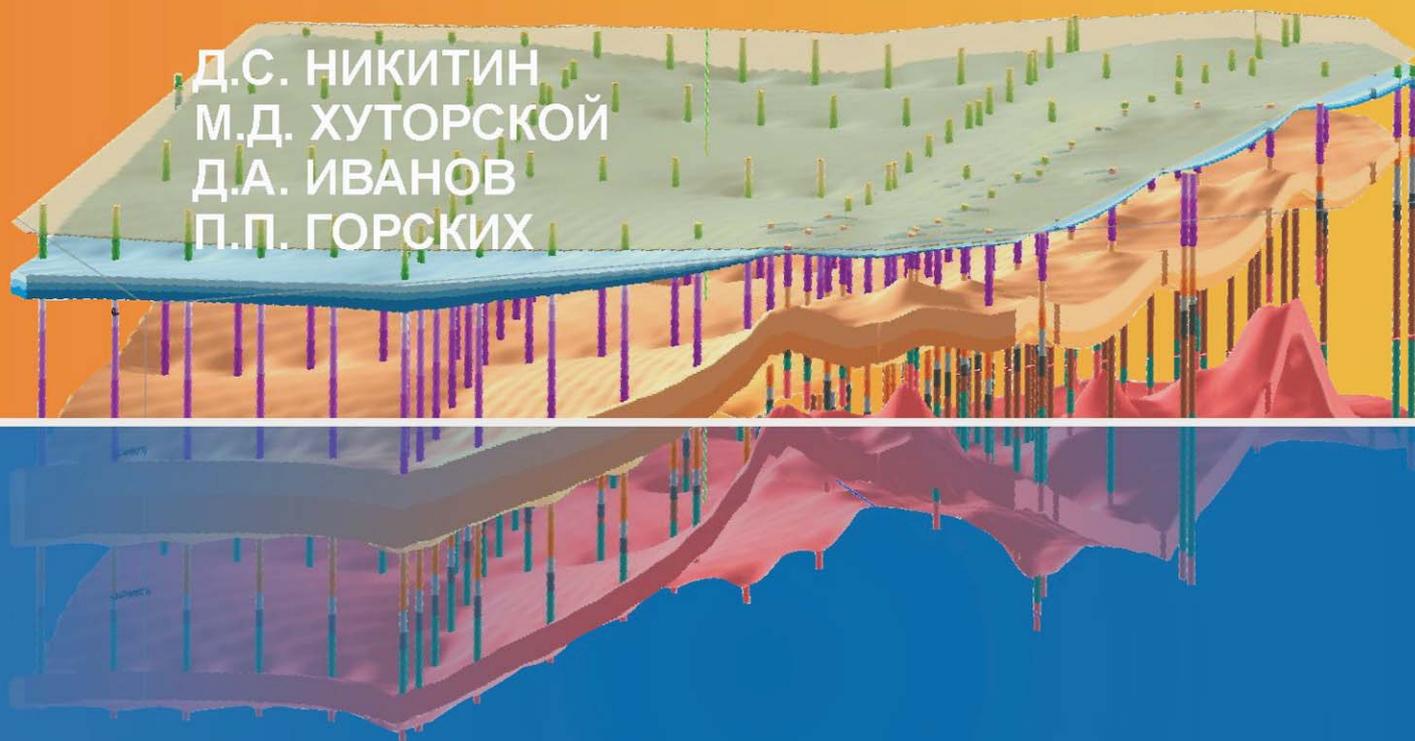




ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

Д.С. НИКИТИН
М.Д. ХУТОРСКОЙ
Д.А. ИВАНОВ
П.П. ГОРСКИХ



Глубинное строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского шельфа



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 622

D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy, D.A. Ivanov, P.P. Gorskikh

Deep structure and oil and gas potential of the Barents Sea shelf north-eastern part

Moscow
GEOS
2020

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 622

Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской, Д.А. Иванов, П.П. Горских

**Глубинное строение и нефтегазоносность
северо-восточной части
Баренцевоморского шельфа**

Москва
ГЕОС
2020

УДК 550.361
ББК 26.38 + 26.343.1
Т 78

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

Редакционная коллегия:
К.Е. Дегтярев (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора),
Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*, *В.Ю. Лаврушин*, *Б.Г. Покровский*, *М.А. Rogov*,
С.Д. Соколов, *С.Ю. Соколов*, *М.И. Тучкова*, *М.А. Федонкин*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты:
С.Ю. Соколов, *Н.В. Шаров*

Т 78 **Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. —**
ISSN 0002-3272

Вып. 622: Глубинное строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского шельфа / Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А., Горских П.П.; Отв. ред. К.Е. Дегтярев. — М.: GEOS, 2020. — 148 с.; ил. ISBN 978-5-89118-821-1 (в пер.)

По данным сейсмической, гравитационной, магнитной и геотермической съемок акватории в северо-восточной части Баренцева моря разработана геолого-геофизическая модель осадочного чехла. Построена численная модель разрывных нарушений Баренцевоморской плиты. Определены глубины катагенетического преобразования углеводородов в осадочном чехле, проведены пространственная и количественная корреляции геотермического поля и локализации нефтегазоносности. Даны оценки генерационного и нефтегазового потенциалов региона.

Для профессиональных геологов, геофизиков и нефтяников, а также старшекурсников и аспирантов геолого-геофизических факультетов.

ББК 26.323 + 26.343.1

**Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проектам № 20-15-00015 Д, 20-05-00054 А.
Издание РФФИ не подлежит продаже**

Responsible Editor
K.E. Degtyarev

Editorial Board:
K.E. Degtyarev (Editor-in-Chief), *N.B. Kuznetsov* (Deputy Editor-in-Chief),
G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), *Yu.O. Gavrilov*, *A.B. Herman*, *V.Yu. Lavrushin*, *B.G. Pokrovskii*, *M.A. Rogov*,
S.D. Sokolov, *S.Yu. Sokolov*, *M.I. Tuchkova*, *M.A. Fedonkin*, *M.D. Khutorskoy*, *N.P. Chamov*

Reviewers:
S.Yu. Sokolov, *N.V. Sharov*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of Academy of Sciences of the USSR, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 622: Deep structure and oil and gas potential of the Barents Sea shelf north-eastern part / Nikitin D.S., Khutorskoy M.D., Ivanov D.A., Gorskih P.P.; Ed. by K.E. Degtyarev. — Moscow: GEOS, 2020. — 148 p.; ill.

ISBN 978-5-89118-821-1 (in cloth)

From seismic, gravity, magnetic and geothermal the geological and geophysical models of the sedimentary cover was worked out. Numerical model of the Barents Plate faults survey was built. The depths of hydrocarbons catagenetic conversion in the sedimentary cover were determined, the spatial and quantitative correlation of the geothermal field and oil and gas potential localization was carried out. The fluid-dynamic systems formation role was investigated

For professional geologists, geophysicists and oilmen, as well as senior students and graduate students of geological and geophysical faculties.

**Published at financial support
of the Russian Foundation for Basic Research, grants 20-15-00015 D, 20-05-00054 A.
The edition of the RFBR isn't subject for sale**



ISBN 978-5-89118-821-1

© Коллектив авторов, 2020
© ГИН РАН, 2020
© GEOS, 2020

Введение

Арктическое будущее России предсказывали многие великие люди нашей страны. Мы не будем здесь цитировать слова Петра I, М.В. Ломоносова, Д.И. Менделеева, С.О. Макарова, О.Ю. Шмидта, В.И. Вернадского, В.И. Ленина и других известных людей, которые неоднократно подчеркивали значение Севера для России. Идут столетия, а роль Арктики лишь только возрастает. Россия является самым крупным арктическим государством: имеет максимальную по отношению к другим странам протяженность границ в Арктике, а также обширные осваиваемые территории и акватории за полярным кругом.

Российская Арктика всегда была регионом особых геостратегических интересов государства и долгосрочных экономических интересов общества с точки зрения освоения и рационального использования природных ресурсов и обеспечения глобального экологического равновесия. В настоящее же время, в период ремейка «холодной войны», Российская Федерация однозначно воспринимает Арктику не просто как «фасад, обращенный к Ледовитому океану», а как свой единственный щит, обеспечивающий не только классическую военно-стратегическую, но и экономическую безопасность.

Модное в наши дни понятие «устойчивое развитие» в Арктике приобретает особое значение. Только продуманное сочетание экономических, социальных и экологических аспектов развития Арктики обеспечит будущее нашей страны. Необходимо обоснование системы рационального природопользования и естественного ресурсосбережения в Арктической зоне и в ее отдельных районах на основе определения глобальных, региональных и локальных изменений природной среды и создания геолого-технологического-экологического-экономических моделей и карт.

Исследованиями всего спектра фундаментальных и прикладных проблем Арктики занято свыше 160 институтов Академии наук, а также различных

министерств и ведомств. Многоплановость проблем в Арктике, участие в их решении Российской академии наук, многих министерств и ведомств, требуют скоординированности действий, ведь изученность арктической зоны недостаточна. При этом отсутствие полноценных и продолжительных исследований Арктики порождает нездоровые спекуляции и провокации.

Арктический сегмент Земли представляет собой колоссальный осадочный супербассейн, содержащий до 150 млрд т.у.т. углеводородного сырья. По-видимому, это не максимально возможная оценка. Открытие таких гигантов, как Прадхо-Бэй на северном побережье Аляски, Русановского и Ленинградского месторождений в Карском море и Штокмановского месторождения в Баренцевом в этом убеждают.

Перспективность освоения соизмеримых по своему потенциалу с Западной Сибирью арктических окраин России доказана целенаправленными научно-исследовательскими, региональными геолого-геофизическими и поисково-разведочными работами.

Запасы подтвержденного углеводородного сырья на всем арктическом шельфе России оцениваются в 90 млрд т.у.т. Основная часть извлекаемых запасов по эксплуатационным и инфраструктурным критериям связана с акваториями Баренцева (включая Печорское) и Карского морей. Именно здесь, в соответствии с научными рекомендациями, были сосредоточены основные объемы поисково-разведочных работ. В итоге было доказано существование крупной нефтегазоносной Западно-Арктической провинции [Грамберг и др., 2000].

Рубеж XX и XXI вв. можно назвать началом нового этапа изучения и освоения углеводородного потенциала арктических морей. Это обусловлено не только открытием гигантских месторождений на шельфе, но и постепенным истощением запасов сырья в континентальных осадочных бассейнах, например, в Западно-Сибирском (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Количество извлеченного природного газа из месторождений-гигантов Западной Сибири Из доклада А.Н. Дмитриевского на 7-м российском нефтегазовом конгрессе, г. Москва, 2009 г.

Очевидно, что Арктический сегмент Земли в XXI в. будет главным объектом прироста запасов углеводородного сырья. При его освоении, однако, возникают геологические, технологические и экологические проблемы, которые зачастую не встречались в континентальных осадочных бассейнах. Это может заметно увеличить себестоимость единицы добываемого сырья.

Одним из путей снижения затрат может быть применение наукоемких технологий при поисково-разведочных и инженерно-геологических работах. В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований и высоких рисков поисково-разведочных работ на шельфе практическое значение приобретают относительно недорогие, но весьма наукоемкие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

В работе обосновывается эффективность включения в комплекс поисково-разведочных и инженерно-геологических работ результатов пространственного моделирования строения структурно-формационных комплексов осадочного чехла на основе комплексной интерпретации геолого-геофизической информации.

Список сокращений

АВПД аномально высокие пластовые давления
 БМ блочная модель
 ВБМ Восточно-Баренцевский мегапрогиб
 ВНГО возможно нефтегазоносная область
 ВОПП внешний опорный гравиметрический пункт

ВСП вертикальное сейсмическое профилирование
 ГТКп каротажные кривые
 ГЗН главная зона нефтеобразования
 ГСЗ глубинное сейсмическое зондирование
 ЗФИ Земля Франца-Иосифа
 КМПВ корреляционный метод преломленных волн
 МОВ ОГТ метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки
 МПВ метод преломленных волн
 МПЗ магнитный потенциал Земли
 НГК нефтегазоносный комплекс
 НГМТ нефтегазоматеринская толща
 НГО нефтегазоносная область
 НГП нефтегазоносная провинция
 НСАП непрерывное сейсмоакустическое профилирование
 НСР начальные суммарные ресурсы
 ОВ органическое вещество
 ОГ отражающий горизонт
 ОГТ общая глубинная точка
 ОМР опытно-методические работы
 ОНП однократное непрерывное профилирование
 ПИ пневмоисточники
 ПНГК перспективный нефтегазоносный комплекс
 ПНГО перспективная нефтегазоносная область
 РОВ рассеянное органическое вещество
 СВК структурно-вещественный комплекс
 СКП среднеквадратичная погрешность
 ССК сеймостратиграфический комплекс
 СФЗ структурно-формационная зона
 СФПЗ структурно-формационная подзона
 ТОС содержание общего органического углерода
 т.у.т. тонна условного топлива
 УВ углеводороды
 ХБА химико-битуминологический анализ
 ШГСП широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование

Глава 1

Геолого-геофизическая характеристика района работ

1.1. Физико-географические и океанографические условия

Район исследования расположен в северо-восточной части шельфа Баренцева моря, между архипелагами Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новая Земля (рис. 1.2). В административном отношении территория архипелагов относится к Архангельской области Российской Федерации. Удаленность площади работ от архипелага Новая Земля составляет приблизительно 35–50 км, от островов Земля Франца-Иосифа порядка — 50–60 км.

Орография. Рельеф морского дна весьма расчлененный — глубины моря колеблются от 50–100 до 400–450 м.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа представляет собой раздробленное на блоки седиментогенно-вулканическое плато, где крупные острова и их подводные продолжения являются горстами, а глубоководные части проливов — грабенами. Основные черты рельефа определяет современное оледенение. Рельеф южных островов представлен расчлененными гляциально-нивационными плато высотой от 50 до 350 м, которые сформировались на пологозалегающих осадочных и изверженных породах преимущественно мелового возраста. Берега островов изрезаны сравнительно слабо и имеют различный характер: ледниковые (типа ледяных клифов), высокие скальные, низкие каменистые или песчано-глинистые. Ледники нередко образуют сплошные ледниковые обрывы высотой до 40 м. Водные потоки на свободных ото льда участках суши имеют в основном ледниковое питание. Это зандровые ручьи, водосборы которых ежегодно заново формируются на ледниковых покровах.

Архипелаг Новая Земля представляет собой единую горную систему с высотами до 1300 м и глубоко расчлененной центральной частью. Долины, рассекающие горные массивы, переходят во фьорды, продолжение которых прослеживается на прилегающих участках морского дна. В плане эта система имеет форму дуги, вытянутой с юга на север на расстояние около 700 км и отделена от о-ва Вайгач проливом Карские Ворота. В свою очередь, сама Новая Земля разделяется проливом Маточкин Шар на два крупных острова — Южный и Северный. Расположение островов Новой Земли между холодным Карским и более теплым Баренцевым морями и наличие ледникового купола на Северном острове обуславливают суровость и изменчивость климата этого района.

Климат. Изучаемая акватория в целом имеет полярный морской климат, который характеризуется продолжительной зимой, коротким летом, малыми годовыми колебаниями температуры воздуха, значительной относительной влажностью, облачностью и большим количеством осадков (350 мм/год). Среднемесячная температура воздуха над акваторией в течение года колеблется от $-8,9$ °С (март) до $6,2$ °С (август). Летний абсолютный максимум температуры отмечался в июле ($23,7$ °С), зимний абсолютный минимум — в феврале и марте (-30 °С).

Гидрогеологический режим района обуславливается климатическими особенностями, характером водообмена с прилегающими акваториями и рельефом дна. Температура воды на поверхности во все сезоны года уменьшается с запада на восток. Соленость воды с глубиной возрастает и колеблется от 32 до 35‰.

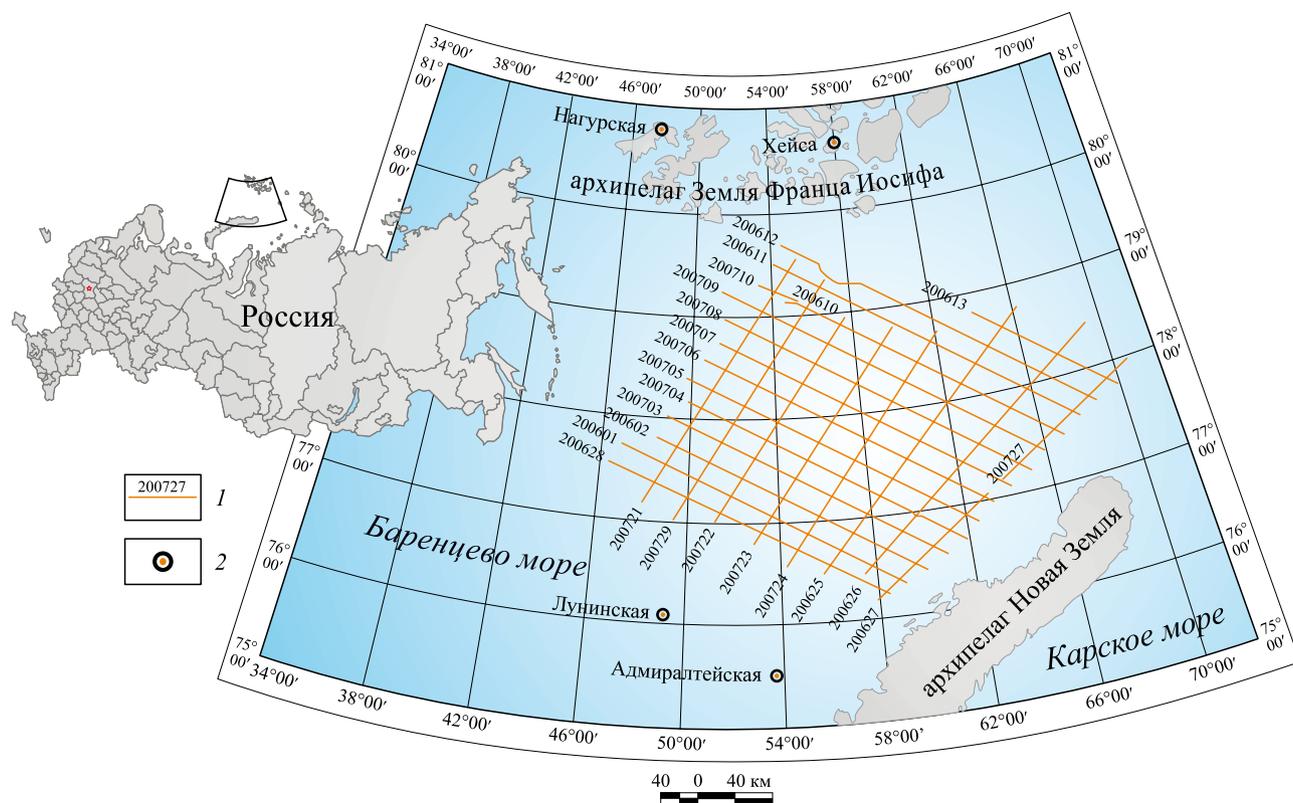


Рис. 1.2. Схема расположения района исследований

1 — профили метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки 2D (МОВ ОГТ 2D), надводной гравиметрии, дифференциальной гидромагнитометрии и их номера; 2 — скважины глубокого бурения

Режим волнения зависит от скорости и направления ветра, глубины моря, характера берегов и близости кромки льда. Несмотря на удаленность района от берега, ветровое волнение не развивается до максимальных значений высоты и периода волн вследствие близости ледовой кромки.

