

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
KARELIAN RESEARCH CENTRE
INSTITUTE OF GEOLOGY
KOLA SCIENCE CENTRE
GEOLOGICAL INSTITUTE
MINISTRY OF NATURAL RESOURCES
OF THE RUSSIAN FEDERATION
NORTHERN GPD SPA ON MARINE GEOLOGICAL EXPLORATION
SEVMORGEO

LITHOSPHERIC STRUCTURE OF THE RUSSIAN BARENTS REGION

N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov,
M. L. Verba and K. Gillen

Petrozavodsk
2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
СЕВЕРНОЕ ГФУ НПП ПО МОРСКИМ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫМ РАБОТАМ
«СЕВМОРГЕО»

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦ-РЕГИОНА

Под редакцией Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова,
М. Л. Вербы, К. Гиллена

Петрозаводск
2005

УДК 550.834: 551.242

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005, 318 с.: ил. 121, табл. 11. Библиогр. 418 назв.

Авторы: Н. В. Шаров, Т. Б. Баянова, А. В. Булаткин, В. В. Буценко, В. В. Верба, М. Л. Верба, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, К. Гиллен, О. С. Головатая, Ф. Ф. Горбачевич, Д. М. Губерман, А. А. Жамалетдинов, Н. Г. Заможняя, Э. В. Исанина, В. И. Казанский, В. Д. Каминский, С. Л. Костюченко, А. В. Липилин, К. В. Лобанов, Ю. И. Матвеев, Ю. В. Межевов, М. В. Минц, Ф. П. Митрофанов, А. Ф. Морозов, А. Д. Павленкин, В. А. Поселов, Ю. В. Рослов, Т. С. Сакулина, Ю. П. Смирнов, В. М. Ступак, А. К. Сулейманов, Ю. Н. Яковлев.

В монографии представлены результаты изучения континентальной литосферы российской части Северной Европы. Наиболее детальные комплексные геолого-геофизические исследования, заверенные сверхглубоким бурением, проведены в последние годы в Баренцевом Евро-Арктическом регионе. Строение типовых структурных блоков Балтийского щита и области его сочленения с Баренцевоморским шельфом изучены комплексом сейсмических методов. Задачей авторского коллектива было показать связь структур континента и шельфа. В книге даны современные представления о глубинном строении земной коры Печенгской структуры и ее обрамления. На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации в Евро-Арктическом регионе с учетом обширных материалов по геологии, петрофизике, тепловым и потенциальным полям региона предложена интегральная сейсмогеологическая модель литосферы разнотипных мегаблоков земной коры на сочленении Балтийского щита, Баренцевской, Русской и Тимано-Печорской плит. На базе совместного многопланового анализа геолого-геофизических данных разработаны новые представления о строении и эволюции региона.

Предлагаемая коллективная монография предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся изучением глубинного строения литосферы, а также для студентов-геологов и геофизиков старших курсов.

Работа подготовлена и издана при финансовой поддержке Северного ГФУ НПП по морским геологоразведочным работам «СЕВМОРГЕО» МПР РФ.

Рецензенты: В. В. Адушкин, Ю. К. Щукин

Lithospheric structure of the Russian Barents region / N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba and K. Gillen, (eds.). Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2005, 318 p.: 121 il., 11 tables. 418 references.

Authors: N. V. Sharov, T. B. Bayanova, A. V. Bulatkin, V. V. Butsenko, V. V. Verba, M. L. Verba, V. R. Vetrin, A. N. Vinogradov, K. Gillen, O. S. Golovataya, F. F. Gorbachevich, D. M. Guberman, A. A. Zhamaletdinov, N. G. Zamozhnyaya, E. V. Isanina, V. I. Kazansky, V. D. Kaminsky, S. L. Kostyuchenko, V. A. Lipilin, K. V. Lobanov, Yu. I. Matveyev, Yu. V. Mezhevov, M. V. Mints, F. P. Mitrofanov, A. F. Morozov, A. D. Pavlenkin, V. A. Poselov, Yu. V. Roslov, T. S. Sakulina, Yu. P. Smirnov, V. M. Stupak, A. K. Suleimanov and Yu. N. Yakovlev.

The authors report the results of the study of the continental lithosphere in the Russian part of North Europe. The most detailed integrated geologo-geophysical studies, verified by superdeep drilling, have been conducted in the past few years in the Barents and Euro-Arctic region. The structure of the type structural blocks of the Baltic Shield and the zone of its contact with the Barents Sea shelf were studied by integrated seismic methods. The goal of the authors was to show that the continent and the shelf are structurally connected. Modern concepts of the deep structure of the earth crust in the Pechenga structure and its surroundings are presented. Based on analysis and generalization of available seismic information in the Euro-Arctic region and extensive data on the geology, petrophysics and thermal and potential fields of the region, an integrated seismogeological model of the lithosphere of crustal megablocks of different types at the contact of the Baltic Shield and the Barents, Russian and Timan-Pechora plates was proposed. New concepts of the structure and evolution of the region were developed by thorough combined analysis of geological and geophysical data.

The joint monograph is meant for a wide range of specialists who study the deep structure of the lithosphere and senior geology and geophysics students.

The preparing and publishing of the book were funded by the Northern GFU NPP on Marine Geological Exploration, SEVMORGEO MPR RF.

Reviewed: by V. V. Adushkin and Yu. K. Shchukin

ISBN 5-9274-0168-6

© Карельский научный центр РАН, 2005
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2005

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	9
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕВРО-АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА (А. Н. Виноградов, М. Л. Верба, В. В. Верба, Ф. П. Митрофанов)	16
1.1. Геолого-геофизическая изученность	17
1.2. Районирование аномальных физических полей	19
1.3. Общие черты тектонического районирования	23
1.4. Балтийский (Фенноскандинавский) щит	27
1.5. Печоро-Мезенская материковая плита	30
1.6. Баренцевская шельфовая плита	32
1.7. Тимано-Варангерский пояс дислокаций	34
1.8. Новоземельский пояс дислокаций	36
Литература	37
ЛИТОСФЕРА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	40
Глава 2. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В ПОЛЕ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (А. К. Сулейманов, Н. Г. Заможная, В. М. Ступак, М. В. Мины, А. Ф. Морозов, А. В. Липилин)	40
2.1. Региональная геология	41
2.2. Особенности полевого эксперимента и обработка данных	43
2.3. Разрез МОГТ по профилю 4В	47
2.3.1. Структурно-геологическая интерпретация	48
2.4. Разрез МОГТ по геотраверсу 1ЕВ (650–1200 км)	52
2.4.1. Структурно-геологическая интерпретация	53
Литература	58
Глава 3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (А. А. Жамалетдинов)	59
3.1. Электропроводность земной коры	60
3.2. «Нормальный» глубинный геоэлектрический разрез	68
3.3. Дискуссия	73
Литература	78
Глава 4. ГЛУБИННЫЕ МОДЕЛИ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ (С. Л. Костюченко)	80
4.1. Мезенская синеклиза. Особенности структуры земной коры	82
4.2. Тиманский кряж	87
4.3. Печорский бассейн	89
4.4. Геодинамические аспекты эволюции северо-востока Европейской части России	93
Литература	94
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОГО РЕГИОНА	97
Глава 5. СВОЙСТВА, СТРУКТУРА И СОСТОЯНИЕ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (Ф. Ф. Горбачевич, Д. М. Губерман, О. С. Головатая, Ю. П. Смирнов, Ю. Н. Яковлев)	97
5.1. Краткое описание разреза	97
5.2. Определение физических свойств в лабораторных условиях	108
5.2.1. Тензометрия образцов	111
5.2.2. Изменение упругих свойств пород под давлением	114
5.3. Скоростная модель разреза	117
5.4. Анализ пространственных параметров структурных тел	119
5.4.1. Палеонапряжения и структурно-анизотропные особенности разреза	121
5.5. Дискуссия	124
Литература	128
Глава 6. РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОМ РАЙОНЕ (Н. В. Шаров, Э. В. Исанина, В. М. Ступак)	131
6.1. Сейсмическая изученность МОВ и МОГТ	131
6.2. Сейсмические исследования МОВ и ГСЗ	137
6.3. Сейсмические исследования методом разведочной сейсмологии МРС (МОВЗ)	139
6.4. Сейсмотомографические исследования	147
6.5. Глубинные сейсмические границы	151
Литература	155

Глава 7. ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (<i>В. И. Казанский, К. В. Лобанов, Т. Б. Баянова, В. Р. Ветрин, Э. В. Исанина</i>)	158
7.1. О геологических границах района	158
7.2. Альтернативные модели глубинного строения Печенгской структуры	159
7.3. Геологические ограничения трехмерной интегральной геодинамической модели региона	162
7.4. Корреляция и формализация разреза скважины СГ-3 и опорные профили на поверхности	163
7.5. Интегральная трехмерная геодинамическая модель района до глубины 15 км	166
7.6. Металлогеническая эволюция Печенгского рудного района в течение карельского цикла	166
7.7. Протерозойские процессы мантийно-корового взаимодействия в фундаменте Печенгской структуры	169
7.8. Глубинное строение переходной зоны Балтийский щит – шельф Баренцева моря	176
7.9. Основные выводы	178
Литература	179
<i>СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ АРКТИКИ</i>	
Глава 8. ЛИТОСФЕРА КАРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ШЕЛЬФОВОЙ ПЛИТЫ И АРКТИЧЕСКО-ГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА (по результатам исследований на опорном профиле 2-АР) (<i>М. Л. Верба, Ю. И. Матвеев, Ю. В. Рослов, Т. С. Сакулина</i>)	182
8.1. Характеристика коровых границ	182
8.2. Характеристика структурно-вещественных комплексов фундамента	185
8.2.1. Кольско-Лапландско-Карельская провинция (<i>А. Н. Виноградов, Ф. П. Митрофанов</i>)	185
8.2.2. Баренцевоморская тектоническая провинция	188
8.2.3. Фундамент рифтогенных прогибов	194
8.3. Строение осадочного чехла	195
8.3.1. Рифейские покровные комплексы (<i>с участием А. Н. Виноградова</i>)	196
8.3.2. Венд-кембрийский покровный комплекс	200
8.3.3. Ордовикско-среднедевонский покровный комплекс	201
8.3.4. Верхнедевонско-триасовый покровный комплекс	204
8.3.5. Юрско-меловой покровный комплекс	209
8.3.6. Кайнозойский покровный комплекс	212
Литература	213
Глава 9. ЛИТОСФЕРА ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ (<i>А. Д. Павленкин, В. В. Буценко, В. А. Поселов, Ю. В. Межевов, А. В. Булаткин, В. Д. Каминский</i>)	217
9.1. Общие сведения об объекте исследований	217
9.2. Используемый материал и методика его получения	218
9.3. Скоростная структура литосферы	221
9.4. Структура осадочного чехла	227
9.4.1. Евразийский бассейн	227
9.4.2. Центральнo-Арктический блок	231
9.4.3. Канадская котловина	241
9.5. Физические модели литосферы	243
9.6. Морфоструктура Арктики	248
9.6.1. Морфоструктура Арктической геодепрессии	249
9.6.2. Граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит	250
9.6.3. Модель симметрии морфоструктурных форм Америкo-Арктического и Баренцево-Карского бассейнов	251
9.7. Модель эволюции Арктики	253
9.8. Основные выводы	254
Литература	254
Глава 10. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ БАРЕНЦ-РЕГИОНА (<i>М. Л. Верба, А. Н. Виноградов, Ф. П. Митрофанов</i>)	256
10.1. Дорифейский этап эволюции Кольской рифтогенно-коллизии	256
10.2. Рифейский этап	262
10.3. Вендско-кембрийский этап	264
10.4. Ордовикско-среднедевонский этап	267
10.5. Позднепалеозойско-триасовый этап	272
10.6. Юрско-меловой этап	276
10.7. Кайнозойский этап	279
10.8. Общие черты эволюции региона	282
10.9. Формирование углеводородного потенциала	284
10.10. Минерально-сырьевые ресурсы Российской части Баренц-региона	306
Литература	312
Заключение	314
Краткие сведения об авторах	317

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ АРКТИКИ

ГЛАВА 8

ЛИТОСФЕРА КАРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ШЕЛЬФОВОЙ ПЛИТЫ И АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 2-АР)

Работы на опорных профилях Государственной сети по существу являются фундаментальными исследованиями, на базе которых развиваются как прикладные, так и теоретические построения. Поэтому вполне естественно, что на обработку и осмысливание всего объема данных, полученных при натурных наблюдениях на опорных профилях, уходят, как правило, многие годы. Так было со всеми региональными геотраверсами, уже отработанными в рамках общероссийской программы развития сети опорных профилей на суше.

Первый такой профиль, отработанный на Баренцевом море в 1995–1999 гг., геотраверс 1-АР («Первый Арктический») пересек шельф по линии от сверхглубокой скважины СГ-3 в пос. Заполярный до опорной скважины на о. Хейса (ЗФИ) и осветил строение, главным образом, структур Баренцево-Северокарского мегапрогиба (рис. 8.1). Результаты этих исследований были освещены в презентации на Международном геологическом конгрессе в Рио-де-Жанейро в 2000 г.

Опорный профиль 2-АР, отработка которого заняла три года (1999–2002), осветил строение центральной области Западно-Арктической континентальной окраины, включая три ее главных структуры – Баренцевскую шельфовую плиту, Южно-Карскую синеклизу Западно-Сибирской плиты и разделяющую их Новоземельскую гряду (рис. 8.2).

Третий профиль (3-АР), который отработывался в 2002–2004 гг., продолжил создание каркаса профилей на Западно-Арктическом шельфе, осветив его разрез по линии Белое море – Северная Земля (рис. 8.3).

В строении крупнейших геоблоков региона, изученных опорными профилями, принимают участие осадочные и магматические образования широкого возрастного диапазона – от рифейских до кайнозойских.

8.1. ХАРАКТЕРИСТИКА КОРОВЫХ ГРАНИЦ

Граница М прослежена при работах ГСЗ и ШГСП на глубинах от 28 до 45 км (рис. 1.5). Минимальные глубины соответствуют центральной части шельфа, а максимальные – материковому обрамлению шельфа (Шаров, 1993; Сейсмогеологическая., 1998) и др. Породы верхней мантии, залегающие ниже границы М, обладают высокими скоростями прохождения сейсмических волн – от 7,5 до 8,4 км/с. Прослеживаемость границы М в пределах региона не остается неизменной: в районах глубокого залегания и древнего возраста стабилизации она выделяется, как правило, значительно более уверенно, нежели в местах относительно неглубокого положения, где земная кора на протяжении фанерозойской истории была подвержена рифтогенной деструкции. По анализу распределения нижних кромок магнитоактивных тел было

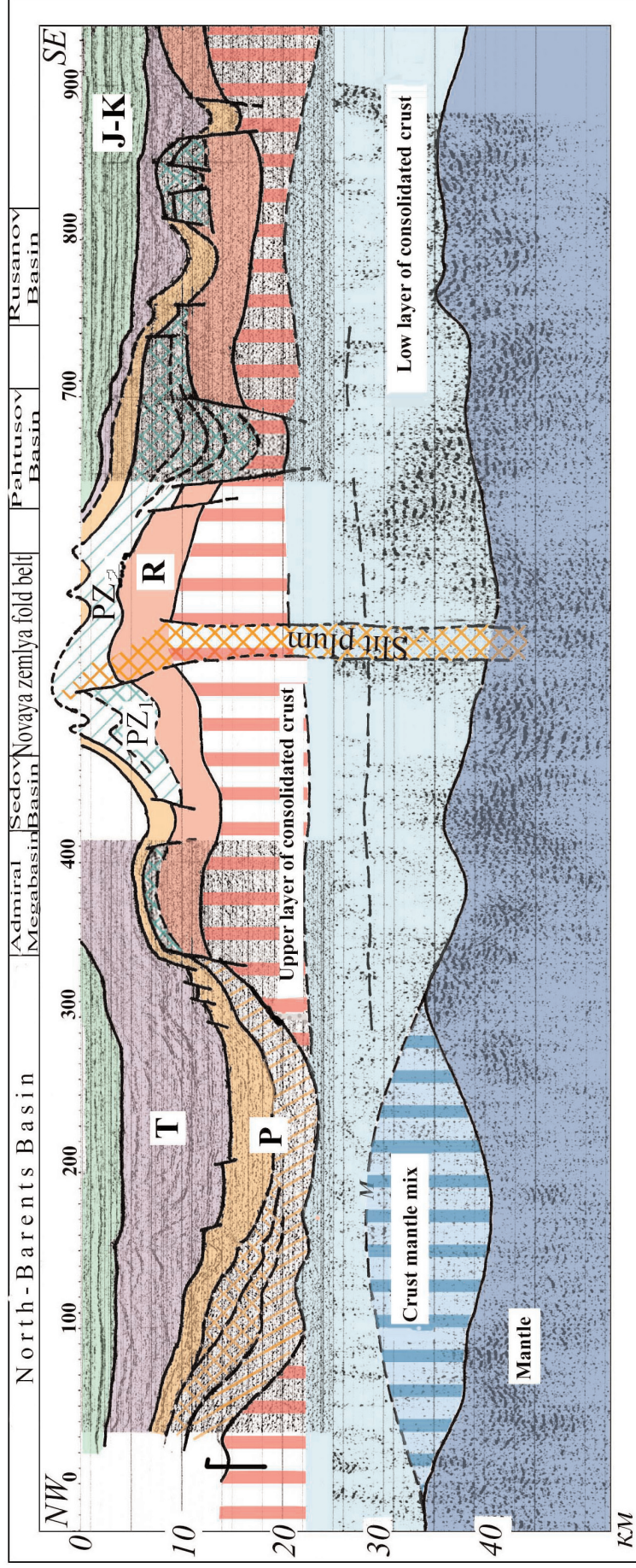


Рис. 8.2. Глубинный геологический разрез Новоземельской гряды и прилегающих структур Баренцево-Карского шельфа по профилю 2-AP (составлен М. Л. Вербой по геофизическим материалам Т. С. Сакулиной, Ю. В. Рослова, И. В. Беляева и Н. П. Березки)

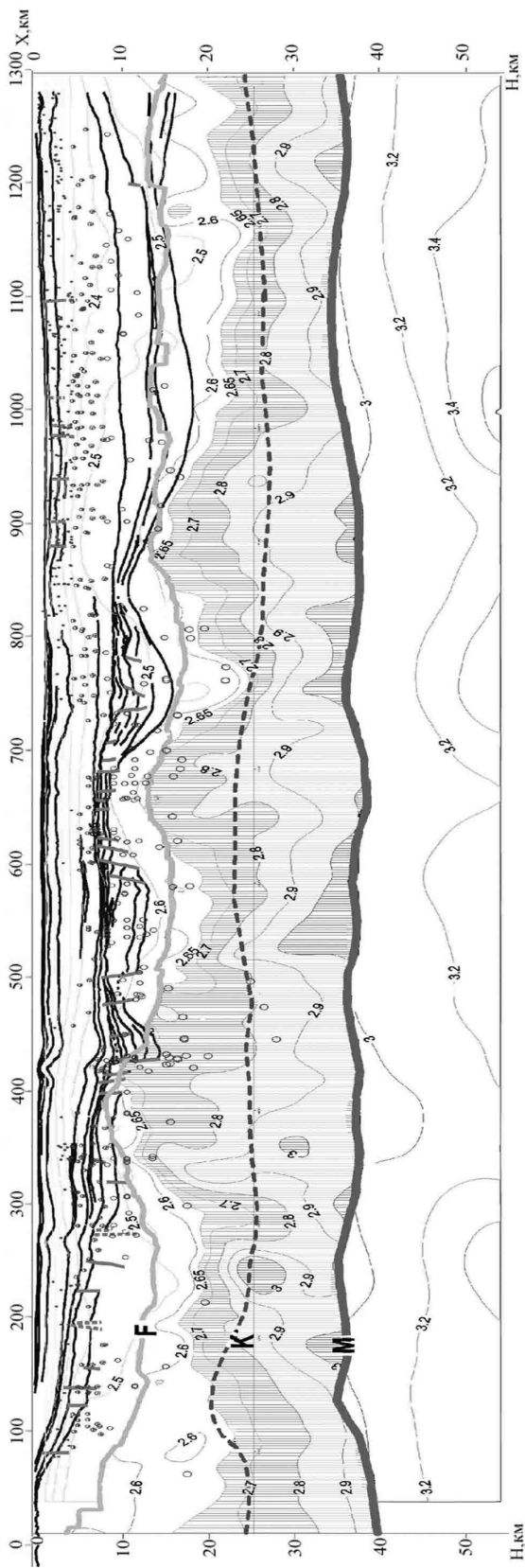


Рис. 8.1. Опорный профиль 1-АР. Составлен И. В. Беляевым, Ю. В. Рословым и М. Л. Вербой:

изолиниями показана плотностная структура разреза в г/см^3 , согласованная со структурой распределения скорости упругих волн по данным томографической обработки материалов ГСЗ; консолидированная кора показана вертикальной штриховкой; в осадочном слое отмечены наиболее контрастные сейсмические границы по данным МОВ ОПТ и зоны разломов; по данным ГСЗ отмечены границы: Ф — гетерогенного фундамента, К — Конрада, М — Мохововича

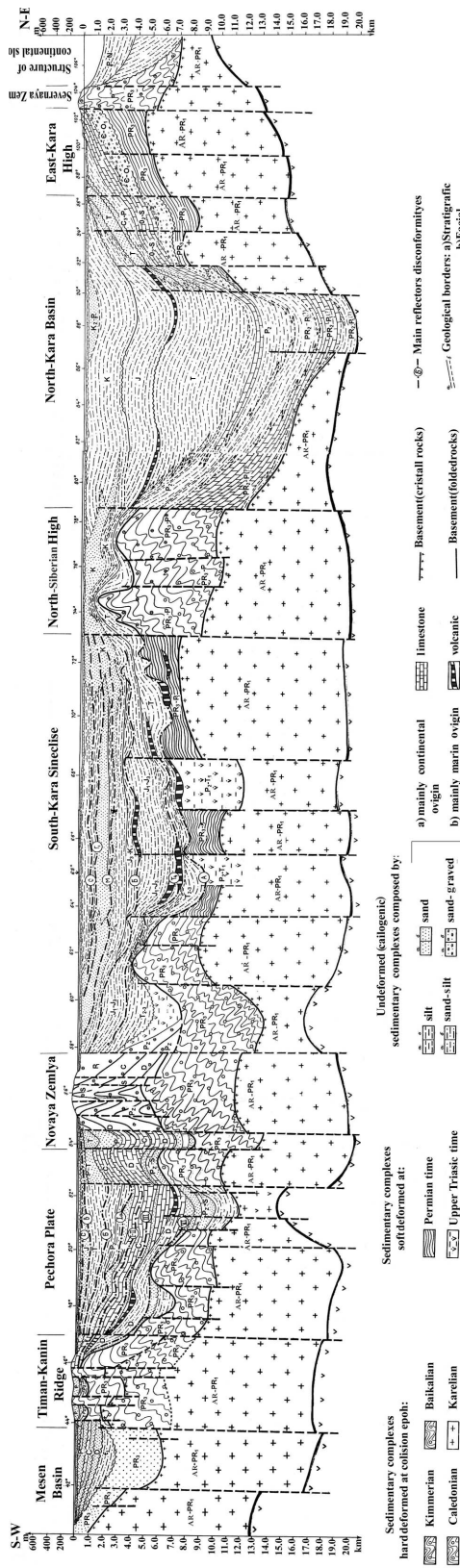


Рис. 8.3. Сейсмогеологический разрез южной части Баренцевской шельфовой плиты и Южно-Карской синеклизы вдоль геотверса 3-АР

Составлен Е. А. Ашихминой, М. Л. Вербой, В. Э. Волком, Ю. Н. Кулаковым и Т. В. Шварц

установлено, что подошва «нижней коры» на большей части шельфа может быть сопоставлена с изотермической поверхностью Кюри (578 °С) (Волк, 1984). Трехмерное плотностное моделирование литосферы Баренцевского региона путем решения обратной задачи гравиразведки (Бойко и др., 1989) позволило оценить вариации плотности мантийного вещества — 3,05–3,30 г/см³. Наибольший градиент плотности в мантии отмечен на границах гетерогенных блоков коры. Такие структуры, как Южно-Баренцевская впадина, Седовский прогиб, Центрально-Баренцевское поднятие, Адмиралтейский блок, находят отображение в распределении плотности мантийных пород.

