмическом разрезе “Севморгео” по МОВ-ОГТ вдоль профиля 1-АР. Белые линии - граница Мохо, выделенная на разрезе по методу однородных функций.

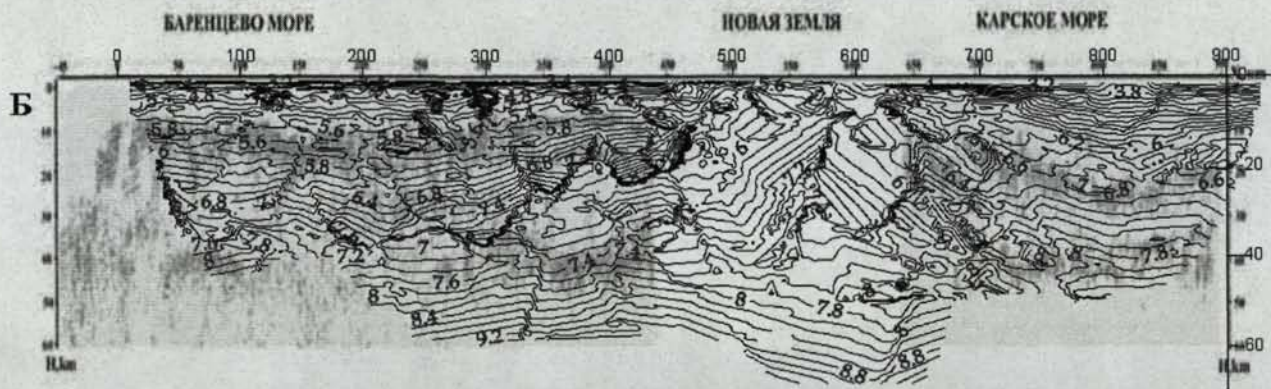
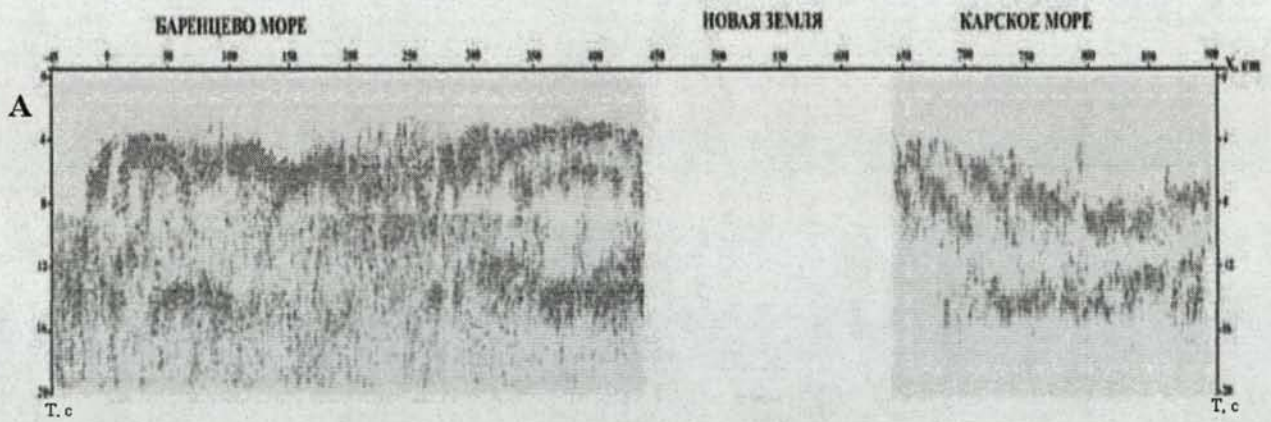


Рис. 9.3. Сопоставление сейсмических разрезов по профилю 2-AP: А - временной разрез, полученный “Севморгео” по данным МОВ-ОГТ; Б – глубинный ОГТ “Севморгео” в сопоставлении с изолиниями глубинного скоростного разреза по данным метода однородных функций; В - сейсмический структурный разрез по методу однородных функций.

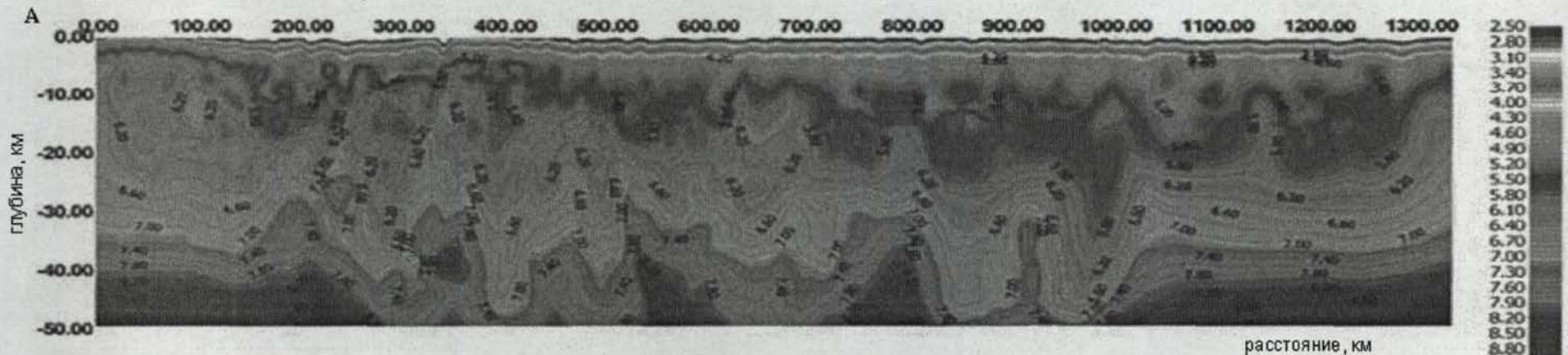
Ю-Ю3

Баренцевская плита

С-СВ

Северо-Баренцевская впадина

Балтийский щит Кольско-Колтуевская моноклинал Грабен Варангер Западно-Кольский прогиб Свод Федынского Демидовский авлакоген Свод Ферсмана Малыгинский грабен Поднятие Вернадского Свод Земли Франца-Иосифа



- 179 -

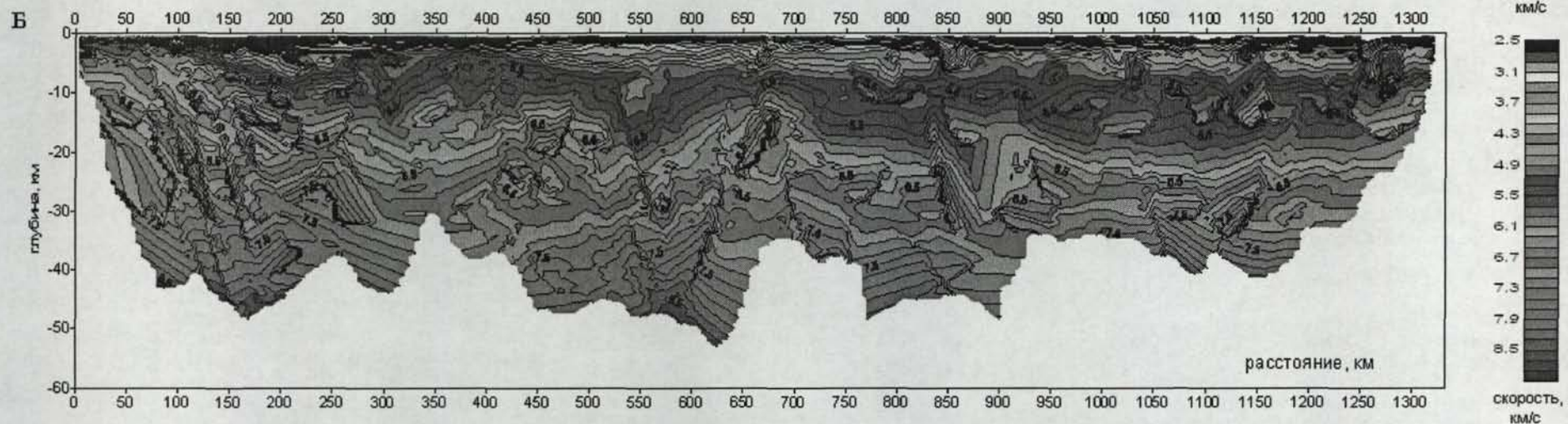


Рис. 9.4. Сравнение разрезов по профилю 1-АР: А - томографический, полученный в ФГУ НПП “Севморгео”; Б - скоростной, по методу однородных функций (программа “Годограф”).

Сопоставление разрезов по профилю 2-АР - томографического “Севморгео” и рассчитанного по методу однородных функций - приведено на рис. 9.5. Они хорошо схожи только на первый взгляд, есть существенные различия [Kunitsyn A.V., Roslov Y.V., 2006]. Томографический разрез является сглаженным. На разрезе, полученном по программе “Годограф”, можно проследить многочисленные тектонические нарушения и границы раздела. Эти границы повторяются и на соседних профилях в области их пересечения, т.е. их можно считать достоверными. Наибольшие отличия между томографическими и разрезами по данным метода однородных функций наблюдаются в глубинной части. Так, например, в области Новой Земли (пикеты 500 - 600 км) на глубинах около 20-40 км выделяются похожие куполообразные структуры. Но на разрезе, полученным методом однородных функций, эта область характеризуется более сложным блоковым строением. Отличия в величинах скоростей отмечаются на пикетах 400 - 500 км на отметках глубин 25-45 км. Наилучшее совпадение результатов на обоих разрезах наблюдается до глубин около 25 км и для скоростей менее 6,6 км/с. Так, хорошо сопоставимы структуры осадочного слоя и верхней части консолидированной коры. Идентичными оказываются поднятия в области пикетов 300 км и 600 км на глубинах около 20-25 км.