Количество дней со штормовым ветром летом составляет 1–3 дня, зимой 8–10 дней. Повторяемость штормовых ветров зимой составляет 12%, летом 1–2%, непрерывная продолжительность очень сильных ветров не превышает 12–18 ч.

Преобладающее направление ветров — северное и северо-восточное. Скорость ветра до 6–12 м/с. Свободный ото льда период — с июля по октябрь. Летом сильные ветры сравнительно редки, с июня по август повторяемость волнения свыше 5 баллов составляет 15%. Наибольшее волнение наблюдается осенью (октябрь), когда среднее число дней со штормами достигает 7 дней в месяц.

Наиболее развиты постоянные и приливно-отливные течения. Приливно-отливные течения

вращаются. В подавляющем большинстве случаев направление их меняется по часовой стрелке, их скорость не превышает 0,5 узла. Обладая относительно большой скоростью, приливные течения поднимают поверхностный слой осадков, и мелкие частицы в дальнейшем разносятся постоянными течениями. При этом постоянная составляющая течений не превышает 2–3 см/с. Скорость ветровых (дрейфовых) течений в поверхностном слое составляет 15–20 см/с, экстремальных — до 40 см/с.

Вблизи западного берега Новой Земли проходит Новоземельское течение — ветвь теплог Нордкапского течения. Скорость поверхностных течений составляет 1,0–1,5 узла. Изменения уровня моря складываются в основном из сезонных сгонно-нагонных явлений и приливно-отливных колебаний, амплитуда которых вблизи побережья превышает 1 м.

Ледовитость района меняется от года к году, что связано с различной интенсивностью Нордкапского течения, характером крупномасштабной атмосферной циркуляции, солнечной радиацией, общим потеплением или похолоданием

Арктики в целом. Толщина льда в апреле может достигать 120 см, при средней толщине 80–90 см. В проливах и прибрежной зоне архипелага ЗФИ отмечается большое количество айсбергов и их обломков. Размеры и формы айсбергов различные, высота составляет не более 25–30 м (рис. 1.3).

На Южном острове Новой Земли началась разработка месторождения свинцово-цинковых руд «Павловское». В связи с этим ведутся работы по обустройству портовых сооружений. На Северном острове Новой Земли расположена взлетно-посадочная полоса для приема самолетов типа АН-2, есть метеостанция на мысе Желания.



Рис. 1.3. Формы айсбергов вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа

Таяние и разрушение льдов в проливах и в открытом море начинается в конце апреля — начале мая. В весенне-летний период однолетние льды тают и разрушаются довольно быстро, и значительные пространства акватории к концу июля — началу августа свободны ото льда. Продолжительность ледового периода составляет от 5 до 165 дней [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

Сообщение с архипелагом ЗФИ осуществляется в основном морским (летом) и авиационным транспортом. Из полярных станций функционирует обсерватория на о-ве Хейса (архипелаг ЗФИ).

В пределах изучаемой акватории хорошо защищенных от ветров и волнений якорных мест нет. Немногочисленны удобные места укрытий для судов, это — некоторые заливы о-ва Новая Земля и проливы архипелага ЗФИ.

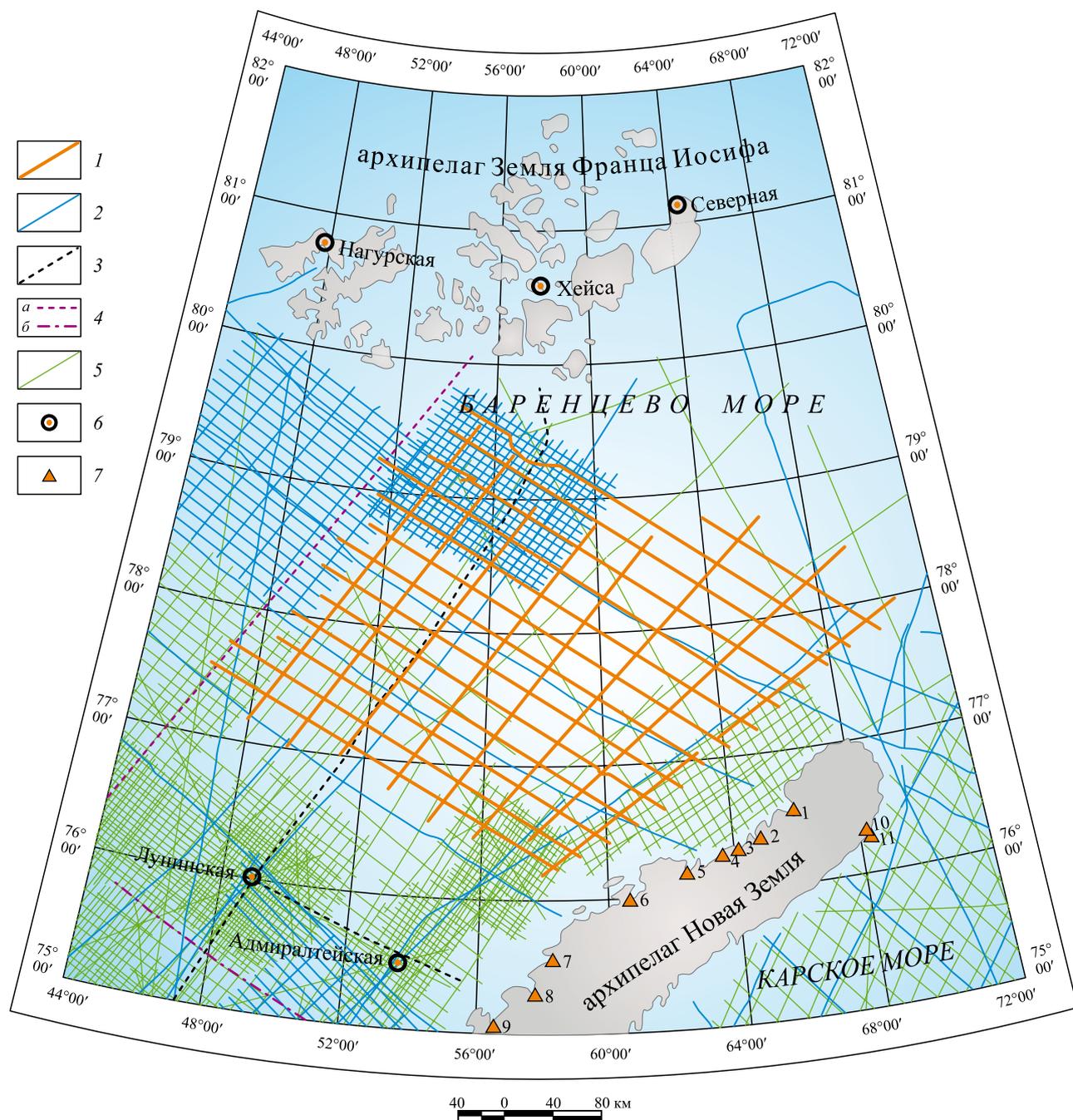
В административном отношении акватория Баренцева моря находится в федеральном подчинении Мурманской области. Архипелаги ЗФИ и Новая Земля относятся к Архангельской области. Самый крупный порт — Мурманск, расположен в южной части незамерзающего Кольского залива и имеет железнодорожное, шоссейное и авиасообщение с другими регионами России. От него район исследований удален на 1220 км [Шкарубо, Лопатин, 1988].

1.2. Геолого-геофизическая изученность

В непосредственной близости от района работ, на островах архипелага ЗФИ, трестом «Волгокамскгеология» (впоследствии, с 1986 г., ПГО «Недра») пробурены три параметрические скважины (рис. 1.4). Бурение скважин проводилось в 1977–1981 гг. Вскрыты разрез платформенного чехла и верхняя часть складчатого основания.

Результаты обработки материалов бурения изложены в многочисленных публикациях и изданных геологических картах [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

Нагурская скважина (глубина 3204 м) пробурена в 1977 г. на самом западном острове архипелага Земля Франца Иосифа — о-ве Земля Александры. Северная скважина — в 350 км восточнее Нагурской на о-в Грэм-Белл. Бурение длилось с 1977 по 1979 г. и остановлено на от-



метке 3523 м. Скважина Хейса (глубина 3344 м) расположена в северо-восточной части одноименного острова. Она пробурена в 1980–1981 гг. для выяснения глубинного строения средней части архипелага Земля Франца-Иосифа между установленными бурением выступом складчатого фундамента и крупной впадиной.

Бурение скважины Северной осуществлялось непосредственно на острове, а при проходке остальных параметрических скважин использовался специально переоборудованный ледокол «Леонид Красин». Бурение проводилось установками БУ-125-БЭ, «Уралмаш-43-67», «Уралмаш-3Д-67» турбинно-роторным способом. Коммерческая скорость равнялась 166–441 м/ст-мес. В каждой скважине пройдено с отбором керна 9,1–16,9% от общей глубины; вынос керна составил 51–64,5% от интервалов проходки с керном.

Ближайшими к району исследования скважинами морского бурения являются Адмиралтейская (глубина 3755 м) и Лунинская (глубина 1405 м).

Первые исследования геологического строения островов Российской Арктики и шельфов Баренцева и Карского морей начались в XIX в. и носили преимущественно геолого-географический характер. В 1920–1932 гг. изучение архипелагов ЗФИ и Новая Земля проводилось Северной промысловой экспедицией; с 1933 по 1940 г. — экспедициями Арктического института и Горно-геологического управления Главсевморпути. Начиная с 1947 г., проводятся геолого-съёмочные поисковые работы и тематические исследования, уточнившие стратиграфию, магматизм, тектонику и перспективы горючих полезных ископаемых архипелага.

Земля Франца-Иосифа. Острова архипелага были открыты австро-венгерской экспедицией под руководством военного топографа Юлиуса Пайера и военного моряка Карла Вайпрехта, предпринятой на шхуне «Адмирал Тегетгофф» в 1873 г. С момента открытия и до конца 20-х годов XX столетия геологические наблюдения на островах архипелага выполнялись главным образом зарубежными экспедициями Бенджамина Ли-

Смита, Фредерика Джорджа Джексона, Фритьофа Ведель-Ярлсберга Нансена, принца Луиджи Амедео Савойского и герцога Аbruццкого.

Геолого-географические исследования на островах южной части архипелага произвели участники русской экспедиции Г.Я. Седова (1912–1914 гг.) М.А. Павлов и В.Ю. Визе. В период с 1928 по 1937 г. геологические описания и съёмку на островах проводили Р.Л. Самойлович, И.М. Иванов, М.Н. Иванчук, Н.П. Лупанова, Т.Н. Спижарский.

В 1953–1957 гг. В.Д. Дибнер, В.К. Разин, Л.П. Пирожников провели мелкомасштабную съёмку и геологические исследования, уточнившие стратиграфию, магматизм, тектонику и перспективы горючих полезных ископаемых архипелага. В 1957 г. В.Д. Дибнер составил листы Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 и объяснительную записку к ней. По материалам этих исследований был опубликован ряд статей и сводок [Сакс, Бобкова, 1958; Очерк и гидрогеологическая карта..., 1967].

В период с 1965 по 1980 г. на островах архипелага работали шесть геологических партий Института геологии Арктики (НИИГА): Я.Н. Неизвестного (1968 г.); Ю.Я. Лифшица (1973 г.); А.Н. Тараховского (1975 г.); А.И. Шульгиной, В.Д. Дибнера, Ю.А. Михайлова, Д.В. Сергеева (1976 г.); Ю.А. Михайлова, Г.К. Видмин-Лобзина (1977 г.); А.В. Дитмара, А.Н. Тараховского и др. (1978–1980 гг.).

Из островов архипелага, непосредственно входящих в рамку листа Т-37-40, наиболее изучены геологическими методами острова Белл, Нортбрук и Робертсона, фрагментарно — острова Вильчека и Сальм, не изучены острова Ламон и Литке.

На острове Грэм-Белл в 1980–1981 гг. экспедицией Б.Ли-Смита были установлены верхнеюрские слои (оксфордские глины с белемнитами), а выше — базальтовые покровы и остатки окаменелой древесины [Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004; Геодинамика и нефтегазонасность..., 1993]. Аэровизуальными наблюдениями В.Д. Дибнера в 1953 г. установлено до восьми покровов базальтов [Дибнер, 1955].



Рис. 1.4. Схема геолого-геофизической изученности

Профили: 1–3 — МОВ ОГТ ОАО МАГЭ: 1 — 2007 г., 2 — 1979–2010 гг., 3 — 1991–1995 гг. (профили ШГСП); 4 — Севморгео, ОАО МАГЭ, комплексные профили МОВ ОГТ и ГСЗ: а — АР-1, б — АР-4, 1988–2000 гг.; 5 — СМНГ профили МОВ ОГТ, 1989–1991 гг.; 6 — скважины; 7 — местоположения опорных разрезов на архипелаге Новая Земля: 1 — залив Иностранцева, 2 — бухта Мака, 3 — залив Легздина, 4 — губа Заячья, 5 — залив Русская Гавань, 6 — залив Борзова, 7 — залив Вилькицкого, 8 — залив Норденшельда, 9 — губа Глазова, 10 — Залив Ледяная Гавань, 11 — мыс Спорный Наволок

Результаты работ изложены также в статье Ю.А. Михайлова с соавторами [Михайлов и др., 1979]. Положение базальтов в ряду прочих разрезов архипелага указано в статье А.П. Тараховского с коллегами [Тараховский и др., 1980].

Отряд экспедиции И.В. Болдуина под руководством У.Циглера в 1903 г. на мысе Флора обнаружил бурый уголь [Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

Базальты с мыса Флора были изучены экспедицией Джексона–Хармсворта (1895–1897 гг.). Магматические породы с мыса Баренца исследованы в 1925 г. английским геологом Ч.Биссетом [Bisset, 1930]. По данным экспедиции Ю.Пайера, о-в Вильчека сложен долеритами.

С 1993 по 1996 г. на островах архипелага проводила работы по изучению базальтов комплексная геолого-гляциологическая группа Венского университета (Австрия) под руководством доктора В.Рихтера [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004; Ntaflos, Richter, 1998].

В 1993–1995 и 2000–2001 гг. ПМГРЭ проводила аэрогеофизические комплексные морские геолого-геофизические исследования и наземные геолого-съёмочные работы на архипелаге ЗФИ и прилегающем шельфе с целью подготовки к изданию листов Госгеолкарты-1000/3. Собран большой фактический материал по эффузивным и интрузивным породам, который позволил разработать новую схему магматизма архипелага. В 2000–2001 гг. Северная партия ПМГРЭ провела геологические работы на островах Белл, Нортбрук, Робертсона, Вильчека (мыс Шиллинга), Сальм (мыс Левченко). Наиболее полные сведения о геологическом строении архипелага ЗФИ и прилегающего шельфа приведены в отчетах В.Д. Дибнера (1994 г.), А.А. Макарьева, И.В. Школа и др. (1998 г.), Е.П. Шкатова (1997 г.) и Е.П. Шкатова, А.А. Макарьева (2002 г.).

В 1998–2000 гг. выполнена аэрогеофизическая съёмка масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000 западной части архипелага ЗФИ и прилегающего к нему шельфа в пределах листов U-37-40 с применением самолета ИЛ-38 (летающая лаборатория СЛ-38). Проведенный комплекс работ включал в себя аэромагнитную и аэрогравиметрическую съёмки, а также радиолокационную съёмку над островами архипелага с целью определения мощности ледового покрова. Основными результатами выполненных работ являются сводные карты

аномального магнитного поля (ΔT) и гравитационного поля с редукицией в свободном воздухе, схема структурно-тектонического районирования, а также определение мощности ледового покрова на островах архипелага [Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004; Государственная геологическая карта..., U-37-40, 2006; Щеринов и др., 1997].

В 2006 г. издана Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000, лист U-37-40 — Земля Франца-Иосифа [Государственная геологическая карта..., U-37-40, 2006].

Новая Земля. Первые сведения о геологическом строении Новой Земли были получены во второй половине XIX — начале XX в. (К.М. Бэр, А.А. Леман, А.Г. Шренк, М.Хейглин, А.Э. Норденшельд, А.Вихман, Ф.Н. Чернышов, В.Н. Вебер, В.А. Русанов, Н.И. Галушко, М.А. Павлов и др.). Более систематический характер геологические исследования приобрели в 20-е годы прошлого столетия (Р.Л. Самойлович, М.М. Ермолаев, М.А. Лаврова, Б.К. Лихарев, О.Хольтедаль и др.). В 1931 г. на Новой Земле началась планомерная геологическая съёмка, в которой принимали участие Г.В. Горбацкий, Д.Г. Панов, Т.А. Брач, В.В. Чернышев, М.М. Ермолаев, В.А. Куклин, В.М. Лазуркин, Н.Н. Мутафи, А.А. Петренко, И.Ф. Пустовалов, Б.А. Алферов, Б.В. Милорадович и др. Результаты исследований отражены в монографиях и на листах карт [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

С 1947 по 1955 г. площадное и маршрутное геологические картирования проводились сотрудниками Института геологии Арктики Б.С. Романовичем, Э.В. Аписитом, Г.Г. Николаевой, Н.А. Шведовым, Г.Д. Беляевым, Ю.С. Бушканец, К.К. Демокидовым, В.И. Бондаревым, С.В. Черкесовой, В.К. Разиным, Н.П. Головановым, В.И. Ушаковым, Ю.Д. Гушиным, О.П. Дундо, В.Н. Войцеховским, В.А. Токаревым, Ф.К. Гуковым, А.В. Лоскутовым, А.И. Куварзиным и др. Результаты исследований освещены в ряде статей, сборников и монографии Е.А. Кораго с соавторами «Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли» [1992], [Комплект карт..., 1999], а также в комплекте карт масштаба 1:500 000 [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992].

Акватория Баренцева моря. Изучение акватории Баренцева моря началось с донного опробования в XIX в. экспедициями Ф.Литке, А.Э. Норденшельда, Ф.Нансена, Н.М. Книповича. Визу-

альное описание осадков у южных берегов архипелага ЗФИ выполнили австро-венгерская экспедиция Ю.Пайера и К.Вайпрехта (1873 г., дрейф шхуны «Адмирал Тегетгофф») и итальянская экспедиция герцога Абрुццкого в 1899 г. на судне «Stella polare».