Внутренняя структура консолидированной коры выше границы М также неоднородна. В ее разрезе выделяется от одного до трех слоев, которые разделяются невыразительными в сейсмическом отношении границами, не имеющими повсеместного распространения. На значительной части региона устанавливается присутствие в разрезе коры одной границы в средней ее части (граница К) и одной — в кровле (граница Ф или поверхность фундамента).

Граница К была зафиксирована лишь на тех участках шельфа, где общая мощность коры составляет 34–36 км или более. Поверхность К выявляется на глубинах 13–26 км и характеризуется граничными скоростями 6,8–7,2 км/с. В Южно-Баренцевской впадине раздел К прослежен непосредственно под осадочным слоем. С этой границей часто связаны нижние кромки магнитоактивных тел, объединяемые в горизонт II (Волк, 1984).

Вариации граничных скоростей на поверхности К свидетельствуют о неоднородности состава нижнего слоя коры. Независимо от четкости границы К, «нижняя кора», по традиции именуемая «базальтовым слоем», выделяется во всех районах шельфа, где выполнено ГСЗ или сейсмологические наблюдения. Мощность слоя обычно колеблется в пределах 15–25 км, максимальные значения — до 32 км, отмечены на севере Балтийского щита (Шаров, 1993). В центральных областях шельфа мощность нижнекорового слоя несколько меньше, чем на периферии.

Наряду с областями, где отчетливо прослеживается граница К, существуют тектонические блоки, в пределах которых вместо одной внутренней границы в разрезе консолидированной коры выделяются две поверхности раздела (Павленкова, 1996). Существуют также блоки, в которых ГСЗ не обнаруживает скачков скоростей сейсмических волн с глубиной, в связи с чем внутри коры невозможно выделить дискретные слои.

Граница Ф, соответствующая поверхности верхнего («гранитного», или «гранитно-метаморфического») слоя консолидированной коры, выделяется в разрезе Баренцево-Карского шельфа далеко не везде одинаково и уверенно. Наименее надежно она прослеживается в пределах относительно древних структур (Sakoulina et al., 2000). В Печорской синеклизе граница Ф обычно совмещается с кровлей складчато-метаморфического фундамента (раздел К₁ по Павленкин, 1981), но в некоторых блоках эта граница прослеживается весьма неуверенно, что объясняется наличием в основании фанерозойского чехла линз высокоплотных пород, в которых скорости сейсмических волн мало отличаются от подстилающих рифейских толщ (до 7,0 км/с) (Булин и др., 1976).

В тех случаях, когда осадочный слой подстилается более древними, чем рифей комплексами, граница Ф фиксируется уверенно. В общем случае она довольно надежно выделяется на глубинах 5–6 км в пределах положительных структурных форм и 7–9 км во впадинах и прогибах. В глубоких впадинах, где мощность осадочного слоя превышает 14–16 км, поверхность Ф не прослеживается.

Мощность гранитно-метаморфического слоя консолидированной коры максимальна на территории Балтийского кристаллического щита — от 15 до 25 км (Шаров, 1993; Глазнев, 2003). Близкие оценки были даны для Шпицбергена (Кременецкая, 1983). В остальных районах шельфа мощности слоя укладываются в диапазон 8–10 км. По данным ГСЗ, в Южно- и Северо-Баренцевской впадинах гранитно-метаморфический слой отсутствует (Тулина и др., 1988; Sakoulina et al., 2000).

Скоростные характеристики слоев коры зависят от состава структурно-вещественных комплексов верхней части консолидированной коры. На Баренцевоморском шельфе в осадочном чехле имеется значительный градиент скоростей продольных волн — от 2,7–3,5 км/с у дна моря до 5,1–5,7 км/с в основании осадочного чехла, что обусловлено как изменениями литологического состава, так и уплотнением пород с глубиной. В пределах Балтийского кристаллического щита средняя скорость продольных волн в гранитно-метаморфическом слое коры (до глубин 10–12 км) 6,1–6,2 км/с при диапазоне вариаций от 5,7 до 6,5 км/с (Глазнев, 2003).

Такая широкая вариация параметров указывает на большое разнообразие пород, условно объединяемых под одним термином — «гранитный» слой. В «базальтовом» на глубинах 15–30 км вариации скоростей существенно ниже — от 6,4 до 6,8 км/с, лишь в локальных участках аномально утолщенной коры под Беломорским террейном на глубинах 50–62 км в подошве «базальтов» выделяются линзы со скоростями 7,2–7,4 км/с (Глазнев, 2003).

8.2. ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА

Фактические данные о породных комплексах, слагающих верхний этаж консолидированной коры, распределены по площади региона весьма неравномерно. Метаморфические комплексы наиболее полно изучены на окраинах шельфа — на Кольском п-ове, Финмаркене, Шпицбергене, а также на Новой Земле, Пай-Хое и Полярном Урале, где докембрийское основание выведено на современный эрозионный срез. В пределах Печорской низменности строение пород фундамента освещено лишь в отдельных пунктах, где глубокие скважины пробурены на всю мощность осадочного чехла. Вне этих районов представления о строении комплексов основания базируются только на результатах геофизических исследований. В совокупности все данные показывают весьма сложную картину строения фундамента под недеформированным осадочным чехлом (рис. 8.1–8.3).

По характеру породных серий различаются два типа комплексов основания: «кристаллический фундамент» и «складчатое основание». «Кристаллический фундамент», в свою очередь, может быть разделен на два подтипа: глубокометаморфизованные архейско-нижнепротерозойские образования (аналогичные тем, что развиты на Балтийском щите); слабометаморфизованные складчатые комплексы неопротерозоя (характерны для Тимано-Канинского авлакогена, Печорской синеклизы и Свальбардской антеклизы).

«Складчатое основание» представлено неметаморфизованными, но интенсивно дислоцированными раннепалеозойскими образованиями скандинавской зоны каледонид, палеозойскими толщами Новоземельских киммерид и складчатыми комплексами фанерозоя Западного Шпицбергена. Особое место занимают комплексы основания герцинских тафрогенных структур, в строении которых «гранитно-метаморфический» слой играет подчиненную роль или вообще отсутствует. Границы между разнотипными блоками фундамента, как правило, совпадают с долгоживущими глубинными разломами.

8.2.1. Кольско-Лапландско-Карельская провинция

В строении фундамента Баренцевского шельфа у берегов Кольского п-ова — в пределах Кольско-Лапландско-Карельской провинции БЩ — принимают участие архейские, нижнепротерозойские и верхнепротерозойские структурно-формационные комплексы. Наиболее древней породной ассоциацией являются «серые гнейсы» тоналит-трондьемитового состава и огнейсованные гранитоиды серии эндербитов-тоналитов-плагиогранитов, развитые на Мурманском побережье и в ядрах антиформ в Кольском и Инарском доменах. Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 комплекс «серых гнейсов» вскрыт под супракрустальными комплексами раннего протерозоя и верхнего архея на глубинах от 9 745 до 12 262 м (Кольская сверхглубокая, 1998). В 1970–1980-е гг. этот гнейсо-гранитоидный комплекс по геолого-петрологическим критериям относился к раннеархейской формации «первичнокоровых гранитов» (Батиева и др., 1978; Виноградов, Батиева, 1991), однако, детальные геохронологические исследования 90-х годов XX в. не выявили в нем пород и минералов древнее 3,1 млрд лет, все датировки протолитов и самых ранних процессов их преобразования ограничены интервалом от 2,94 до 2,71 (Каталог, 2002). С учетом этих данных на изданных на грани веков геологических картах северной части Балтийского щита выделен «комплекс основания (BC)», в который объединены древнейшие ортогнейсы (типа хомпен-гнейсов Инари) и огнейсованные гранитоиды тоналито-трондьемитовых и эндербитовых комплексов (типа Канент-яврского комплекса Мурманского блока), а также локализованные в их полях линзы биотитовых, амфибол- и пироксен-биотитовых гнейсов и амфиболитов неясного генезиса (Geology., 1995; Geologisk kart., 1996; Геологическая карта., 2002).

Во втором верхнеархейском структурном ярусе кристаллического фундамента различаются две группы комплексов — нестратифицированный *кольско-беломорский* и стратифицированный *лопийский*.

Кольско-беломорский комплекс и его аналоги в фундаменте Восточно-Европейской платформы объединяют сложнодислоцированные терригенно-вулканогенные формации, подвергшиеся полициклическому метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации. Породные серии представлены гнейсами (биотитовыми, пироксен-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, высокоглиноземистыми с гранатом, кианитом, силлиманитом, кордиеритом), амфиболитами и железистыми кварцитами (джеспилиты BIF). Возрастной интервал, которым датируются протолиты и первые стадии метаморфизма, составляет 3,0–2,7 млрд лет (Каталог, 2002; Пожиленко и др., 2002). Почти повсеместно кольско-беломорский комплекс подвергался деформациям и метаморфо-метасоматическим изменениям сумийского, карельского и свекофеннского циклов, локальные изменения происходили в пределах зон активизации и магматизма гренвильского, каледонского и герцинского циклов. Многократность наложенных процессов хорошо документируется по изотопно-геохронологическим датировкам с использованием Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr, K-Ar систем (Каталог, 2002).

Лопийский комплекс включает в себя ряд формационных серий (тундровая, кейвская, колмозеро-вороньинская и др.), выполняющих функции локальных структур поясового (тектонотип – зона Колмозеро-Воронья) или бассейнового облика (тектонотип – Кейвский прогиб). Лопийские формации зонально метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренного или повышенного давления (андалузит-силлиманитовый и кианитовый ряды фаций) (Петров, 1999). Породные серии состоят из гнейсов и кристаллических сланцев с пачками амфиболитов, мраморов, кварцитов, сохранивших в большинстве случаев диагностические признаки, по которым уверенно распознаются метаосадки и метавулканиды различного фациального облика. Это позволяет в каждой структуре достаточно надежно определять стратиграфическую последовательность и реконструировать эволюцию палеотектонических условий литогенеза. Особо следует отметить широкое развитие высокоуглеродистых кианитовых и ставролит-слюдистых сланцев, образовавшихся за счет хемогенно-терригенных осадков (переотложенных кор химического выветривания) лагунных и прибрежно-морских фаций. В Кейвском бассейне с горизонтами кианитовых сланцев в червуртской свите связаны крупные промышленные скопления глинозема (Пожиленко и др., 2002).

Характерной чертой лопийских комплексов является наличие в средней части разреза мощных (1–4 км) вулканогенных толщ (*свиты патчеярвинская, лебязжинская, полмостундровская, вороньетундровская, урагубская, каскамская, корватундровская, пялочная, вочеламбинская*). В низах разреза преобладают подводные вулканиды базитового состава, принадлежащие к низкокальциевой толеитовой и коматиитовой сериям (Смолькин, 1992). Для верхней части разреза характерны дифференцированные серии базаль-андезит-дацитового состава. Реже встречаются локальные ареалы дацит-риолитового вулканизма (*лебязжинский и пеллапахский комплексы*) с признаками наземных пеплово-туфовых и игнимбритовых отложений (Виноградов, Батиева, 1991; Пожиленко и др., 2002).

Возрастные соотношения между комплексами тоналит-трондьемитовых «серых гнейсов» (BC), кольско-беломорским и лопийским недостаточно ясны. Изотопные данные не дают оснований для разнесения их на разные возрастные уровни. Модельные возрасты протолитов во всех комплексах Sm-Nd методом определяются не древнее 3,2 Ga. Возраст кислого вулканизма U-Pb методом по цирконам из метариолитов датирован как $2\,828 \pm 8$ Ma в Колмозеро-Вороньинском поясе и $2\,871 \pm 15$ Ma в Кейвском прогибе, что отвечает интервалу кристаллизации комплекса BC – $2\,870$ Ma в Терском террейне, $2\,807 \pm 10$ на Вочеламбинском участке, $2\,790 \pm 20$ в Оленегорском блоке Кольского домена, $2\,813 \pm 6$ в блоке Варангер и $2\,902 \pm 9$ в блоке Ярфиорд Серварангер-Кольского террейна. Датировки стадий амфиболитового метаморфизма в лопийском комплексе укладываются в интервал 2,94–2,72 Ga, соответствующий времени гранулитового и высокотемпературного амфиболитового метаморфизма кольско-беломорского комплекса. Интрузивные комплексы габбро-анортозитов и щелочных гранитов, прорывающих лопийские серии, внедрялись в интервале 2,75–2,63 Ga. Более поздние наложенные процессы фиксируются по Rb-Sr и K-Ar датировкам вплоть до герцинского времени, но максимум активизации, вызвавшей локальный ультраметаморфизм и формирование жильных полей амазонитовых пегматитов и редкометалльных силекситов, приурочен к рубежу 1,75–1,65 Ga (Каталог, 2002; Пожиленко и др., 2002).

Геологические соотношения между гранитоидами комплекса BC и кольско-беломорской серией также неясны, поскольку четких границ раздела между ними нет. В основании лопийского

комплекса встречаются конгломераты с гальками гранитоидов тоналит-трондьемитовой серии, что до получения изохронных изотопных датировок служило основным доводом в пользу раннеархейского возраста «первичнокоровых» гранитов (Батиева и др., 1978).

Третий структурный ярус в кристаллическом фундаменте представлен проторифтовыми образованиями карельского комплекса и коллизионными структурами типа Лапландского гранулитового пояса, сформировавшимися в интервале 2,5–1,8 Ga. Наиболее полные разрезы осадочно-вулканогенных формаций этого яруса сохранились в Печенгско-Имандра-Варзугском рифтогенном поясе, протянувшемся почти на 800 км через Кольский п-ов от Финмаркена до горла Белого моря. В Печенгском блоке разрез рифтового комплекса полностью вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной в интервале глубин 0–6,7 км (Кольская сверхглубокая, 1984, 1998). Менее полные разрезы карельского комплекса изучены в Пана-Куолярвинской, Кукасозерской, Усть-Понойской и Кейвской (хр. Серповидный) структурах (Мележик, 1992; Смолькин, 1992; Пожиленко и др., 2002).

Комплекс карелид разделен на три стратиграфических отдела. Нижний отдел или сумий объединяет три свиты (*пурначскую, кукшинскую и сейдореченскую*), в каждой из которых низы разреза сложены осадочными формациями, а верхние подсвиты имеют преимущественно вулканогенную природу. В *пурначской* свите нижняя подсвита мощностью 0,6 км сложена биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами (метаграувакки) с прослоями кварцевых метапесчаников, гравелитов и конгломератов в основании. Вулканогенная подсвита мощностью 1,5 км представлена амфиболитами (метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации толеитовые платобазальты) (Смолькин, 1992). Осадки *кукшинской* свиты трансгрессивно налегают на вулканиты *пурначской* свиты со следами размыва и стратиграфического несогласия. В нижней подсвите мощностью 0,5 км преобладают биотит-хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы с примесью до 10% карбонатного материала (известковистые субграувакки) и аркозовые метапсаммиты с прослоями мраморизованных известняков. Вулканиты верхней подсвиты мощностью 0,5–1,2 км представлены амфиболитами с реликтами офитовых структур (метадиабазы толеитовой серии). В осадочной подсвите *сейдореченской* свиты (0,6 км) превалируют кварциты и аркозовые метапесчаники, а мощная вулканогенная подсвита включает серию пород – пикрито-базальты (амфиболиты, 1,5 км), андезит-базальты и андезиты (биотит-хлорит-полевошпатовые сланцы, 1,5 км), дациты и риолиты (двуслюдяные и мусковитовые сланцы, 1 км). Возраст кислых вулканитов $2\ 448 \pm 8$ Ma (Каталог, 2002).

Осадочно-вулканогенные формации сумия выполняют асимметричный грабен с пологим моноклиналильным залеганием толщ. Мощность коры под осевой зоной грабена на 5 км меньше, чем в прилегающих участках Кольского и Терского доменов, причем уменьшение мощности происходит за счет утонения «базальтового» слоя (Галдин и др., 1988). Вдоль северного борта грабена размещается крупный (9–16 x 67 км) Федорово-Панский расслоенный плутон, сложенный платиноносной пироксенит-габбронорит-анортозитовой ассоциацией, внедрение и раскристаллизация которой произошли в интервале от 2 491 до 2 447 Ma (Mitrofanov et al., 1998). К этому же возрастному рубежу относится формирование крупного магматического ареала на северо-западном фланге Имандра-Варзугского грабена, в Мончегорском районе. В интервале от 2 507 до 2 434 Ma здесь внедрились базит-ультрабазитовые интрузивные серии, сформировавшие расслоенные и многофазные дифференцированные плутоны Главного хребта и Мончи, вмещающие медно-никелевое, платинометалльное и хромитовое оруденение.

К югу от рифтогенного прогиба, в сопредельных Кандалакшко-Колвицком и Гранулитовом террейнах расположены пояса высокобарических метаморфитов, представленных гранатовыми и пироксенсодержащими полевошпатовыми амфиболитами (метабазальтами), амфиболовыми гнейсами (метаандезитами) и высокоглиноземистыми гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовыми гнейсами и кислыми гранулитами. Ранее эти комплексы относились к архею, но в последние годы получены U-Pb и Sm-Nd датировки, свидетельствующие об их раннепротерозойском возрасте (Каталог, 2002).

Средний отдел карелид охватывает интервал от сариолия до людиковия (2,40–1,94 Ga), в течение которого произошло максимальное раскрытие Печенгско-Имандра-Варзугского рифта и заполнение его осадочно-вулканогенными отложениями *печенгской, варзугской и панской* серий (Смолькин, Митрофанов, 1996). Максимальной интенсивности достигли одновременно процессы вулканизма в более мелких рифтогенных структурах – Пана-Куолярвинской, Кукасозерской, Усть-Понойской. Строение разрезов во всех структурах однотипно. Как

и в сумийском отделе, в разрезе ритмично чередуются толщи (свиты) с преобладанием терригенных осадков и вулканогенные, на 70–90% сложенные лавовыми потоками и туфовыми отложениями.