Предварительные сейсмотомографические разрезы, полученные для разных скоростных моделей по Карскому и Печорскому участкам профиля 3-АР, показаны на рис. 9.6 и 9.7 соответственно. Обращает на себя внимание то, что разрезы для разных моделей скорости различаются мало, но на самом деле существует значительная разница в градиентах скоростей. В сравнении с разрезами по методу однородных функций томографические изображения отличаются сильной сглаженностью.

3-СЗ Баренцева плита Новоземельская микроплита Западно-Сибирская плита В-ЮВ Южно-Карская впадина

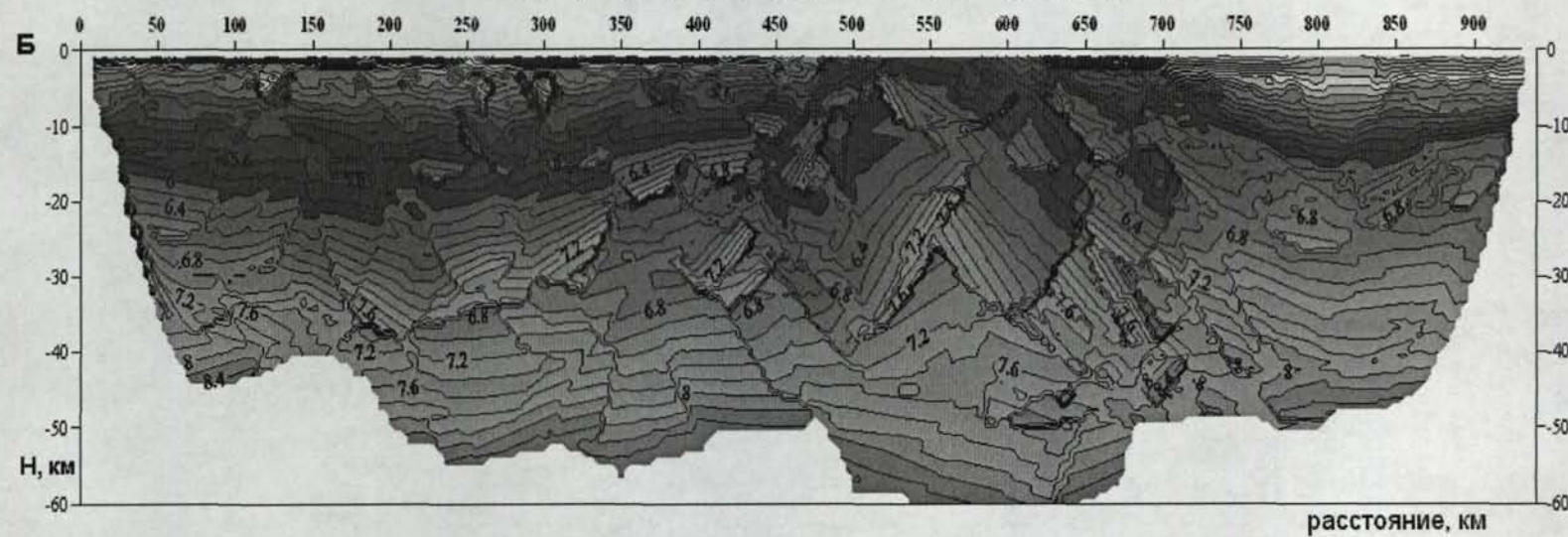
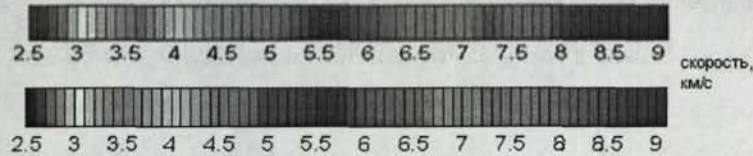
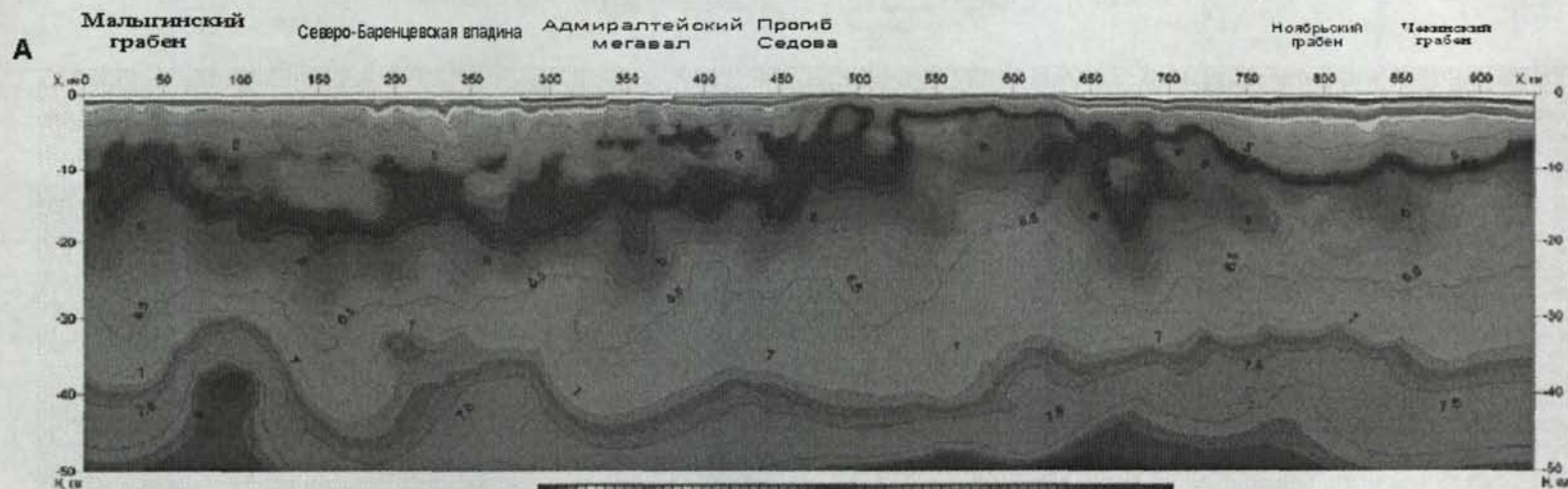


Рис. 9.5. Сравнение разрезов по профилю 2-АР: А - томографический, полученный в ФГУ НПП “Севморгео”; Б - скоростной, по методу однородных функций (программа Годограф”).