В 20–50-е годы XX в. экспедициями «Плавморнина», ПИНРО, Гидрометслужбы и Гидрографического предприятия ММФ проводились маршрутные исследования, геолого-геоморфологическая съемка дна, изучение стратиграфии и литологии новейших отложений. Фактический мате-

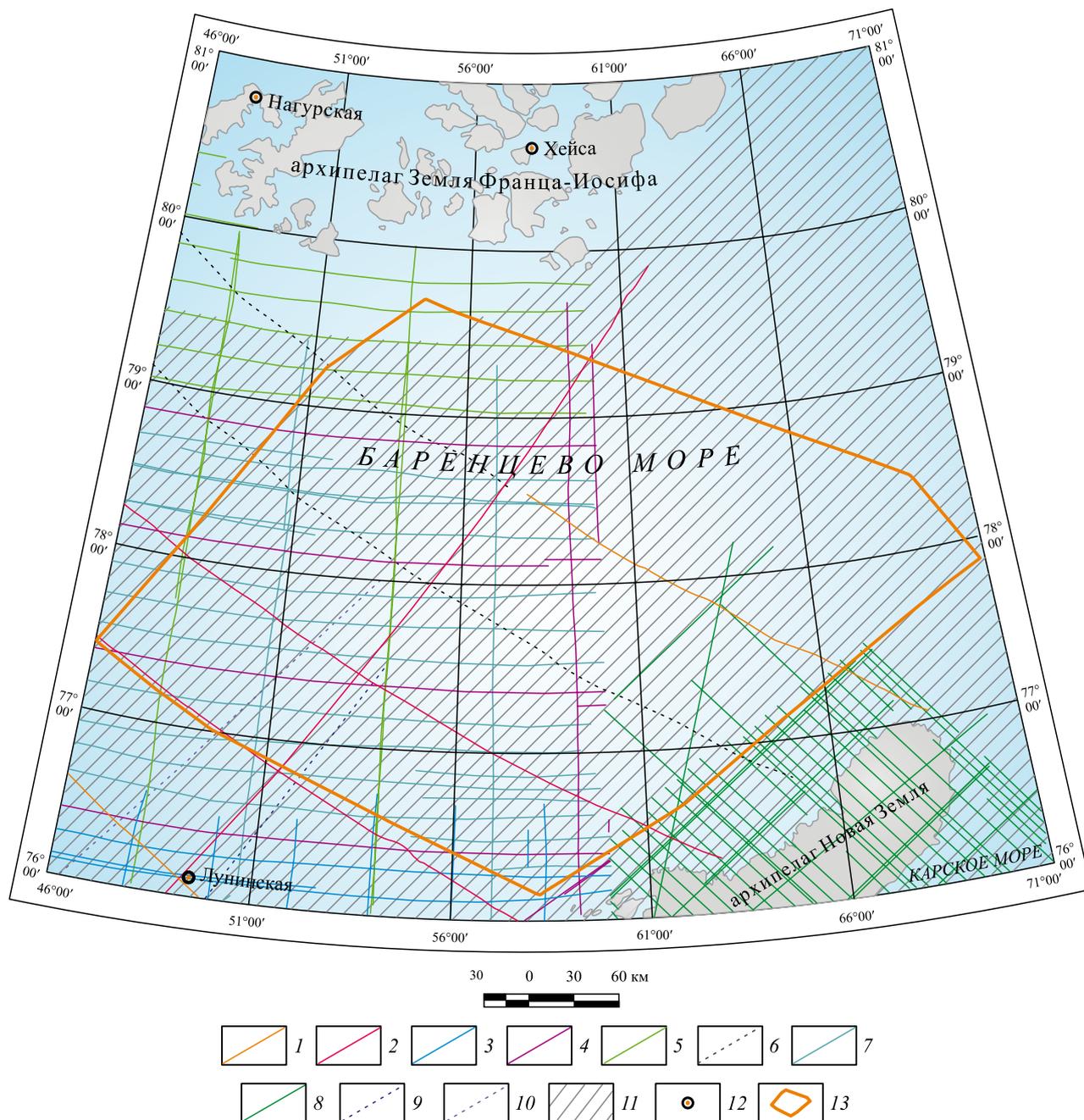


Рис. 1.5. Схема гравиметрических исследований

1–7 — профильные надводные наблюдения, ПГО «Севморгеология», МАГЭ: 1 — 1979 г., 2 — 1981 г., 3 — 1981–1983 гг., 4 — 1983 г., 5, 6 — 1984 г., 7 — 1985 г.; 8–10 — профильные надводные наблюдения: 8 — ПГО «Севморгеология», ПМГРЭ, 1981 г., МПГ «Севаэрогео», 1991 г., 9 — ВНИИМоргео, НИИГА, 1970–1972 гг., 10 — ИФЗ АН СССР, МАГЭ, НПО «Севморгео» 1975–1976 гг.; 11 — маятниковые наблюдения, густота: 1 пункт на 3–4 тыс. км², ЦНИИГАиК, 1962, 1965–1967 гг.; 12 — скважины; 13 — район исследований

риал, собранный за этот период, был обобщен в трудах А.А. Кордикова (1953 г.), М.В. Кленовой (1960 г.), В.Н. Сакса, А.А. Белова, Н.Н. Лапиной (1955–1963 гг.), В.Д. Дибнера (1963–1965 гг.).

Первые сведения о характере гравитационного поля на акваториях Баренцева и Карского морей получены экспедициями ЦНИИГАиК, которые начали проведение работ в 1947 г. Измерения выполнялись на подводных лодках маятниковыми приборами по редкой сети наблюдения (рис. 1.5). В 60–70-х годах ряд научно-исследовательских организаций (НИИГА, ПМГРЭ НПО «Севморгеология», КМАГЭ, «Спецгеофизика» и др.) проводят площадные авиадесантные и набортные гравиметрические работы; последние, как правило, в комплексе с сейсмическими и гидромагнитными исследованиями на отдельных региональных профилях.

В 1975–1981 гг. аэромагнитной партией ПМГРЭ [Малявкин и др., 1981, ф.] проведены съемки масштабов 1:1 000 000 и 1:500 000 на шельфах Баренцева и Карского морей с использованием более совершенных технических средств — протонных и квантовых магнитометров; радионавигационных систем, обеспечивающих ошибку плановой привязки в пределах 200–500 м. В результате проведения этих работ получены сведения о геологическом строении, тектонике, геомагнитных характеристиках земной коры региона южнее 80° с.ш. В 1983–1985 гг. МАГЭ ПГО «Севморгеология» [Журавлев, Балина и др., 1983, ф.; Журавлев, Малютин и др., 1984, ф.] проводит набортные гравиметрические исследования (в комплексе с гидромагнитными наблюдениями) непосредственно на площади листа Т-37-40 [Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004] (рис. 1.6; см. рис. 1.5).

В 1978–1989 гг. МАГЭ ПГО «Севморгеология» выполнила надводную гравиметрическую съемку Баренцева моря масштаба 1:1 000 000, которая послужила основой для составления листов Государственной гравиметрической карты СССР и структурно-тектонического районирования акватории Баренцева моря в целом.

В 1987 г. отделом нефтегазоносности Арктики института ВНИИОкеангеология обобщены материалы гравиметрических и магнитных съемок, на основе которых составлен «Атлас геолого-геофизических карт Баренцево-Карского шельфа масштаба 1:2 500 000» [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004; Верб и др., 1978, ф.].

В 1979–1987 гг. в северной части Баренцева моря МАГЭ ПГО «Севморгеология» проводит

региональные комплексные исследования, которые включали сейсмические работы МОВ ОГТ, МПВ, сейсмоакустические, гравимагнитные наблюдения и донный пробоотбор [Иванова и др., 1986, ф.; Виноградов др., 1987, ф.] (рис. 1.7). В результате этих работ прослежены основные отражающие горизонты в осадочном чехле и составлены первые структурные карты, положенные в основу тектонического районирования Баренцево-Карского шельфа. Полученные данные были обобщены в тематических работах и монографиях [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004; Виноградов и др., 1987, ф.; Боголепов и др., 1986; Журавлев и др., 1988, ф.].

Первые рекогносцировочные работы по изучению донных осадков проводили ПИНРО, ВНИРО, НИИГА, ВНИИЯГГ, ИО АН СССР, БИМ КФАН СССР и другие организации. Итоги этих исследований отражены в книге В.Д. Дибнера «Морфоструктура шельфа Баренцева моря» [Дибнер, 1978].

Изучение новейших отложений в регионе возобновилось в 1974 г., когда НПО «Севморгео» провело морские геологические работы в районе архипелага ЗФИ попутно на судах Гидрографического предприятия ММФ «Иван Киреев», «Павел Башмаков», л/с «Петр Пахтусов» [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

В 1976 г. ПГО «Севморгео» Мингео СССР и Институт океанологии АН СССР провели комплексные геологические исследования вдоль профиля п-ов Рыбачий — архипелаг Земля Франца-Иосифа. В донных отложениях определялось содержание углеводородов, их теплопроводность, палеомагнитные свойства. Обработка результатов региональных геохимических исследований на профиле показала наличие участков с повышенным содержанием углеводородных газов, преимущественно метановых.

Измерения теплового потока сопровождалось определением придонной температуры, по которой были выявлены придонный и сезонный градиенты. С геологической точки зрения представляет интерес корреляционная зависимость между положительными формами рельефа дна и повышенной теплопроводностью, отмечена связь высоких тепловых потоков с аномальным возрастанием концентраций растворенных в воде газов. Теплопроводность также функционально связана с плотностью, влажностью и литологией донных осадков [Методические и экспериментальные основы..., 1983].

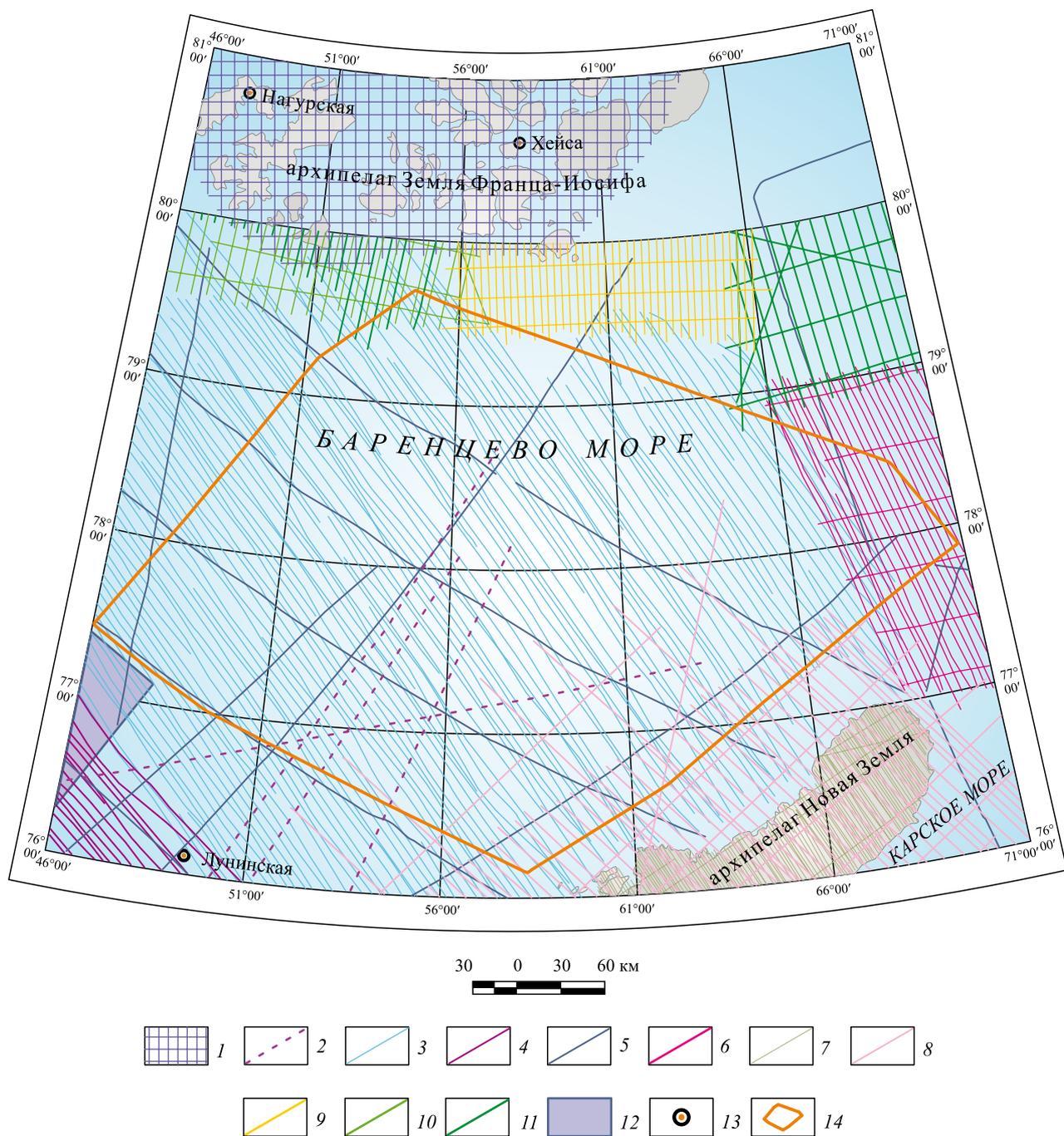


Рис. 1.6. Схема магнитометрических исследований

1 — площадные аэромагнитные наблюдения м-ба 1:200 000, НИИГА (1962 г.); 2 — профильные гидромагнитные наблюдения, ВНИИМоргео, ВНИИГеофизика, Южморгео (1970–1972 гг.); 3, 4 — аэромагнитные съемки НПО «Севморгео»: 3 — м-ба 1:500 000, (1975 г.), 4 — м-ба 1:1 000 000 и 1:500 000 (1976 г.); 5 — профильные гидромагнитные наблюдения ПГО «Севморгео», МАГЭ (1976–1986 гг.); 6–11 — аэромагнитные съемки: 6 — м-ба 1:500 000, НПО «Севморгео» (1981 г.), 7 — м-ба 1:200 000, МГРЭ (1982–1984 гг.), 8 — м-ба 1:100 000, НПО ПМГРЭ (1991 г.), 9 — м-ба 1:500 000, 1:1 000 000 (1993 г.), 10 — м-ба 1:1 000 000 (1998 г.), 11 — м-ба 1:1 000 000 (1999 г.); 12 — гидромагнитная съемка м-ба 1:200 000 ОАО МАГЭ (2000–2003 гг.); 13 — скважины; 14 — район исследований

В 1990 г. на Приновоземельском шельфе МАГЭ провела геологическую съемку масштаба 1:1 000 000, площадь которой частично охватывает

листы Т-39-40. В 1992 г. к югу от ЗФИ были выполнены опытно-методические геоэкологические исследования (рейс № 12 судна «Геолог

Ферман»). В ходе работ проведено опробование донных отложений, выполнены гидрофизическое и гидрохимическое зондирования водной толщи.

В течение 2000–2001 гг. ПМГРЭ проводила сейсмические (сейсмоакустика и зондирование МПВ) и геологические (пробоотбор донных отло-

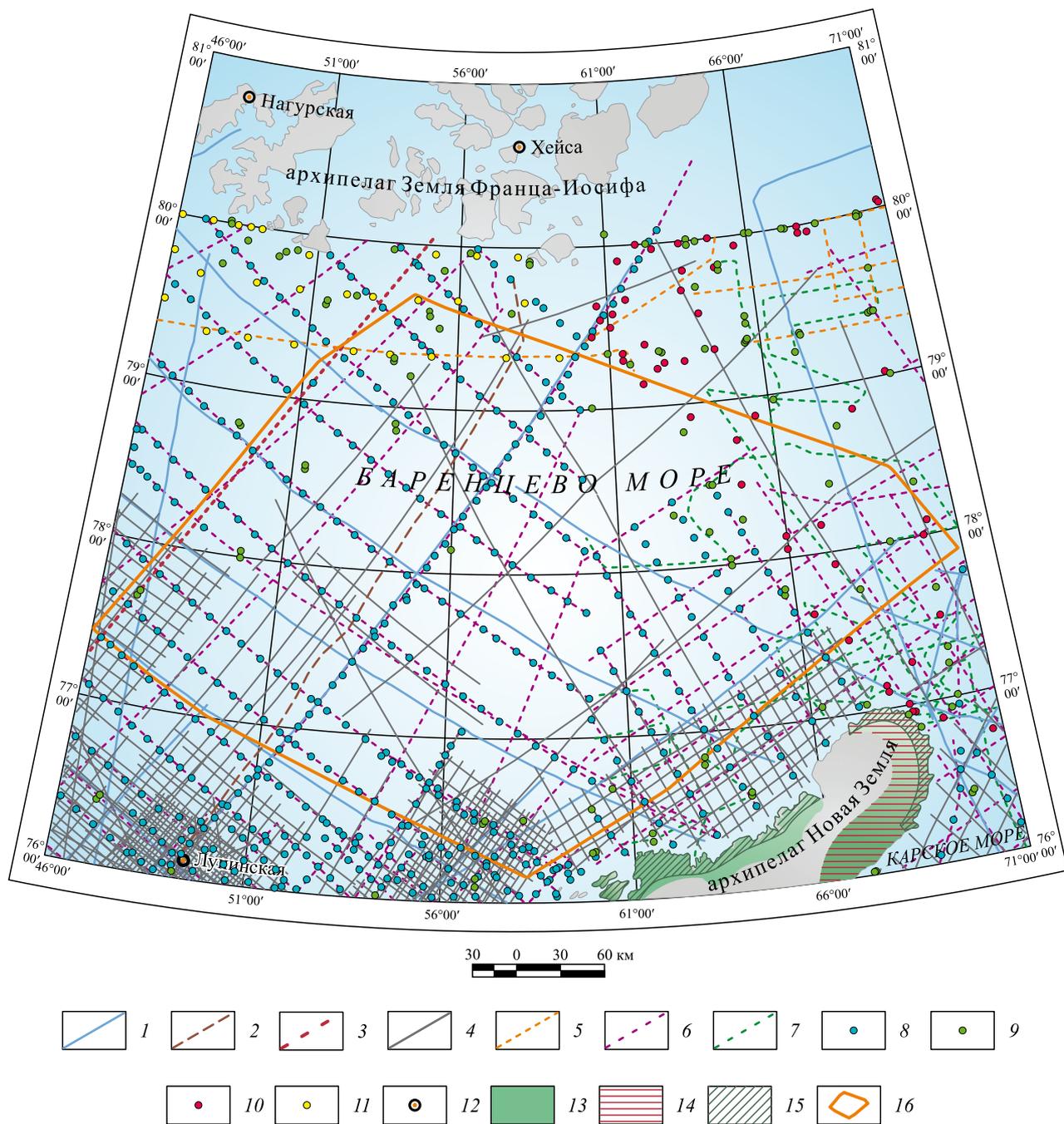


Рис. 1.7. Схема сейсморазведочных работ (МОВ ОГТ, НСАП, МПВ) и станции донного опробования
 1, 2 — региональные профили: 1 — МОВ ОГТ ОАО МАГЭ (1979–2005 гг.), 2 — ШГСП ОАО МАГЭ (1992 г.); 3 — комплексный профиль АР-1 МОВ ОГТ, ГСЗ «Севморгео», ОАО МАГЭ (1998–2000 гг.); 4, 5 — сейсмические профили: 4 — МОВ ОГТ ГУП «Севморнефтегеофизика», 1983–1991 гг.), 5 — МОВ ОГТ (ФГУНПП ПМГРЭ, 1994 г.); 6, 7 — профили НСАП: 6 — ОАО МАГЭ (1984–2003 гг.), 7 — ВНИИОкеангеология (1992–2003 гг.); 8–11 — станции донного опробования: 8 — ОАО МАГЭ (1981–2001 гг.), 9 — ВНИИОкеангеология (1970–1994 гг.), 10 — НИИГА (1953–1964 гг.), 11 — ПМГРЭ (1947–1955 гг.); 12 — скважины; 13–15 — геологические съемки суши: 13 — групповая м-ба 1:200 000 (ПМГРЭ, 1986–1990 гг.), 14 — м-ба 1:1 000 000 (НИИГА), 15 — м-ба 1:200 000 (НИИГА, 1933–1936 гг.); 16 — район исследований

жений трубками и дочерпателями) исследования южнее ЗФИ, в полосе от 79° до 80° с.ш. [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004; Клубов и др., 1999], выполнялись сейсмоакустические работы и донное опробование. Сейсмоакустические разрезы, полевые описания грунтовых колонок и аналитические исследования проб включены в базу первичных данных, Госгеолкарты-1000, листы Т-37-40 [Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004] (см. рис. 1.7).