Наиболее детально изучен разрез печенгской серии. Он пересечен на всю семикилометровую мощность Кольской сверхглубокой скважиной и прослежен по поверхностным выходам и горным выработкам в Печенгском рудном поле, в котором локализованы сульфидные медно-никелевые месторождения (Мележик, 1992; Смолькин, Митрофанов, 1996; Кольская сверхглубокая, 1998). В основании разреза развиты валунные и гравийно-галечные конгломераты и конгломерато-брекчии фановой фации предгорных склонов (*телевинская* свита, 0–250 м). Во второй осадочной свите (*кувернериньокской*, 0–300 м) они сменяются мелководными озерными отложениями (известняки, доломиты, кварцито-песчаники, яшмы, сланцы), в третьей свите (*лучломпольской*, 0–300 м) к аналогичной породной ассоциации добавляются туффиты, доломиты, аркозы, а в четвертой (*ждановской*, 800–1000 м) доминируют относительно глубоководные флишоидные толщи углеродистых и сульфидно-углеродистых сланцев и филлитов с прослоями алевролитов, песчаников, гравелитов, туфов и туффитов основного, ультраосновного и среднекислого состава. Вулканогенные свиты имеют мощность от 800 до 2000 м. В первой снизу (*маярвинской*) преобладают диабазы и диабазовые порфириты с мандельштейновыми текстурами; во второй свите (*пирттиярвинской*) к диабазам добавляются альбитофиры, трахиты, андезитодациты; третья свита (*заполярнинская*) содержит пестрый комплекс авгитовых и актинолитовых диабазов, амфиболитов и зеленых сланцев; в четвертой свите (*матертской*) с максимальной интенсивностью проявляются ферропикритовые лавы с массивной или шаровой текстурой, переслаивающиеся с афанитовыми авгитовыми диабазами (по геохимическим свойствам близкими к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов). С внедрением ферропикритовых магм в продуктивную ждановскую свиту связано формирование никеленосных габбро-верлитовых интрузивов на рубеже 1 980–1 970 Ma (Hanski et al., 1990; Смолькин, 1992).

На стадии закрытия рифтов в калевийское время (1,94–1,86 Ga) в локальных мульдах отлагались черносланцевые и молассоидные формации верхнего отдела карелид (*южно-печенгская* и *томингская* серии). Вулканические серии этой стадии имеют сложный дифференцированный состав — от ультрабазитов до дацитов и риолитов, локально проявляются щелочные лавы и туфы. Степень дислоцированности толщ верхнего отдела карелид значительно выше, чем в более ранних комплексах.

Все породы карельского комплекса подверглись зональному метаморфизму, усиливающемуся от осевых зон рифтогенных прогибов к бортам и подошве — от фации зеленых сланцев до амфиболитовой (Петров, 1999). В Южно-Печенгской структурной подзоне Печенгской мульды амфиболитовая фация охватывает весь калевийский подъярус. Здесь же встречаются бескорневые интрузии плагиогранитов и гранодиоритов (Каскельярвский, Шуонияврский массивы) с возрастом 1 940 Ma, в контактной зоне которых породы карельского комплекса подвергаются ультраметаморфизму, что приводит к образованию внутривулканитового прогиба структур типа «гнейсовых складчатых овалов».

Усиление метаморфизма у бортов трога и обилие в разрезе диабазов сближает физические свойства пород карельского комплекса и подстилающих его гнейсо-амфиболитовых толщ *кольскобеломорского* комплекса. Как показали исследования керн КСГС, породы архейского комплекса на глубинах ниже 6,8 км характеризуются скоростью распространения упругих волн 5,5–5,8 км/с при средневзвешенной плотности 2,73 г/см³, а в *печенгской* серии эти параметры составляют соответственно 6,8–7,0 км/с и 2,95 г/см³ (Кольская сверхглубокая, 1984, 1998).

Четвертый структурный ярус фундамента («складчатого основания») слагает *Верхнепротерозойский или гренвильский* комплекс. Он прослеживается под плитным чехлом в полосе Тимано-Канинских дислокаций, на юге Новой Земли, в окрестностях Северо-Варангерской зоны складок, предполагается на Шпицбергене и на крайнем востоке Карского шельфа, в районах, прилегающих к берегам Таймыра и Северной Земли.

8.2.2. Баренцевоморская тектоническая провинция

При проведении ГСЗ доверхнепротерозойские комплексы прослежены на шельфе, прилегающем к побережью Кольского п-ова, как кровля «гранитно-метаморфического» слоя с граничными скоростями 6,1–6,2 км/с. В северной зоне Кольского шельфа породы этого

возраста, судя по сейсмическим данным, слабодислоцированы и входят в состав покровных комплексов. Северная граница «кристаллического фундамента» уверенно проводится по смене общего характера аномальных физических полей, отраженной на схемах их районирования. Такой характер сочленения северного склона Балтийского щита с сопредельными структурами свидетельствует о наличии крупных глубинных разломов вдоль его северной границы. Вблизи этой границы происходит и изменение условий залегания рифейских образований. На сейсмических материалах здесь уверенно отслеживается подошва рифейского терригенно-метаморфического комплекса, полого погружающаяся в СВ направлении и нарушенная лишь малоамплитудными сбросами. Кроме того, на геоакустических профилях видно довольно крутое моноклинальное падение пород в этом же направлении, не осложненное складчатыми деформациями (рис. 8.4). Это позволяет считать, что п-ов Рыбачий с его сложноскладчатой архитектурой мощных флишоидно-турбидитных толщ не может служить тектонотипом для всего рифейского комплекса Баренцевского шельфа, а скорее должен рассматриваться как относительно локальное явление.

В пределах **Центрально-Баренцевского поднятия**, судя по сейсмическим данным, сохраняется спокойный характер залегания рифейских толщ. Их кровля сопоставляется с преломляющим горизонтом со скоростями 5,5–5,9 км/с, а подошва — с горизонтом, имеющим граничную скорость $V_{гр} = 6,0–6,2$ (Nerochnov et al., 2000). Незначительная разница в скоростных параметрах показывает, что рифейские образования по величине уплотнения пород приближаются к подстилающим их образованиям «гранитного» слоя. Последние, вероятно, можно считать аналогами архейско-нижнепротерозойского комплекса Кольского п-ова. Своеобразной чертой глубинного строения Центрально-Баренцевского массива является присутствие в его северной части изометричной структуры около 40 км в поперечнике, отраженной в магнитном поле интенсивной положительной аномалией. В геологическом отношении ей соответствует совокупность пластовых, субгоризонтальных и крутопадающих тел базитов, локализованных в основании осадочного чехла и в верхнем ярусе фундамента.

Сейсмические исследования на **Печорском шельфе** показали, что в верхнем этаже консолидированной коры здесь хорошо выражены две границы: верхняя K_1 имеет граничную скорость 5,9–6,5 км/с и сопоставляется с кровлей рифейской толщи, а расположенная на 3–5 км ниже граница K_2 с $V_{гр} = 6,5$ км/с фиксирует подошву толщи. На территории Печорской синеклизы породы рифейского фундамента по сейсмическим данным отделяются от вышележащих недислоцированных комплексов очень неуверенно, что связано с экранирующим влиянием высокоскоростных образований в основании осадочного чехла. Аналогичная ситуация выявлена после проведения профилирования КМПВ в Печорском море.

В крайней ЮЗ части Баренцевского шельфа, прилегающей к **Финмаркену**, строение поверхности консолидированной коры определяется присутствием мощной толщи «геосинклинальных» образований рифейско-нижнепалеозойского возраста, интенсивно деформированных во время каледонской эпохи складчатости (Gayet, 1989). Характерной особенностью каледонид Скандинавии является слабое проявление магматизма. Исключение составляет лишь пост-складчатый *зейландский* комплекс в покрове Лаксфьорд, представленный небольшими интрузивными телами габбро, карбонатитов, нефелиновых сиенитов и пироксенитов (Townsend, Gayet, 1989).

В структурном плане Финмаркена различают автохтон и три крупных надвиговых покрова (Гайсса, Калак и Магерой). Между первыми двумя выделяется небольшой по площади, но хорошо обнаженный и исследованный надвиг Лаксфьорд, а в поле развития аллохтона Калак в тектонических окнах выступают на эрозионный срез кристаллические породы раннедокембрийского фундамента. Внутренняя структура всех аллохтонов весьма сложна. В породах фиксируются различные складки, в том числе плейчатого типа, разнонаправленные трещины кливажа и многочисленные разломы, преимущественно падающие на СЗ. В надвиге Лаксфьорд выделяется до восьми отдельных надвиговых пластин, разделенных пологонаклонными плоскостями смещения. Все это свидетельствует о весьма интенсивном и неоднократном проявлении горизонтального сжатия с общего северо-западного направления. Формирование надвиговой структуры было многофазным и охватило интервал от середины кембрия до силура: от начальных фаз Финмаркенской орогении (490–540 Ma) до более поздней Скандинавской орогении (поздний ордовик — ранний силур) (Dallmeyer et al., 1989). Радиологические датировки показывают, что тектонические события в надвиге Лаксфьорд систематически опережали на

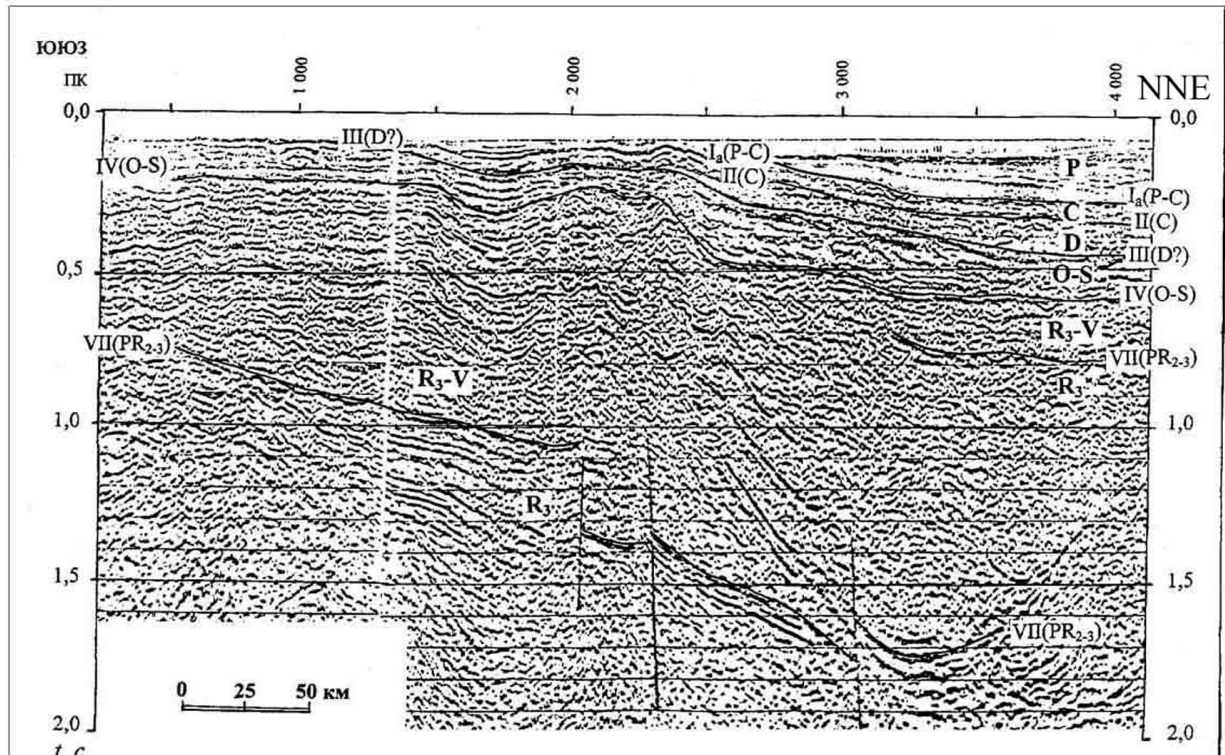
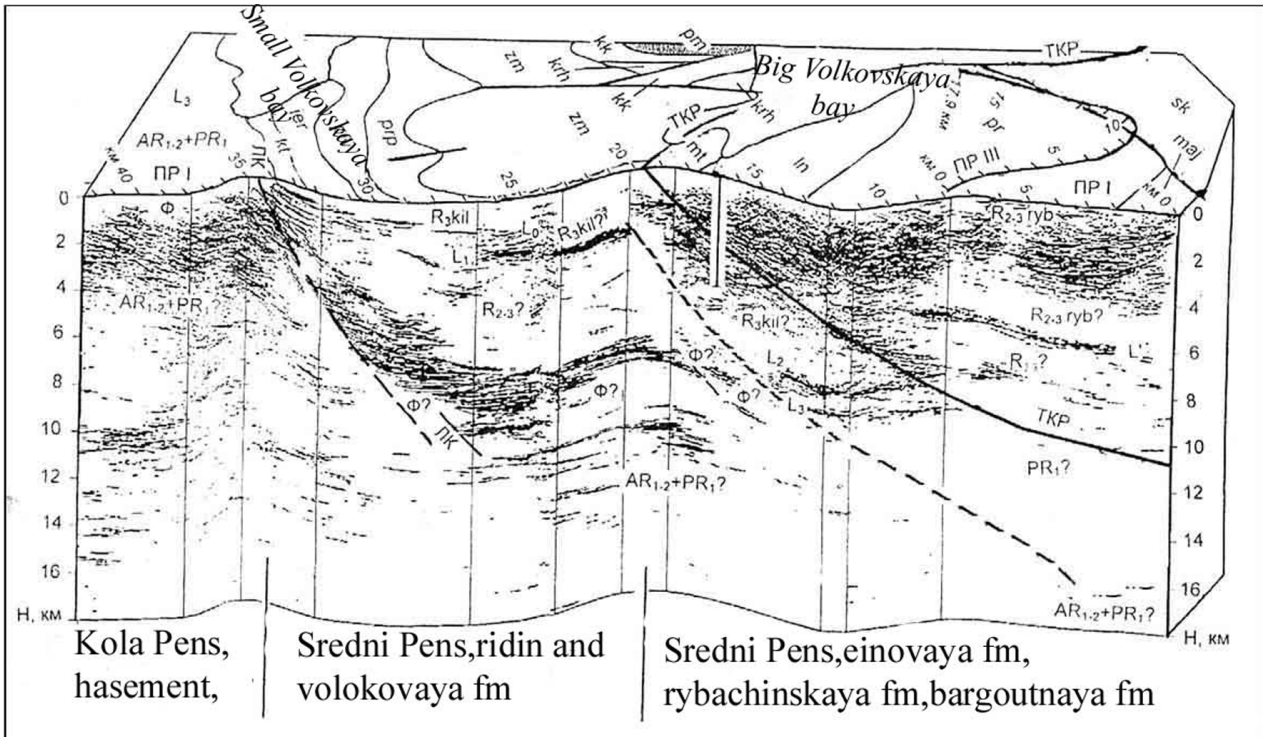


Рис. 8.4. Сейсмические разрезы рифейских и венд-кембрийских отложений на северном склоне Балтийской антеклизы (Кольско-Канинской моноклизы), отработанных на суше (п-ов Рыбачий) и на шельфе геотраверса Дальние Зеленцы (Симонов и др., 2001)

Оба профиля показывают наличие отражающих площадок по всему разрезу рифея-нижнего палеозоя, указывающих на слабую дислоцированность осадочных комплексов и отсутствие регмагменных структур, которые можно было бы сопоставить с региональными покровными надвигами скандинавского типа

10–15 Ма аналогичные явления в надвиге Гайсса. Из этого следует, что смятие осадочных толщ начиналось в Финмаркене с запада и по мере усиления стресса продвигалось в ЮВ направлении, захватывая все новые недеформированные районы. В такой трактовке самый нижний надвиг оказывается и самым молодым, причем структурные наблюдения указывают на затухание складкообразования к концу каледонской орогенной эпохи.

По данным наземных и морских сейсмических работ, кровля складчатых каледонских образований прослеживается в виде преломляющей границы со скоростями 6,2–6,3 км/с (Faleide et al., 1984). Вместе с тем область распространения этой границы весьма невелика. На западе она ограничивается бровкой континентального склона, а на севере — разломом, следующим вдоль берега Скандинавии на расстоянии 20–50 км от него. К северу от этого разлома в депрессионных зонах Западно-Баренцевского шельфа граница с такими сейсмическими скоростями не фиксируется. Вместо нее на глубине 8–13 км прослеживается граница с $V_{гр} = 5,2–5,6$ км/с (Harland, Dowdeswell, 1988). Природа этой границы дискуссионна: норвежские геологи сопоставляют ее со складчатым каледонским комплексом (Breivik et al., 2002), тогда как российские исследователи интерпретируют ее обычно как кровлю плитного чехла того же возраста (Verba, Sakoulina, 1999; Верба, Верба, 2002).

На **Свальбардском поднятии** в доплитном комплексе консолидированной коры уверенно различаются три структурных яруса — карельский, гренвильский и байкальский (Тебеньков, 2003). Имеются также единичные, более древние изотопные датировки по цирконам (3,2–2,5 Ga), свидетельствующие о существовании коры континентального типа в архейское время в районе Нью-Фрисланда и Хорнсунна (Balashov et al., 1996).

Тектонотипом *карельского яруса* служит Нью-Фрисланд, где метаосадочные образования серии Атомфьелла (гнейсы, гранат-слюдяные сланцы, кварциты и мраморизованные доломиты, амфиболиты) имеют возраст $2\ 415 \pm 34$ Ма. Супракрустальный комплекс интенсивно деформирован и шарьирован (выделяется не менее четырех групп надвигов), прорван интрузиями базитов и гранитов и на рубеже 1,75–1,78 Ga метаморфизован в условиях андалузит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации. В более поздние эпохи (готскую, гренвильскую, каледонскую) он подвергнулся повторной деформации и инъецировался молодыми гранитами. С серией Атомфьелла коррелируются гнейсо-мигматитовые комплексы северо-западного Шпицбергена (серия Смеренбургфьорд) и Северо-Восточной земли (комплекс Дувефьорд) (Тебеньков, 2003).

Гренвильский структурный ярус представлен образованиями двух структурно-формационных ассоциаций. В раннегренвильском комплексе, сформированном в относительно стабильной тектонической обстановке, без активных проявлений магматизма, на большей части территории шло накопление мелкозернистых терригенных осадков флишоидного типа с прослоями карбонатов (толщи кристаллических сланцев с пачками кварцитов и мраморов, известные как серии *исбьернхамна* на о. Западный Шпицберген, *кроссфьорд* и *конгсвегген* — на Северо-Западной Земле, *брэнневинсфьорд* — на Северо-Восточной Земле).

Rb-Sr датировка кристаллических сланцев серии *исбьернхамна* дала значение возраста 1 481 Ма, а по детритовым и метаморфогенным цирконам получен набор датировок от 1,7 до 0,9 Ga. На Нью-Фрисланде в этот же период накапливались мощные (более 3 км) толщи вулканогенно-терригенно-карбонатной формации эвгеосинклиналиного типа, которые в процессе зонального метаморфизма в условиях от зеленослацевой до амфиболитовой фации были преобразованы в слюдяные и гранат-слюдяные сланцы, кварциты и мрамора, объединяемые в серию *моссель* (Красильщиков, 1973).

В конце раннего рифея произошла инверсия тектонического режима и возросла магматическая активность, что выразилось в появлении кислых вулканитов повышенной калиевости в верхах серии *моссель* на Нью-Фрисланде (U-Pb возраст по цирконам $1\ 294 \pm 42$ Ма) и в серии Консвегген на п-ове Бреггер, а также во внедрении габбро-диорит-гранитных интрузий на рубеже 1 200 Ма. Со структурным несогласием на деформированные раннерифейские комплексы налегает среднерифейский (950–960 Ма) орогенный терригенно-вулканогенный комплекс Кап-Ханстен мощностью до 5 км, в котором среди вулканитов преобладают андезиты-дациты и риолиты. Времени его образования отвечает главная фаза внедрения синорогенных гранитов (комплексы Лаппония, Фондааллен, Лаура, Контактберген на СВ Земле, Коллербреэн и Бискайер на СЗ Земле).

Финальные дислокации были менее интенсивными, чем на раннегренвильской стадии, и сопровождались региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации. В байкальскую эпоху

гренвилиты подвергались тектоно-магматической активизации, выразившейся во внедрении трещинных интрузий габброидов в интервале 620–660 Ma на СЗ и СВ Земле и в локальном проявлении метаморфизма эклогитовой фации на СЗ Земле на рубеже 535–505 Ma (Dallmeyer et al., 1989).

Каледонский этап развития Шпицбергена изучен слабо и является дискуссионным. Согласно построениям геологов кембриджской школы в интервале между средним ордовиком и верхним девонем (480–370 Ma) был сформирован каледонский ярус складчатого основания. Российские же геологи в последние годы пришли к выводу, что деформации этого времени имеют не коллизионную, а сдвиговую природу и проявились лишь в узкой шовной зоне, прилегающей к разлому Претендер. В пользу этих построений свидетельствует то, что каледонские движения вызвали лишь зональный метаморфизм, который в раннепалеозойском комплексе не поднимался выше зеленосланцевой ступени, а ордовикско-силурийские отложения представлены шельфовыми карбонатными формациями мощностью около 2 км. Кроме того, выяснилось, что девонская красноцветная формация типа Old Red, которую ранее относили к орогенным образованиям, представляет собой дельтовый комплекс, выполняющий авлакоген, аналогичный Денисовскому на Печорской синеклизе и по времени формирования не связанный с каледонскими тектоническими движениями.