3-ЮЗ

Южно-Карская впадина

В-СВ

Русановское
подняtie

Южно-Карское
подняtie

Северо-Сибирский
порог

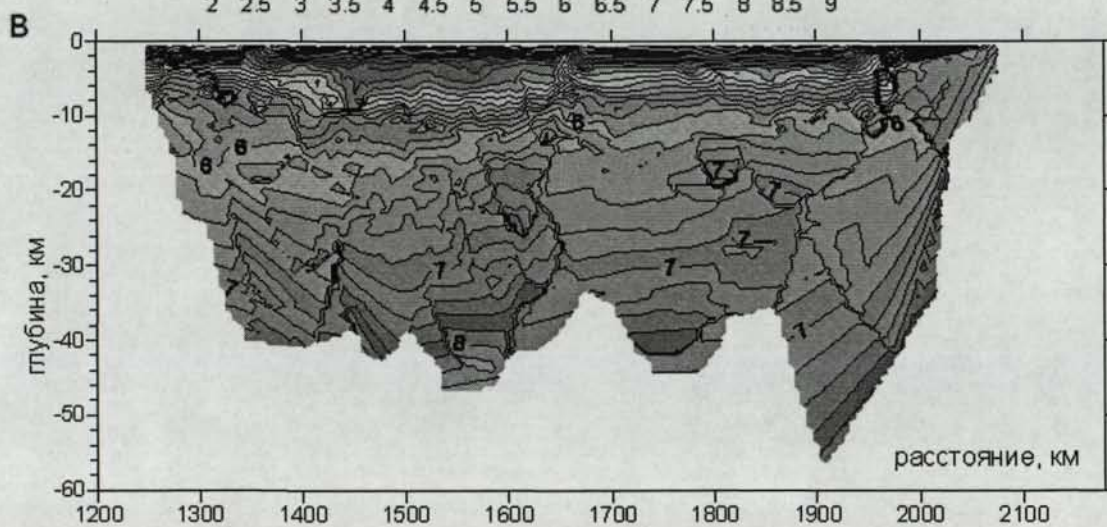
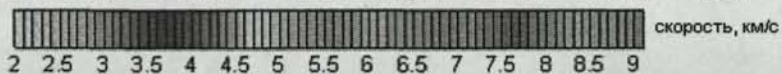
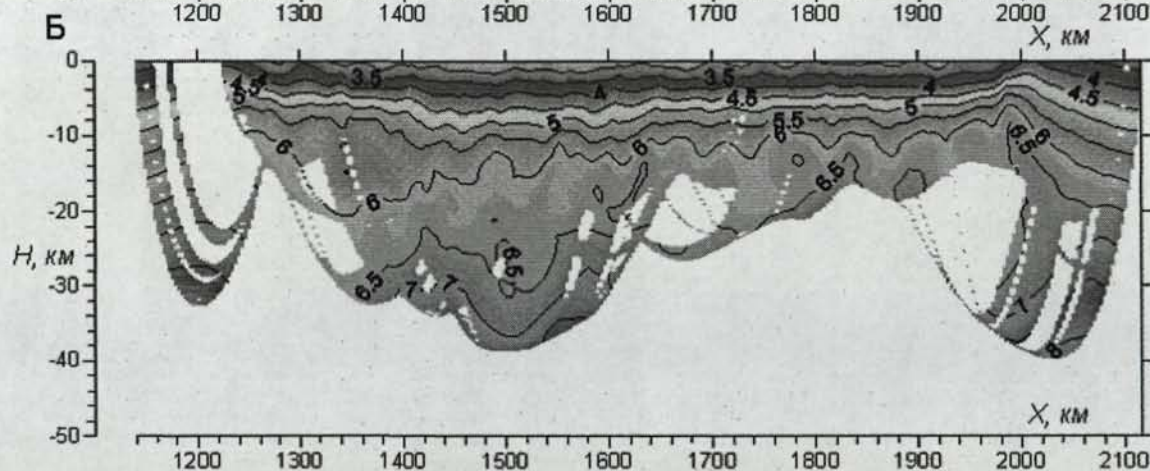
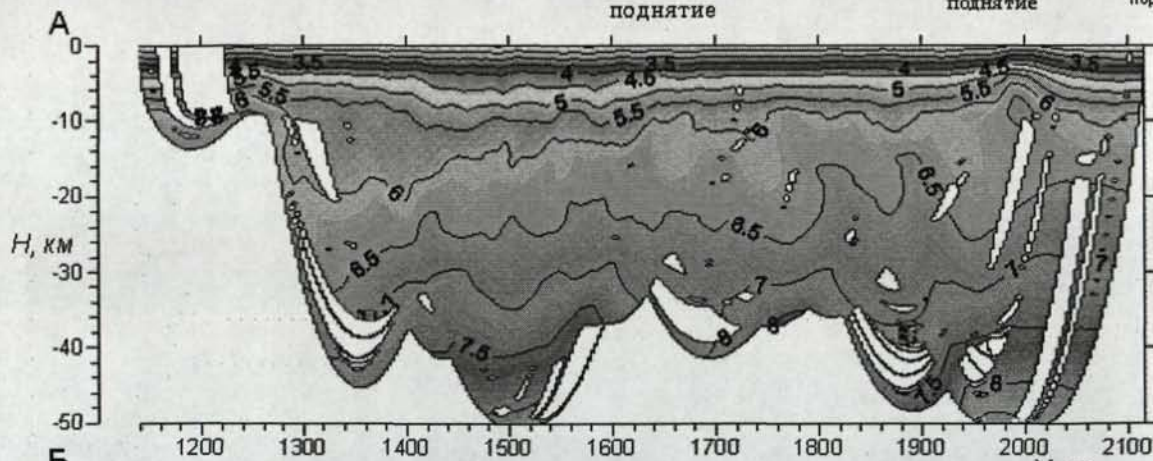


Рис. 9.6. Предварительные сейсмотомографические разрезы по Карскому участку профиля 3-АР для различных скоростных моделей (ФГУ НПП “Севморгео”): А - линейное изменение скорости с глубиной; Б - нелинейное изменение скорости с глубиной.

В - скоростной разрез, полученный по методу однородных функций. Скорости на всех разрезах обозначены одинаковым цветом.

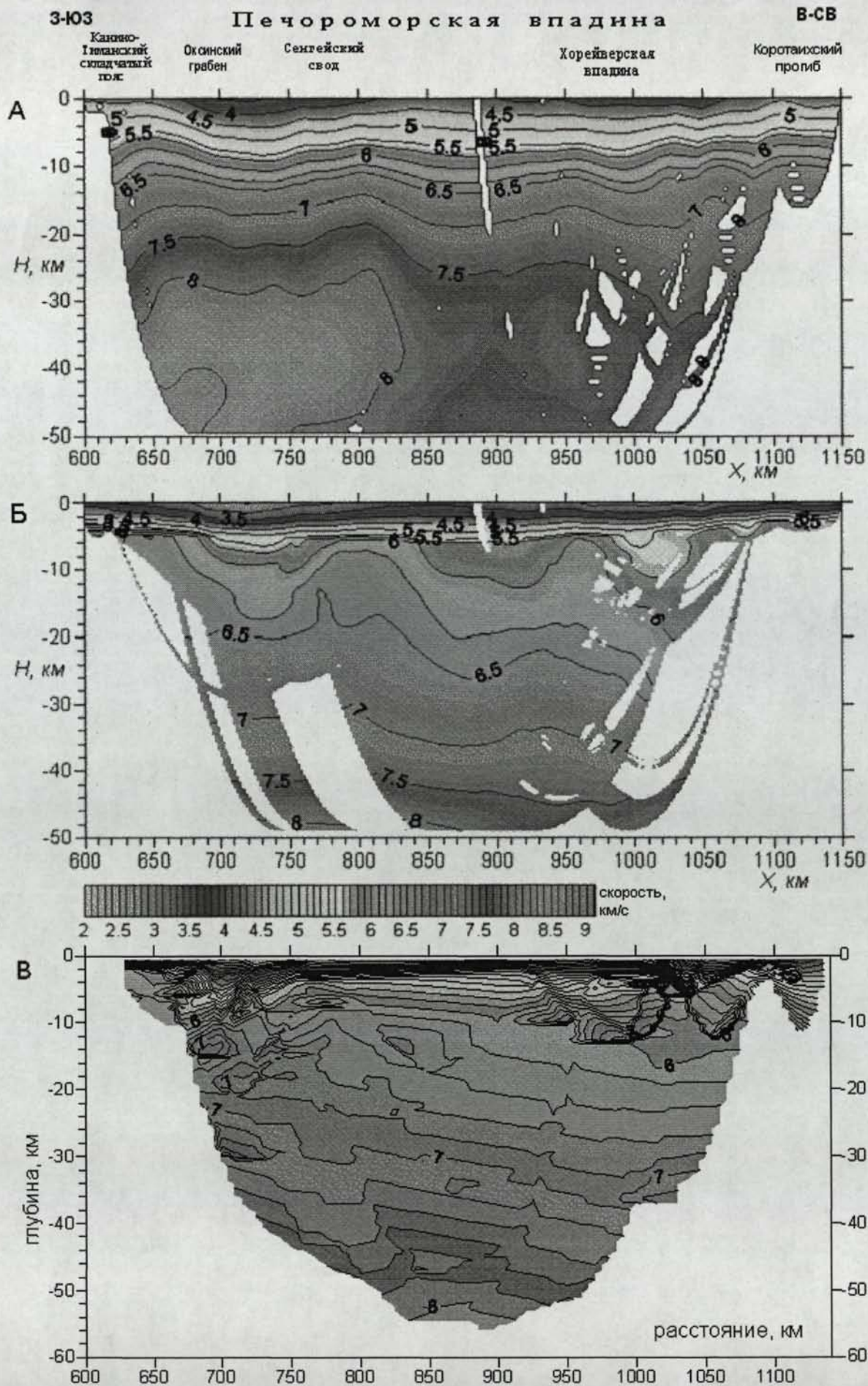


Рис. 9.7. Предварительные сейсмотомографические разрезы по Печорскому участку профиля 3-АР для различных скоростных моделей (ФГУ НПП “Севморгео”): А - линейное изменение скорости с глубиной; Б - нелинейное изменение скорости с глубиной.

В - скоростной разрез, полученный по методу однородных функций. Скорости на всех разрезах обозначены одинаковым цветом.

9.3. Сопоставление с толстослоистым разрезом “Севморгео” по профилю 1-АР

Сравнения полученный методом однородных функций сейсмогеологический разрез на профиле 1-АР с обобщающим разрезом ФГУ НПП “Севморгео” по данным МОВ-ОГТ, ГСЗ и ШГСП (широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование), отметим хорошее совпадение подошвы осадков (рис. 9.8). Граница $\Phi 1$, выделенная “Севморгео” в южной части профиля, согласуется с подошвой верхней консолидированной коры на разрезе по методу однородных функций. Подошва средней коры, по данным метода однородных функций, имеет одинаковую с границей K протяженность, но более сложное строение. На обоих разрезах эта граница расположена отметках глубин около 30 км.

Толстослоистая обобщенная модель с постоянной скоростью дает обобщенный образ разреза. На скоростном разрезе “Севморгео” практически отсутствуют зоны пониженных с глубиной скоростей.

9.4. Сравнение с комплексным геолого-геофизическим разрезом по профилю 2-АР, полученным в “Севморгео”

На рис. 9.9 показаны комплексный геолого-геофизический разрез по профилю 2-АР по данным МОВ-ОГТ, ГСЗ и гравимагнитным наблюдениям (ФГУ НПП “Севморгео”) [Ivanova N.M. et al., 2006] и сейсмогеологический разрез по ГСЗ, построенный по программе “Годограф”. По своим средним характеристикам, таким как мощность осадков, глубина границы Мохо, результаты совпадают, но отмечается много различий в более детальном строении. На разрезе, полученном по комплексу геофизических данных, прослежены стратиграфические горизонты в осадочном чехле, так как при его построении использовались геологические данные.