Сведения о глубинном геологическом строении, тектонике, магматизме, истории развития и перспективах нефтегазоносности региона обобщены в научных трудах И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребицкого, М.Л. Вербы, В.Э. Волка, В.И. Устрицкого, Ю.Н. Кулакова, О.И. Супруненко, И.В. Школы, Я.П. Маловицкого, А.Ю. Юнова, Э.В. Шипилова, Б.В. Сенина, В.П. Гаврилова, А.Д. Павленкина, Л.А. Дараган-Суцовой, Е.А. Кораго, Н.М. Столбова, С.К. Прокудина, Ю.Ф. Федоровского, И.А. Таныгина, А.К. Боголепова и др.

Проблемы стратиграфии и палеонтологии изучались Е.Г. Бро, З.З. Ронкиной, Э.Н. Преображенской, В.А. Басовым, Т.М. Пчелиной, Л.А. ФEFIловой, Н.В. Устиновым, В.М. Комарницким, В.Т. Евсюковым и др.

Строение четвертичных отложений, вопросы геоморфологии и геоэкологии рассматривались Г.Г. Матишовым, В.И. Гуревичем, В.С. Зархидзе, Е.Е. Мусатовым, М.А. Спиридоновым, А.Е. Рыбалко, Г.А. Тарасовым, Г.П. Махотиной, Р.Б. Крапивнером, О.А. Кийко, В.Б. Погребовым и др.

Приведенный обзор исследований позволил ОАО МАГЭ составить геологические карты листов Т-37-40 и Т-41-44, в которые входит площадь отчетного участка. В процессе работы над листами карты были использованы большинство опубликованных литературных источников и ряд сводных геофизических, структурных, тектонических и прогнозных карт. В результате проведенного анализа ранее выполненных работ и новых материалов (НСАП, донное опробование, гидромагнитная съемка 2000–2004 гг.) были составлены оригинальные и более обоснованные фактическим материалом карты: четвертичных отложений, потенциальных полей в масштабе 1:1 000 000, дочетвертичных образований и др. — схемы перспектив нефтегазоносности региона [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

В течение 1983–1992 гг. в исследуемом районе шельфа трест «Севморнефтегеофизика» выполнил небольшой объем сейсморазведочных работ, в результате которых была создана опорная сеть региональных профилей и выявлен ряд локальных поднятий на участках поисковых исследований (А.П. Моссур, А.С. Самойлович, Т.А. Кириллова, С.Г. Горячев, О.В. Чернова и др.).

В 1992–1993 гг. МАГЭ (О.С. Винниковская и др.) совместно с ПМГРЭ (Г.А. Кудрявцев и др.) проводят сейсмические исследования ШГСП в комплексе с гравимагнитной съемкой по региональным профилям от Кольского полуострова до архипелага ЗФИ. В результате последующей обработки данных в различных организациях получены модели глубинного строения литосферы Баренцевского шельфа [Дараган-Суцова, Павленкин, 1996; Дараган-Суцова, 1998].

В 1995–1998 гг. ГНПП «Севморгео» выполнял работы на опорном профиле АР-1, которые завершились созданием модели глубинного геологического строения Баренцевоморской нефтегазоносной провинции, построенной на основе технологии комплексной обработки данных МОВ, МПВ и ГСЗ [Рослов и др., 2002, ф.]. Модели АР-1 и ШГСП-9302 показали существенные различия в строении южной и северной частей Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Данные по этим профилям в интерпретации Т.А. Кирилловой-Покровской свидетельствуют о более молодом (девонско-каменноугольном–пермском) возрасте базальных горизонтов чехла Северо-Баренцевской синеклизы, чем в интерпретации Л.А. Дараган-Суцовой и В.И. Бондарева, однако этот вопрос в значительной мере дискусионен.

В 2005–2006 гг. ГНПП «Севморгео» продолжило работы по изучению глубинного строения и уточнению перспектив нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты и зон ее сочленения с сопредельными тектоническими структурами. На профиле АР-4 были проведены комплексные геофизические исследования, включающие сейсмические наблюдения МОВ ОГТ, МПВ ГСЗ, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, а также гравимагнитные наблюдения и газогеохимическую съемку. В результате комплексной интерпретации сейсмических данных и потенциальных полей построены сейсмогеологический и геолого-геофизический разрезы [Сакулина и др., 2007].

В 2005–2008 гг. ОАО МАГЭ при участии одного из авторов настоящей монографии выполнила

региональные комплексные геофизические работы, включающие сейсморазведку МОВ ОГТ 2D, надводную гравиметрию и дифференциальную гидромагнитометрию, которые позволили изучить геологическое строение осадочного чехла до глубины более 20 км (стратиграфический диапазон отложений от нижнего палеозоя до мела). По результатам работ проведено структурно-тектоническое районирование, построена карта прогноза перспектив нефтегазоносности. Выделены новые локальные антиклинальные поднятия и перспективные нефтегазоносные зоны. Уточнен прогноз нефтегазового потенциала региона, сделана оценка геолого-экономических показателей освоения углеводородных ресурсов [Павлов и др., 2009, ф.].

В 2010 г. ОАО МАГЭ выполняла региональные комплексные геофизические исследования с целью уточнения структурных планов и фациальных особенностей отложений юрско-барремского и триасового нефтегазоносных комплексов Трубятчинского вала и выявления новых объектов и зон потенциального УВ-накопления в объеме 6000 пог. км, включающие сейсморазведку МОВ ОГТ 2D, надводные гравиметрические наблюдения и дифференциальные гидромагнитные наблюдения.

По результатам работ составлена уточненная комплексная модель геологического строения Трубятчинской площади Баренцева моря, в том числе уточнены структурные планы и сейсмофациальные особенности строения юрско-барремского и триасового нефтегазоносных комплексов. Выполнена стратификация отражающих горизонтов палеозойско-мезозойской части разреза на профилях региональной увязки с помощью одномерного моделирования посредством построения синтетических сейсмограмм по данным скважин глубокого бурения Лунинская и Адмиралтейская. Проведено структурно-тектоническое районирование, составлена схема перспектив нефтегазоносности. Выявлено 19 локальных антиклинальных поднятий. Уточнены контуры и положения крупных локальных антиклинальных поднятий таких, как Гидрографов и Южно-Сальмское.

Геотермическая изученность. Геотермическая изученность Баренцевоморской (Свальбардской) плиты до настоящего времени характеризуется как крайне низкая.

Первые геотермические исследования на шельфе Баренцева моря начались в 70-е годы прошлого века с измерений погружными зондами ПТГ-ЗМТБ по профилю п-ов Рыбачий — архипелаг

Земля Франца-Иосифа, выполнявшейся в 23-м рейсе НИС «Академик Курчатов» группой исследователей из ГИН РАН и ВНИИОкеангеология (В.Н. Меркушов., В.И. Падучих, Л.В. Подгорных, М.Д. Хуторской) [Методические и экспериментальные основы..., 1983]. Эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и глубине внедрения одноканального зонда в осадки максимально на 2 м.

В российской части Баренцева моря основной объем кондиционных зондовых измерений был выполнен геотермическим отрядом Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Определение плотности теплового потока зондовым методом осуществлено на 30 станциях Баренцева моря двухканальным термозондом с пьезочувствительными термодатчиками (ТГЦП) [Цыбуля, Левашкевич, 1992; Левашкевич и др., 1992; Новое в изучении..., 1990].

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе Баренцева моря сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокартаж.

Определения теплового потока в глубоких скважинах на акватории Баренцева моря проведены ПО «Арктикморнефтегазразведка». Промыслово-геофизической службой этой организации выполнен широкий комплекс геофизических, в том числе и геотермических, исследований в скважинах с различной степенью их выстойки.

Полученные термограммы вместе с результатами изучения теплофизических параметров пород позволили определить тепловой поток в девяти глубоких скважинах акватории. Термокартаж почти во всех скважинах выполнен в различные периоды времени после окончания бурения, но не превышающие один месяц. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керна скважин — теплопроводность пород. Таким образом, были получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе [Цыбуля, Левашкевич, 1992], значения которых позже были уточнены В.Г. Левашкевичем [Левашкевич, 2005].

В те же годы Геологический институт КНЦ РАН (С.П. Григорян, М.О. Лахтионов, В.Г. Левашкевич, Л.А. Цыбуля) провел несколько морских экспедиций, в которых измерял тепловой поток двухканальным автономным зондом ТГЦП. Пло-

щадные измерения сопровождались режимными наблюдениями температуры морского дна на нескольких опорных станциях в южной и восточной частях Баренцева моря. Это позволило с помощью специально разработанного алгоритма [Левашевич, 2005] оценить глубинную компоненту теплового потока и количественно учесть влияние периодических колебаний температуры дна. Тем не менее скважинные геотермические измерения для такой обширной территории до сих пор остаются редкими, что обуславливает большую погрешность (~30%) при расчете глубинных температур по геотермическим данным.

В 2007–2009 гг. Геологическим институтом РАН в северной части акватории Баренцева моря выполнены геотермические исследования с помощью аппаратуры ГЕОС-М, которые позволили получить 27 кондиционных измерений теплового потока в проливе Франц-Виктория (рис. 1.8) и в трого Орла [Хуторской и др., 2009]. По результатам работ выполнено структурно-тектоническое районирование и построена карта прогноза глубины и локализации интервала температур катагенеза ОВ [Хуторской, 2008; Хуторской и др., 2009; Леонов и др., 2010; Ахмедзянов и др., 2011].

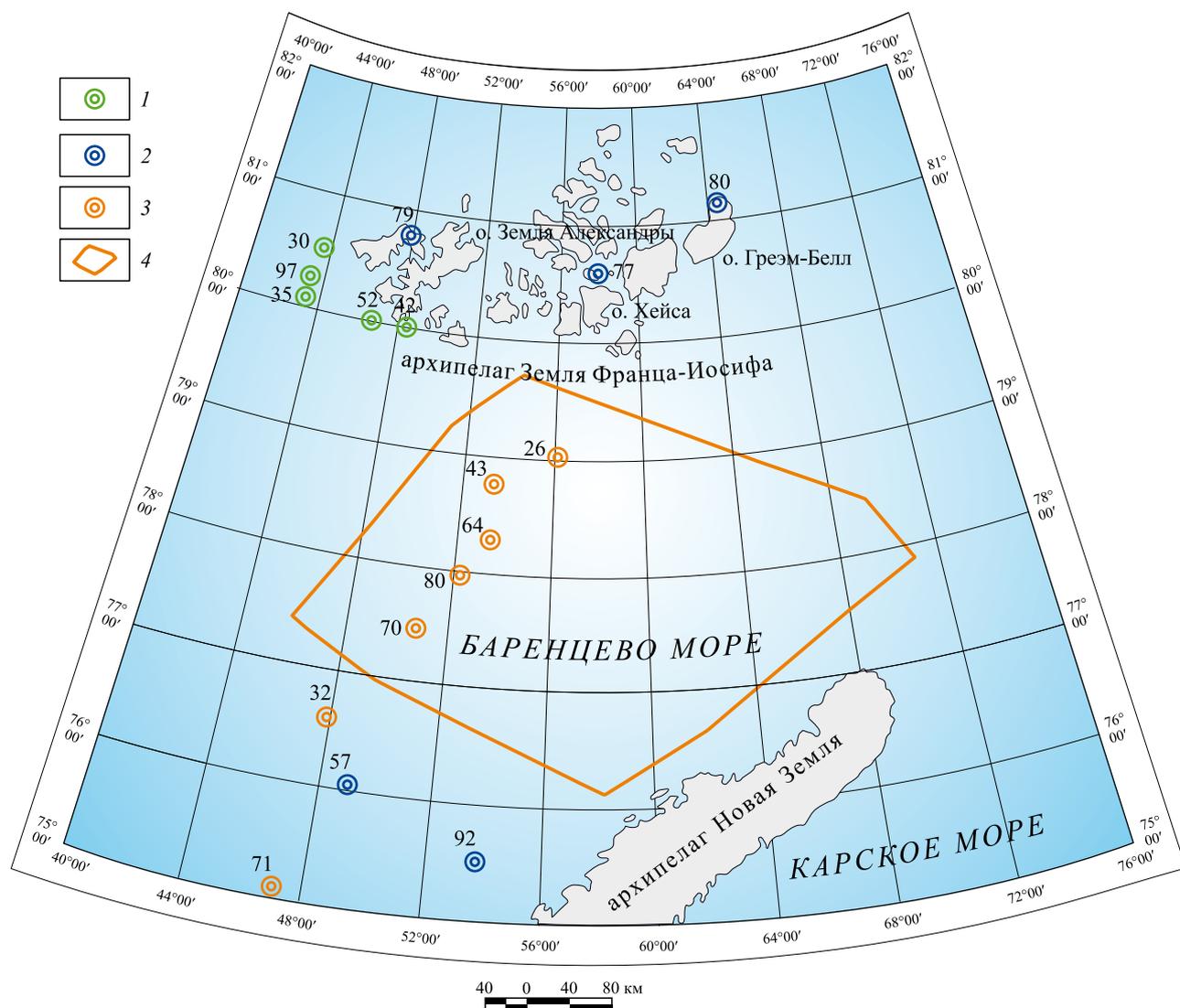


Рис. 1.8. Схема геотермических исследований в восточной части Баренцева моря

1–3 — пункты измерения теплового потока (показаны значения в мВт/м²): 1 — 25-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (2007 г.) и 23-й рейс НИС «Академик Курчатов» (1976 г.), 2 — на архипелаге Земля Франца-Иосифа: на о-ве Земля Александры (скважина Нагурская), о-ве Хейса (скважина Хейса) и о-ве Грем-Белл (скважина Северная) и на акватории Баренцева моря ПО «Арктикоморнефтегазразведка»: скважины Лунинская (57 мВт/м²) и Адмиралтейская (92 мВт/м²), 3 — по литературным данным; 4 — район исследования