В отдельных разломах проявлялся глаукофановый метаморфизм (комплекс гранат-глаукофановых сланцев Вестготабрен на западном побережье Шпицбергена, K-Ar, Ar-Ar и Rb-Sr датировки 480–460 Ma по слюдам (Dallmeyer et al., 1989). Интрузии гранитов Ньютонтоппен на Нью-Фрисланде, Хорнемантоппен на СЗ Земле, Дьюпскиллодден и Рейп-фьорд на СВ Земле внедрились в интервале 420–415 Ma (Balashov et al., 1996; Tebenkov et al., 1996). Предполагается, что метаморфизм сопровождался генерацией реоморфических гранитов только в глубокопогруженных карельских и гренвильских комплексах. Петрофизические характеристики пород каледонского яруса были получены по параметрической скважине Раддедален-1 на о. Эдж. Плотность осадочных пород на глубинах 0,8–2,5 км варьирует в пределах 2,62–2,85 г/см³, породы слабомагнитны (максимальная остаточная намагниченность, отмеченная в доломитах ордовика, не превышает $150 \cdot 10^{-5}$ СИ), скорость продольных волн V_p изменяется от 5,2 до 5,6 км/с, а в некоторых разновидностях алевролитов доходит до 6,5 км/с. Вследствие сказанного рассмотрение данного осадочного комплекса в составе фундамента лишь отдает дань традиции.

На **Земле Франца-Иосифа (ЗФИ)** параметрической скважиной «1-Нагурская» вскрыта пологонаклонная (около 20°) толща кварцитовидных песчаников, филлитов и кварцево-серицитовых сланцев вендского возраста, интродуцированных мезозойскими долеритами (Граumberг и др., 1985). Метаморфизм пород не выше хлоритовой фации, они относительно слабо уплотнены ($\sigma = 2,50–2,77$ г/см³), у контактов с долеритами фиксируются плейчатые текстуры. Вендская толща рассматривается как древний покровный комплекс, развитый на жестком кристаллическом основании. На остальной территории ЗФИ о присутствии пород «гранитного» фундамента свидетельствуют только геофизические данные, нередко противоречивые. Так, на Земле Александры кровля фундамента выделена по магнитометрическим данным на глубинах 2,5–3,5 км (Верба, 1985), а на о. Хейса — по сейсмологическим данным, — на глубине 7,0–9,5 км (Аветисов, Булин, 1974).

На Вильчеховской моноклизе, по материалам ГСЗ, толща со скоростями 5,5–5,9 км/с, сопоставляемая с кристаллическим фундаментом, была выделена на глубинах 1,5–7,0 км (Качурина и др., 1999; Старк и др., 1999), однако, после проведения здесь же комплексного профилирования ГСЗ — КМПВ было высказано предположение, что толщу с такими низкими кинематическими параметрами следует относить к покровному комплексу, аналогичному вскрытому в скважине на Земле Александры (Sakoulina et al., 2000).

На **Карском шельфе** строение фундамента представляется наименее ясным. Параметрической скважиной на о. Свердруп в основании плитного чехла были вскрыты метаморфические породы венда (Граumberг и др., 1985), а бурение на Новопортовской площади п-ова Ямал показало, что в кровле доюрского фундамента развиты разновозрастные терригенные, карбонатные, метаморфические и вулканогенные породы, прорываемые дайками основного состава и мелкими интрузиями палеозойских гранитоидов (Сурков, Смирнов, 2003).

Материалы региональных геофизических работ на опорном профиле 3-AP (рис. 8.3) были обобщены ВНИИОкеангеология (Мащенко и др., 2002) и использованы для построения модели глубинного строения земной коры Карской синеклизы. Компьютерная технология

моделирования сочетала методику двумерного сейсмогравитационного моделирования с опорой на результаты сейсмических исследований и трехмерного гравитационного моделирования с учетом информации об аномалиях поля силы тяжести, рельефе дна и массовых расчетов верхних кромок магнитоактивных источников. Из новой модели следует, что под депоцентром Южно-Карского бассейна раздел М воздымается до уровня 28 км, причем «гранитный» слой консолидированной коры практически полностью редуцирован. Максимальные глубины залегания раздела М (до 38 км) зафиксированы под осью Северо-Сибирского порога.

Конфигурация границы между верхним и нижним этажами консолидированной коры повторяет, в общем, форму раздела М. Рельеф фундамента сложнорасчлененный: максимальные глубины кровли фундамента (до 13 км) зафиксированы в Южно-Карской впадине, а в районе Северо-Сибирского порога между двумя поднятиями фундамента зафиксирована депрессия глубиной до 6 км. Выявлены три локальных впадины, две из которых имеют изометричную форму, а наиболее глубокая депрессия, отчетливо выраженная в северной части Южно-Карской синеклизы, имеет простирание ЮЗ – СВ. Пайхойско-Новоземельская и Таймырско-Североземельская зоны складчатых деформаций выделяются в рельефе фундамента как области линейно-вытянутых воздыманий.

Выявилось принципиальное отличие в плотностных характеристиках коры Южно-Карской синеклизы и северной части шельфа. На юге верхний этаж консолидированной коры ниже границы Ф однороден по плотности, а основные неоднородности сосредоточены в промежуточном структурном этаже, где выделяются переуплотненные блоки с плотностью 2,62–2,68 г/см³, появление которых связано с магматическими телами. К северу от Северо-Сибирского порога плотностные неоднородности сосредоточены в верхнем этаже консолидированной коры.

Магнитные источники выявлены на двух уровнях: в верхней части осадочного чехла, представленной слаболитифицированными осадками, и в консолидированной коре вблизи кровли фундамента. В пределах Южно-Карской впадины наиболее глубоко залегающие источники располагаются в нижней части осадочного чехла, пространственно совпадая с уплотненными телами. К северу от Северо-Сибирского порога наряду с этой группой имеется значительное количество источников в верхней части консолидированной коры, причем значительная часть магнитных источников совпадает с плотностными неоднородностями. В структурах Пайхойско-Новоземельской складчатой системы магнитные источники группируются вдоль субвертикальных плоскостей, которые интерпретируются как глубинные разломы.

Согласно концепции Н. А. Богданова и В. Е. Хаина, нашедшей отражение в «Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (м-б 1 : 2 500 000)», «домезозойский фундамент» Южно-Карской впадины погружен на глубины 12–14 км, а в центральной части разделен на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.), над которыми суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5–7 км. Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, имеющими перекрестный структурный план. В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермско-триасового комплекса оценивается в 6–7 км, причем наличие связи этих структур с положительными гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается как свидетельство глубокой переработки земной коры в рифтогенных зонах и проявления в них базитового магматизма.

Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины свидетельствует о тесной связи со структурами Западно-Сибирской плиты, где рядом глубоких скважин, в том числе Тюменской сверхглубокой СГ-6, были вскрыты основные эффузивы трапповой формации (оливиновые и долеритовые базальты с прослоями красноцветных туфов, туфов базальтового состава, кластолав, туфобрекчий), перемежающиеся с отложениями континентального генезиса, со споро-пыльцевыми комплексами и остатками наземных растений раннего триаса (Сурков, Смирнов, 2003). Позднепермско-раннетриасовые субщелочные интрузивные и изверженные породы установлены на юго-западном ограничении Южно-Карской впадины в поле развития Байдарацкого разлома (Пономарев, Романова, 1983).

Зондирования МПВ, выполненные на территории низменности, показывают, что под зоной распространения пермско-триасового синрифтового комплекса поверхность М максимально приподнята (до 26–28 км) и имеет пониженные граничные скорости – 7,8–8,0 км/с, тогда как на периферии плиты эта поверхность залегает на глубинах 32–35 км и характеризуется граничными скоростями 8,0–8,2 км/с (Шипилов, Тарасов, 1998). Замеры теплового потока в морских

скважинах и на Ямале свидетельствуют о повышенных (более 70–75 мВт/м²) значениях теплового поля над рифтовой системой Южно-Карской впадины, тогда как в бортовых ее зонах теплотокеты снижаются до 50–60 мВт/м² (Цыбуля, Левашкевич, 1992). Линейные магнитные аномалии мезозойского времени прослеживаются с территории Западной Сибири в пределы Южно-Карской впадины. Сложная сетчатая конфигурация аномальных зон указывает на то, что степень деструкции фундамента не достигала уровня, соответствующего спрединговым срединноокеаническим рифтам, а соответствовала типу внутриконтинентальных трапповых провинций или «каркасных тектоногенов» с субокеанической корой (Сурков, Смирнов, 2003).

Северо-Карская синеклиза занимает северную часть Карского шельфа и представляет собой закономерное сочетание прогибов (впадин) и поднятий, заложившихся на байкальском основании. В прогибах мощность осадочного выполнения достигает 10 км. Отложения представлены позднерифейско-кембрийской терригенной толщей (до 2,5 км), ордовикско-силурийской терригенно-карбонатной (около 2,5 км), девонской карбонатно-терригенной (более 2,5 км), карбон-пермской терригенной (около 500 м). На поднятиях палеозойские отложения либо отсутствуют, либо представлены редуцированными разрезами. Эта сложнопостроенная область перекрыта маломощным (до 1–2 км) плитным чехлом юрско-меловых терригенных образований.

8.2.3. Фундамент рифтогенных прогибов

В **Южно-Баренцевской впадине**, наиболее полно изученной глубинными сейсмическими исследованиями ГСЗ-КМПВ, кровля консолидированной коры, залегающей на глубинах 15–24 км, хорошо прослеживается по преломленной волне K_2 с $V_{гр} = 6,8$ км/с. По значению скорости волны граница соотносится с «базальтовым» слоем земной коры. Далее ее сменяет группа волн М, связываемых с поверхностью мантии. Волна K_1 , которая уверенно отслеживалась на Печорском шельфе и сопоставлялась с поверхностью рифейского фундамента, в Южно-Баренцевской впадине отсутствует, что указывает и на отсутствие пород, соответствующих «гранитно-метаморфическому» слою. Эта волна перестает прослеживаться в пограничной зоне листрических сбросов, отделяющих впадину от Печорской синеклизы. С зоной сбросов совпадает резкое увеличение мощности верхнепалеозойско-триасового терригенного комплекса и выпадение из разреза карбонатного комплекса верхнего девона-карбона, что позволяет определить время разрыва и «редукции» гранитно-метаморфического слоя в Южно-Баренцевской впадине как допермское. Нижний предел этого процесса определяется на основе данных по Хибино-Харловской зоне глубинных разломов на Кольском п-ове, продолжающей на суше Южно-Баренцевскую систему разломов. Возраст континентальных осадочных толщ ловозерской, контозерской и харловской свит, заполняющих кальдерные структуры в кристаллическом цоколе, по фаунистическим данным определяется как среднедевонский-нижнекарбонный, а изотопные датировки вулканогенных образований ловозерской серии дают оценки возраста 410 Ма (Каталог., 2002; Пожиленко и др., 2002). Каменноугольный возраст предполагается для вулканогенно-осадочной толщи, выявленной при проведении ГСЗ-КМПВ в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины (Тулина и др., 1988). Высокие значения скоростных параметров толщи ($V_{гр} = 5,3–5,6$ км/с) и приуроченность к ней большого числа магнитоактивных тел показывают, что помимо терригенных пород в разрезе толщи большую роль играют вулканиты.

На **Карском шельфе**, судя по данным региональных геофизических съемок, тектоническая обстановка в зонах рифтогенной деструкции в общих чертах повторяет баренцевоморскую. В пользу этого говорят и данные глубинных сейсмических наблюдений, выполненных на трансекте «Ямал – Кяхта», который является континентальным продолжением морского геотраверса 2-AP. Структура нижних горизонтов земной коры здесь в основных чертах зеркально отражает прогибы в платформенном чехле, а амплитуда поднятия поверхности М достигает 10 км (Казаис, 1974). Судя по геолого-геофизической модели Енисей-Хатангского прогиба, уменьшение мощности земной коры в осевой части прогиба происходит за счет резкого сокращения мощности гранитного слоя, вплоть до полного его исчезновения (Сурков и др., 2002). Н. Л. Добрецов (2003), рассматривая эволюцию структур Западно-Сибирской низменности и Карско-Баренцевского шельфа, предположил, что в их пределах располагалась единая крупная трапповая провинция, возникновение которой в поздней перми-раннем триасе было обусловлено влиянием Сибирского суперплюма. Магматизм, связанный с этим суперплюмом, начался в

Котуй-Маймечинском районе (первый этап — 250–253 Ма, второй — 246–240 Ма), продолжился на Таймырском побережье Карского моря (235–240 Ма), на Путоране, в рифтовых впадинах Западно-Сибирской плиты, в Кузнецком и Челябинском угольных бассейнах, и завершился на Таймыре (220–230 Ма) и Карско-Баренцевском шельфе.

8.3. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В вертикальном разрезе недислоцированных покровных комплексов Баренцево-Карского региона можно найти образования практически всего неогей — от рифея до голоцена, но распространение толщ различного возраста отличается крайней неравномерностью. Лишь на отдельных небольших участках можно встретить непрерывные последовательности, охватывающие подряд несколько систем. Как было показано ранее (Сейсмогеологическая., 1998; Верба, Матвеев, 2000), обе эти принципиальные особенности строения осадочного чехла данного региона являются следствием одной геодинамической причины — преобладания в его пределах на протяжении около 1 млрд лет режима растяжения, проявившегося в многократном повторении процессов рифтогенеза. Позднее Э. В. Шипилов интерпретировал такое сочетание процессов аккреции континентальной коры с ее дроблением как «пермско-триасовую интерференцию тектоно-геодинамических режимов» (Шипилов, 2003). Различаясь по продолжительности, интенсивности и унаследованности, эти движения создали на Западно-Арктическом шельфе уникальную геологическую обстановку, которая характеризуется необычно тесным соседством глубоких *рифтогенных* (миогеосинклинальных) прогибов, сложенных мощными толщами узкого стратиграфического диапазона и блоками древней стабилизации, в разрезе которых, наоборот, участвует большое число стратиграфических подразделений, но сравнительно малой мощности, характерной для *плитных* комплексов (Граммберг, 1988; Верба, Верба, 2002). Важнейшей общей чертой покровных комплексов является избирательное распространение дорифтовых комплексов, которые «избегают» районов проявления активного рифтогенеза. Так, например, дорифтовый карбонатный комплекс карбона-нижней перми отсутствует в осевой зоне Баренцево-Северокарского мегапрогиба (Шипилов, 2003). Коллизионные явления локализованы на окраинах Баренцевского шельфа: байкальское смятие в Тимано-Канинском авлакогене, шовные каледонские движения типа *strike-slip* по разлому Карпинского-Троллсфьорд-Комагелв, киммерийское шарьирование на Новой Земле и аналогичные события в альпийское время на Шпицбергене. Каждому из этих событий в разрезе синхронных осадочных комплексов отвечает поверхность несогласия, которая прослеживается на прилегающих шельфах и позволяет расчленить разрез на крупные сейсмокомплексы.

Практически каждому хрону неогей можно поставить в соответствие два типа разреза, коренным образом различающихся по характеру геодинамических условий формирования. Один из них в формационном отношении принадлежит к ряду *склоновых* (миогеосинклинальных) или *окраинно-океанических* разрезов, а другой — к ряду типично платформенных — *перикратонных*, если он формировался на погруженной периферии платформы, или *хатакратонных*, если накапливался на относительной приподнятой ее области. Исключения составляют лишь отдельные толщи, сформировавшиеся в течение последнего, альпийского тектонического цикла, когда рифтогенные процессы сместились в сопредельные области Северного Ледовитого океана, а на преобладающей части Западно-Арктической континентальной окраины началось накопление *койлогенного* чехла, сплошным покровом перекрывшего все более древние разнообразные образования.

В вертикальном разрезе обычно различают два структурных этажа — верхний или плитный, сложенный юрско-меловыми отложениями, и нижний — доплитный или промежуточный, в строении которого принимают участие все более древние образования (Сейсмогеологическая., 1998). В нижнем этаже выделяют в свою очередь до четырех несовместно развитых структурных ярусов, разделяемых регионально выраженными, но, как правило, нерезкими несогласиями и сложенных различными по формационной принадлежности комплексами осадочных пород. Эти структурные ярусы — рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-среднедевонский и верхнедевонско-триасовый — соответствуют основным этапам тектогенеза, завершение которых совпадает с гренвильской, байкальской, каледонской и герцинской эпохами складчатости.

8.3.1. Рифейские покровные комплексы

Рифейские покровные комплексы развиты локально и присутствуют в составе чехла в трех районах Баренцевоморского шельфа — на северном склоне Балтийской антеклизы, на западе Новой Земли и на Шпицбергенской антеклизе, включая о. Медвежий. В этих районах отложения рифейского структурного яруса изучены в естественных обнажениях и представлены средне-верхнерифейскими преимущественно терригенными образованиями. Кроме того, наличие в основании осадочного чехла рифейских недислоцированных образований предполагается по геофизическим данным на Центрально-Баренцевском поднятии и в районе Адмиралтейского поднятия. На южном борту Баренцево-Северокарского мегапрогиба и на Центрально-Баренцевском поднятии рифейские отложения залегают в слабонарушенном состоянии и рассматриваются в качестве нижнего структурного этажа чехла Баренцевской плиты. Об относительно спокойном залегании этого комплекса можно судить по наличию многочисленных, хотя и непротяженных отражений на сейсмических разрезах, полученных в разные годы (Исанина и др., 2000). Отдельные фрагменты рифейского плитного чехла, представленного слабонарушенными субплатформенными пестроцветными терригенными и карбонатными отложениями, описаны на п-ове Варангер, о. Кильдин, п-ове Среднем, красноцветные, континентальные осадки гиперборейской серии развиты вдоль южного берега Кольского п-ова (Lyubtsov et al., 2000).

На о. **Кильдин** разрез плитного комплекса общей мощностью около 1,3 км представлен *кильдинской серией* верхнего рифея, расчлененной на семь свит. Нижняя, *иерновская* (140 м), сложена красноцветными и сероцветными глауконитовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. С размывом на ней залегает *коровинская* свита (55 м) серых субгравакк с прослоями строматолитовых известняков с рифовыми колониями типичного для верхнего рифея вида *Gimnosolon ramsay Steinm*, сменяющихся кверху красно-коричневыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Выше залегают *безымянная* (45 м), *чернореченская* (55 м) и *песцовоозерская* (180 м) свиты сложены пестроцветными и красноцветными полимиктовыми субгравакками и алевролитами с пачками кварцевых песчаников, глинистых сланцев и строматолитовых известняков. *Придорожная* свита (600 м) сложена однородной толщей серых глауконитовых субгравакк, в верхах появляются пачки аркозовых песчаников. Венчает разрез *станциивоозерская* свита (250 м) серых полимиктовых, аркозовых и кварцевых косослоистых песчаников, перекрытых горизонтом алевролитов. Структура разреза свидетельствует о проявлении в этом районе двух трансгрессивно-регрессивных циклов.

На п-ове **Среднем** более полный и мощный (до 1,8 км) разрез верхнего рифея охватывает четыре трансгрессивно-регрессивных цикла. В составе *кильдинской серии* развиты пестроцветные отложения, разделенные на 6 свит: *кутовую* (40 м — конгломераты), *иерновскую* (200 м — косослоистые сероцветные гравакки и глауконитовые аркозовые песчаники), *палвинскую* (260 м — серые кварциты и кварцевые песчаники с горизонтом 45 м красноцветных алевролитов в кровле), *поропелонскую* (280 м — конгломераты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с фосфоритами), *землепахтинскую* (500 м — гравелиты, косослоистые аркозы и полимиктовые песчаники), *каруярвинскую* (250 м — красноцветные песчаники с линзами доломитов). С размывом и конгломератами в основании на *кильдинскую серию* налегает *волоковская серия*, состоящая из двух свит: *куяканской* (170 м — фосфороносные конгломераты и брекчии олистостромовой формации и косослоистые аркозовые песчаники с пачками глинистых сланцев) и *пуманской* (350 м — черные глинистые сланцы с типичными для верхнего рифея микрофоссилиями и субгравакки).

В тыловой части рифейского палеоконтинента (Терский берег Кольского п-ова, северное побережье Белого моря) одновременно с «морским» рифеем северной зоны формируется не затронутый деформациями, маломощный (250–500 м) плитный чехол, представленный гиперборейской серией пестроцветных (турьинская свита) и красноцветных (терская и чапомская свиты) конгломератов, косослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В каледонскую эпоху активизации (465–376 Ма назад) в плитном чехле образовались зоны гидротермальной минерализации, к которым приурочены месторождения самородного серебра, амethystов и флюорита. Плитный комплекс интродуцирован дайками и малыми интрузиями щелочных пикритов, меланефелинитов, карбонатитов, возник ряд полей кимберлитовых трубок (часть из них алмазоносна). Локальные очаги мантийного магматизма на Терском берегу Белого моря возникали и в мезозое, о чем свидетельствуют датировки даек нефелинитов на Турьем п-ове — 170–150 Ма (Каталог, 2002; Пожиленко и др., 2002).