Под Новой Землей на том же разрезе выделен мощный разлом, падающий в восточном направлении от пикета 500 км. На разрезе по методу однородных функций в том же районе прослеживается разлом, пронизывающий кору на всю глубину, но падающий на запад. Под Адмиралтейским поднятием на комплексном разрезе выделяется рифейский горизонт в осадках на глубине около 12-14 км. На сейсмогеологическом разрезе по программе “Годограф” соответствующая граница не прослеживается. Под осадками там выделен слой повышенных скоростей,

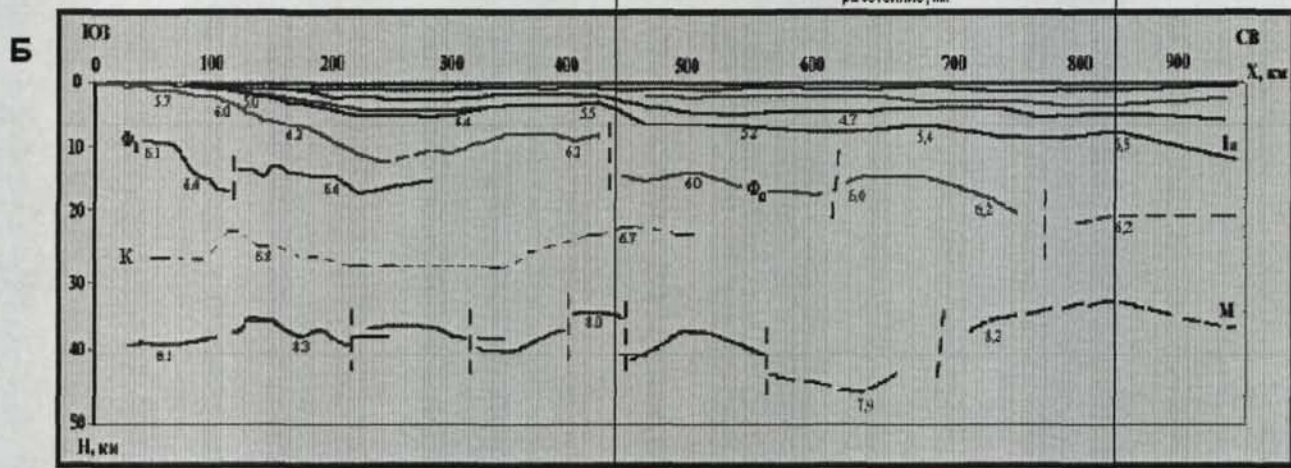
Ю-ЮЗ

Баренцевская плита

С-СВ



- 189 -



- Условные обозначения:
-  осадочный слой
 -  верхняя кора
 -  средняя кора
 -  нижняя кора
 -  мантия
 -  Главные раздели
 -  Мохо
 -  Разломы
 -  Изолинии скорости
 -  Структурные швы

Условные обозначения:
 Ia - горизонт, связанный с пермскими карбонатными отложениями;
 Ф0 - поверхность рифейских отложений; Ф1 - поверхность консолидированного фундамента;
 К - граница между верхней и нижней корой; М - граница Мохо

Рис. 9.8. Сопоставление сейсмических разрезов по профилю 1-АР: А – сейсмогеологический, по методу однородных функций; Б - обобщающий, полученный в ФГУ НПП “Севморгео” по данным МОВ-ОГТ, ГСЗ и ШГСП.

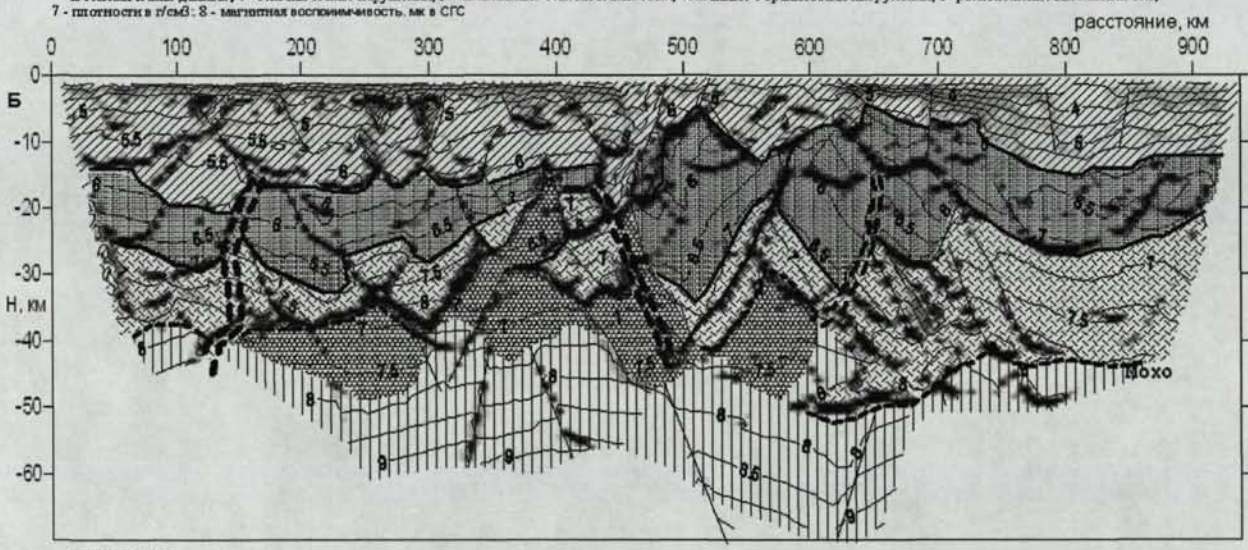


Рис. 9.9. Сопоставление сейсмических разрезов по профилю 2-АР:

А - комплексный, полученный ФГУ НПП “Севморгео” по данным МОВ-ОГТ, ГСЗ, гравимагнитных и геологических наблюдений; Б – сейсмогеологический, по методу однородных функций (программа “Годограф”).

подстилаемых зон с низкими значениями скорости. На комплексном разрезе вся эта крупная область пород характеризуется одинаковой пониженной плотностью.

Структуры средней и нижней коры на комплексном разрезе “Севморгео” отличаются очень низкой детальностью.

9.5. Выводы

Разрезы, рассчитанные методом однородных функций, имеют высокую детальность. При этом положение основных сейсмических разделов на новых разрезах довольно близко положению их на разрезах ОГТ, а вычисленные методом однородных функций значения скоростей в среднем совпадают со значениями скоростей на томографических разрезах.

Таким образом, используя метод однородных функций, можно получить детальную и более точную сейсмическую основу, что позволило произвести более детальную геологическую интерпретацию.

ГЛАВА 10. ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На полученных скоростных и сейсмогеологических разрезах под поднятиями Ферсмана на профиле 1-АР (рис. 5.3 - 5.7) и под Адмиралтейским поднятием на профиле 2-АР (рис. 6.3 - 6.5) выделены структуры, имеющие практически идентичное строение. На средних отметках глубин (15-30 км) здесь отмечаются деформированные куполообразные горизонты коры с повышенными скоростями, а под ними, в пределах нижней коры, расположены области пониженных скоростей (рис. 10.1). Структура, выделенная под Адмиралтейским поднятием, интерпретирована как центр палеоспрединга. Возможно, области палеоспрединга присутствуют и под валами Ферсмана и Федынского, а также в районе Кольско-Колгуевской моноклинали. Эти структуры, пересекаемые профилем 1-АР, располагаются на продолжении Арктического рифта в пределах каледонского орогена [Breivik A.J. et al., 2002]. Возможно, в исследуемом районе в результате изменения внешних геодинамических условий произошло отмирание зон океанского рифтогенеза с формированием палеоспрединговых хребтов [Хаин В.Е., Ломизе М.Г., 2005]. Один из вариантов такого отмирания – резкий перескок оси спрединга, как, например, в Северной Атлантике [Дубинин Е.П., Ушаков С.А., 2001]. Следует отметить, что в центральной части Баренцевского региона мощность консолидированной коры повышена. Между Гренландией и Скандинавией протягивается ось спрединга, уходящая на восток к Баренцевскому региону [Tankard A.J., Balkwill H.R., 1989; Лобковский Л.И. и др., 2004]. Сейсмические исследования показали, что в регионе была сформирована океаническая кора с аномальной мощностью – до 40 км [Coffin M., Eldholm O., 1992]. Похожая мощность коры наблюдается в области сводов в Баренцевском регионе.

Три центра спрединга - под валами Ферсмана и Федынского и у Кольско-Колгуевской моноклинали - располагаются сравнительно на небольшом расстоянии друг от друга (около 200 км), что позволяет сделать предположение об их возможной принадлежности одной мощной оси палеоспрединга (рис. 10.2). Между выделенными центрами проходят трансформные разломы и сдвиги. Во многом идентичное строение Адмиралтейского мегавала и свода Ферсмана заставило предположить, что это сегменты одного палеоспредингового хребта, разорванного трансформным разломом в районе Лудловской седловины, разделяющей Северо- и Южно-Баренцевские впадины. По материалам С.В. Аплонова, разлом протягивается на восток до Новой Земли [Аплонов С.В., 1998].