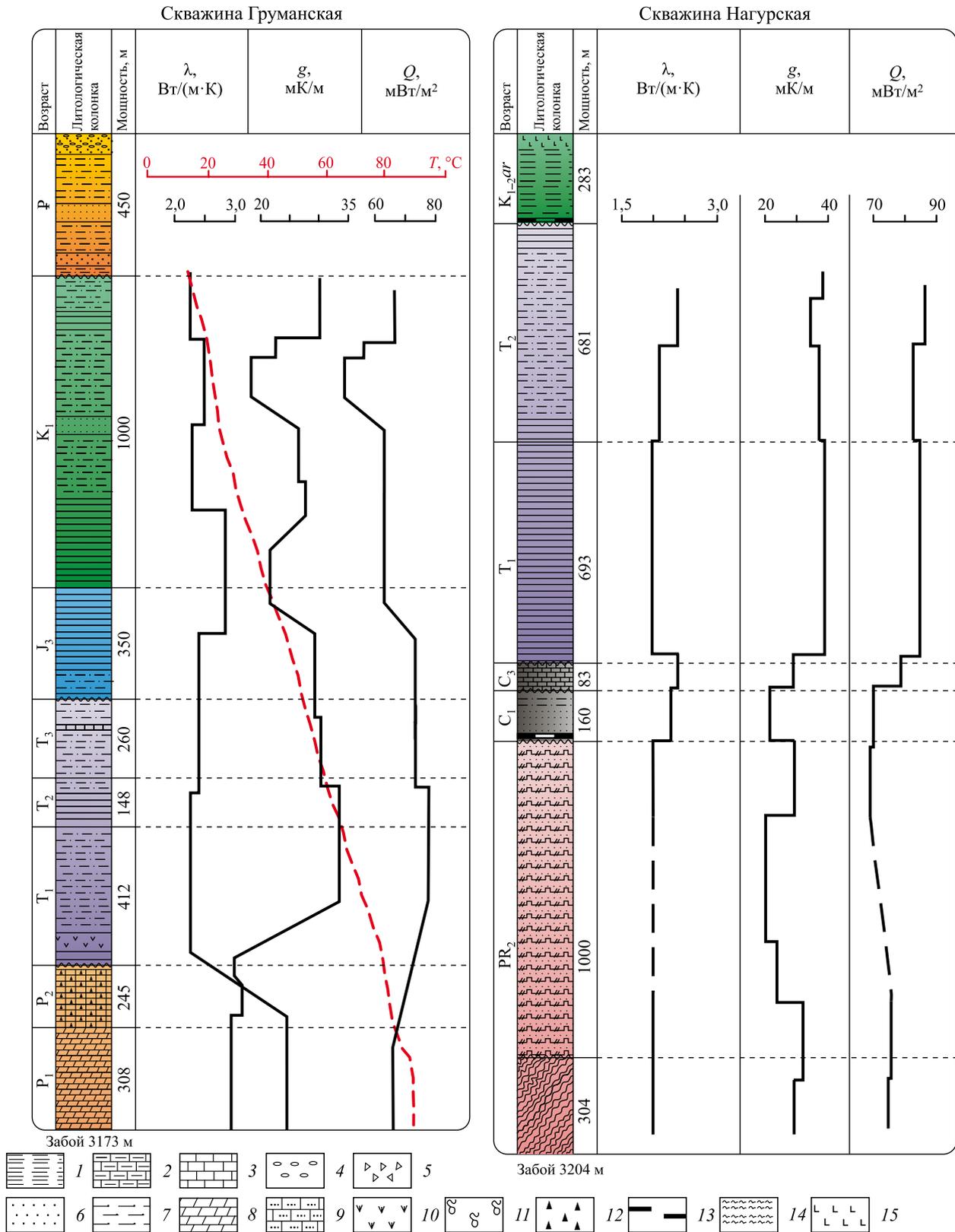
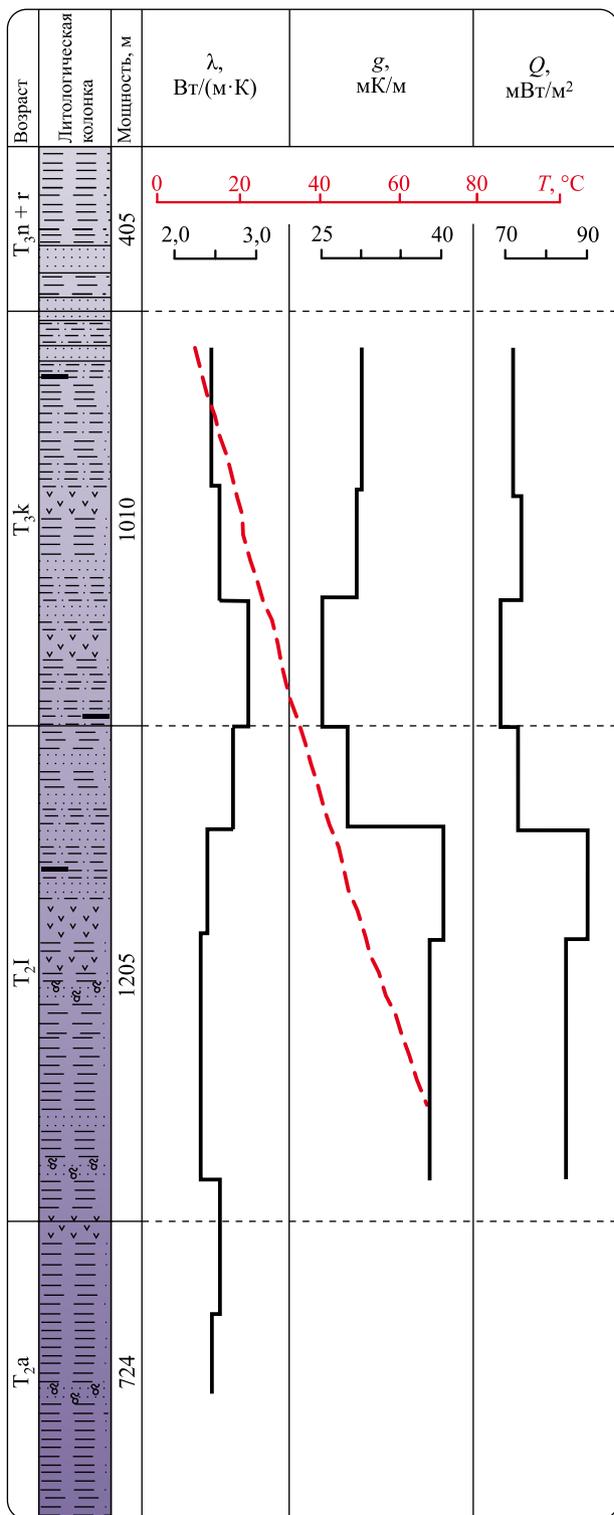


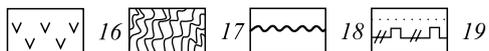
Рис. 1.9. Геологические разрезы и результаты геотермических измерений по скважинам северных архипелагов Баренцева моря

1 — аргиллиты, глины; 2 — мергели; 3 — известняки; 4 — конгломераты; 5 — брекчии; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — доломиты; 9 — калькарениты; 10 — туфопесчаники, туфоалевролиты; 11 — газопровление; 12 — кремнистость в по...

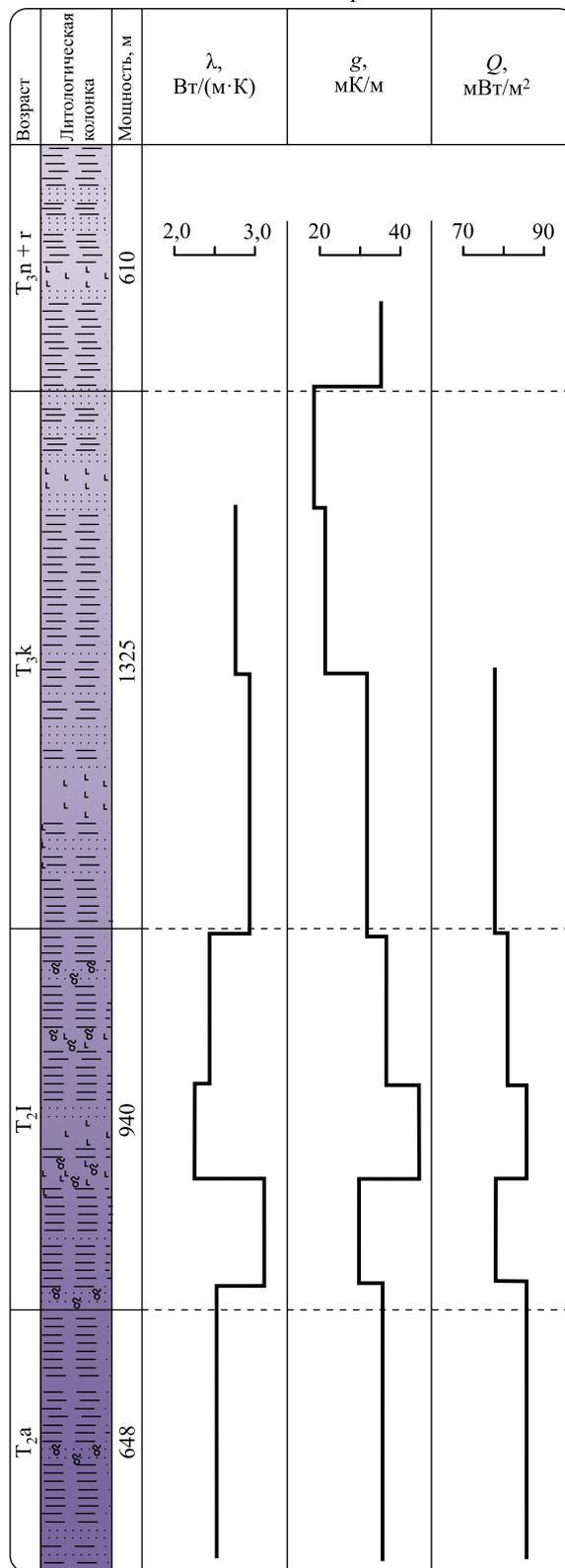
Скважина Хейса



Забой 3344 м



Скважина Северная



Забой 3523 м

родах; 13 — углистость в породах; 14 — супеси, суглинки; 15 — изверженные породы основного состава; 16 — долериты, габро-долериты; 17 — гнейсы и кристаллические сланцы; 18 — границы стратиграфического несогласия; 19 — кварцито-песчаники

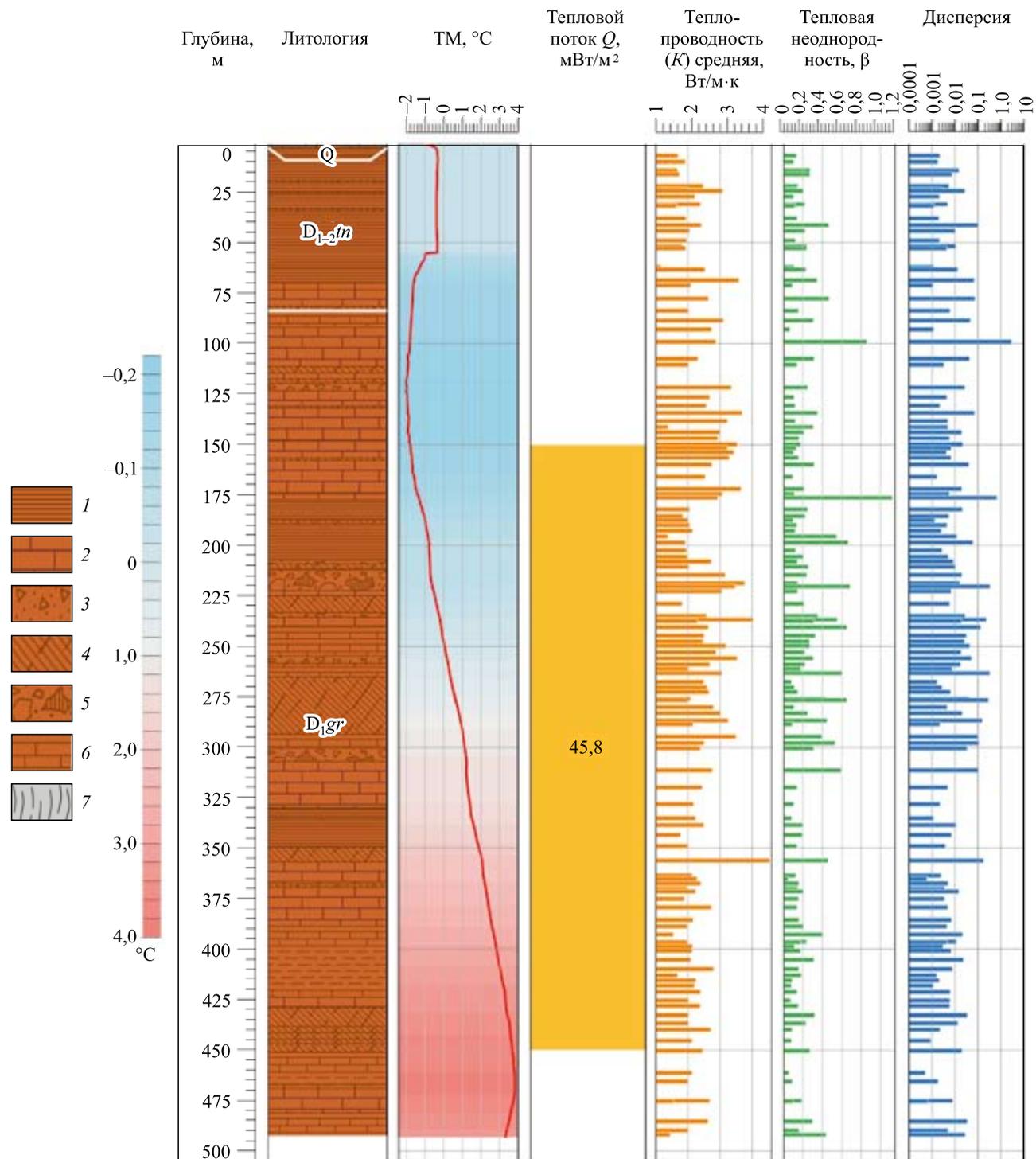


Рис. 1.10. Результаты геотермических измерений по скважине СГ-5

1 — аргиллит черный углистый рассланцованный, морозный, прочный, плотный; 2 — известняк пелитоморфный, черный, глинистый, массивный, морозный, очень прочный, очень плотный; 3 — щебенистый грунт с отдельными морозными валунами (заполнитель — песок, супесь, суглинок в количестве 15–20% от объема); 4 — зона дробления (щебенистый, морозный грунт с отдельными глыбами; дробление по аргиллитам, черным, массивным, углистым, с зеркалами скольжения); 5 — брекчия тектоническая по известнякам слабоглинистым, доломитистым (соотношение обломки/цемент 80/20), морозная, очень прочная, очень плотная; 6 — тонкое переслаивание известняков глинистых и аргиллитов известковых, с прожилками кальцита, участками рассланцованное, породы морозные, очень прочные, плотные; 7 — дрсвяный грунт с редким щебнем, заполнитель (30% объема): песок, супесь, суглинок

Изучение теплового потока на островах стало возможным после бурения параметрических скважин на архипелаге Земля Франца-Иосифа: на о-ве Земля Александры (скважина Нагурская), о-ве Хейса (скважина Хейса) и о-ве Грэм-Белл (скважина Северная); на архипелаге Шпицберген (скважина Груманская) [Бро и др., 1989; Хуторской и др., 2013] (рис. 1.9) и на архипелаге Новая Земля: на о-ве Южный (скв. СГ-5 — Павловское месторождение) [Никитин, Хуторской, 2018] (рис. 1.10).

Значение геотермического градиента в скважинах определялось по данным производственного термокаротажа после внесения соответствующих поправок за «невыйстойку» скважин [Левашкевич, 2005, Никитин и др., 2019]. Имеющиеся данные обеспечивали относительную погрешность расчета плотности теплового потока ~15%. Обобщение данных о геотермической изученности региона дано в монографии [Хуторской и др., 2013].

1.3. Обзор основных гипотез формирования структуры фундамента и осадочного чехла

Северный Ледовитый океан, как неоднократно отмечалось в литературе, в значительной степени изолирован от всего остального Мирового океана и связан с ним лишь проливом Фрама в Норвежско-Гренландском бассейне и узким Беринговым проливом. Эта тектоническая особенность позволила создать концепцию об Арктической геодинамической системе центрального типа [Погребницкий, 1976].

Согласно этой концепции, изолированность Арктического морского бассейна возникла в перми, и с этого времени не менялось положение окружающих поднятий, с которых в бассейн текли реки геологического прошлого. Океана в Арктике не было вообще и все допермские моря были мелководными. В центре Арктики, на месте современных глубоководных впадин, существовало поднятие (геотумор), являвшееся дополнительным источником сноса терригенного материала.

Образование Северного Ледовитого океана относилось к концу мела — началу палеогена. Соответственно, история Арктики разделялась на доокеаническую и синокеаническую стадии. Для Евразийского бассейна принималось рифтоген-

ное происхождение [Карасик, 1968]. Амеразийский бассейн рассматривался как результат прогибания Гиперборейской платформы и ее складчатого обрамления [Моря Советской Арктики, 1984].

В соответствии с концепцией геодинамической системы центрального типа, было сформулировано положение о едином Арктическом нефтегазоносном супербассейне, частью которого, являлся Баренцевоморский бассейн [Граммберг и др., 1984].

Очевидно, что гипотеза объединения всех осадочных бассейнов Арктики в единый Арктический супербассейн необоснованна. Эти бассейны объединяет лишь положение под водами Северного Ледовитого океана и территориальная близость. Поэтому термин «супербассейн» оказывается очень удобным лишь для краткого обозначения их совокупности.

В то же время, необходимо иметь в виду, что найти под водами Северного Ледовитого океана два одинаковых бассейна едва ли возможно. Все они различаются по характеру фундамента (наличию утоненного гранитно-метаморфического слоя или его отсутствию), возрасту базальных горизонтов чехла (от рифея до палеогена) и ряду других признаков. Даже единый Баренцевоморский регион не является единым бассейном — его западная и восточная части различаются по строению и истории развития.

До начала геофизических гравимагнитных работ на акватории Баренцева моря все представления о ее строении основывались на данных по геологии прилегающих островов [Острова..., 1970].

Было доказано [Бондарев и др., 1979], что в ордовике–девоне снос обломочного материала на Северном острове Новой Земли происходил с северо-запада. На этом основании, в пределах Баренцева моря было показано продолжение Грампианской геосинклинали, т.е. продолжение норвежских каледонид. Архипелаг Новая Земля рассматривался как складчатое сооружение, возникшее на месте узкого прогиба или системы прогибов [Кораго, Тимофеева, 2005].

Новую Землю вряд ли можно рассматривать как сооружение, возникшее на месте прогиба, так как мощность чехла на большей ее части, кроме северной структурно-формационной зоны, значительно меньше, чем в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. Наличие на Новой Земле хорошо развитого мощного гранитного слоя при отсут-

ствии его в Восточно-Баренцевском мегапрогибе позволяет рассматривать архипелаг вместе с Адмиралтейским валом как восточное ограниченные мегапрогиба.

Представление о геологии Баренцевоморского региона радикально изменилось после проведения первых гравимагнитных и позже сейсмических работ. К 1984 г. была создана схема структурно-тектонического районирования, в дальнейшем претерпевшая незначительные изменения и существенную детализацию [Геологическое строение СССР..., 1984]. Было доказано принципиальное различие строения западной и восточной частей Баренцевоморской плиты.

Выяснилось [Зуйкова, Миролюбова, 2006], что восточную часть плиты занимает огромный прогиб, получивший в дальнейшем название Восточно-Баренцевского мегапрогиба (ВБМ) и состоящий из нескольких впадин, разделенных поднятиями. Было установлено, что мощность осадочного чехла в нем достигает 18 км, а гранитно-метаморфический слой верхней коры не обнаруживается, и общая мощность коры не превышает 20–25 км.

Западная часть шельфа характеризуется меньшей мощностью чехла и большой расчлененностью рельефа фундамента, наличием ряда изометричных поднятий (Центрально-Баренцевское, Персея, Земля Франца-Иосифа) и разделяющих их линейных прогибов.

Для Восточно-Баренцевского мегапрогиба был и остается наиболее дискуссионным вопрос о его возрасте и способе образования. Гипотеза о его рифтогенном генезисе была впервые разработана М.Л. Вербой [Верба, 1977].

На первых этапах изучения предполагалось, что, по аналогии с рифтами Западной Сибири, рифт формировался на рубеже перми и триаса. Однако по мере увеличения глубинности сейсмических методов, выяснялось, что под терригенной толщей пермо-триаса залегает мощная нижняя толща палеозойских отложений, по характеру волнового поля существенно отличающаяся от верхней толщи. При проведении первых работ МАГЭ по методу МОВ были установлены клиноформы в верхней части разреза, а нижняя часть разреза характеризовалась наличием исключительно выдержанных и хорошо прослеживающихся отражающих горизонтов, обычно характерных для карбонатных отложений.

Наличие карбонатных, следовательно, платформенных отложений трактовалось, как резуль-

тат глубокого погружения карбонатной платформы «овалов оседания» [Погребницкий, 1976]. Такого же мнения придерживались А.Л. Пискарёв [2004], И.С. Грамберг с соавторами [Грамберг и др., 2002]. Они утверждали, что палеозойская история Новой Земли и ВБМ аналогичны.

Эта концепция, однако, вступала в противоречие с глубинным строением прогиба, отсутствием в его пределах гранитно-метаморфического слоя, без которого не может существовать ни одна континентальная платформа. Для разрешения этого противоречия была привлечена (или возрождена) концепция рифтогенеза в двух вариантах.