На прилегающем к Кольскому п-ову участке шельфа сейсмические данные о рифейских отложениях получены МАГЭ по **Кольско-Канинской моноклизе**. Кровле слабодислоцированного рифейского комплекса соответствует горизонт с граничными скоростями 5,5–5,8 км/с, прослеживаемый с перерывами на всем протяжении Кольской моноклинали вплоть до Центрально-Баренцевского поднятия. Ниже на профилях зарегистрирована однородная толща слабodeформированных осадочных пород мощностью до 5 км. Она отделяется от вышележащих слоистых осадков Pz-Mz комплекса слабовыраженным угловым несогласием. Толща полого (1–5°) наклонена к СВ. На профиле 1-AP в качестве верхнерифейской толщи показан интервал сейсмического разреза, ограниченный снизу преломляющим горизонтом Φ_1 , сопоставляемым с кровлей консолидированного нижнепротерозойского фундамента, а сверху – протяженным сейсмическим горизонтом Φ_0 , который в равной мере хорошо выражен как в поле отраженных волн, так и преломленных и сопоставляется с подошвой венд-палеозойских отложений. Горизонт Φ_0 выходит на поверхность морского дна в 15 км к северу от п-ова Рыбачий и прослеживается в полосе шириной до 200 км вдоль всей Кольско-Канинской моноклизы. На северном краю этой полосы кровля рифейского комплекса погружается на глубину 12 км. Граничные скорости на разделе Φ_0 составляют 5,7–5,8 км/с вблизи поверхности дна, а с погружением на большие глубины скорости монотонно растут, достигая значений 6,1–6,3 км/с на глубине 5 км, и 6,4–6,5 км/с на глубине 10–12 км (Исанина и др., 2000; Sakoulina et al., 2000). Наличие такой жесткой зависимости скорости от глубин является хорошим свидетельством того, что эта толща еще не утратила способности к уплотнению и, следовательно, не может быть отнесена к глубоко метаморфизованным комплексам фундамента. Ненарушенное залегание рифейской толщи характерно и для значительной части Центрально-Баренцевского массива, где с кровлей рифея сопоставляется преломляющий горизонт с $V_{гр} = 5,5–5,9$ км/с.

Характер рифейского комплекса заметно меняется и по падению, и по латерали. Мало-мощная *кильдинская* серия по клиноформной схеме замещается вдоль профиля более сложным литофациальным набором отложений, в составе которого можно различить две самостоятельных толщи мощностью 2,5–3,0 каждая. В итоге, формационный состав рифейского разреза северной части моноклизы приобретает признаки склоновых образований, свойственных Канинскому типу разреза. Между поверхностью Φ_1 и подошвой *кильдинской* серии на сейсмогеологических профилях повсеместно выделяется промежуточная толща осадочных пород с плохо выраженной слоистостью и множеством пакетов отражающих площадок. Возможно, она соответствует дельтовым фациям раннерифейских отложений серии тана-фиорд или комплексу BSC. На п-ове Рыбачьем мощность промежуточного слоя варьирует от 3 до 7 км (Пожиленко и др., 2002), а к востоку толща постепенно трансформируется в тонкий (не более 1,5 км) плащ отложений. В общем ансамбле формаций, слагающих разрез рифея, данный комплекс воспринимается как конденсированные осадки центральных, наиболее глубоководных частей рифтогенного бассейна.

В верхах рифейского комплекса появляется сначала очень тонкая (не более 0,5–1,0 км на удалении от берега 70–120 км), а потом утолщающаяся до 2,5–3,0 км осадочная формация, в составе которой, судя по наличию множества контрастных отражений в волновом поле МОВ, присутствуют различные литофациальные типы пород. Эта формация по положению в разрезе соответствует *табуевской* серии Канинского разреза. При такой трактовке нижележащая толща должна коррелироваться с тархановской серией, а подстилающий их комплекс BSC коррелируется с *микулкинской* серией, начинающей разрез рифея на п-ове Канин. При принятии такой схемы корреляции сейсмических и геологических разрезов весь рифейский комплекс Кольско-Канинской моноклизы может быть отнесен к типу склоновых миогеосинклинальных формаций, маркирующих северо-восточную границу Восточно-Европейского кратона.

Докембрийские формации, обнаженные на площади около 5 км² в районе губы Северной Сульменевоы на Северном о. Новой Земли, обычно рассматриваются в составе кристаллического основания архипелага, однако, по характеру слагающих их пород они больше соответствуют протоплатформенному чехлу (Кораго и др., 1992). В разрезе выделены две тощи – якорнинская и удобнинская (Кораго и др., 1984). Первая, общей мощностью 365–440 м, сложена в нижней части разреза (35 м) диафторированными двуслюдяными плагиогнейсами, кварц-серицит-хлорит-эпидотовыми сланцами, рассланцованными мраморами и амфиболитами, а в остальной части – массивными и тонкополосчатыми, иногда сланцеватыми до плейчатости

песчанистыми мраморами, содержащими гальку кварца, кварцитов и кварц-плагиоклазовых сланцев и реже валуны этих пород размером до 6 м; в верхней части разреза среди мраморов появляются прослойки кварцитовидных пород.

Удобнинская толща мощностью 650 м имеет более сложное строение: амфиболиты 50–60 м, диафторированные двуслюдяные плагиогнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов (90 м), мигматизированные амфиболиты (50 м), слюдяные сланцы, чередующиеся с мраморами, кварцитовидными породами и реже с амфиболитами (до 300 м), плагиогнейсы с прослоями кварцитов и мраморов (180 м). Залегание толщи в целом моноклиальное с крутым падением к востоку — юго-востоку, на отдельных участках вблизи дизъюнктивных нарушений осложненное мелкими складками. Возраст пород по U-Pb датировкам оценивается как 1 630–1 390 Ма (ранний рифей по (Кораго и др., 1992).

Отложения верхнего рифея-венда обнажаются в проливе Карские Ворота, в заливе Иностранцева, в окрестностях Русской Гавани и на Северном о. вблизи Митюшева Камня. В заливе Иностранцева разрез отличается монотонным терригенным составом, наличием мега- и микроритмичности, присутствием многочисленных горизонтов кварцевых песчаников с известковистым цементом и оползневых брекчий. Породы относительно слабометаморфизованы. Мощность толщи 2–3 км. Вместе с вышележащими осадками палеозоя рифейская толща образует единый субплатформенный мегакомплекс. В районе Русской Гавани к отложениям этого возрастного диапазона отнесены терригенные отложения *маковской* и *ломоносовской* свит мощностью 3–4 км.

На юге Новой Земли одновозрастные осадки формировались в более глубоководных фациях и подвергались метаморфизму в условиях зеленосланцевой ступени. В формационном отношении они соответствуют образованиям континентального склона, подножия и выровненного дна трогового бассейна. В разрезе у Карских Ворот выделяется четыре толщи: нижняя имеет смешанный песчано-алевролитоглинистый состав, вторая — преимущественно глинистый, третья — разнородный псаммитовый, а верхняя — песчано-глинисто-кремнистый. Для грубообломочных терригенных формаций характерны плохая сортировка и граувакковый состав, градационная слоистость, ритмичное строение, текстуры взмучивания и перемешивания осадка. Глинистая формация обладает однородным строением, а верхняя, песчано-глинистая толща характеризуется горизонтальной слоистостью и общим увеличением кремнистости и карбонатности вверх по разрезу. Общая мощность разреза более 2 км. Верхнерифейский-вендский возраст пород установлен по микрофоссилиям.

Таким образом, формационная зональность верхнепротерозойских осадочных образований на Новой Земле в целом аналогична отмеченной выше для окраины Восточно-Европейской платформы, но отличается от нее противоположным направлением смены сходных палеотектонических обстановок: на склоне платформы нарастание мористости происходит в СВ направлении, а на Новой Земле наблюдается зеркально симметричная ситуация. Эта особенность рифейских разрезов указывает на то, что рифтогенный рифейский бассейн, прослеживаемый вдоль всей северной окраины Восточно-Европейской платформы, на широте средней части Новоземельской гряды был ограничен другим древним массивом, склон которого, надо полагать, имел такую же СЗ ориентацию, что и Кольско-Канинский борт бассейна. Таким массивом могла быть древняя Баренция (Журавлев, Раабен, 1975). В пользу этого предположения свидетельствуют данные о зональности рифейских комплексов на Шпицбергенской антеклизе, а также характер более поздних тектонических деформаций, проявившихся в пределах всего этого рифейского субокеанического бассейна, отделявшего Баренцию от Восточно-Европейского кратона.

В конце венда-начале кембрия верхнепротерозойские отложения на Новой Земле подверглись складчатости, испытали слабый метаморфизм и сформировали позднебайкальский структурно-формационный комплекс основания, в котором превалирует СЗ ориентация тектонических элементов. По отношению к палеозойским формациям верхнепротерозойские комплексы залегают с угловым и азимутальным несогласием, причем простирание палеозойских структур преимущественно меридиональное, а более древних — субширотное. С удалением от Новой Земли, судя по магнитометрическим данным, складчатость ослабевает, и можно полагать, что на прилегающем шельфе верхнепротерозойские отложения находятся в менее нарушенном залегании, так что на Адмиралтейском мегавале их уже можно рассматривать в составе шельфового осадочного чехла. Такая же обстановка характерна и для поднятия Персея, расположенного на западном борту Северо-Баренцевской впадины.

Третьим участком шельфа, где рифейские образования участвуют в строении платформенного чехла, выступает о. Медвежий. Здесь описана толща верхнерифейских карбонатов платформенного облика, выделенная в свиту руссахамна (Красильщиков, Лившиц, 1974). Толща не деформирована и полого наклонена к СВ, мощность ее оценивается, по геофизическим данным, в 1–1,5 км (Верба и др., 1982). Распространение этого древнего платформенного комплекса ограничено, вероятно, площадью шельфа, непосредственно прилегающего к острову и получившего у норвежских геологов наименование «платформы Стаппен».

Предполагается, что подобный комплекс платформенных образований рифейского возраста может быть развит и на северо-восточном борту Хинлопенского прогиба, на что косвенно указывают результаты обработки материалов магнитных съемок. Они свидетельствуют о наличии относительно маломощной (1–2 км) толщи между подошвой палеозойских покровных комплексов и поверхностью фундамента на шельфе к востоку от Шпицбергена и к юго-западу от ЗФИ. Между этими крайними пунктами Шпицбергенской антеклизы, согласно геологическим данным (Красильщиков, 1973; Harland, 1998) и геофизическим построениям на прилегающем шельфе (Верба и др., 1982; Алехин и др., 1988), располагается полоса мощных терригенно-вулканогенных толщ рифейского возраста, среди которых различаются флишевые миогеосинклинальные формации склонового типа и эвгеосинклинальные океанические образования, слагающие нижнерифейский комплекс основания. Вышележащий средне-верхнерифейский комплекс представлен миогеосинклинальными образованиями (серии *лумфьорд* и *мерчисонбей* соответственно на Нью-Фрисланде и Северо-Восточной Земле), в составе которых отмечается закономерный переход от песчано-алеврито-глинистых пород внизу к глинисто-карбонатным и доломитовым вверху разреза. Мощность толщи также меняется закономерно: флишеидная толща *софиебаген* на западе имеет минимальную мощность — 1–2 км, на Нью-Фрисланде она максимальна — около 7 км, а в сторону Северо-Восточной Земли снова сокращается до 4–5 км, определяя тем самым местоположение зоны наибольшего прогиба в районе пролива Хинлопен. Формационная принадлежность рассматриваемой толщи не вполне ясна. Будучи геосинклинальной по условиям образования, она далеко не всегда отделяется выдержанным несогласием от недислоцированных отложений чехла. Вследствие такой двойственности положения в разрезе, толщу нередко рассматривают как переходную от комплексов основания к комплексам осадочного чехла (Хаин, 1978). Простирающиеся межформационных границ и позднейших деформаций северо-западное, что позволяет считать рифейский комплекс Шпицбергена естественным продолжением Тимано-Печоро-Южноновоземельского пояса.

Таким образом, рифейский структурно-формационный комплекс представлен в Баренцевском регионе двумя типами разрезов. Один из них характеризуется ограниченными мощностями (1–2 км) и существенно карбонатным составом, вследствие чего характеризуется как плитный (хатакратонный). Для другого типа присущи мощности порядка 4–6 км и преимущественно терригенный состав, на основании чего этот тип определяется как перикратонный или склоновый. Отсутствие офиолитов и вулканитов андезитовой серии свидетельствует о том, что деструктивные процессы в рифейском Тимано-Печоро-Южноновоземельском бассейне миогеосинклинального типа не привели к полному разрыву континентальной коры. На присутствие гранитно-метаморфического слоя в основании гренвилевского орогена косвенно указывает активное проявление посторогенного высококалийного кислого вулканизма в том участке бассейна, который подвергся максимальному метаморфизму и деформации — в СЗ блоке Шпицбергена. Исходя из этого, можно полагать, что величина раскрытия сфенохазма, отделявшего Восточно-Европейский массив от Баренции, увеличивалась от Тимана к Шпицбергену.

Наличие недислоцированных маломощных образований в разрезах этого возраста, отнесенных к типу хатакратонных, свидетельствует об установлении стабильного платформенного режима на отдельных участках рифейского бассейна. 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 разобобщенным разновозрастными рифтогенными процессами на отдельные блоки, реликты которых можно реконструировать в структуре Северо-Восточной Земли Шпицбергена, поднятия Персея, Адмиралтейского мегавала, о. Северного Новой Земли и Южно-Карской синеклизы.

8.3.2. Венд-кембрийский покровный комплекс

Выходы на современном эрозионном срезе венд-кембрийского покровного комплекса (*ВКП*) широко распространены по периферии шельфовой плиты. Отложения этого возраста установлены на арх. Шпицберген, о. Медвежий, Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, п-ове Канин, на севере Кольского п-ова, а также вскрыты в ряде скважин в пределах Печорской низменности. В центральных областях Баренцевского шельфа присутствие этих отложений в ненарушенном залегании можно предполагать по геофизическим данным лишь в отдельных пунктах.

На о. **Медвежий** *ВКП* представлен аргиллито-алевролитно-песчаниковыми отложениями свиты *серхамна* мощностью 115–125 м, с размывом залегающими на рифейских породах. Севернее, на арх. **Шпицберген**, мощность *ВКП* возрастает до 700–2 500 м, в нем появляются конгломераты, доломиты, известняки. От рифейских и ордовикских отложений *ВКП* отделен слабовыраженными несогласиями.

На **ЗФИ** к венду отнесены две толщи, вскрытые скважиной Нагурская-1. Верхняя (1,9–2,9 км) сложена кварцитами и кварцитовидными песчаниками, а нижняя (2,9–3,2 км) — филлитами и кварцево-серицитовыми сланцами. Осадочные толщи прорваны интрузиями долеритов позднего палеозоя или мезозой-кайнозоя. В контактных зонах фиксируется повышение степени метаморфизма до хлоритовой фации, увеличение наклона слоев до 75°, локальная плейчатость. Вне термальных ореолов интрузий осадочные породы относительно слабо уплотнены ($\sigma = 2,5–2,77$ г/см³) и дислоцированы (наклон обычно не более 20°). Возраст пород определен как вендский по проблематичным находкам акритарх. К-Аг датировки дают одинаковые оценки — около 360 Ма, как для интрузий, так и для вмещающих пород.

На **Новой Земле** *ВКП* расчленен на пять свит, две из которых относятся к венду (*кривенерская*, 500–800 м, и *рейнекская*, около 500 м), две — к среднему кембрию (*астафьевская*, около 500 м, и *снежногорская*, 330 м), а пятая — к верхнему кембрию (*карпинская*, 500 м). В заливе Иностранцева и вблизи Митюшева Камня они представлены песчано-алевритовыми и глинистыми отложениями. Разрез характеризуется монотонностью, ритмичным строением (от мега- до микроритмичности), наличием многочисленных горизонтов кварцевых песчаников с известковистым цементом и оползневых брекчий, а также относительно слабым метаморфизмом. Между *ВПК* и перекрывающими его отложениями ордовика-силура несогласий не выявлено.

На севере Новой Земли в единый покровный комплекс, без внутренних перерывов и несогласий, включаются осадочные толщи от рифея до среднего кембрия с ритмичным строением разрезов. Наиболее древней является терригенная формация верхнего рифея — низов кембрия, характеризующаяся существенным кварцевым составом, повышенной известковистостью и присутствием горизонтов оползневых карбонатных конгломерато-брекчий. По вертикали ее сменяет карбонатно-терригенная формация (400–500 м), представленная переслаиванием черных известковисто-кремнистых алевролитов, серицит-хлорит-кремнистых, реже алеврито-глинистых сланцев, иногда известняков и песчаников. Толща условно отнесена к нижнему-среднему кембрию и со стратиграфическим несогласием перекрывается среднеордовикской существенно терригенной формацией.

В **Печорской синеклизе**, судя по данным бурения, в *ВКП* преобладают вулканогенно-осадочные породы, объединяемые в *лаптоайскую* серию мощностью 1,5–2,5 км. Серия несогласно, трансгрессивно залегает на складчатом основании. В составе серии преобладают терригенные образования, имеющие в вендской части разреза молассоидный облик; в кембрийском горизонте эпизодически встречаются прослой карбонатов. Мощность разрезов *ВПК* нарастает от первых сотен метров на западе и севере до 2–2,5 км на северо-западе и юго-востоке.

На шельфе в южной части Баренцевской плиты, судя по сейсмическим материалам, отложения этого возраста выделяются как специфический сеймостратиграфический комплекс (*ССК*), заключенный между отражающими горизонтами V и VI. Мощность *ССК* возрастает от 1 км на западе Печорского шельфа до 2–3 км вблизи Новой Земли. Оба отражающих горизонта, ограничивающих *ССК*, обнаруживают несогласное трансгрессивное налегание вышележащих пород на подстилающие и смещение однотипных сейсмофаций к юго-западу вслед за передвижением береговой линии в этом направлении. Эта особенность позволяет интерпретировать *ССК* как перикратонную формацию, отложившуюся на подвижной окраине молодой платформы, и включать *ССК* в состав катаплатформенного чехла.

В *ВКП*, как и рифейском структурном ярусе, различаются, хотя 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 (рис. 8.4).

8.3.3. Ордовикско-среднедевонский покровный комплекс

Ордовикско-среднедевонский покровный комплекс (*ОПК*) вместе с толщей перекрывающих его пород составляет основное осадочное выполнение Баренцевского шельфа. Вещественный состав *ОПК* изучен в скважинах и естественных обнажениях на Шпицбергене, Медвежьем, Новой Земле и на Печорской низменности. Строение *ОПК* неоднородно. Наиболее широким латеральным распространением пользуются ордовикско-силурийские образования (рис. 8.5). На северо-западе региона ордовикские толщи сложены преимущественно карбонатными фациями, мощностью 0,5–1,5 км, а на юге и востоке – терригенными, мощностью 0,3–0,9 км. На фоне этих типично платформенных фаций выделяется локальный участок на юге Печорского шельфа, где сейсмическими работами выявлен грабенообразный Гуляевский прогиб, выполненный мощной (4,5–5 км) толщей осадочных пород среднего-позднего ордовика. В основании этой толщи присутствуют и более древние отложения, возраст которых неясен. Граничные скорости на поверхности фундамента здесь составляют 6,7 км/с.

На юге **Новой Земли** ордовикские отложения залегают на подстилающих рифейско-вендских, с резким угловым и азимутальным несогласием. Нижний отдел ордовика представлен пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками, средний – терригенно-карбонатными породами при преобладании карбонатных, а верхний – пестро- и темноцветными карбонатно-терригенными толщами. В строении карбонатной формации позднего ордовика-позднего силура принимают участие известняки с многочисленными органическими остатками и реже – седиментационные доломиты. Мощность варьирует от 2 180 м до 1 350 м. Вышележащая терригенно-карбонатная формация представлена алеврито-глинистыми сланцами, брахиоподовыми и глинистыми известняками мощностью 350–1000 м. Эти карбонатные мелководные шельфовые формации входят в состав единого нижне-среднепалеозойского плитного комплекса. Остальную часть разреза силура в центральной зоне Новой Земли составляет известняково-доломитовая толща, вверху содержащая пачки песчаников, сланцев и конгломератов. В западном направлении роль грубообломочных пород возрастает, а алевролитов и сланцев – снижается.

В центральной зоне Новой Земли выделяются два типа разрезов нижнего отдела *ОПК*. На востоке, в Пахтусовской антиклинали, в разрезе выделяются песчано-глинистая (200–250 м) и карбонатная (350–400 м) формации открытого шельфа. На остальной части центральной зоны архипелага распространены терригенные формации мощностью 1–1,4 км, для которых характерны переходы по латерали и вертикали от груботерригенных (песчано-конгломератовых) до алеврито-глинистых отложений. На юго-западе, в губе Митюшиха, разрезы характеризуются наиболее грубым составом отложений и выпадением кембрийских и большей части ордовикских слоев. Восточнее разрезы сложены полным набором отложений от верхов нижнего кембрия по силуру включительно. Нижние части разреза представлены глинистыми сланцами, среднекембрийские слои – кварцитовидными песчаниками, а отложения верхнего кембрия, ордовика и низов силура – чередованием толщ песчано-конгломератового и алеврито-глинистого состава. Мощность – от 600 м в районе губы Грибовой до 2 500 м в районе оз. Ледникового.

На севере Новой Земли разрез *ОПК* начинается среднеордовикской существенно терригенной формацией (1 400 м), представленной переслаиванием песчаников с алевролитами, аргиллитами и известняками. Выше располагается глинистая формация (300–400 м) среднеордовикского возраста и формация кварцевых песчаников с прослоями и пачками аргиллитов (250–550 м) верхнего отдела (рис. 8.6). В разрезе силура выделяются известково-глинистая формация (400–600 м) и две терригенных – песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 300–450 м и ритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (500–800 м). Формации образуют две группы: одна представлена аспидными и флишоидными глубоководными отложениями верхнего протерозоя-среднего ордовика, а другая – флишоидными относительно глубоководными и молассоидными мелководными отложениями верхнего ордовика-силура.