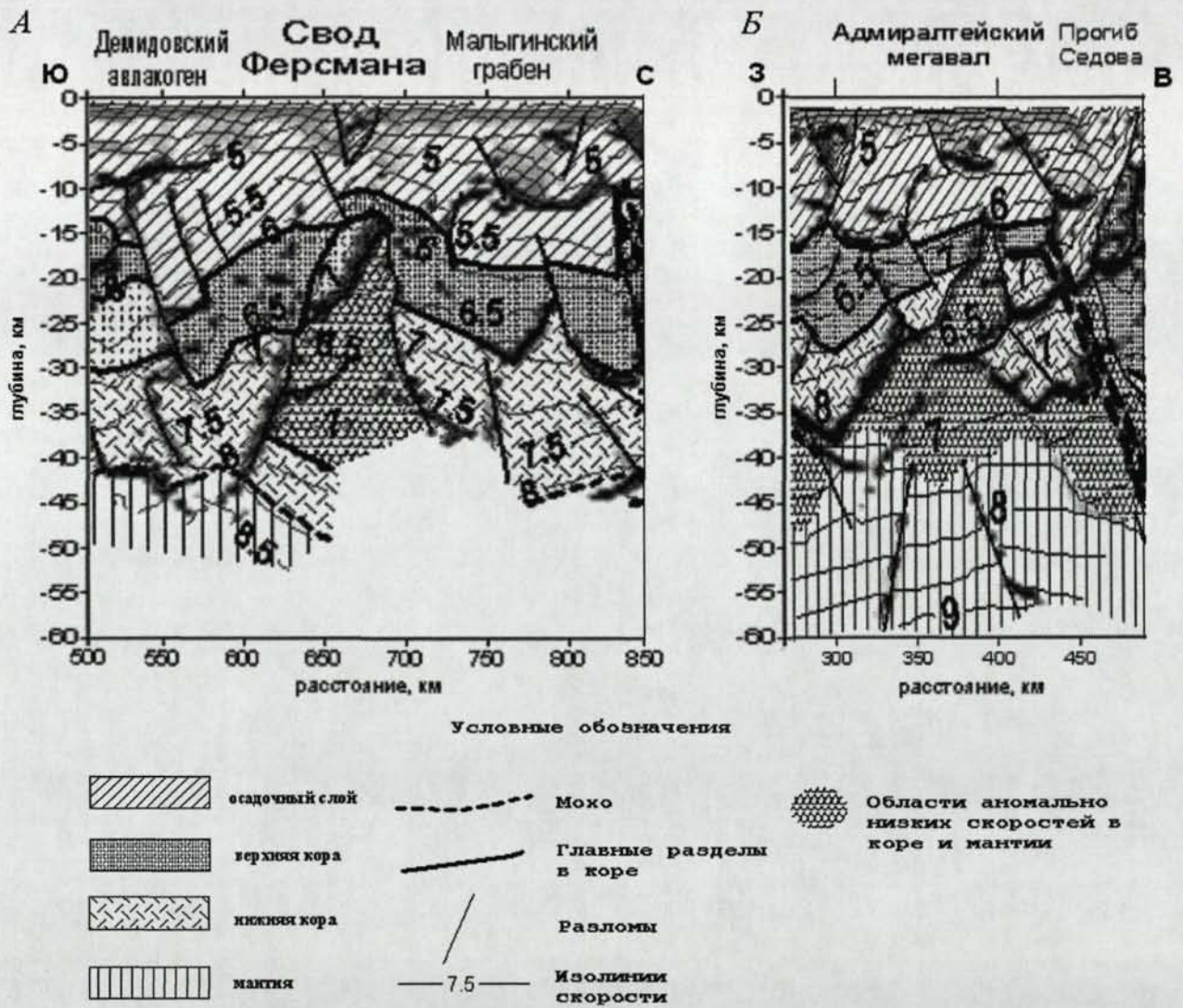


Рис. 10.1. Сопоставление сейсмогеологических разрезов в районе свода Ферсмана (А) и Адмиралтейского мегавала (Б).

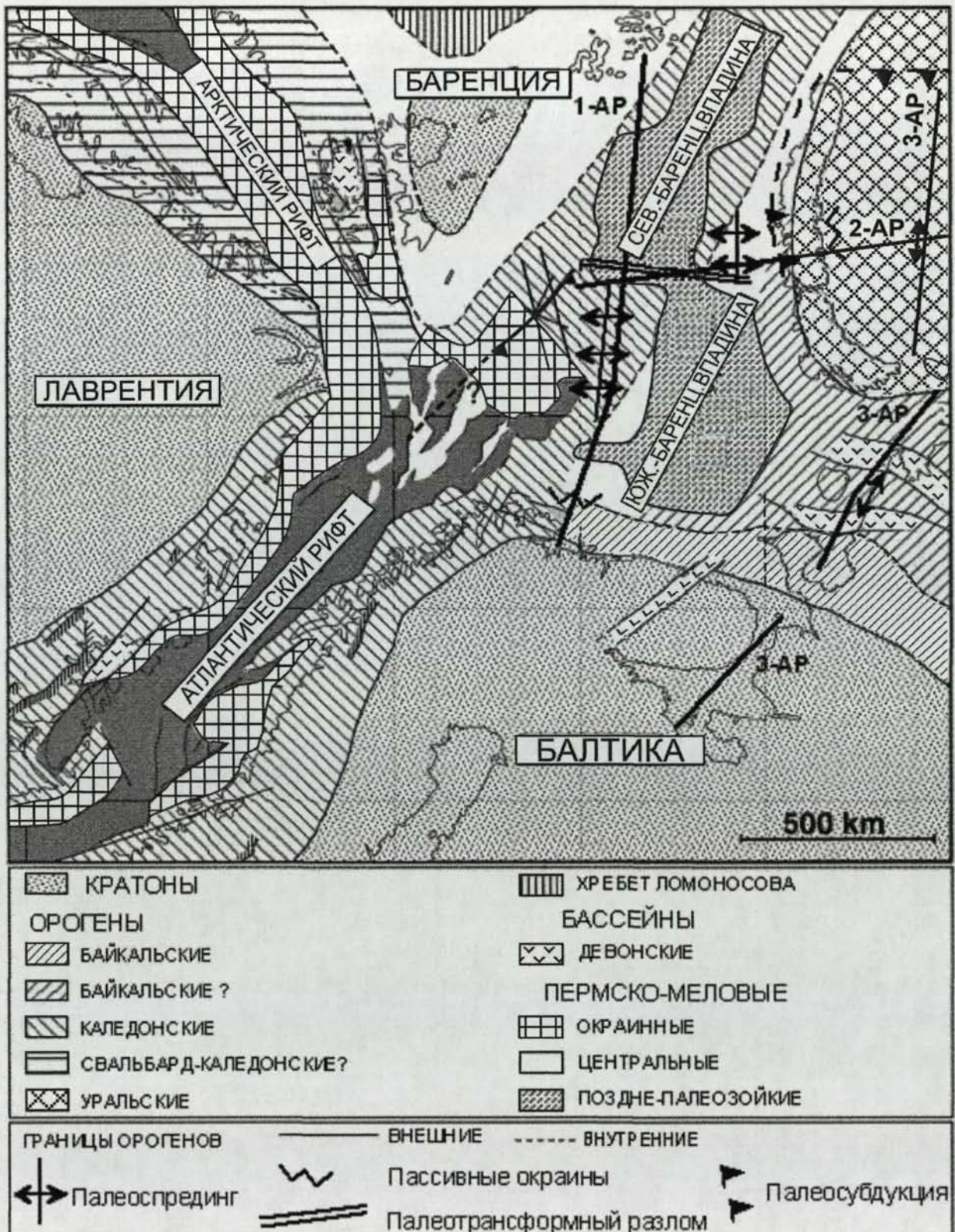


Рис. 10.2. Схема Баренцевского региона и граничных областей, по [Breivik A.J. et al., 2002], дополненная тектоническими элементами, которые были получены в результате интерпретации разрезов по профилям 1-АР, 2-АР и 3-АР.

Предположительно, развитие спредингового хребта завершилось его погружением под Новую Землю.

Между Малыгинским грабеном и Северо-Баренцевской впадиной установлено наличие шовной зоны, которую можно рассматривать как область палеотрансформного разлома.

Центры палеоспрединга выделены в западной части Печороморской впадины и в районе центральной части Южно-Карской впадины (см. главу 7).

Выделенные две ветви палеоспрединга, имеющие субмеридиональное направление, могут относиться к одной мегаобласти палеоспрединга, разделяясь между собой мощным разломом, возможно являющимся трансформным. Расстояние между этими ветвями составляет около 200-250 км.

Южная часть Баренцевского региона в районе Балтийского щита, а также восточное окончание Новой Земли имеют строение, соответствующее типу пассивной континентальной окраины.

Нижняя кора глубоких осадочных бассейнов в районе исследований утонена, разбита разломами на блоки и подстилается верхней мантией с пониженной скоростью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обработка и интерпретация очень детальных сейсмических исследований ГСЗ в Баренцево-Карском регионе позволила выявить неизвестные ранее черты глубинного строения района. Исследования выполнены с использованием компьютерного пакета программ “Годограф”, основанного на методе однородных функций.