Первая предусматривала раздвижение бортов прогибов, имеющих мощную верхнюю кору, и выход на поверхность залегающей ниже нижней коры [Баренцевская шельфовая плита, 1988]. Согласно второй концепции, рифтогенез сопровождался глубинной переработкой фундамента, его базификацией [Арктические и дальневосточные моря, 2004]. Эта точка зрения представляется маловероятной. Как показывает изучение современных рифтов (Красное море, Байкал, рифты Восточной Африки), никакой переработки гранитного слоя при их образовании не происходит. Это и естественно, учитывая различную температуру плавления гранита и базальта, а также отсутствие каких бы то ни было следов сноса кремнезема — процесса, необходимого для преобразования гранитов в базальт.

В отношении возраста рифтогенеза высказываются самые разные мнения. Первые представления о пермо-триасовом возрасте рифта основывались на аналогии с рифтами этого возраста на севере Западной Сибири и на присутствии базальтов этого же возраста в Печорском бассейне и туфов на архипелаге Новая Земля. В качестве аргумента привлекалась предполагаемая смена в поздней перми карбонатного осадконакопления терригенным и резкое ускорение скорости осадконакопления.

Оба аргумента оказались несостоятельными. Как было установлено при морской бурении Адмиралтейской скважины западнее архипелага Новая Земля, на границе перми и триаса нет не только магматитов, но даже примеси туфогенного материала, а сама граница проходит внутри монотонной аргиллитовой толщи и определяется лишь по фауне.

Лавинное осадконакопление в триасовое время обусловлено не началом прогибания ложа бассейна, а возобновлением области размыва севернее

Земли Франца-Иосифа. В это же время началось и интенсивное поступление терригенного материала с юга и юго-востока, с Урала.

Несмотря на изложенное, точка зрения о том, что ВБМ образовался в результате пермо-триасового рифтогенеза, оказалась необычайно живучей, повторялась в ряде работ [Грамберг, 1997] и существует до настоящего времени.

Неоднократно в литературе появлялись высказывания о девонском [Павленкин, 1985] или даже каменноугольном [Баренцевская шельфовая плита, 1988] возрасте рифтогенеза. Вывод о девонском рифтогенезе обосновывали изучением линейных магнитных аномалий [Аплов и др., 1996]. Однако этот вывод плохо согласовывался с геологией окружающей суши, на которой едва ли можно найти продолжение рифта, хотя при такой ширине полюс его раскрытия должен был бы находиться много южнее Баренцева моря.

В первых мобилистских работах, относящихся к этому региону [Зоненшайн, Натапов, 1987; Устрицкий, Храмов, 1984], весь Баренцевоморский район рассматривался в качестве единой плиты, и проблема прогиба не рассматривалась.

Первая попытка определить время и способ формирования ВБМ с мобилистских позиций была предпринята В.И. Устрицким [1989]. Он предполагал, что мегапрогиб — это остаток океана Япетус, возникшего в рифее и закрывшегося в среднем палеозое. Однако предложенная реконструкция оказалась непопулярной, и эта теория не получила признания. Вместе с идеей о том, что мегапрогиб являлся прямым продолжением Япетуса, была на долгие годы забыта и идея о древнем, допалеозойском возрасте базитового основания и, соответственно, о возрасте базальных горизонтов чехла. Но в последнее время появились прямые данные о докембрийском возрасте фундамента мегапрогиба.

На южном борту Южно-Баренцевской впадины, на о-ве Колгуев, скважинами вскрыты верхнекембрийские морские терригенные отложения [Зуйкова, Миролюбова, 2006], отсутствующие на большей части Тимано-Печорской области (кроме Притиманья), на Пай-Хое и на Южном острове Новой Земли [Тимонин, 1998]. Под ними, по сейсмическим данным [Государственная геологическая карта..., R-38-40, 2003], присутствует около 3 км образований чехла (кембрий и, возможно, докембрий), мощность которого увеличивается от о-ва Колгуев на север, к Южно-Баренцевской впадине. Поскольку до позднего ордовика, когда вся

Тимано-Печорская область была покрыта морем, она являлась областью размыва, весьма вероятно присутствие рифейско(?)—кембрийских отложений в основании чехла всей Южно-Баренцевской впадины.

Еще более определенные данные в последние годы получены по восточному борту Северо-Баренцевской впадины. На севере Северного острова Новой Земли, в северном блоке [Новая Земля..., 2004], отличающемся от остального архипелага, обнажена мощная толща терригенных отложений. Нижняя, большая часть ее, представлена глубоководными, почти не содержащими бентоса осадками мощностью не менее 10 км, из них на допалеозойский комплекс приходится не менее 3 км. В ряде горизонтов содержатся обломки известняков, песчаников, гранитоидов и кварца. По многочисленным следам оползней устанавливается северное или северо-западное положение области размыва.

Весь комплекс пород Северного блока дислоцирован слабее, чем на остальной части Новой Земли, с которой Северный блок контактирует по Споронаволоцкой зоне разломов. Ширина ее составляет от 2 до 12 км, на востоке — до 20 км. Зона представляет собой мозаику разновеликих блоков, для каждого из которых характерна своя складчатость разных порядков, простираций и морфологических типов [Новая Земля..., 2004]. Споронаволоцкая зона вполне обоснованно рассматривается как меланж, так как вулканы в ее составе не присутствуют. Разрывные нарушения внутри системы имеют северное и северо-западное падение углов сместителей, полого под углами 25–40° погружающихся на западе и круто, до 80°, — на востоке [Новая Земля..., 2004].

Огромная, более, чем 12-километровая, мощность допалеозойских и палеозойских отложений и их в нижней части абиссальный генезис свидетельствуют о том, что они отлагались в глубоководном бассейне с океанической (?) корой. С севера или северо-запада, со стороны Северо-Баренцевской впадины, односторонний снос обломочного материала, надежно установленный по изучению оползневых структур, свидетельствует о том, что в рассматриваемом регионе сохранилась (или обнажена?) только северо-западная часть прогиба. Мы полагаем, что восточная часть его перекрыта надвинутым аллохтоном.

Область сноса, судя по присутствию в составе обломков известняков и гранитоидов, имела зем-

ную кору континентального типа. Ближайшим к северу от архипелага Новая Земля является архипелаг Земля Франца-Иосифа, где додевонские отложения отсутствуют, и глубинное строение которого соответствует континентальной коре.

Остается неясным, являлись ли Северо-Баренцевская впадина и юго-восток архипелага Земля Франца-Иосифа транзитной зоной, через которую переносился обломочный материал, или весь комплекс слагающих ее рифейско-палеозойских осадков был сорван по границе фундамент–чехол и смещен на юго-восток, заняв современное положение на севере архипелага Новая Земля. Если этот процесс происходил, то в послепермское время, так как в аллохтоне Северо-Новоземельской зоны присутствуют верхнепермские, татарские, отложения. В этом варианте можно предполагать, что в современной Северо-Баренцевской впадине палеозой отсутствует вообще, а начало осадконакопления произошло здесь лишь с триаса. Осадконакопление в прогибе началось в глубоководном и, следовательно, океаническом бассейне, а верхняя кора в его пределах отсутствовала, начиная с конца рифея.

Таким образом, новые данные по Восточно-Баренцевскому мегапрогибу свидетельствуют о том, что он сформировался как единая структура с океанической корой еще в конце рифея.

Возник ли этот мегапрогиб в рифее в результате рифтогенеза в современных очертаниях или был частью более обширного, частично закрывшегося океана, не вполне ясно.

Наиболее распространенной является точка зрения о его рифтогенном генезисе, обычно датируемым палеозоем, что в свете изложенного едва ли справедливо. Во всяком случае, отстаивавший ее в ряде публикаций Н.А. Богданов [Тектоническая карта..., 1996], в последней работе, опубликованной уже после его кончины [Богданов, 2004, с. 21–22], изменил свою точку зрения и прямо писал о том, что «<...> линейная зона (т.е. ВБМ. — Д.Н.) с корой океанического типа представляет собой реликт палеозойского океана, который сохранился между двумя литосферными блоками».

Тектоника западной части Баренцевоморского региона не вызывает столь острой дискуссии, как восточной. Уже после первых гравимагнитных работ стало ясно, что всю или почти всю западную часть моря занимает допалеозойская платформа, за которой после работ В.Харланда утвердилось название Свальбардской. Основными структура-

ми ее являются более или менее изометричные поднятия (Земля Франца-Иосифа, Центрально-Баренцевское, Персея и другие более мелкие) и разделяющие их прогибы. Это было установлено уже при первых сейсмических исследованиях. В дальнейшем структурный план претерпел лишь существенную детализацию. Наиболее детальная схема приведена в монографии «Арктические и дальневосточные моря» [2004].

Докембрийский возраст фундамента надежно устанавливается на Северо-Восточной Земле Шпицбергена, где чехол начинается с отложений позднего рифея, а прорывающие его гранитоиды имеют возраст 950 млн лет [Кораго, Тимофеева, 2005]. На Земле Франца-Иосифа возраст тектонотермальной переработки фундамента по серициту определен в 500 млн лет, соответственно фундамент является более древним. По аналогии докембрийский возраст фундамента принимается и для остальных поднятий. В ряде работ [Арктические и дальневосточные моря, 2004; и др.] предпринимается попытка выделить поднятия с различным возрастом фундамента (карельским, гренвильским и др.). Представляется, что на современной стадии изучения для этого едва ли есть серьезные основания. В то же время, отсутствие на краевых поднятиях вулканитов с возрастом более 1 млрд лет дает основания считать Свальбардскую плиту в целом более молодой, чем Восточно-Европейская, Сибирская и другие древние платформы, имеющие более мощную кору.

Разделяющие поднятия прогибы с мощностью чехла от 6–8 до 16 км (Нордкапский прогиб) всегда имеют утоненный гранитный слой. В наиболее прогнутых структурах с мощностью чехла более 10 км утоненный гранитный слой отсутствует. В большинстве работ их формирование объясняют рифтогенезом [Арктические и дальневосточные моря..., 2004; Тектоническая карта..., 1996]. С этим предположением, однако, плохо согласуется форма прогибов.

Рифты, вроде Байкала, Красного моря и других, представляют собой трещину в литосфере и поэтому всегда линейны, постепенно сужаются и выклиниваются по направлению к полюсу раскрытия. Прогибы на шельфе, кроме Нордкапского и трога Орла [Хуторской и др., 2013], нелинейны и, по мере их изучения, в них устанавливаются все более и более древние отложения.

В целом, представляется наиболее вероятным, что структурный план большей части аква-

тории сформировался уже к началу палеозоя. В дальнейшем существенные преобразования его происходили лишь на западной и северной окраинах плиты, где они были обусловлены процессами, происходившими в ограничивающих плиту океанах. На западе располагались палеозойский Япетус и позднемезозойско-кайнозойский Атлантический океаны. На севере (в современных координатах), вероятно, существовал океан севернее современного хребта Ломоносова. До кайнозоя последний был частью Свальбардской платформы. Начиная с палеоцена, т.е. 65 млн лет назад, ее северной границей стал Евразийский бассейн.

В пределах Свальбардской платформы структурный план не претерпел существенных изменений. Основным процессом явилось общее постепенное опускание акватории, обусловившее преобладание морских отложений. Причиной опускания были менее мощные по сравнению с древними платформами кора и, соответственно, литосфера. Прогибы сформировались за счет интенсивного опускания участков, имевших более тонкую литосферу. Процесс интенсивного опускания привел к общему изостатическому уравновешиванию всей платформы.

Неравномерное опускание обусловило возникновение на бортах прогибов сбросов, которые по аналогии с пассивными окраинами континентов можно назвать листрическими. Их формирование не связано с происходившими на окраинах платформы процессами: с формированием складчатых орогенов, раскрытием и закрытием океанов и т.п. Время формирования сбросов может быть различным для разных прогибов. Их амплитуда определяется разницей мощностей коры под континентальными прогибами и поднятиями.

1.4. Геолого-геофизическое строение чехла Баренцевоморского шельфа

1.4.1. Сейсмостратиграфия

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов палеозойско-мезозойской части разреза осуществлялась путем построения синтетических сейсмограмм посредством увязки данных промышленной геофизики с фактическими сейсморазведочными данными. Ближайшими скважинами глубо-

кого бурения являются Ледовая, Лудловская, Лунинская, Крестовая, Адмиралтейская (рис. 1.11).

Исходной информацией для волнового моделирования разреза являлись каротажные кривые ГГКп и АК скважин Ледовая, Лунинская и Крестовая.

Методика моделирования включала редакцию кривых ГГКп и АК, калибровку кривой АК по обобщенным данным ВСП, расчет коэффициентов отражения, извлечение из сейсмических трасс импульса исходного сигнала. Синтетические сейсмограммы получены сверткой сейсмического импульса с рассчитанной последовательностью коэффициентов отражения.

Стратификация отражающих горизонтов нижней части разреза осадочного чехла выполнена на основании данных сейсмостратиграфического анализа, общих геологических представлений о районе работ и экстраполяции геологических данных с прилегающей островной суши (табл. 1.1–1.5).

После этапа синтетической привязки и стратификации отражающих горизонтов была выполнена передача корреляции по связующим профилям (корреляционные ходы 200526-81116-200628 и 200530-200601) от скважин Адмиралтейская, Крестовая, Лунинская, Лудловская, Ледовая к профилям исследований 2006–2007 гг. (рис. 1.12).

Таким образом, была принята следующая стратификация отражающих горизонтов (рис. 1.13 и 1.14):

VI(E) — отражающий горизонт, предположительно связанный с подошвой осадочного чехла;

V(O) — отражающий горизонт, предположительно связанный с кровлей кембрийско-ордовикских отложений;

IV(S) — отражающий горизонт, предположительно связанный с кровлей силурийских отложений;

III₂(D₃) — поверхность эрозионного типа, предфранский размыв;

III_{3a}(D₃) — отражающий горизонт в отложениях франского яруса верхнего девона (?);

III₃(D₃-C₁) — отражающий горизонт в отложениях турнейского яруса нижнего карбона (?);

IIv(C₁v) — отражающий горизонт в отложениях визейского яруса нижнего карбона;

Ia(C₃-P₁) — отражающий горизонт, связанный с границей раздела гжельского (верхний карбон) и ассельского (нижняя пермь) ярусов;

I₁(P₁) — поверхность несогласия в нижнепермских отложениях;

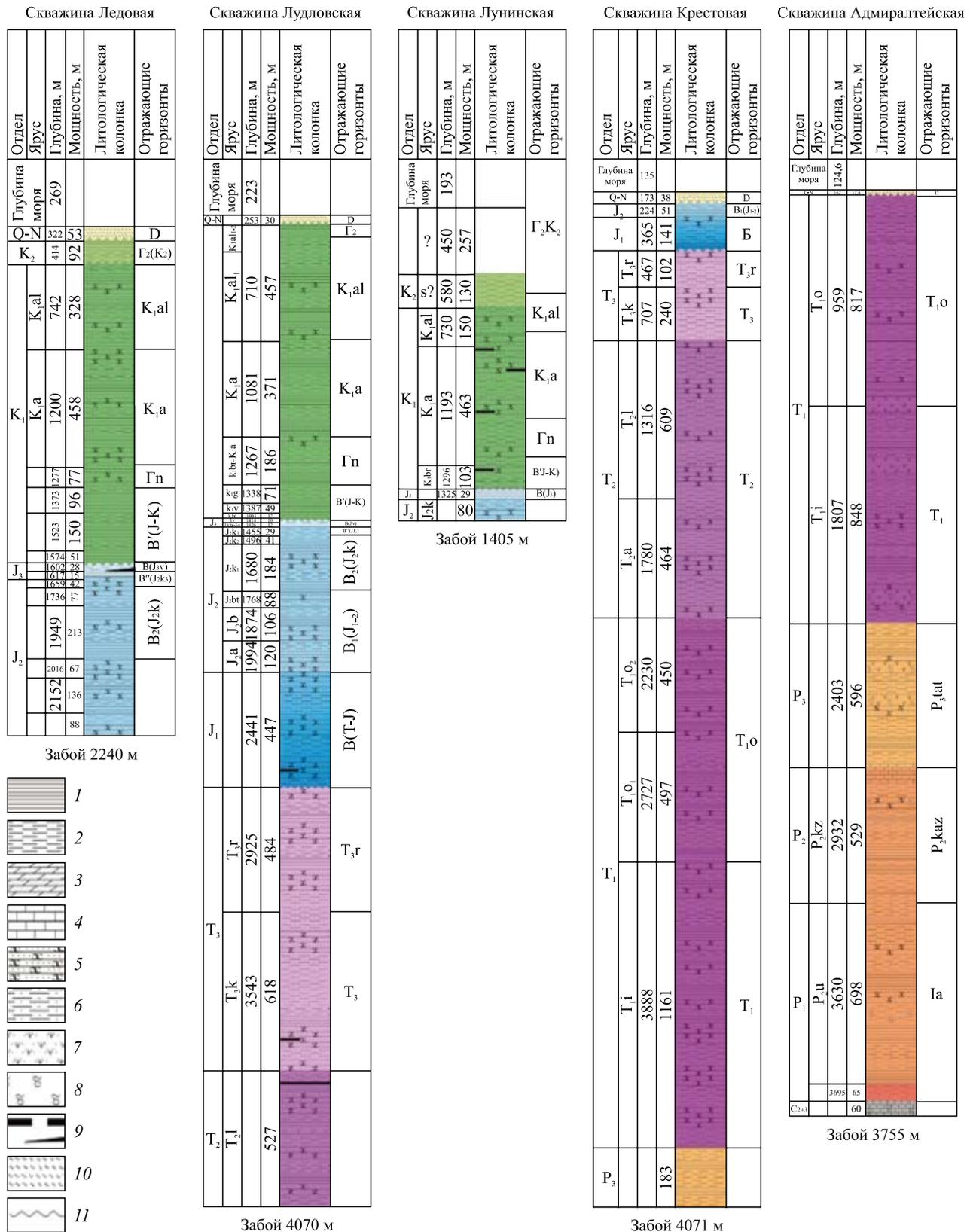


Рис 1.11. Литолого-стратиграфические разрезы ближайших скважин морского бурения

1 — аргиллиты; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — туфопесчаники, туфоалеволиты; 8 — газопроявление; 9 — угли, углистая; 10 — супеси, суглинки; 11 — стратиграфическое несогласие

Таблица 1.1. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к скважине Ледовая