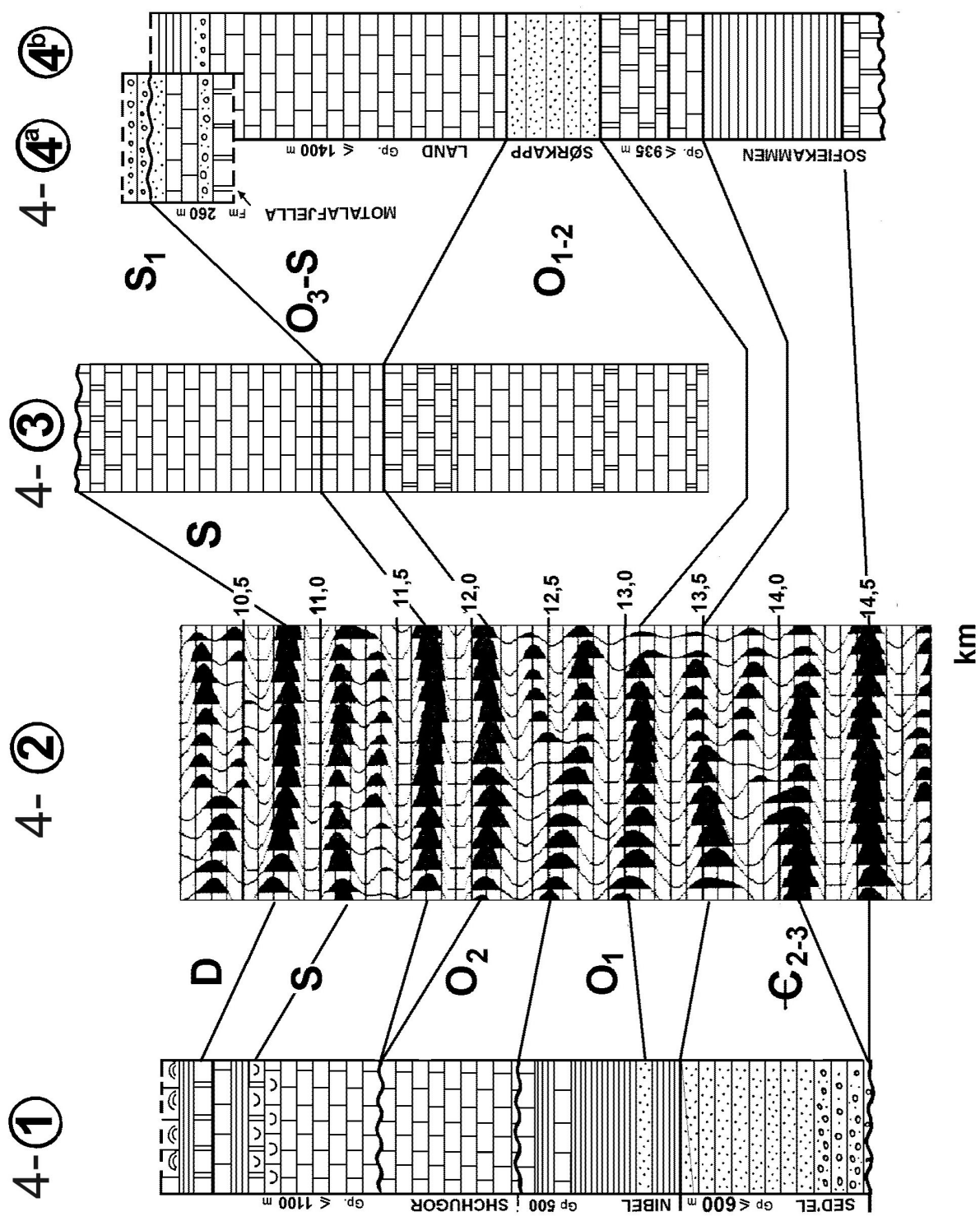


Рис. 8.5. Корреляция разрезов раннепалеозойских отложений Баренцевоморского региона (слева направо): Пенчорской синеклизы (Дедеев, Запорожцева, 1985), Западно-Кольского прогиба (фрагмент сейсмического профиля 1-AP), о. Эдж (скважина Родендален) (Шварц, 1985) и Земли Сёркап на Шпицбергене (Nagland, 1998)

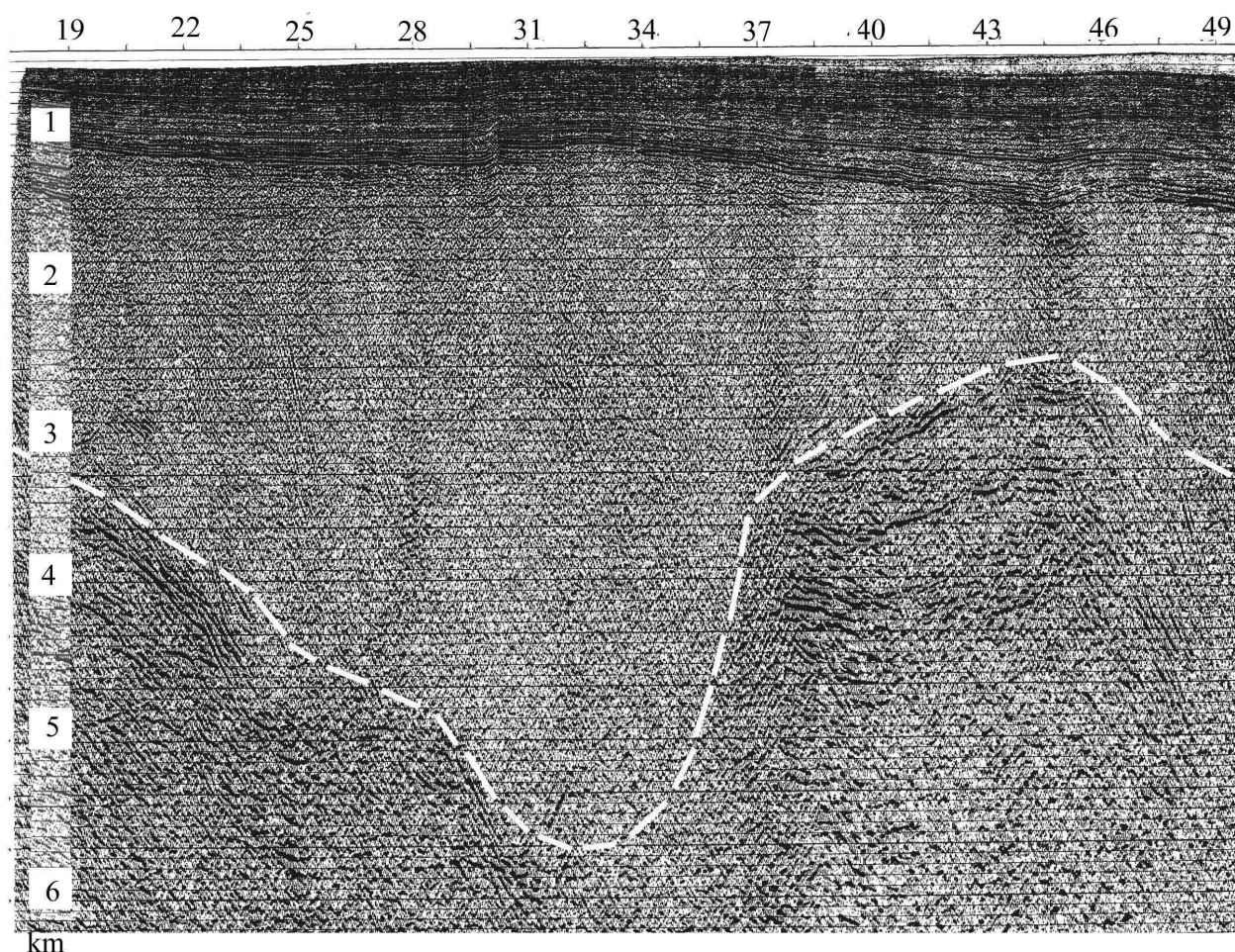


Рис. 8.6. Сейсмический разрез через Пахтусовский прогиб (фрагмент профиля 2-АР, СЗ часть Карского отреза профиля):

на разрезе под койлогенным юрско-меловым покровом Южно-Карской синеклизы виден мощный однородный слабдеформированный сейсмостратиграфический комплекс, который сопоставляется со среднепалеозойскими геосинклинальными отложениями Пахтусовского прогиба и подстилается акустически жестким КССК, условно датированным ранним палеозоем

Формирование рассмотренных комплексов на севере Новой Земли происходило, вероятно, в узком троговом прогибе рифтогенного (авлакогенного) типа, обладавшем довольно крутыми склонами, о чем свидетельствуют широкое развитие фаций склона и подножия (гравитационных и мутьевых потоков) и выровненный рельеф дна бассейна с нарушенным режимом аэрации, обусловившим образование аспидных формаций. Верхняя группа формаций является вещественным выражением процесса заполнения и постепенного отмирания этого рифтогенного прогиба. Пестрота и невыдержанность формаций по латерали являются результатом сочетания двух разноплановых факторов: неравномерности поступления обломочного материала, транспортируемого с запада из полосы орогенов, и различной интенсивности накопления собственных, бассейновых тонких осадков на удаленных от области размыва участках моря.

В остальных районах шельфа данный комплекс отложений пользуется ограниченным распространением. На северо-западе региона отложения ордовика представлены преимущественно карбонатными фациями, мощностью в первые сотни метров (Шварц, 1985; Harland, Dowdeswell, 1988). Отложения силура весьма изменчивы по простиранию и развиты локально. Мощность их меняется в пределах от нуля до 1 500–1 600 м (на востоке региона). На западе региона силурийские отложения известны на о. Эдж (морские карбонаты) и в районе Сент-Джонс-фьорда (конгломераты). Их мощность оценивается в первые сотни метров. На о. Медвежий и ЗФИ силур выпадает из разреза.

Нижне-среднедевонские отложения на большей части плиты отделяются от нижележащих перерывом в осадконакоплении. Исключение составляют глубокие авлакогенные прогибы — Девонский, Колвинский и другие, где перерыв не выражен. В этих прогибах девон представлен мощной толщей отложений — терригенных на западе и юге, и карбонатных — на востоке. Мощность их соответственно — 3,5 и 1,5–2,5 км. По сейсмическим материалам в этой толще прослеживаются отражающие горизонты IV (в подошве) и III₃ (в кровле), на которых обычно фиксируются несогласия типа подошвенного налегания. За пределами отмеченных прогибов мощность девонских отложений заметно сокращается, и в сейсмических профилях они неотличимы от подстилающих отложений ордовикско-силурийского структурного яруса.

Таким образом, разрезы *ОКП* уверенно разделяются на два типа. Один тип представлен платформенными сравнительно маломощными образованиями терригенно-карбонатного состава, а другой — мощными толщами терригенных и карбонатных пород, выполняющих авлакогенноподобные 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 с размывом. Судя по составу обломков в базальных конгломератах пашийского горизонта, в Печорской синеклизе размыв иногда достигал ордовикских отложений. На о. Медвежий породы верхнего девона залегают непосредственно на рифейских. В ряде мест на Новой Земле и на Печоре к этому рубежу в разрезе приурочены интенсивные проявления основного магматизма. Материалы морских сейсмических работ показывают, что граница между девонем и карбоном (ОГ III₃) имеет лишь слабые признаки эрозионной поверхности (Шкарубо, 1999). Дополнительные геологические исследования границы между девонскими и карбоновыми отложениями на о. Зап. Шпицберген и здесь не подтвердили наличия углового несогласия: осадки карбона без размыва налегают на косослоистую пачку песчаников дельтовой фации. Ранее это соотношение было ошибочно интерпретировано как признак различной деформированности отложений и послужило основанием для выделения «свальбардского» этапа диастрофизма (Harland, Dowdeswell, 1988).

8.3.4. Верхнедевонско-триасовый покровный комплекс

Верхнедевонско-триасовый покровный комплекс (*ТПК*) развит на всей площади шельфа. Как и в нижележащих ярусах, в *ТПК* различаются два типа разрезов. Один представлен типично плитными образованиями умеренной мощности (2,3–4,6 км), а другой — авлакогенной толщей мощностью до 15 км. Плитный тип разреза установлен на юге Печорского шельфа и одноименной низменности, в окрестностях арх. Шпицберген, на Центрально-Баренцевском поднятии, а также предполагается на поднятиях Персея, Лоппа и Адмиралтейском, где в них различают два структурно-вещественных комплекса: нижний, карбонатный (верхний девон-нижняя пермь) и верхний, терригенный (верхняя пермь-триас). Граница между ними скользит по разрезу, смещаясь к подошве перми в северной и восточной частях шельфа и к кровле перми — на западе региона. В пределах Центрально-Баренцевского поднятия стратиграфический объем *ТПК* достоверно не определен, поскольку имеющиеся данные МОВ-ОГТ не дают возможности уверенно проследить отражающие горизонты от изученных бурением районов Печорской синеклизы через погруженные области БСКМ. Мощность нижнего, карбонатного комплекса меняется от 2,6 км на о. Колгуев до 1,2 км на о. Зап. Шпицберген. Мощность верхней, терригенной части *ТПК* в районе о. Колгуев — 1,3–2 км, на востоке Шпицбергена — не более 1 км, а на о. Медвежий — лишь 200 м. Важной особенностью нижнего подъяруса выступает его существенное утонение на бортах поднятий и полное отсутствие в пределах наиболее погруженных областей БСКМ.

Авлакогенный тип разреза доступен для непосредственных наблюдений лишь в двух пунктах. На Гусиной Земле обнажен полный разрез верхней перми (8–10 км), сложенный почти исключительно песчаниками, и нижнего триаса (1 км), также представленный терригенными образованиями, содержащими маломощные прослои вулканогенных пород. Второй разрез аналогичного типа известен на ЗФИ, где глубокими скважинами вскрыта триасовая парагеосинклинальная толща смешанного аргиллито-алевролит-песчаникового состава мощностью в 5–6 км. Кроме того, геофизическими наблюдениями в южной части Баренцевского шельфа выявлена нижнепермская терригенная толща мощностью 5 км, местами подстилаемая мощным, не повсеместно развитым комплексом галогенных образований. Ниже по разрезу работами

КМПВ было установлено присутствие относительно высокоскоростной толщи предположительно вулканогенно-терригенного состава, возраст которой условно, по аналогии с контозерской серией Кольского п-ова, определен как позднедевонский-нижнекаменноугольный. Мощность этой толщи, связываемой с начальным этапом рифтогенеза в БСКМ, оценивается в 4–8 км, а по граничным скоростям (5,3–5,6 км/с) она занимает промежуточное положение между комплексами основания и низов осадочного чехла и потому трудноотличима и от тех и от других. Распространение авлакогенных комплексов контролируется пределами рифтовых впадин БСКМ.

В сейсмическом разрезе осадочные комплексы плитного типа представлены серией почти параллельных отражающих горизонтов – III, II, I и A (с различными индексами), отличительной чертой которых является выдержанность по простиранию, горизонтальность залегания и слабая выраженность несогласий. В отличие от этого авлакогенный тип разреза характеризуется в сейсмической записи невыдержанной по простиранию картиной (рис. 8.7). Сейсмические горизонты отличаются невысокой акустической жесткостью и отсутствием горизонтальных поверхностей. Вследствие этого в многокилометровой толще отложений верхнего перми-триаса практически отсутствуют опорные горизонты, и ее расчленение производится по пакетным признакам и условным, непротяженным горизонтам, не имеющим, как правило, регионального распространения. Некоторое исключение составляют горизонты I_a в основании терригенной толщи перми и A – в основании триаса, которые прослеживаются на значительной части Баренцевого шельфа. Кроме того, в сейсмическом разрезе авлакогенного типа фиксируется множество фантомных горизонтов, которые, несмотря на малую протяженность, обнаруживают отчетливые признаки несогласного залегания – подошвенного налегания, кровельного прилегания, эрозионного вреза и т. п. Чаще всего они приурочены к триасовой части разреза (рис. 8.8).

Подошва триаса обычно проводится по сейсмическому горизонту A, на котором детальными наблюдениями выявляются следы слабовыраженного несогласия. На востоке плиты это несогласие носит характер эрозионного среза, на юго-востоке относится к типу подошвенного налегания, а на периферии Северо-Баренцевской впадины – подошвенного прилегания. Примечательно, что в наиболее погруженных зонах впадин признаков несогласного залегания в основании триасовых отложений не наблюдается. На Шпицбергенском шельфе в подошве триасовых отложений фиксируется лишь слабовыраженное несогласие типа подошвенного налегания, а на суше архипелага несогласие выражено более четко. На Новой Земле несогласия в этой части разреза не наблюдаются. На ЗФИ пермские отложения выпадают из разреза вследствие предтриасового размыва, однако и здесь размыв не сопровождается угловым несогласием.

Эрозионные поверхности фиксируются также и внутри триасовой толщи в виде непротяженных, неровных отражений группы A₁–A₃. В пермской части разреза на юге шельфа выделяются три характерных разновидности сейсмофаций – склоновые с широким развитием клиноформ, фации подножия с хаотическими или волнисто-слоистыми отражениями и «немые» фации глубокого моря, прозрачные в акустическом отношении.

Разрезы среднего палеозоя на **Новой Земле** в целом разделяются на два типа: западный и восточный. Первый свойственен районам, прилегающим к побережьям Баренцева моря, а второй – Карского. Несмотря на значительную фациальную изменчивость отложений по латерали, разрезы нижнедевонских толщ вполне сопоставимы на всей территории Новой Земли, и она практически может рассматриваться в качестве единой структурно-формационной зоны.

Отложения среднего палеозоя в западной зоне образуют группу терригенно-карбонатных шельфовых формаций и входят вместе с нижнепалеозойскими в единый шельфовый комплекс отложений. Среди девонских отложений (2,3–2,8 км) преобладают карбонатные, реже карбонатно-терригенные породы – разнообразные известняки, часто органогенные и седиментационные доломиты. В районе Русской Гавани низы этой формации переходят в карбонатно-терригенную формацию (до 1 км), сложенную кварцевыми песчаниками, кварцитами, алевролитами и сланцами с прослоями доломитов. В разрезе верхнего отдела, залегающего обычно с небольшим размывом, присутствует вулканогенно-осадочная толща раннефранского возраста (100–500 м), представленная базальтами и их туфами, кварцевыми песчаниками, алевролитами, разнообразными известняками и конгломератами в основании разреза. Вулканические образования наиболее широко развиты в центральных частях Новой Земли, тогда как крайний

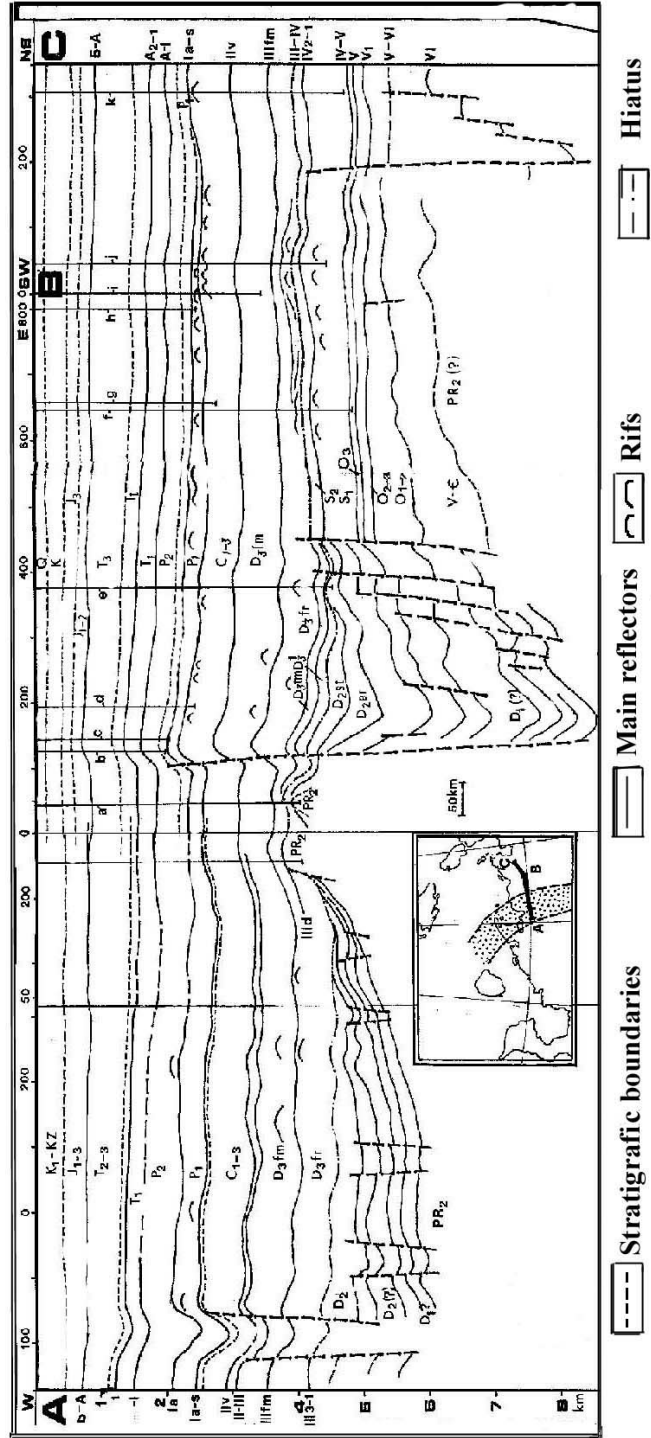
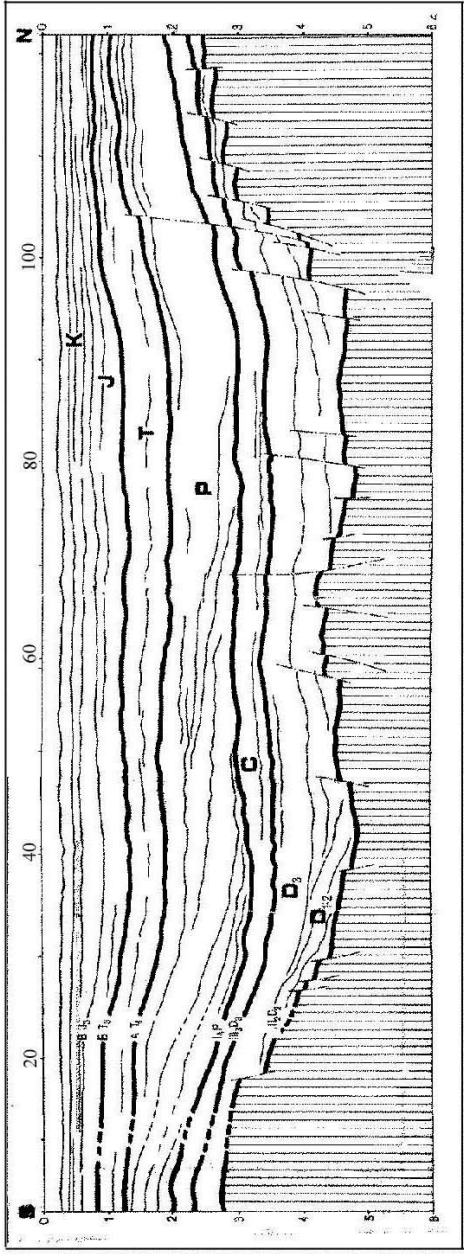