Результаты работы свидетельствуют о высокой эффективности метода в условиях детальной системы наблюдений и сложного неоднородного строения шельфа северных морей России.

Изучена достоверность разрезов и погрешности определения скорости доступными для таких глубин методами: вычислением лучей и теоретических годографов, сопоставлением скоростных кривых на линиях пересечения профилей, сравнением с разрезами, полученными другими методами. Показано, что выделенные структуры (например, поднятий Федынского, Ферсмана, Западно-Кольского прогиба), области пониженных скоростей, разломы, швы имеют отображение в наблюдаемом временном поле.

Сейсмические профили находятся в пределах крупных геологических структур, известных ранее. Эти структуры также выделяются и на полученных в данной работе разрезах. Главные новые геологические результаты касаются глубинных частей коры, где все другие методы дают или низкую детальность, или недостаточную достоверность. В результате проведенной работы удалось обобщить и проанализировать строение консолидированной коры, детально расчленив ее структуры, а также сделать предположения о механизме их образования.

ВЫВОДЫ

1. Показана высокая эффективность метода однородных функций при его использовании для обработки и интерпретации очень детальных глубинных сейсмических исследований в условиях неоднородного сложного строения шельфа северных морей России.

2. Достоверность разрезов подтверждена расчетами теоретических годографов и сейсмических лучей, а также сопоставлением скоростных кривых по линиям пересечения профилей. Показано, что структуры (например, в области поднятий Федынского, Ферсмана), области пониженных скоростей, разломы, швы имеют отображение в наблюдаемом временном поле.

3. Произведен сравнительный анализ сейсмических разрезов на геотраверсах, полученных другими методами обработки и интерпретации, и новых рассчитанных разрезов.

Получены следующие новые данные о геологическом строении региона:

1. Шовная зона на границе между Северо-Баренцевской впадиной и Новой Землей может быть интерпретирована как зона палеосубдукции;

2. Установлено, что в консолидированной коре под поднятиями Ферсмана и Федынского существуют крупные складчато-надвиговые структуры, строение которых свидетельствует о сжатии континентальной окраины. В центральных частях складок выделены области пониженной скорости, возможно, останцы магматических камер. Структуры сводов центральной части Баренцева моря на профиле 1-АР и Адмиралтейского мегавала на профиле 2-АР вместе можно интерпретировать как сегменты палеспредингового хребта, разделенного палеотрансформным разломом в районе Лудловской седловины;

3. В мощной осадочной толще Северо-Баренцевской и Южно-Карской впадин прослежена серия рифтогенных структур, механизм формирования которых можно предположительно связать с возникновением асимметричных рифтов над пологими вязкими сбросами по Вернике. Утоненная нижняя кора глубоких осадочных впадин в районе исследования разбита на блоки и подстилается верхней мантией с пониженной скоростью;

4. Глубинное строение Южно-Карской впадины свидетельствует о том, что в ее пределах мог существовать задуговой бассейн. В центральной части впадины,

возможно, присутствовал центр спрединга, а в районе Северо-Сибирского порога существовала зона субдукции;

5. В западной части Печороморской впадины в верхней и нижней коре выделен возможный центр палеоспрединга, который выражен на разрезе как высокоскоростная структура;

6. Наличие крупной складчато-надвиговой области в коре под Беломорской впадиной может свидетельствовать о существовавшей обстановке сжатия в районе континентальной окраины;

7. Кора в области между Балтийским щитом и Кольской микроплитой, а также у восточной границы Новой Земли осложнена разломами, наклоненными в сторону моря, что свидетельствует предположительно об обстановке пассивной континентальной окраины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы. М.: Мир, Т.1, 1983. 520 с.
2. Аплонов С.В. Геодинамика Печоро-Баренцевоморского региона: попытка комплексного геофизического анализа // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Ч. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. С. 82-108.
3. Аплонов С.В., Устрицкий В.И. Осадочные океанические бассейны // ДАН. 1991. Т. 316. №2. С. 425-428.
4. Армишев А.М., Десятков В.М. Результаты поисковых работ на о.Белом Карского моря // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалах бурения на островах и в море). СПб.: ВНИИОкеанология, 1993. С. 75-77.
5. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
6. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
7. Артюшков Е.В., Бацанин С.Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с подходом к ее нижней границе аномальной мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. №12. С. 3-9.
8. Артюшков Е.В., Беэр М.А., Соболев С.В., Яншин А.Л. Механизм образования складчатых поясов // Сов. Геология, 1982. №9. С. 22-36.
9. Артюшков Е.В., Беэр М.А. Геодинамические условия образования нефтегазоносных бассейнов // Геология и разведка. 1996. №6. С. 3-13.
10. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1994. 128 с.
11. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 256 с.
12. Беляев И.В., М.Л. Верб, Н.М. Иванова и др. Прогнозный аспект комплексных геофизических исследований на опорных профилях в Баренцевоморской нефтегазоносной провинции // Материалы геофизической конференции «Москва-2003. Геофизика XXI века - прорыв в будущее». Москва, 1-4 сентября 2003. С. 1-4.
13. Богданов Н.А. О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики. Материалы тектонического семинара ОГТГГН РАН, 1998-1999 гг. М.: ГЕОС, 2000. С. 159-169.
14. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. №3. С. 13-30.

15. Буваев Н.А., Пийп В.Б. Глубинное строение Южно-Каспийской впадины по сейсмическим данным // Вестник Московского Ун-та. Сер. 4. Геология. 2004, № 3. С. 32-37.
16. Бяков Ю.А., И.Ф. Глумов, Л.И. Коган. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования // Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование дна акваторий. В 2 ч. Ч. II. М.: Наука, 2001. 293 с.
17. Верба В.В., Верба М.Л. Структуры растяжения земной коры в Арктическом регионе // Российская Арктика: геологическая история, минералогения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. С. 93-108.
18. Верба М.Л. Структура верхней части земной коры Баренцевского шельфа // Структура земной коры Мирового океана. Л.: Наука, 1984. С. 46-58.
19. Верба М.Л. Среднепалеозойские рифтогенные структуры Баренцевской плиты // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море / Докл. II Междунар. конф. СПб., 24-28 июня 1996. Т.1. СПб: ВНИИГРИ, 1996. С. 89-96.
20. Верба М.Л., Матвеев Ю.И. Эволюция земной коры Баренцевоморского шельфа на основе данных глубинных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. №12. С. 175-185.
21. Верба М.Л., Матвеев Ю.И., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С. Литосфера Карско-Баренцевоморской шельфовой плиты и Арктического побережья европейского севера (по результатам исследований на опорном профиле 2-АР) // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. С. 182-213.
22. Виноградов В.А., Лопатин Б.Г., Бурский А.З., Гусев Е.А., Морозов А.Ф., Шкарубо С.И. Основные итоги геологического картографирования масштаба 1:1 000 000 Арктического шельфа России // Разведка и охрана недр. №6, 2005. С. 45-52.
23. Гаврилов В.П., Ю.Ф. Федоровский, Ю.А. Тронов и др. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. Москва: Недра, 1993. 126 с.
24. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.
25. Геология и полезные ископаемые севера Русской платформы // Сб. трудов. Москва: Недра, 1987. 196 с.

26. Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии и внутриплатформенных транзитных зон // Материалы восьмой международной конференции / Отв. ред. Н.В.Шаров. 2002. 288 с.
27. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В.Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 150-192.
28. Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих территориях // АН СССР. Апатиты, 1974. 142 с.
29. Грамберг И.С. Баренцевоморская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.
30. Грамберг И.С. Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // ДАН. 1997. Т. 332, №6. С. 789-791.
31. Грамберг И.С., Ронкина З.З. Позднепалеозойско-мезозойский этап в истории палеогеографического развития Советской Арктики // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 12-19.
32. Дедеев В.А., Малышев Н.А., Пименов Б.И. Геодинамические режимы становления и развития осадочных бассейнов Европейского севера России // Тектоника осадочных бассейнов Севера Евразии. К 100-летию со дня рождения Н.С. Шатского. Тезисы докладов. Москва, 1995. С. 62-65.
33. Девдариани Н.А. Геологическое строение Беломорской впадины // диссертация на соискание уч. ст. канд. г.-м. н. Москва, 1985. 128 с.
34. Деменицкая Р.М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана // История мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 58-76.
35. Джаниашвили А.М., Ермаков А.П., Пийп В.Б. Строение литосферы Западно-Черноморской впадины по результатам интерпретации данных ГСЗ // Вестник Московского Ун-та. Сер. 4. Геология. 2005, №1. С. 32-37.
36. Дитмар П.Г. Алгоритм томографической обработки сейсмических данных, предполагающий гладкость искомой функции // Физика Земли, 1993, №1. С. 7-12.
37. Дитмар П.Г., Яновская Т.Б. Обобщение метода Бейкуса-Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скорости поверхностных волн // Физика Земли, 1987, №6. С. 30-40.
38. Донные отложения и биогеоценозы Баренцева и Белого морей // АН СССР. Апатиты, 1974.
39. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.
40. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой режим литосферы Сибири // Современная геодинамика литосферы Сибири. Новосибирск, 1986. С. 46-62.

41. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118-135.
42. Ермаков А.П. Глубинное строение Черноморской впадины по результатам новой интерпретации сейсмических данных // Автореферат диссертации на соискание уч. ст. канд. г.-м. н. М.: Изд-во МГУ, 2005. 24 с.
43. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.А. Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). М.: Недра, 1990. Т.1, 327 с.; Т.2, 334 с.
44. Исанина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М. и др. Глубинное строение и сейсмологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, №5. С. 491-502.
45. Каныгин А.В., Бахарев Н.К., Беляев С.В. Девонские рифы на Ямале: новые данные о возрасте и геологическом строении // Материалы региональной геол. конф. Геологов Сибири. Томск, 2000. Т. 2. С. 301-302.
46. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 178-193.
47. Карус Е.В., Габриэлянц Г.А., Ковылин В.М., Чернышев Н.М. Глубинное строение Западной Сибири // Сов. Геология. 1984. №5. С. 75-84.
48. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита // Приложение №3 к монографии "Геология рудных районов Мурманской области" / Ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.
49. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991. Т. 320. №5. С.1203-1206.
50. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлова Л.Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 196 с.
51. Костюченко С.Л. Структура и основные черты тектоники континентального обрамления Баренцева моря, Мезенская синеклиза // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Ч. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. С. 109-129.
52. Костюченко С.Л., Романюк Т.В. Природа мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. №12. С. 3-22.
53. Куницын А.В., Пийп В.Б. Строение коры Баренцево-Карского региона по данным детальным исследований методом глубинного сейсмического

- зондирования. Статья I // Вестник Московского ун-та. Серия Геология. 2008 а. №3. С. 55-63.
54. Куницын А.В., Пийп В.Б. Строение коры Баренцево-Карского региона по данным детальных исследований методом глубинного сейсмического зондирования. Статья II // Вестник Московского ун-та. Серия Геология. 2008 б. №6 Принято к публикации.
55. Куницын А.В., Пийп В.Б. Строение коры Баренцево-Карского региона по данным глубинного сейсмического зондирования // Материалы геофизической конференции и выставки EAGE – Ленэкспо, Санкт-Петербург, Россия. 7 - 10 апреля 2008 в.
56. Куницына А.В., Куницын А.В. Оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений архипелага Шпицберген. // Материалы докладов XIV Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых “Ломоносов”. Москва, МГУ имени М. В. Ломоносова, 11-14 апреля 2007.
57. Лазуркин Д.В., Сороков Д.С., Супруненко О.И. и др. Тектоническое районирование Карского шельфа // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии. К 100-летию со дня рождения Н.С. Шатского. Москва: Изд-во РАН. 1995. С. 64-89.
58. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы: Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы // Диссертация на соискание уч. ст. докт. г.-м. н. М., 2005. С. 332.
59. Левашкевич В.Г., Самойлович Ю.Г. Оценка влияния рельефа дна и скорости четвертичного осадконакопления при измерении теплового потока // Геофизические исследования литосферы Европейского севера СССР. Апатиты: КНЦ АН СССР. 1989. С. 49-55.
60. Левин Л.Е. Термический режим и потенциальные ресурсы углеводородов осадочных бассейнов в Арктическом сегменте Земли // Разведка и охрана недр, 2002, №2. С. 17-23.
61. Литвиненко И.В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-восточной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С.90-96.
62. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 254 с.
63. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

64. Маловицкий Я.П., Сенин Б.В. Пелагогенные впадины на современных и древних континентальных окраинах // Геотектоника, 1988. №1. С.11-24.
65. Матвеев Ю.И. и др. Сейсмические исследования литосферы переходной зоны от Балтийского щита к Баранцевоморской впадине // Океанология. Т.36, №4, 1996. 13-18 с.
66. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч.1. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
67. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1979. 186 с.
68. Никишин А.М., Болотов С.Н., Ершов А.В., Коротаев М.В., Назаревич Б.П., Фурнэ А.В., Шалимов И.В. Компьютерное моделирование геологической истории осадочных бассейнов // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии. К 100-летию со дня рождения Н.С. Шатского. Москва: Изд-во РАН.1995. С. 55-59.
69. Николаев Н.И. Тектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Серия География. 1967, №2. С. 13-27.
70. Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология, 2001, №4. С. 66-74.
71. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и севера Европейской части России масштаба 1 : 2 500 000 / Под ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин. Институт литосферы РАН. 1996. 94 с.
72. Оловянишников В.Г., Д.Роберте, А.Седлецка. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 736 с.
73. Павленкова Н.И. Сопоставление разных вариантов разрезов по профилю ГСЗ в Баренцевом море // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1986. С. 91-100.
74. Панасенко Г.Д., Загородный В.Г., Ассиновская Б.Л., Кременецкая Е.О. Общие геолого-тектонические черты и сейсмичность Баренцева моря. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1983. 69 с.
75. Панасенко Г.Д. Сейсмичность восточной части Балтийского щита // Сейсмичность и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1980. С. 7-24.

76. Пийп В.Б. Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций. Физика Земли. №10, 1991. С. 24-32.
77. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
78. Ронкина З.З., Бро Е.Г. Литолого-палеонтологическая характеристика юрско-меловых отложений Карского седиментационного бассейна // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО "Севморгеология", 1984. С. 48-59.
79. Рингвуд А.Е. Состав и происхождение Земли. Серия: Чтения им. В.И. Вернадского. XVII. М.: Наука, 1981. 112 с.
80. Рябухин Г.Е., Зинин В.А. Перспективы нефтегазоносности меловых формаций шельфа арктических морей России // Геология нефти и газа. №8. 1993. С. 18-22.
81. Савостин Л.А., Натапов Л.М., Ставский А.П. Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // Докл. 27-го Международного геологического конгресса. Палеоокеанология. 1984. Т.3. С.172-187.
82. Сапожников Р.Б., Ченборисова Р.З., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрющенко Ю.Н. Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. №5. С. 32-35.
83. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Под ред. Ф.П.Митрофанова, Н.В.Шарова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч.1. 237 с. Ч2. 205 с.
84. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. Изд-во, 1989. 176 с.
85. Сенин Б.В., Шипилов Э.В. Рифтовые системы и их роль в формировании геологической структуры Арктики // Геодинамика и нефтегазоносность Арктики. М.: Недра, 1993. С. 201-222.
86. Смирнов Я.Б. Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы. М.: Геол. Ин-т АН СССР, 1986. 180 с.
87. Соколов Б.А., Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Строение земной коры Баренцева моря и севера Западной Сибири по сейсмическим данным. Доклады Академии Наук, 1995, №5, С. 687-691.
88. Соколов Б.А., Пийп В.Б., Ефимова Е.А. Строение фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным. Доклады РАН. Т. 336, №1, 1994, С. 93-98.

89. Строеение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н.В.Шарова, Ф.П.Митрофанова, М.Л.Вербы и др. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005.
90. Тихомиров В.В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями // ДАН СССР. 1961. Т. 151, №5. С. 1174-1178.
91. Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М., 1989. С. 182-191.
92. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учеб. для вузов. Изд. 2. М.: Книжный дом "Университет", 2005. 560 с.
93. Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Леонов Ю.Г. и др. Термотомография: новый метод изучения геотермического поля // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2005. С.286-299.
94. Цыбуля Л.Я., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992 а. 115 с.
95. Цыбуля Л.Я., Левашкевич В.Г., Федоровский Ю.Ф., Заливчий О.Ф. Вариации геотермических параметров на локальных структурах Баренцева моря // Международная конференция по материалу нефти и газа в Баренцевом и Карском морях и прилегающей суши. Тез. докл., Мурманск, 3-5 ноября 1992 б. С. 27-30.
96. Червени В. Алгоритмы расчета лучей в трехмерных горизонтально-неоднородных средах // Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. М.: Мир, 1990. С.109-144.
97. Черкесов О.В., Бурдыкина М.Д. О стратификации мезозоя Новой Земли по находкам переотложенной фауны // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1981. С. 85-99.
98. Чернавских А.В. Условия формирования верхнеюрско-нижнемеловых отложений центральной части Западной Сибири в зоне Сибирских увалов // Геол. нефти и газа. 1994. №4. С. 3-16.
99. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.
100. Шипелькевич Ю.В. Тектонико-седиментационная эволюция осадочных бассейнов Баренцевского шельфа в позднем мезозое // Тектоника осадочных

- бассейнов Северной Евразии. К 100-летию со дня рождения Н.С. Шатского. Москва: Изд-во РАН. 1995.
101. Шипилов Э.В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии // Вестн. МГТУ. 1998. Т. 1, №3. С. 97-104.
 102. Шипилов Э.В. Пермско-триасовая интерференция тектонико-геодинамических режимов в эволюции Арктической периферии Северной Евразии // ДАН. 2003. Т. 393, №3. С. 376-381.
 103. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 475-481.
 104. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1990. №1. С. 90-97.
 105. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // ДАН. Т.342, №1. 1995. С.87-88.
 106. Шкарубо С.И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: Изд. МАГЭ, 1999. С. 71-79.
 107. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2003. 299 с.
 108. Яншин А.Л., Артющков Е.В., Гарецкий Р.Г. и др. Сравнительная характеристика истории возникновения и развития Туранской плиты и Прикаспийской впадины: Тез. докл. // Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. М., 1977. С.18-21.
 109. Aplonov S. The tectonic evolution of the Barents shelf: An attempt at a geophysical analysis // Regional Arctic Project Series, Special Topics Subseries. CASP. 1995. Report 607. 77 p.
 110. Austrheim H. The granulite-eclogite facies transition: A comparison of experimental work and a natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway // Litos. 1990. Vol. 25. P. 163-169.
 111. Austrheim H. Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones // Terra Nova. 1991. Vol. 3. P. 492-499.