H , м (абсолютная)	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200534)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
306,66	Вблизи подошвы маломощных рыхлых неоген-четвертичных отложений	0,386	Слабое положительное колебание	D(KZ)
401,16	Подошва глинистых отложений верхнего мела	0,479	Положительное отражение средней интенсивности	$\Gamma_2(K_1-K_2)$
728,85	Подошва аргиллитов альбского яруса нижнего мела	0,777	Слабое положительное колебание	$\Gamma_1'(K_1al)$
1181,00	Вблизи подошвы пачки песчаников аптского яруса нижнего мела	1,114	То же	$\Gamma_1(K_1a)$
1299,31	Вблизи кровли глинистых отложений барремского яруса нижнего мела	1,200	”	$\Gamma_n(K_1br)$
1536,94	Подошва аргиллитов берриасского яруса нижнего мела	1,360	Положительное отражение высокой интенсивности	$V'(J-K_1b)$
1598,25	Вблизи подошвы маломощных титонских глин верхней юры (28 м)	1,400	То же	$V(J_3tt)$
1644,57	Отражение, связанное с пачкой песчаников верхнего подъяруса келловей средней юры	1,438	”	$V''(J_2k_3)$
1935,25	Вблизи подошвы келловейских глин средней юры	1,615	”	$V_2(J_2k)$
1991,35	Вблизи подошвы песчаников батского яруса средней юры	1,710	”	$V_2'(J_2bt)$
2254,59	Забой	1,790	”	$V_1(J_1-J_2)$

Таблица 1.2. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к скважине Лудловская

H , м (абсолютная)	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200511)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
261,68	Вблизи подошвы маломощных рыхлых неоген-четвертичных отложений	0,290	Слабое положительное колебание	D(KZ)
313,15	Подошва глинистых отложений верхнего мела	0,340	Положительное колебание слабой интенсивности	$\Gamma_2(K_1-K_2)$
710,36	Вблизи подошвы пачки песчаников альбского яруса нижнего мела	0,660	Положительное отражение средней интенсивности	$\Gamma_1'(K_1al)$
1067,52	В кровле пачки песчаников аптского яруса нижнего мела	0,929	То же	$\Gamma_1(K_1a-al)$
1253,84	Вблизи кровли глинистых отложений барремского яруса нижнего мела	1,057	Слабое положительное колебание	$\Gamma_n(K_1br)$
1390,38	Подошва аргиллитов берриасского яруса нижнего мела	1,195	Высокоамплитудное положительное колебание	$V'(J-K)$
1412,82	Вблизи подошвы маломощных титонских глин верхней юры (10 м)	1,223	То же	$V(J_3tt)$
1442,18	Отражение, связанное с глинистыми отложениями верхнего подъяруса келловей средней юры	1,254	Слабое отрицательное колебание	$V''(J_2k_3)$
1670,33	Подошва пачки аргиллитов келловейского яруса средней юры	1,710	Положительное отражение средней интенсивности	$V_2(J_2k)$

Таблица 1.2. Окончание

H , м (абсолютная)	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200511)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
2912,68	Подошва пачки алевролитов батского яруса средней юры	1,527	Высокоамплитудное положительное колебание	$B'_2(J_2bt)$
1981,07	Связано с пачкой песчаников средней юры	1,607	То же	$B_1(J_2)$
2428,00	Вблизи подошвы алевролитовых отложений нижней юры	1,820	Слабое положительное колебание	$B(T-J)$
2976,00	Связано с пачкой алевролитов рэтского яруса верхнего триаса	2,060	Положительное отражение слабой интенсивности	$A_3'(T_3r)$
3494,46	Вблизи подошвы пачки песчаников верхнего триаса	2,330	Высокоамплитудное положительное колебание	$A_3(T_3)$

Таблица 1.3. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к скважине Лунинская

H , м (абсолютная)	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200526)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
199,68	Вблизи подошвы маломощных рыхлых неоген-четвертичных отложений	0,260	Высокоамплитудное положительное колебание	$D(KZ)$
481,49	Отражение, связанное с алевролитовыми отложениями верхнего мела	0,550	То же	$\Gamma_2(K_1-K_2)$
680,22	Отражение, связанное с пачкой аргиллитов альбского яруса	0,740	”	$\Gamma'_1(K_1al)$
858,96	Вблизи кровли алевролитовой пачки аптских отложений	0,900	Положительное отражение средней интенсивности	$\Gamma_1(K_1a-al)$
1013,47	Вблизи подошвы песчаников аптского яруса нижнего мела	1,040	Положительное отражение средней / слабой интенсивности	$\Gamma_n(K_1a)$
1272,70	Подошва глинистых отложений берриасского яруса нижнего мела	1,144	Слабое положительное колебание	$B'(J-K_1b)$
1302,56	Вблизи подошвы маломощных титонских глин верхней юры (29 м)	1,161	Положительное отражение средней интенсивности	$B(J_3tt)$

Таблица 1.4. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к скважине Крестовая

H , м (абсолютная)	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200515)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
150,10	Вблизи подошвы маломощных рыхлых неоген-четвертичных отложений	0,168	Положительное отражение средней интенсивности	$D(KZ)$
201,76	Вблизи подошвы глинистых отложений средней юры	0,223	То же	$B_1(J_1-J_2)$
333,66	Вблизи подошвы глинистых отложений нижней юры	0,363	Высокоамплитудное положительное колебание	$B(T-J_1)$
478,63	В подошве алевролитовой пачки рэтского яруса верхнего триаса	0,487	Положительное отражение слабой интенсивности	$A_3'(T_3r)$
658,56	Вблизи подошвы пачки алевролитов верхнего триаса	0,693	Слабое положительное колебание	$A_3(T_3)$

Таблица 1.4. Окончание

H , м (абсолютная)	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200515)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
1757,00	В подошве пласта песчаника, подстилаемого плотными аргиллитами	1,307	Положительное отражение средней интенсивности	$A_2(T_2)$
2548,91	Вблизи подошвы глин индского яруса нижнего триаса	1,73	Положительное отражение высокой интенсивности	$A_1(T_1o)$
3866,00	В кровле верхнепермских глин	2,168	Высокоамплитудное положительное колебание	$A(P_3-T_1)$

Таблица 1.5. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов к скважине Адмиралтейская

H , м	Петрофизическая характеристика отражающей границы в скважине	T_0 , с (профиль 200530)	Характеристика отражения	Индекс ОГ
937,24	Отражение, связанное с пачкой туфопесчаников оленёцкого яруса нижнего триаса	0,600	Положительное колебание средней интенсивности	$A_1(T_1o)$
1765,10	Отражение, связанное с кровлей верхнепермских глин	0,980	То же	$A(P_3-T_1)$
2390,89	Кровля пачки известняков средней перми	1,280	Слабое положительное колебание	$I_3(P_3)$
2916,95	Отражение вблизи кровли нижнепермских глин	1,550	Положительное отражение средней интенсивности	$I_2(P_2kz)$
3712,77	Кровля пачки известняков верхнего карбона	1,950	Высокоамплитудное положительное колебание	$Ia(C_3-P_1)$

$I_2(P_2kz)$ — отражающий горизонт вблизи подошвы среднепермских отложений;

$I_3(P_3)$ — отражающий горизонт вблизи подошвы верхнепермских отложений;

$A(P_3-T_1)$ — поверхность несогласия, граница раздела пермских и триасовых отложений;

$A_1(T_1o)$ — отражающий горизонт в подошве оленёцкого яруса нижнего триаса;

$A_2(T_2)$ — отражающий горизонт, связанный с границей раздела нижне- и среднетриасовых отложений;

$A_3(T_3)$ — отражающий горизонт, связанный с границей средне- и верхнетриасовых отложений;

$A_3'(T_3r)$ — отражающий горизонт в подошве рэтского яруса верхнего триаса;

$B(T-J)$ — отражающий горизонт, связанный с границей раздела триасовых и юрских отложений;

$V_1(J_1-J_2)$ — отражающий горизонт, связанный с границей раздела нижне- и среднеюрских отложений;

$V_2(J_2k)$ — отражающий горизонт в подошве келловейского яруса средней юры;

$V(J_3)$ — отражающий горизонт вблизи подошвы маломощных битуминозных глин волжского (титонского) яруса верхней юры (10–30 м);

$V'(J-K)$ — отражающий горизонт, связанный с границей раздела юрских и меловых отложений;

$\Gamma n(K_1nc)$ — региональная эрозионная поверхность вблизи кровли неокомских отложений нижнего мела (в скважинах глубокого бурения горизонт выделяется вблизи подошвы барремских отложений);

$\Gamma_1(K_1a-al)$ — отражающий горизонт, связанный с подошвой отложений аптского яруса нижнего мела;

$\Gamma_1'(K_1al)$ — отражающий горизонт вблизи подошвы альбских отложений нижнего мела;

$\Gamma_2(K_1-K_2)$ — отражающий горизонт, связанный с границей раздела нижне- и верхнемеловых отложений.

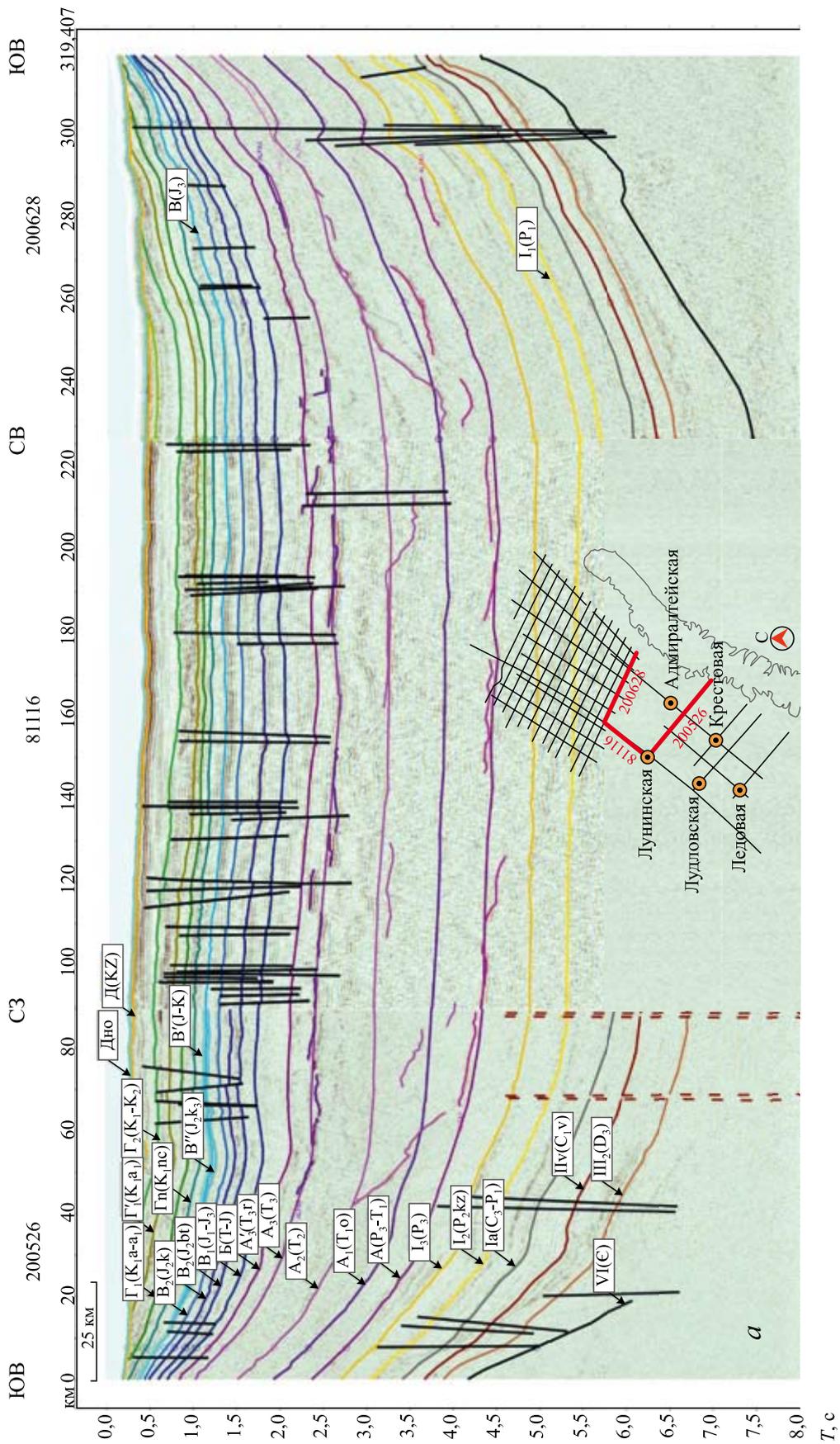


Рис. 1.12. Передача корреляции отражающих горизонтов в мезозойской части разреза от скважины глубокого бурения Лунинская (корреляционный ход 200526-81116-200628) (а) и в палеозойской части разреза от скважины глубокого бурения Адмиралтейская (корреляционный ход 200530-200601) (б)

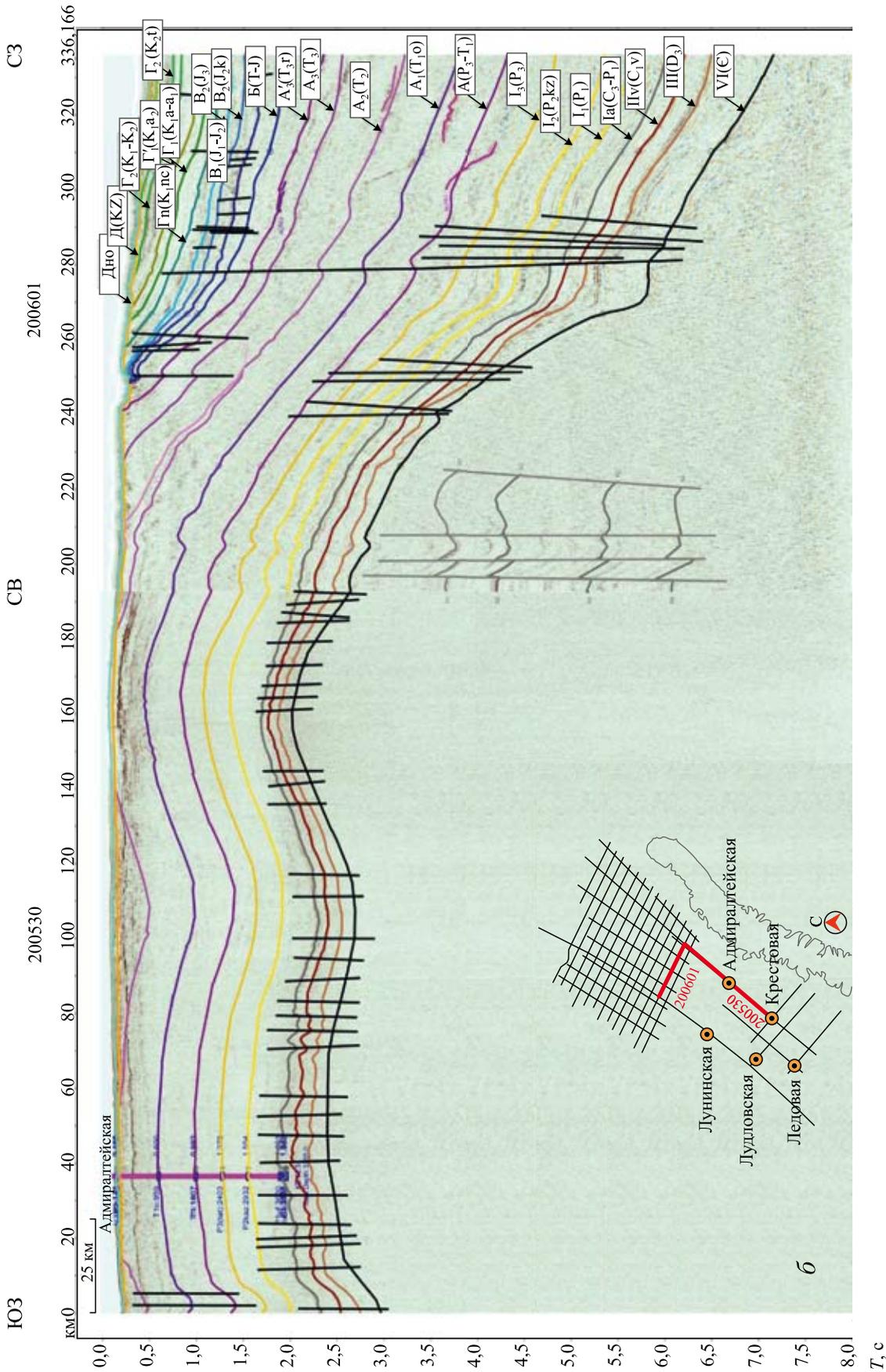


Рис. 1.12. Окончание

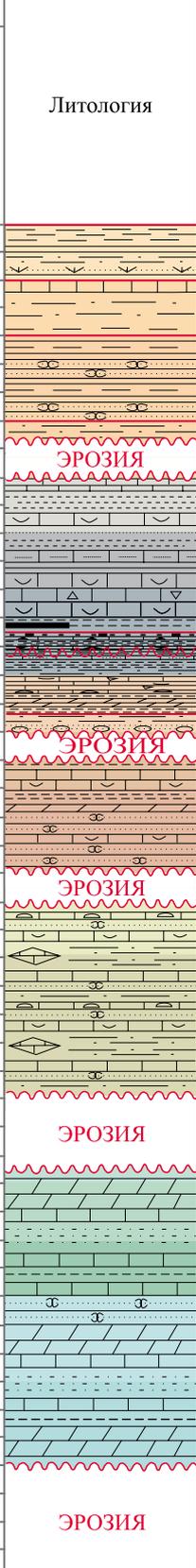
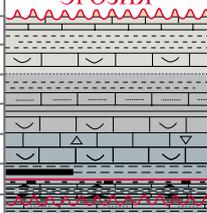
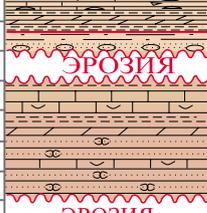
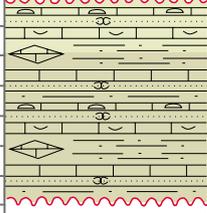
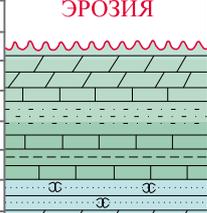
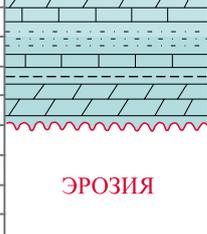
		Хроностратиграфическая шкала				Литология	Отражающие горизонты			
Эон (Эпохема)	Эра (Эратема)	Период (Система)	Эпоха (Отдел)	Век (Ярус)	Возраст, млн лет					
Фанерозой	Палеозойская	Пермский	Татарский	Вятский	254,14–251,902		A(P ₃ -T ₁)			
				Северодвинский	259,1–254,14		I ₃ (P ₃)			
			Биармийский	Уржумский	265,1–259,1		I ₂ (P ₂ kz)			
				Казанский	268,8–265,1		I ₁ (P ₁)			
			Приуральский	Уфимский	272,95–268,8					
				Кунгурский	283,5–272,95					
				Артинский	290,1–283,5					
				Сакмарский	295,0–290,1					
			Ассельский	298,9–295,0	ЭРОЗИЯ			Ia(C ₃ P ₁)		
			Каменноугольный	Верхний	Гжельский		303,7–298,9		Kasimovskiy	307,0–303,7
					Московский		315,2–307,0			
				Средний	Башкирский		323,2–315,2		Серпуховский	330,9–323,2
		Визейский			346,7–330,9					
		Нижний		Турнейский	358,9–346,7	Фаменский	372,2–358,9			
				Франский	382,7–372,2					
		Девонский	Верхний	Живетский	387,7–382,7		Эйфельский	393,3–387,7		
				Эмский	407,6–393,3					
			Средний	Пражский	410,8–407,6		Лохковский	419,2–410,8		
				Лохковский	419,2–410,8					
			Силурийский	Пржидол	Лудфордский		423,0–419,2		Горстийский	427,4–425,6
					Горстийский		427,4–425,6			
		Венлок		Гомерский	430,5–427,4	Шейнвудский	433,4–430,5			
				Шейнвудский	433,4–430,5					
		Лландовери		Теличский	438,5–433,4	Аэронский	440,8–438,5			
				Аэронский	440,8–438,5					
		Рудланский	443,8–440,8	ЭРОЗИЯ	IV(S)					
		Ордовикский	Верхний	Хирнантский	445,2–443,8		Катийский	453,0–445,2		
				Катийский	453,0–445,2					
			Средний	Сандбийский	458,4–453,0		Дарривильский	467,3–458,4		
				Дарривильский	467,3–458,4					
			Нижний	Дапинский	470,0–467,3		Флоский	477,7–470,0		
				Флоский	477,7–470,0					
		Тремадокский	485,4–477,7	ЭРОЗИЯ	V(O)					
		Кембрийский	Верхний	Батырбайский	489,5–485,4		Аксакий	494,0–489,5		
				Аксакий	494,0–489,5					
				Сакский	497,0–494,0					
Средний	Аюсокканский		500,5–497,0	Майский	504,5–500,5					
	Майский		504,5–500,5							
	Амгинский		509,0–504,5							
Нижний	Тойонский		514,0–509,0	Ботомский	524,0–518,5					
	Ботомский		524,0–518,5							
	Атдабанский		529,0–521,0		Томмотский		541,0–529,0			
	Томмотский		541,0–529,0							