Рис. 8.7. Сопоставление разрезов девонских авлакогенов:
 Демидовского на Центрально-Баренцевском поднятии (верхний профиль, составленный по материалам работ на опорном профиле 1-AP) и Дени-
 совского на Печорской синеклизе (нижний разрез, составленный по данным А. Л. Кунько, местоположение показано на врезке). Стратификация вы-
 полнена по М. Л. Вербе

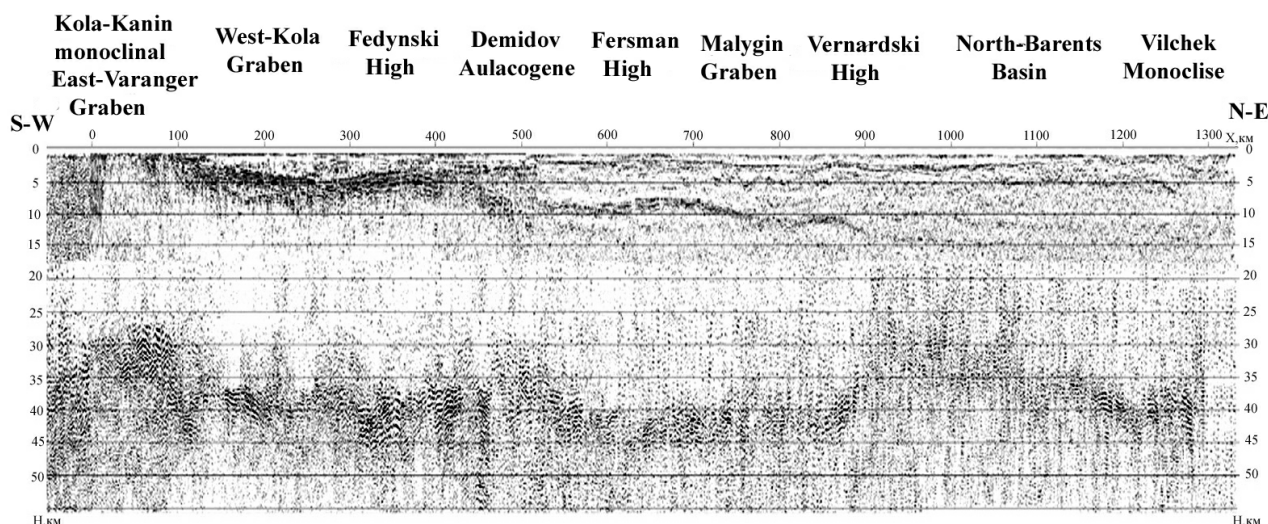


Рис. 8.8. Сейсмический разрез Баренцевской шельфовой плиты по опорному профилю 1-AP:

северная часть профиля (правая часть рис.) соответствует Северо-Баренцевской впадине, выполненной мощным синрифтовым верхнепалеозойско-триасовым комплексом. На профиле выделены пакеты отражений от поверхности фундамента и границы М на склоне Балтийской антеклизы и Центральном-Баренцевском поднятии (южная часть профиля) и затухание этих отражений в наиболее погруженной области рифтогенного Баренцево-Северокарского мегапрогиба

юго-восток и север (к северу от Русской Гавани) в вулканическом отношении пассивны. Залегающие выше отложения представлены карбонатами (1,4–2,5 км), имеющими широкий возрастной диапазон — от позднего франа по средний карбон включительно. Нижне- и среднекаменноугольные толщи также характеризуются карбонатным составом. В основании разреза, как правило, присутствуют песчано-конгломератовые осадки небольшой мощности, залегающие на юге архипелага с разрывом на силурийские, а на севере образующие с последними единый комплекс.

Отложения нижнего девона и карбона на севере Новой Земли объединяются в группу карбонатных шельфовых формаций плитного комплекса. На крайнем северо-востоке архипелага отложения этого времени развиты локально или совсем отсутствуют. В районе залива Циволько мощность нижнекарбоневой формации не превышает 60–110 м.

На юге Новой Земли разрез девона в целом аналогичен описанному выше. Разными особенностями обладает разрез вулканогенно-терригенной формации раннефранского возраста, которая представлена ритмичным переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов, сланцев кремнистых и кремнисто-глинистых пород, причем роль последних возрастает в северо-восточном направлении, поскольку базальты и туфы развиты преимущественно в бассейне р. Рогачева, а к северу они редки, либо отсутствуют вообще, так как их замещают комагматичные интрузивные и субвулканические образования. В строении вышележащих позднедевонских отложений доминирует кремнисто-глинистая формация (500–600 м), характерной чертой которой служит присутствие в разрезе пачек глинистых сланцев «доманиковского» типа. Песчано-кремнисто-известняковая формация нижнего карбона представлена маломощными (20–100 м) известняками и песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов.

Таким образом, общей особенностью разрезов западной зоны Новой Земли является латеральная вариация мощности отложений при относительном постоянстве их формационной принадлежности. Весьма характерным в этом отношении примером может служить разрез губы Грибовой, в котором при общей мощности 1000 м можно выделить все основные формации девона-нижнего карбона. В разрезах восточного берега Новой Земли в нижнем девоне также преобладают разнообразные известняки (550–700 м). Среднедевонские толщи (700–800 м на юге и 120–150 м на севере) имеют известково-глинистый состав, а в верхней части повсеместно присутствуют горизонты кварцевых песчаников. Разрезы верхнего отдела представлены вулканогенно-терригенными и карбонатно-кремнисто-глинистыми породами. Нижнекаменноугольные толщи характеризуются малыми мощностями и карбонатно-кремнисто-глинистым составом. Отложения среднего-верхнего карбона имеют кремнисто-карбонатно-глинистый состав.

Среднепалеозойские отложения этой части Новой Земли могут быть объединены в группу кремнисто-карбонатно-терригенных формаций и отнесены к классу черносланцевых. 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 в границах современного Карского шельфа.

Позднепалеозойские отложения Новой Земли также невыдержаны по простиранию, но формационная их зональность подчиняется иной закономерности. Их изменчивость проявляется в основном в меридиональном направлении, хотя в некоторых чертах они наследуют и раннепалеозойскую, и среднепалеозойскую зональность.

На юге Новой Земли выделяются Баренцевская, Рогачевская и Карская структурно-формационные зоны, отличающиеся составом и мощностью слагающих их толщ и в значительной степени наследующие тектоническую зональность, заложенную в предшествующие эпохи (Кораго и др., 1992). Разрезы отложений C_2-P_1 характеризуются здесь сокращенными мощностями, карбонатно-кремнистым и карбонатно-кремнисто-глинистым составом осадков. В основании разреза залегает специфическая марганценовая карбонатно-кремнисто-глинистая формация, имеющая возраст от среднего карбона до низов поздней перми и, видимо, однотипная современным глубоководным отложениям, содержащим железо-марганцевые конкреции.

В разрезах нижней перми (и части уфимского яруса) присутствуют косослоистые известковистые песчаники и известняки, фтаниты, радиоляриты (150–500 м). На восточном берегу Южного о. на этом стратиграфическом уровне выделяется известково-песчано-глинистая формация (700–900 м), которой свойственно преобладание аргиллитов и алевролитов с присутствием в верхней части прослоев песчаников и хлидолитов, а в нижней — мощных пачек песчаников и песчаных известняков. Вверх по разрезу ее сменяет терригенная формация средней части уфимского яруса, сложенная песчаниками, хлидолитами с прослоями алевролитов и аргиллитов (700–800 м).

Выше располагается терригенная формация (1 800–2 100 м) верхнеуфимского — татарского возраста. Более высокие горизонты перми и нижнетриасовые отложения слагают терригенную формацию (850–1150 м), в строении которой участвуют песчаники, алевролиты, аргиллиты, валунно-галечные конгломераты, а в нижней части — редкие горизонты туффитов среднего-основного состава. В целом верхнепермские толщи, принадлежащие новому седиментационному циклу и занимающие около 40% обнаженной площади на юге Новой Земли, образуют мощную регрессивную серию осадков и слагают преимущественно синклиновые зоны. Нижнетриасовые отложения, известные всего в четырех выходах, связаны с нижележащими толщами постепенными переходами и, судя по характерной примеси пеплового материала, являются предвестниками нового этапа тектоно-магматической активизации.

В центральной части Новой Земли, в районе залива Циволько в средне-позднекаменноугольном разрезе выделена кремнисто-глинистая формация (100–130 м), в строении которой принимают участие глинистые сланцы, глинистые силициты, фтаниты, кремнистые и обломочные известняки. Отличием этих северных разрезов является присутствие в составе нижнепермской формации маломощных горизонтов карбонатов марганца. Характерными чертами вышележащего разреза нижней перми являются большие мощности (1 700–2 100 м), значительная роль хлидолитов и присутствие линз конгломератов. Выше ее сменяет терригенная формация, представленная известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (1 100–1 700 м).

Таким образом, в генетическом отношении отложения верхнего палеозоя-нижнего триаса обособляются в три группы формаций: глубоководных аспидных (средний карбон — низы верхней перми), терригенных флишоидных (верхняя пермь) и мелководных молассоидных (верхи перми — низы триаса). На крайнем северо-востоке Новой Земли верхний палеозой представлен в существенно иных фациях — здесь развита нерасчлененная толща верхов среднего карбона — перми (до казанского яруса), сложенная известняками, известковисто-глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, реже гравелитами (600–700 м), сформировавшимися в предельно мелководных прибрежно-морских условиях. Толща трансгрессивно залегает на породах нижнего карбона (Ледяная Гавань) или нижнего девона (залив Екс) и совместно с карбонатными формациями нижнего девона — карбона выделена в самостоятельный структурно-формационный комплекс, накапливавшийся в плитных условиях.

На шельфе Карском доюрские отложения достоверно выявлены только на северо-восточной окраине осадочного бассейна, у Северной Земли. Кроме того, в последние годы появились сведения о присутствии на Ямале девонских рифовых построек, представляющих перспективный объект нефтепоисковых работ. Сейсмопрофилирование в области сочленения Уральского складчатого пояса, Пай-Хоя и южного борта Карской синеклизы выявило в Байдарацком проливе пермско-триасовые комплексы, перекрытые с угловым несогласием юрским плитным чехлом, что указывает на присутствие палеозойских осадочных образований в составе недислоцированных комплексов осадочного чехла Южно-Карской синеклизы (Каныгин и др., 2000).

8.3.5. Юрско-меловой покровный комплекс

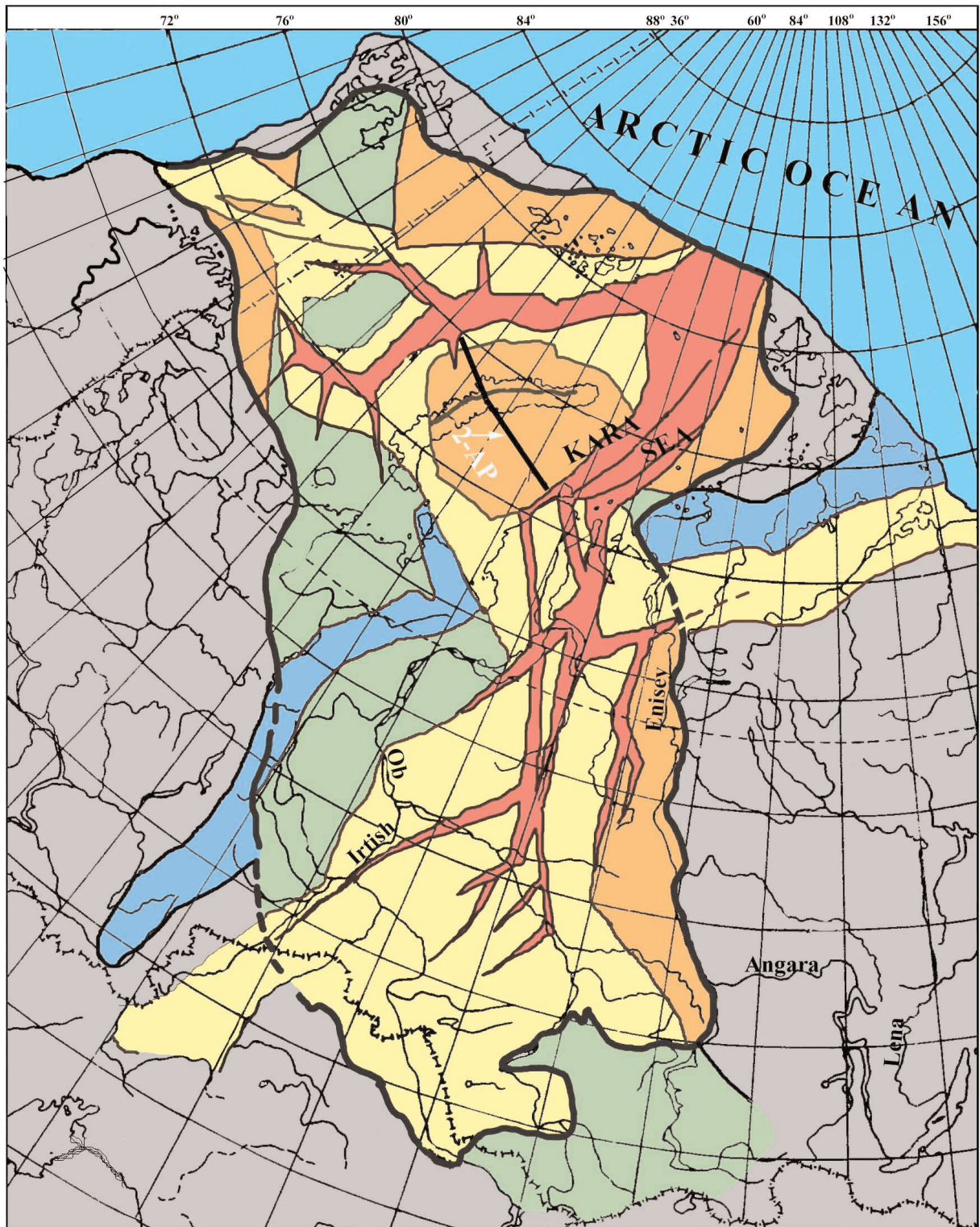
Юрско-меловой койлогенный комплекс (*ЮКК*) наиболее распространен на шельфе и является основным объектом нефтегеологических исследований. Строение разрезов *ЮКК* поразительно однообразно на огромной площади (рис. 8.9).

В южной зоне **Карского шельфа** и на п-ове Ямал общая мощность мезозойско-кайнозойского чехла составляет 4,5–5,0 км, а в сводовых частях крупных положительных структур сокращается до 2,5 км (Ронкина, Бро, 1984; Армишев, Десятков, 1993; Чернавских, 1994). В нижней части разреза выделяется песчано-алевролитово-глинистый комплекс, разделяющийся на четыре толщи. *Первая* толща мощностью не более 100 м представлена аргиллитами с маломощными прослоями кварц-полевошпатовых песчаников, содержащих обугленные растительные остатки. *Вторая* толща мощностью 117–129 м сложена пачками песчаников и алевролитов по 20–30 м, разделенными маломощными прослоями аргиллитов. Породы обогащены углистым детритом и содержат спорово-пыльцевой комплекс, характерный для низов средней юры. Толща сопоставляется с верхне-ааленскими отложениями Усть-Енисейского района. *Третья* толща (124–154 м) сложена алевритовыми, с прослоями известняков и известковистых песчаников, мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, содержащими растительный детрит и водоросли. Отложения весьма сходны с разрезом морского байоса Усть-Енисейского района. *Четвертая* толща (61–132 м) представлена неравномерным чередованием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов, обогащенных углистым детритом. В верхней части отмечаются пачки мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, мощностью до 30 м, из которых на отдельных площадях (например, Новопортовской) были получены фонтанные притоки газа с дебитом до 190 тыс. м³/сутки. По литологическому составу, текстурным особенностям и электрической характеристике отложения толщи уверенно сопоставляются с верхами тюменской свиты центральных и южных районов Западно-Сибирской платформы и могут быть отнесены к бату. Общая мощность нижне-среднеюрского комплекса увеличивается в восточном направлении.

Таким образом, для арктической части Западно-Сибирской низменности и прилегающих с севера акваторий характерно развитие нижне-среднеюрских отложений преимущественно в морских фациях, в отличие от синхронных комплексов тюменской свиты центральных и южных районов низменности, где в основном распространены озерно-аллювиальные фации. В строении серии проявляется определенная ритмичность осадконакопления, выражающаяся в чередовании существенно глинистых и песчано-алевритовых толщ. Накопления глинистых осадков связываются с лейасово-раннеааленской и байосской морскими трансгрессиями. Песчано-алевролитовые осадки формировались в основном в верхнеааленское и батское время.

Верхнеюрские отложения представлены слоистыми, участками сидеритизированными, слабоалевритовыми, иногда битуминозными аргиллитами и глинистыми алевритами с пиритизированными остатками водорослей. В нижней части разреза, соответствующей келловею, породы в значительной степени обогащены углистым детритом. В сводах поднятий кровля верхней юры бывает размыта, и из разреза выпадают, по-видимому, волжские и, частично, кимериджские отложения. Мощность изменяется от 46 до 120 м.

Валанжинские отложения подразделяются на две толщи. Нижнюю, глинистую (нижний-средний валанжин) слагают алевритистые аргиллиты или тонкое ритмичное чередование алевролитов и аргиллитов. В подошве толщи выделяется пласт песчаников. В ряде локальных структур низы нижнемеловой толщи вместе со значительной частью верхнеюрских осадков в своде размыты в предверхневаланжинское время, а на крыльях глубина размыва была незначительной, и часть толщи сохранилась. В соответствии с этим мощность колеблется от



Mesozoic rifts
 Paleozoic Folded complexes
 Cenozoic spreading basins

Undeformed sedimentary complexes:

Mesozoic
 Paleozoic-Mesozoic
 Riphean

Рис. 8.9. Принципиальная схема расположения осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа и сопредельных тектонических элементов Западно-Сибирской плиты, объединяемых в рамках Обско-Баренцевско-го осадочного мегабассейна

0 до 80 м. Толща верхнего валанжина сложена песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими растительный детрит. Мощность отдельных прослоев изменяется от 1 до 20 м. В тех местах, где верхнеюрские и ниже-средневаланжинские отложения размыты, и эрозионный рельеф характеризуется неровностями, мощность толщи резко увеличивается от обычных 24 до 160 м.

Разрез *готтерива* (170 м) слагают тонкоплитчатые алевролитистые аргиллиты с пиритизированными остатками водорослей. В присводовых участках в низах развиты сильно глинистые, нередко известковистые алевролиты, а непосредственно над продуктивными отложениями в керне отмечается плохо окатанная галька.

Баррем-аптские отложения (700 м) представлены чередованием прослоев песчаников, алевролитов и глин различной мощности и хорошо сопоставляются с *танопчинской* свитой, повсеместно выделенной в низовьях р. Оби. Нижняя часть разреза характеризуется большей песчаностью, по сравнению с верхней.

Альб-сеноманские отложения (400 м) подразделяются на две толщи. Нижняя сложена алевролитистыми глинами с остатками пиритизированных водорослей. В ее составе выделяются три глинистых пачки мощностью от 30 до 50 м, разделенных маломощными прослоями алевролитов и песчаников. По литологическому составу толща сопоставлена с нижней подсвитой *ханты-мансийской* свиты западных районов низменности. Мощность достигает 150 м. Верхняя толща представлена неравномерным переслаиванием невыдержанных по простиранию пластов песчаников, алевролитов и глин. В возрастном отношении она соответствует верхней части *ханты-мансийской* свиты и *уватской* свите западных районов низменности.

Турон-датские отложения (до 350 м) представлены глинистой толщей и хорошо сопоставляются с кузнецовской, березовской и ганшинской свитами западных и центральных районов низменности.