112. Babel Working Group. Deep seismic reflection/refracprofiling interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea // *Geophys. J. Int.* 1993. Vol. 112. P. 325–343.
113. Beaumont C. Foreland basins // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1981. Vol. 65. P. 291-329.
114. Breivik A.J., Mjelde R., Grogan P. et al. A possible Caledonide arm through the Barents Sea imaged by OBS data // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 355. P. 67-97.
115. Coffin M., Eldholm O. Volcanism and continental break igneous provinces // *Magmatism and the causes of continental break-up.* Geol. Soc. Spec. Publication. 1992. №68. P. 17-30.
116. Collette B.J. On the subsidence of the North Sea area // *Geology of the shelf seas.* Edinburgh: Oliver and Bayd. 1968. P. 15-30.
117. Davydova N.I., Pavlenkova N.I., Tulina Yu.V., Zverev S.M. Crustal structure of Barents Sea from seismic data // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 114. P. 213–231.
118. Dore A.G. Barents Sea Geology, Petroleum Resources and Commercial potential // *Arctic.* 1995. Vol. 48 (3). P. 207-221.
119. Eccles J.D., White R.S., Christie P.A. Wide angle converted shear wave analysis of a North Atlantic volcanic rifted continental margin: constraint on sub-basalt lithology // *First Break.* Vol. 25. 2007.
120. Efimova E.A., Piip V.B. Investigation of the deep structure of the Eastern European Platform using seismic refraction data // *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe.* EAGE Special Publication, 1996. №5. P. 283-288.
121. Falvey D.A. The development of continental margins in plate tectonic theory // *Austral. Petrol. Explor.* 1974. Vol. 14. P. 95-106.
122. Fichler C., Rundhovde E., Johansen S., Sæther B. Barents Sea tectonic structures visualized by ERS1 satellite gravity data with indications of an offshore Baikalian trend // *First Break.* 1997. Vol. 15. P. 355-363.
123. Forsberg R. KMS, Denmark, chairman of AGP. / Open file: [http: / 164.214.259 / Grand Gasp / index htm.](http://164.214.259/GrandGasp/index.htm) 2003.
124. Fountain D.M., Christensen N.J. Composition of the continental crust and upper mantle: A review // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1989. №172. P. 711-742.
125. Fountain D.M., Salisbury M.H. Exposed cross-sections through the continental crust: Implications for crustal structure, petrology, and evolution // *Earth and Planet. Sei. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 263-277.
126. Gilluly J. The tectonic evolution of the western United States // *Quart. J. Geol. Soc.* London. 1963. Vol. 119. P. 133-174.

127. Haxby W.F., Turcott D.I., Bird J.M. Thermal and mechanic evolution of the Michigan basin // *Tectonophysics*, 1976. Vol. 36. P. 57-75.
128. Ivanova N.M., Belyev I.V., Leonov Y.G. et al. Deep model Barents-Kara region based on complex interpretation along geotraverses 1-3 AR // *EAGE International Geophysical Conference & Exhibition: Saint Petersburg, Russia. 16-19 October 2006.*
129. Ivanova N.M., Verba M.L., Sakoulina T.S., Matveev Yu.I. Rift structures of the Barents Plate from regional geophysical investigations // *SEG 2000 Expanded Abstracts*. 2000. 4 p.
130. Johansen T.A., Haardeng-Pedersen G., Samuel P. Conversion of satellite altimeter data to free-air gravity anomalies. Technical report 45, 1991. The Hansen Environmental and Remote Sensing Centre, Universitet Bergen. 53 p.
131. Johansen S.E., Ostristy B.K., Birkeland Y., Fedorowsky Y.F. et al. Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential // *Arctic Petrology and Petroleum Potential*. Elsevier, Amsterdam. 1993. P. 273-320.
132. Kunitsyn A.V. The lithosphere of the central part of the Barents Sea on the seismic data. *EAGE International Geophysical Conference & Exhibition: Moscow, Russia. 1 - 4 September 2003.*
133. Kunitsyn A.V., Roslov Y.V. Comparison of different tomographic approaches on geotransect 2-AR. *EAGE International Geophysical Conference & Exhibition: Lenexpo, Saint Petersburg, Russia. 16 - 19 October 2006.*
134. Lyubtsov V.V., Predovsky A.A. et al. Neoproterozoic sedimentary rock successions of the Barents and White Sea. *Coasts of the Kola Peninsula, Northwest Russia // Norges Geol. Unders. Rep. 99. 138. Trondheim. 2000. 84 p.*
135. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci Lett.* 1978. Vol. 40. P. 25-32.
136. Mjelde R., Sellevol M.A., Shimamura H., Iwasaki T., Kanawaza T. A crustal study off Lofoten, N. Norway by use ocean bottom seismographs. *Tectonophysics*. 1992. Vol. 212. P. 269-288.
137. Moretti I., Pinet B. Discrepancy between lower and upper crustal thinning // *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 1987. №12. P. 233-239.
138. Moser T.J. Shortest path calculation of seismic rays // *Geophysics*. 1991. Vol. 56, №1, p. 57-69.
139. Neprochnov Y.I. et al. Comparison of the crustal structures of the Barents Sea and the Baltic Shield from seismic data // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 321, p. 429–447.
140. New exploration areas – Arctic-the Barents sea // *International Student Conference ISC 2007, Trondheim 9-13th October, 2007.*

141. Piip V.B. 2D inversion of refraction travelttime curves using homogeneous functions. *Geophysical prospecting*. 2001, Vol. 49, p. 461-482.
142. Piip V.B. Deep Seismic refraction Cross Section of Sakhalin (Russia) on the data of reinterpretation using 2-D inversion method. *Proceeding of 30th International Congress*, 1996. Vol. 20, p. 11-21.
143. Piip V.B., Rodnikov A.G. The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // *Russian journal of earth sciences*. 2004. Vol. 6, №1, p. 1–14.
144. Piip V.B., Zamozhnyaya N.G., Suleymanov A.K. Detailed velocity structure of salt domes in Pricaspian basin from refraction data // *First Break*, 2007. Vol. 25. P. 103-107.
145. Price R.A. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the Siuthern Canadian Rocky Mountains // *Thrust and nappe tectonics*. L., 1981.
146. Sakoulina T.S. et al. The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents sea // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 329, p. 319-331.
147. Sclater J.G., Jaupart C., Galson D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth // *Rev. Geophys. And Space. Phys.* 1980. Vol. 18, №1. P. 269-311.
148. Shipilov E.V. Pechora-Barents-Kara platform: Structure and Oil-and-Gas Potential // *Geology of the Kola Peninsula*. Ed. F.P.Mitrofanov. Kola Science Centre RAS, Geological Institute. Apatity. 1995. P. 124-127.
149. Shkratov P., Stark A.G., Kachurina N.V., Bezrkov V.M., Vinokurov I.Y. Question of oil-gas prospects in northern regions of the Barents-Kara shelf (Franz-Viktor Trough) // *First Break*. 2003. Vol. 21.
150. Sokolov B.A., Piip V.B., Efimova E.A. Structure of the Earth's crust of the Barents Sea and the northern part of the West Siberia from seismic data // *Rap. Russian Acad. Sci.* 1995. Vol. 343, p. 687–691.
151. Tankard A.J., Balkwill H.R. Extensional tectonics, structural styles and stratigraphy of the North Atlantic margins: introduction // *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1989. Vol. 46, p. 1-6.
152. Thybo H., Pharaoh T., Guterch A. Introduction // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 314, p.1–5.
153. Ursin B., Bauer C., Zhao H., Fichler C. Combined seismic inversion and gravity modeling of a shallow anomaly in the southern Barents Sea // *Geophysics*. 2003. Vol. 68. №4. P. 1140-1149.
154. Verba M.L., Volk V.E., Matveev Y.I., Murzin R.R. Deep structure of the Barents Sea shelf by data of complex geophysical investigations // *Study of Deep Structure of the*

- Eastern Baltic Shield and Adjacent Ovshore Areas by Seismic Methods. USSR Acad. Sci, Apatity. 1985, p. 16–21.
155. Verhoef J., Roest W.R., Machab R. et al. Magnetic Anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent Land Areas. Geological Survey of Canada. Open file. 3125. 1996.
 156. Vogt P.R., Ostenso N.A. Magnetic and gravity profiles across the Alpha Cordillera and their relation to Arctic sea-floor spreading // *J. Geoph. Res.* 1970. Vol. 75. P. 4925–4938.
 157. Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Rangen Province: Nappe tectonics in an extending orogen // *Nature*, 1981. Vol. 291. P. 645-648.
 158. Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sei.* 1985. Vol. 22. P. 108-125.
 159. Yliniemi J. Deep seismic sounding in the University of Oulu. Structure and Dynamics of the Fennoscandian Lithosphere, Report S-25. Inst. of Seismology. Univ. of Helsinki, Helsinki, 1991.
 160. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J. Int.* 1992. Vol. 108. P. 16-34.
 161. Ziegler P.A. Geological atlas of Western and Central Europe. Amsterdam: Elsevier, 1982. 130 p.