Палеогеновые отложения керном охарактеризованы слабо и могут быть выделены по сопоставлению электрокаротажных диаграмм со скважинами, пробуренными в низовьях р. Оби. К палеоцену в скв. 66 Новопортовского месторождения (интервал 212–265 м) условно отнесена толща глин с прослоями песчано-алевровитовых пород в верхней части. Эоценовые отложения представлены опоковидными глинами.

Четвертичные отложения развиты повсеместно и представлены песчано-глинистыми осадками мощностью от первых метров до 60 м.

В сейсмическом разрезе перечисленным стратиграфическим подразделениям соответствует набор отражающих горизонтов, как правило, выдержанных по простиранию и надежно опознаваемых при интерпретации (табл. 8.1).

Таблица 8.1. Стратиграфическое положение сейсмических горизонтов в мезозойских отложениях Южно-Карской синеклизы по сопоставлению с данными бурения на Харасавэйской площади

Стратиграфическое положение отражающего горизонта	Индекс	Глубина, м
Подшва кузнецовской свиты (турон)	Г	800
Подшва ханты-мансийской свиты (альб)	М ¹	1 500
Подшва песчаниковой пачки в верхах танопчинской свиты, в 200 м от ее кровли (готтерив – апт)	М	1 700
Подшва ахской свиты, кровля баженовской свиты (граница верхней юры и нижнего мела)	Б	2 800
Подшва тюменской свиты (граница нижней юры и триаса)	T ₄	4 800
Подшва мощной глинистой пачки в средней части триаса, в 400 м от кровли	I _a	5 200
Подшва триаса, кровля ПСЭ	А	5 500

На **Баренцевской плите** койлогенный этаж имеет мощность около 2–3 км. Граница его распространения совпадает с границей Баренцевской плиты. Отложения плитного этажа детально изучены многочисленными сейсмическими и геоакустическими профилями и вскрыты рядом глубоких скважин. По сейсмическим данным в нем различают три комплекса: юрский, меловой и кайнозойский, разделенные слабовыраженными несогласиями. Как правило, роль этих несогласий уменьшается от периферии плиты к ее центральным областям.

Основание структурного этажа совпадает с региональным отражающим горизонтом Б; граница между юрским и меловым комплексом проводится по горизонту В, а подошва кайнозойского — по горизонту Г. Кроме того, в каждом из комплексов обычно хорошо виден ряд менее контрастных и протяженных отражений. Все перечисленные толщи, слагающие верхний структурный этаж, представлены терригенными породами — от глин до грубозернистых

песчаников, среди которых изредка встречаются угленосные песчаники и битуминозные глины. Разрезу свойственна общая трансгрессивно-регрессивная последовательность литофаций, когда в основании залегают относительно крупнозернистые разности песчаников аллювиального, прибрежно-морского и мелководно-морского генезиса (нижняя и средняя юра), залегающие на подстилающих пермско-триасовых отложениях с небольшим размывом. В средней части разреза преобладают тонкозернистые, песчано-глинистые отложения, соответствующие максимуму трансгрессии (верхняя юра – нижний мел), а верхнюю часть слагают песчано-глинистые, иногда углистые отложения, отражающие регрессивную стадию развития бассейна осадконакопления (верхи нижнего мела). При всем разнообразии фациального и литологического составов отложений плитного структурного этажа, отдельным его толщам свойственна, однако, значительно более строгая выдержанность по простиранию, чем для всех нижележащих отложений осадочного чехла.

Мощность нижней-средней юры меняется от 700–900 м в погруженных зонах, до 100–150 м – на периферии плиты. Местами, например, на северо-западе Шпицбергена их мощность сокращается до первых метров. Мощность верхнеюрско-нижнемеловой части структурного этажа колеблется в пределах от 100 до 400 м и убывает в том же направлении, что и нижележащих. Характерным звеном этой части разреза выступает пачка битуминозных глин волжского яруса мощностью первые десятки метров, коррелируемая с баженовской свитой Западной Сибири. Мощность самого верхнего члена разреза варьирует в диапазоне 500–2000 м, причем максимальные значения также приурочены к центральным областям плиты.

Строение разреза мезозой-кайнозойских отложений **Северо-Баренцевской** впадины во многом подобно рассмотренному выше. Особенно отчетливо это сходство проявляется в строении верхнеюрских отложений (Устинов, Покровская, 1994). Верхнеюрские «черные глины», отличающиеся высоким содержанием органического вещества ($C_{орг.} > 8\%$), являются своеобразным маркирующим горизонтом, который благодаря характерному облику, повышенной радиоактивности и высоким, по сравнению с вмещающими породами, значениям удельных электрических сопротивлений, легко опознается при бурении как по шламу, так и по каротажу. В Южно-Баренцевской впадине и Кольско-Канинской моноклизе «черные глины» слагают две пачки, кровля которых располагается на глубинах 1 200 и 2 314 м. Кимериджская пачка распространена почти повсеместно и имеет мощность 20–35 м, а средневолжская встречается только в южной части впадины, где ее мощность достигает 40–47 м. На шельфе Печорского моря и южном обрамлении Южно-Баренцевской впадины «черные глины» располагаются на глубине от 350 до 700 м, имеют только средневолжский возраст, а мощность их не превышает 10 м.

По ряду параметров «черные глины» тяготеют к породам типа *баженовитов*, входящим в состав баженовской свиты Западной Сибири. Обычно они находятся преимущественно на стадиях катагенеза ПК₃(Б₃) и МК₁(Д), редко на стадиях более глубокой преобразованности. Углефицированные растительные остатки принадлежат преимущественно водорослям. Предполагается наличие «черных глин» в центральной части Северо-Баренцевской впадины. Известны находки «черных глин» на поднятии Персея, они обнаружены также в шламе скважины на Лудловской седловине и установлены о. Грэм-Белл ЗФИ. Мощность «черных глин» в Северо-Баренцевской впадине, вероятно, не превышает 20 м.

Мезозой-кайнозойские отложения на территории **Новой Земли** локально распространены, однако, сам факт их наличия имеет принципиальное значение для понимания условий формирования койлогенного чехла на Западно-Арктическом шельфе и тектонической позиции архипелага в структуре этого региона. На прибрежной равнине Южного острова известны глыбы и обломки пород с окаменелостями юрского и мелового возраста – от бата до альба (Черкесов, Бурдыкина, 1981). Местное (новоземельское) происхождение валунов сейчас признается большинством исследователей. Среди мезозойских пород доминируют разнообразные песчаники, часто с известковистым или сидеритовым цементом; реже встречаются конгломераты, брекчии и известняки; в отдельных случаях наблюдались алевролиты, мергели, опоки и глины. Верхнетриасовые-нижнеюрские породы представляют собой континентальные образования с древесной флорой, остальные мезозойские отложения, кроме готтерив-барремских, являются морскими. В готтерив-барремских осадках отмечены бурые угли, спорово-пыльцевой комплекс которых с одновозрастными континентальными породами Западной Сибири.

Эти находки позволяют предполагать, 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 апlifта и сохранившихся лишь в виде делювиальных развалов. Из этого предположения следует, что формирование койлогенного чехла на всей площади Обско-Баренцевского осадочного супербассейна происходило в однотипных фациальных условиях, и лишь вследствие интракратонной активизации Новоземельского аркогена в альпийскую эпоху этот единый режим бассейнового литогенеза был локально нарушен и сменился денудационным.

8.3.6. Кайнозойский покровный комплекс

Разрезы кайнозойских отложений Баренцева и Карского морей различаются более существенно. Они слагают маломощный покров, который на сейсмических материалах практически не заметен и может быть зарегистрирован лишь при высокочастотном профилировании. Мощность плаща осадков обычно не превышает 5–10 м, и только в самой центральной части БСКМ и Южно-Карской впадины выявляются участки, где кайнозойские отложения обладают мощностью до 150 м. Судя по характеру сейсмофаций, здесь развиты субаквальные осадки, без несогласия перекрывающие верхнемеловые отложения. Очевидно, в этих структурах осадконакопление практически не прерывалось на рубеже мела-палеогена. Важной особенностью разреза кайнозойских образований Баренцевского шельфа служит присутствие небольших грабенов проседания (рис. 8.10). На профиле 2-AP они встречаются с интервалом 15–25 км, причем во всех случаях граничные разломы прослеживаются до самой поверхности дна, что указывает на молодой возраст нарушений, обновляемых буквально в наши дни. Землетрясения силой до 4,5 баллов, фиксируемые в этом регионе, в частности, на линии Байдарацкого разлома, являются свидетельством того, что тектонические напряжения, вызывающие появление подобных грабенов проседания, продолжают релаксироваться в различных областях шельфа, представляя определенную опасность для инженерных сооружений. В Карском море аналогичного типа структуры выявлены лишь в погребенном виде, что указывает на более спокойные современные тектонические условия.

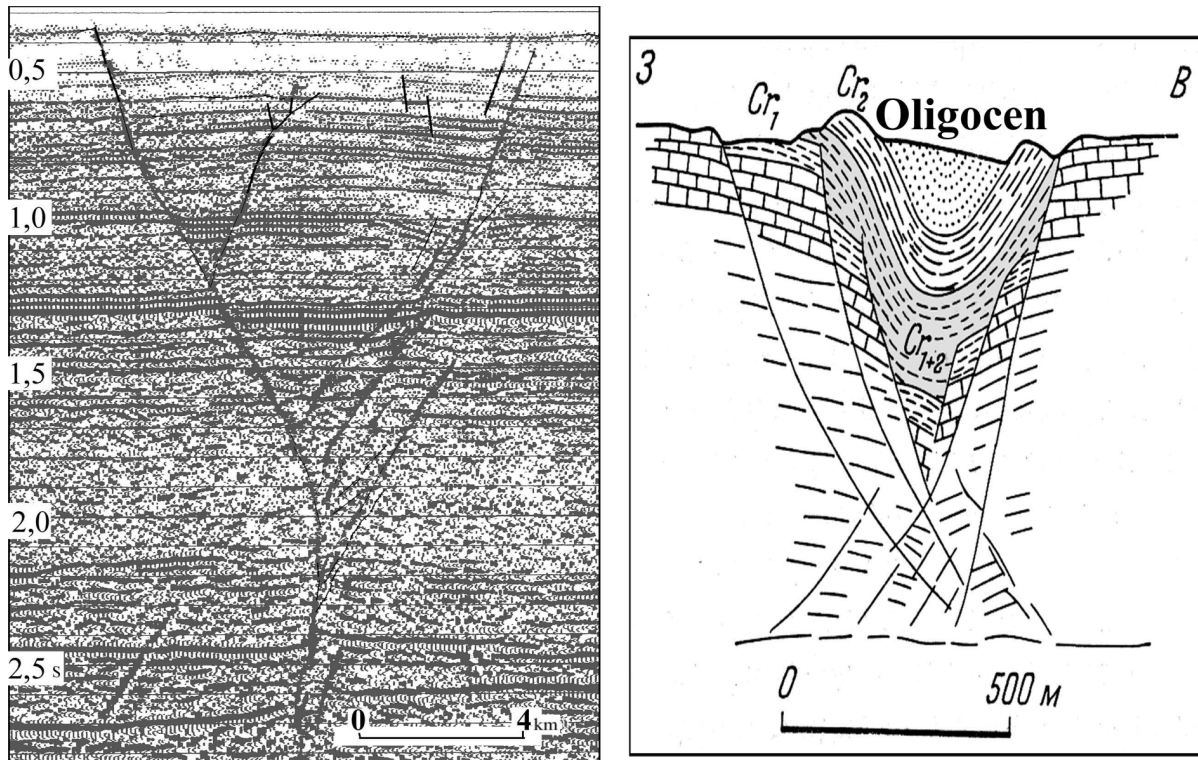


Рис. 8.10. Система грабенов проседания в верхней части разреза юрско-мелового койлогенного комплекса Северо-Баренцевской впадины (слева, фрагмент профиля МОВ-ОГТ по геотраверсу 2-AP) и структура растяжения в кайнозойских отложениях западных предгорий Альп (справа, по Ж. Гогелю)

ЛИТЕРАТУРА

- Аветисов Г. П., Булин Н. К. Глубинное геологическое строение архипелага Земли Франца-Иосифа по сейсмологическим данным // Геофиз. методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1974. Вып. 9. С. 26–32.
- Алехин С. В., Армишев А. М., Батурин Д. Г. и др. Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.
- Армишев А. М., Десятков В. М. Результаты поисковых работ на о. Белом Карского моря // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на островах и море). СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 75–77.
- Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Богданов Н. А., Хаин В. Е. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и Севера Сибири. М-б 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. М.: изд. Инст. литосферы РАН, 1989. 127 с.
- Бойко Г. Е., Павлюк М. И., Гайванович О. П. Тектоническое районирование восточной части Баренцева моря по данным трехмерного плотностного моделирования // Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР. Тез. докл. Мурманск, 1989. С. 33–35.
- Булин Н. К., Берлянд Н. Г., Булавко Л. Ф. Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным) // Сов. Геология. 1976. № 1. С. 115–122.
- Верба В. В., Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. Отражение структуры фундамента Шпицбергенского шельфа в магнитном поле // Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы Междунар. раб. совещ. Киев: Наукова думка, 1982. С. 93–95.
- Верба М. Л. Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 11–27.
- 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.
- Верба В. В., Верба М. Л. Структура растяжения земной коры в Арктическом регионе. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 93–108.
- Виноградов А. Н., Батиева И. Д. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. СПб.: Наука, 1991. 198 с.
- Волк В. Э. Геомагнитная характеристика земной коры Северной полярной области Земли // Структура земной коры Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 38–45.
- Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга – Умбозеро – Ручьи // Геотектоника. 1988. № 4. С. 30–44.
- Геологическая карта Кольского региона м-ба 1 : 500 000 / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: изд. ГИ КНЦ РАН, 2002.
- Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003. 254 с.
- Грамберг И. С. Баренцевоморская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.
- Грамберг И. С., Школа И. В., Бро Е. Г. и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Сов. Геология. 1985. № 1. С. 95–98.
- Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 98 с.
- Добрецов Н. Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геол. и геоф. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
- Журавлев В. С., Раабен М. Е. Гипотеза Баренции в свете современных данных // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975. С. 75–92.
- 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.
- Казаис В. И. Строение поверхности Мохоровичича в Енисей-Хатангском прогибе по результатам комплексной интерпретации геофизических полей // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область / Под ред. Д. С. Сорокова, Г. Д. Гинсбурга. Л.: НИИГА, 1974. С. 51–53.
- 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.

Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Кудряшов Н. М., Каулина Т. В., Ветрин В. Р. // Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области» / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.

Качурина Н. В., Шкатов Е. П., Андреева И. А. О морфоструктурной позиции желобов Святой Анны и Франц-Виктория в свете новых данных // Разведка и охрана недр. 1999. № 7–8. С. 32–34.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины / Гл. ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. В. П. Орлова, Н. П. Лаврова, М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.

Кораго Е. А., Андреева И. А., Ершов Ю. П. и др. Докембрийские образования Северного острова Новой Земли // Новая Земля на ранних этапах геологического развития Л.: НПО «Севморгеология», 1984. С. 5–19.

Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Ильин В. Ф. и др. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 187 с.

Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена / Тр. НИИГА. Л.: Недра, 1973. Т. 172. 120 с.

Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. Тектоника острова Медвежий // Геотектоника. 1974. № 4. С. 39–51.

Кременецкая Е. О. О глубинном положении некоторых сейсмических границ Кольского полуострова и о. Зап. Шпицберген // Геофиз. исслед. на Европейском Севере СССР. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1983. С. 44–50.

Мащенко С. П., Астафурова Е. Г., Глебовский В. Ю. Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофиз. характеристики литосферы Арктич. Региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69–89.

Мележик В. А. Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 258 с.

Павленкин А. Д. Скоростная модель среды акватории Баренцева моря и Тимано-Печорской провинции // Морские геофизические исследования в Арктике. Л., 1981. С. 52–59.

Павленкова Н. И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности Земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 51–61.

Петров В. П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. 325 с.

Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Пономарев Г. Я., Романова Н. В. Герцинский магматизм Байдарацкой зоны разломов // ДАН СССР, 1983. Т. 273, № 3. С. 678–682.

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.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Колл. авт. под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. 1. 237 с. Ч. 2. 205 с.

Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности Северо-западного фланга Тимано-Варангерской системы байкалид // Геофизика XXI столетия: 2001 год. Сборник трудов третьих геофизических чтений им. В. В. Федынского (22–24 февраля 2001 г., Москва). М.: Научный мир, 2001. С. 64–69.

Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 278 с.

Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры // Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. 256 с.

Старк А. Г., Шкатов Е. П., Кузнецова Л. А. Новые данные о геологическом строении северной окраины Баренцевоморского шельфа по сейсмическим исследованиям // Разведка и охрана недр, 1999. № 7–8. С. 21–24.

Сурков В. С., Кузнецов В. Л., Латышев В. И., Смирнов Л. В. Структура земной коры Западно-Сибирской плиты // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. Под ред. Д. А. Додина, В. С. Суркова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 325–327.

Сурков В. С., Смирнов Л. В. Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 10–16.

Тебенков А. М. Главные этапы формирования фундамента Северо-Восточной Земли, Шпицберген / Ред. Г. Г. Матишов, Г. А. Тарасов. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. материалов 3-й междунар. конф. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003. С. 59–66.

Тулина Ю. В., Шемелева И. Б., Соколов С. Б. и др. Основные особенности глубинного строения южной части Баренцева моря // Геофизические поля Атлантического океана. М., 1988. С. 34–51.

Устинов Н. В., Покровская И. Е. Верхнеюрские «черные глины» Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 19–29.

Хаин В. Е. (ред.) Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей м-ба 1 : 2 500 000). М.: Наука, 1978. 422 с.

Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 110.

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.

Чернавских А. В. Условия формирования верхнеюрско-нижнемеловых отложений центральной части Западной Сибири в зоне Сибирских увалов // Геол. нефти и газа. 1994. № 4. С. 13–16.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.

Шварц В. Л. Литолого-стратиграфическое расчленение разреза скважины Раддедален-1 (остров Эдж арх. Шпицберген) // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 44–59.

Шипилов Э. В. Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции Арктической периферии Северной Евразии // ДАН. 2003. Т. 393, № 3. С. 376–381.

Шипилов Э. В., Тарасов Г. А. Региональная геология нефтегазовых осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. 306 с.

Шкарубо С. И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: изд. МАГЭ, 1999. С. 71–79.

Balashov Yu. A., Peucat J. J., Tebenkov A. M. et al. Additional Rb-Sr and single-grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, North-West Spitsbergen // Polar res., 1996. V. 15. P. 153–165.

Breivik A. J., Mjelde R., Grugan P. et al. A possible Caledonide arm through the Barents Sea imaged by OBS data // Tectonophysics. 2002. V. 355. P. 67–97.

Dallmeyer R. D., Reuter A., Clauer N., Liewig N. Chronology of Caledonian tectonothermal activity within the Gaissa and Lakse fjord Nappe Complexes (Lower Allochthon), Finnmark, Norway: evidence from K-Ar and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages. In: The Caledonide Geology of Scandinavia (ed. by R. A. Gayes). Graham & Trotman. 1989. P. 9–26.

Faleide I. J., Gudlaugsson S. T., Jacquart G. Evolution of the western Barents Sea // Marine Petrol. Geol. 1984. V. 1, N 2. P. 123–150.

Gayer R. A. The Caledonide Geology of Scandinavia. Graham & Trotman. 1989. 312 p.

Geologisk kart der Norge, berggrunskart Kirkenes. 1 : 1 250 000 / A. Siedlecka, O. Nordgulen (Eds.). Norg. Geol. under. 1996.

Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F. et al. Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.

Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F. et al. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R // Bull. Geol. Soc. Finland. 1990. V. 62, N. 2. P. 123–133.

Harland W. B., Dowdeswell E. K. Geological evolution of the Barents shelf region. London. Graham & Trotman. 1988. 169 p.

Harland W. B. Geology of Svalbard. Geol. Soc. mem. 17. Cambridge. 1998. 529 p.

Lyubtsov V. V., Predovsky A. A., Negrutsa V. Z. 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.

Mitrofanov F. P., Bayanova T. B. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (Eds). Balkema, Rotterdam. 1999. P. 1275–1278.

Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G. et al. Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotraverse // Int. Geol. Rev. 1998. V. 40, N 11. P. 990–997.

Neprochnov Yu. P., Semenov G. A., Sharov N. V. et al. Comparison of the crustal structures of the Barents Sea and the Baltic Shield from seismic data // *Tectonophysics*. 2000. V. 321. P. 429–447.

Sakoulina T. S., Telegin A. N., Tichonova I. M. et al. The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents Sea from Kola Peninsula to Franz Joseph Land // *Tectonophysics*. 2000. V. 329. P. 319–331.

Tebenkov A. M., Ohta Y., Balashov Yu. A., Sirotkin A. N. Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age // *Polar res.* 1996. V. 15 (1). P. 11–23.

Townsend C., Gayer R. A. The timing of orogenesis in northern Norway: did the Finmarkian orogeny occur // *The Caledonide Geology of Scandinavia* (ed. by R. A. Gayer), Graham & Trotman. 1989. P. 63–65.

Verba M. L., Sakoulina T. S. The reconstruction of the Early Paleozoic structure of the Barents Sea sedimentary basin inferred from geophysical surveys along Profile I-AR // *Polarforschung*. 1999, (erschienen 2001). V. 69. P. 85–94.