Рис. 1.13. Стратификация отражающих горизонтов в палеозойской части разреза

Эон (Эпохема) Эра (Эратема)		Хроностратиграфическая шкала				Литология	Отражающие горизонты		
Период (Система)	Эпоха (Отдел)	Век (Ярус)	Возраст млн лет						
Кайнозой	Четвертичный	Голоцен		0,0117–0	ЭРОЗИЯ		Дно моря D(N + Q)		
		Плейстоцен	Поздний	0,126–0,0117					
			Средний	0,781–0,126					
			Калабрийский	1,80–0,781					
			Гелазский	2,58–1,80					
	Неогеновый	Плиоцен	Пьяченцкий	3,60–2,58					
			Занклский	5,333–3,60					
		Миоцен	Мессинский	7,246–5,333					
			Тортонский	11,63–7,246					
			Серравалийский	13,82–11,63					
			Лангйский	15,97–13,82					
			Бурдигальский	20,44–15,97					
			Аквитанский	23,03–20,44					
			Палеогеновый	Олигоцен				Хаттский	28,10–23,03
								Рюпельский	33,90–28,10
	Эоцен	Приабонский		37,80–33,90					
		Бартонский	41,20–37,80						
		Лютетский	41,20–47,80						
		Ипрский	56,0–41,2						
	Палеоцен	Танетский	59,2–56,0						
Зеландский		61,6–59,2							
Датский	Датский	66,0–61,6							
	Фанерозой	Меловой	Верхний	Маастрихтский	72,1–66,0				
Кампанский				83,6–72,1					
Сантонский				86,3–83,6					
Коньякский				89,8–86,3					
Туронский				93,9–89,8					
Нижний			Сеноманский	100,5–93,9					
			Альбский	113,0–100,5					
			Аптский	125,0–113,0					
			Барремский	129,4–125,0					
			Готеривский	132,9–129,4					
Юрский		Верхний	Валанжинский	139,8–132,9					
			Берриасский	145,0–139,8					
			Титонский	152,1–145,0					
		Средний	Кимериджский	157,3–152,1					
			Оксфордский	163,5–157,3					
Нижний	Келловейский	166,1–163,5							
	Батский	168,3–166,1							
	Байосский	170,3–168,3							
Триасовый	Верхний	Ааленский	174,1–170,3						
		Тоарский	182,7–174,1						
		Плинсбахский	190,8–182,7						
	Средний	Синемюрский	199,3–190,8						
		Геттангский	201,3–199,3						
	Нижний	Рэтский	208,5–201,3						
Норийский		227,0–208,5							
Карнийский		237,0–227,0							
Мезозойская	Нижний	Ладинский	242,0–237,0						
		Анизийский	247,2–242,0						
		Оленёкский	251,2–247,2						
Индекс	Индекс	251,902–251,2							

Рис. 1.14. Стратификация отражающих горизонтов в мезозойской части разреза

1.4.2. Тектоника

Район наших исследований географически расположен на северо-востоке арктического шельфа Баренцева моря между двумя архипелагами островной суши — Земля Франца-Иосифа и Новая Земля (рис. 1.15). В тектоническом отношении рассматриваемая территория принадлежит Баренцевской шельфовой или окраинно-материковой (в литературе еще встречается название Свальбардской) плите, которая характеризуется гетерогенным строением [Тектоника..., 1978; Шипилов, Тарасов, 1998]. В настоящее время существуют две различные точки зрения на возраст консолидации фундамента Баренцевской плиты.

Согласно первой из них, нашедшей свое отражение при подготовке листов Геолкарты (новая серия), время консолидации первичного континентального фундамента северной области Баренцевской плиты относится к добайкальской эпохе. Распространение карельских складчато-метаморфических комплексов, разобщенных зонами рифтогенной переработки, в фундаменте плиты к северу от Байдарацко-Хинлопенской системы разломов ранее предполагал М.Л. Верба. Позднее, в работе Н.А. Богданова [Богданов, 2004] обосновывался гренвильский возраст становления фундамента Свальбардской плиты.

Согласно другой концепции [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004], область гренвильской консолидации ограничивается северо-западной частью Баренцевского шельфа — Шпицбергенским суперблоком, где возраст фундамента установлен достоверно.

Всю остальную территорию Западно-Арктического шельфа, включая Новую Землю и Таймыр, М.К. Косыко с соавторами [Косыко и др., 2002] относят к Баренцево-Карскому суперблоку, байкальский возраст которого определяется по геологии островов со ссылкой на новейшие радиоизотопные датировки.

По мнению авторов Геолкарты (новая серия), основная фаза консолидации относится к позднерифейскому–предвендскому времени, а в байкальский фундамент Баренцево-Карского суперблока впаины массивы раннепротерозойской континентальной коры. Жесткие континентальные блоки фундамента разделены рифтогенными прогибами полициклического развития. На крайнем юг–юго-востоке площадь исследований, вероятно, включает передовые структуры Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса, а с севера ограничена сводовым поднятием Земли Франца-Иосифа, имеющим блоковое строение. Современная структура плиты, как части платформы, сформировалась в посткиммерий-



Рис. 1.15. Схема тектонического районирования северо-восточного сектора Баренцева моря [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004]

Баренцевская плита: 1 — сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа: I-A1 — Александровское поднятие, I-A2 — Вильчевская впадина, I-A3 — Сальмское поднятие; 2 — Альбановско-Горбовский порог: I-B1 — Южно-Сальмская ступень, I-B1¹ — Орловский вал, I-B2 — Северо-Новоземельская впадина, I-B3 — Альбановская седловина, I-B4 — Горбовская седловина; 3 — Предновоземельская структурная область: I-V1 — Адмиралтейский мегавал, I-V1¹ — Пахтусовское поднятие, I-V2 — прогиб Седова, I-V3 — поднятие мыса Желания; 4 — Северо-Баренцевская синеклиза: I-Г1 — Южно-Лунинская впадина, I-Г2 — Лунинско-Персеевский порог, I-Г2¹ — Лунинский выступ, I-Г2³ — Восточно-Персеевская терраса, I-Г3 — Северная впадина, I-Г4 — Западно-Альбановская ступень, I-Г5 — Восточно-Пинегинская ступень; 5 — региональная ступень Грезм-Белл: I-Д1 — Восточно-Вильчевский выступ; 6 — Александровская зона поднятий: I-K1 — Мегавал Пинегина, I-K2 — ступень Георга, I-K3 — Вильчевско-Сальмская ступень, I-K4 — Нортбрукская ступень, I-K4¹ — вал Мусатова; 7 — Восточно-Баренцевская синеклиза: I-Л1 — ступень Геркулеса, I-Л2 — ступень Конрада, I-Л3 — прогиб Святой Анны, I-Л4 — прогиб Фобос западный, I-Л5 — ступень Тегетгоффа, I-Л6 — перемычка Разломная.

Пайхойско-Новоземельская складчатая система: 8 — Центрально-Новоземельский мегантиклинорий: II-A1 — Северо-Новоземельский антиклинорий; 9 — зона краевых дислокаций: II-B1 — Западно-Новоземельская зона дислокаций, II-B2-Карский синклиорий.

Северо-Сибирский порог: 10 — III-A — Новоземельско-Таймырский мегавыступ, 11 — III-B — зона Краевых ступеней: III-B1 — поднятие Литке, III-B2 — Северный гемивал.

Западно-Сибирская плита: 12 — Припайхойско-Приновоземельская моноклиза: IV-A1 — Приновоземельская моноклираль;

13–16 — границы структур: 13 — региональных (плит и складчатых систем), 14 — надпорядковых (синеклиз, мегантиклинорий, зон поднятий и прогибов), 15 — I порядка (поднятий, впадин, мегавалов, ступеней), 16 — II порядка (валов, выступов, террас); 17 — район исследований

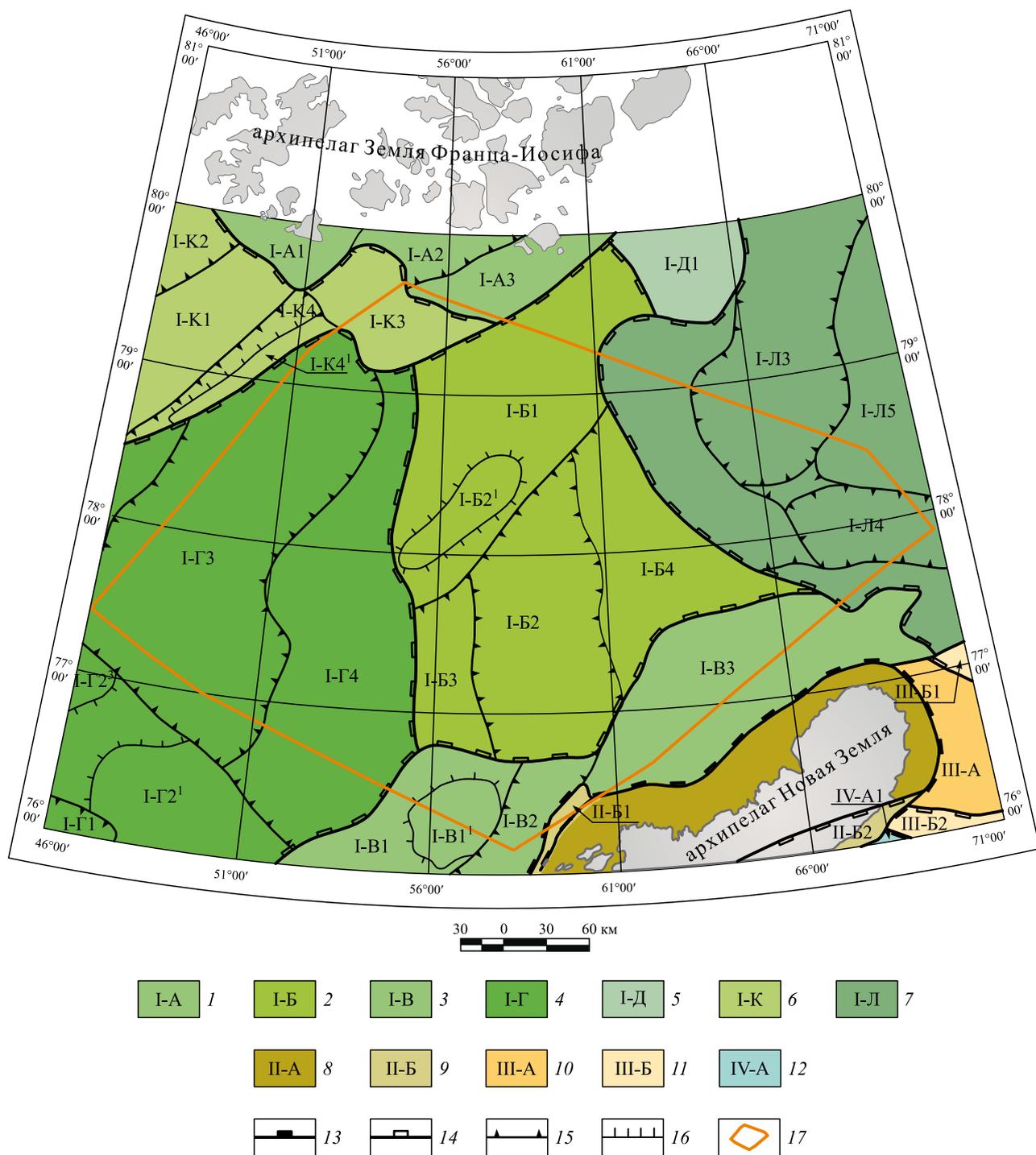
ское время, с завершением формирования Пайхой-Новоземельского орогена [Шпилов и др., 2000].

В пределах района исследований и в непосредственной близости к нему в структуре фундамента плиты выделяются следующие структуры.

— Относительно приподнятые стабильные блоки добайкальской платформы с близкой к нормальной мощностью земной коры — Пинегин-

ский, Адмиралтейский и Панкратьевский блоки. Мощность осадочного чехла здесь составляет от 3–4 до 7–11 км.

— С севера к площади исследований примыкает блок поднятия Земли Франца-Иосифа — жесткий фрагмент добайкальской платформы, активизированный в позднем мезозое. Мощность плитного чехла здесь достигает 13 км. В непосредственной близости к району исследований



выделяются Пинегинский и Адмиралтейский блоки, схожие по строению. Это относительно приподнятые участки, с близкой к нормальной мощностью земной коры. По данным комплексного геофизического моделирования, сводам соответствует увеличение мощности верхней коры («гранитного» слоя) со средней плотностью $2,70 \text{ г/см}^3$; подошва которой залегает на глубине 21–26 км. Эти структуры характеризуются повышенными значениями поля силы тяжести (30–50 мГал в редукции Буге, с плотностью промежуточного слоя $2,30 \text{ г/см}^3$) и положительными значениями локальных аномалий и вертикального градиента гравитационного поля. Сокращенная мощность средне-верхнепалеозойских комплексов осадочного чехла и глубокий денудационный срез мезозойских пород на сводах свидетельствуют, что эти массивы, начиная с позднего девона, занимали относительно приподнятое положение.

Глубокие рифтогенные прогибы характеризуются редуцированным «гранитным» слоем и увеличенной мощностью осадочного чехла, развитием траппов и вулканических формаций. Вблизи района исследований к таковым относятся Северо-Баренцевский трог и западная часть Горбовского блока, а также Восточно-Баренцевский трог (он же трог Святой Анны). В пределах прогибов поверхность фундамента залегает на глубинах от 9–12 до 18 и от 6–8 до 14 км; они имеют достаточно выраженные разломные границы, прослеженные по сейсмическим данным.

— Рифтогенные впадины Восточно-Баренцевского субокеанического трога имеют достаточно выраженные разломные границы. Залегające в их основании блоки земной коры (Северо-Баренцевский, Горбовский) ограничены сбросами.

В плане древние блоки и рифтогенные прогибы разделяют переходные флексурно-разломные межрифтовые зоны и грабенообразные прогибы с промежуточным типом коры (сокращенной мощности). Это блоки земной коры, существенно затронутые процессами деструкции консолидированной коры и непосредственно сопряженные с рифтогенными трогами. На севере с поднятием Земли Франца-Иосифа граничат Вильчевско-Александровский и Южно-Сальмский блоки. К такому типу блоков относятся Горбовский и Панкратьевский блоки, расположенные далее к юго-востоку от района исследований.

Северо-Баренцевский трог ограничен с юго-востока Западно-Адмиралтейским блоком. Далее к юго-востоку расположен жесткий Адмиралтейский блок, который, в свою очередь, сопряжен с блоком Седова — структурой, переходной к Новоземельскому блоку Пайхой-Новоземельской складчатой системы. На юге, в области сочленения с Пайхойско-Новоземельской складчатой системой, выделяются: Седовский, погруженная западная часть Панкратьевского и Литкенский блоки земной коры. В осадочном чехле пограничным блокам соответствуют моноклинали, седловины и ступени. Зоны сопряжения древних массивов с осевыми впадинами Восточно-Баренцевского трога характеризуются довольно резким (от 23–20 км до 17–14 км) сокращением мощности «гранитного» слоя (верхней коры) на фоне более «плавного» уменьшения общей мощности консолидированной коры.

Поверхность Мохо в этой зоне испытывает подъем, иногда с уступами, от 38 до 32 км. Протерозойский фундамент в пределах переходных (субконтинентальных) блоков погружается до отметок 10–13 км, образуя флексурно-сбросовые пояса, ступени, грабены. Этим ступеням местами соответствуют максимальные значения градиентов магнитного и гравитационного полей, которые трассируют зоны повышенной проницаемости земной коры и связанные с ними интрузии основного состава.

Модели геологического строения и тектонического развития региона базируются на результатах изучения разрезов обнажений континентального и островного обрамления северной части акватории Баренцева моря, послуживших основой для интерпретационного анализа немногочисленных данных НСАП, МОВ ОГТ, КМПВ в совокупности с материалами площадных гравимагнитных съемок. В результате обобщения накопленной геолого-геофизической информации выполнены структурные построения, а на их основе — тектоническое и нефтегазгеологическое районирование территории по наиболее представительным поверхностям раздела — подошве осадочного чехла и кровле юрско-нижнеберриасских образований.

Поверхность Мохоровичича со значениями граничных скоростей $8 \pm 0,2 \text{ км/с}$, прослеженная на профиле AP-1, располагается в среднем в диапазоне глубин $38 \pm 2 \text{ км}$, и только в пределах Северо-Баренцевской депрессии она повышается до $33 \pm 2 \text{ км}$. Поверхность раздела внутри консо-

лидированной коры (граница К) в основном повторяет рельеф поверхности Мохо. Мощность нижней коры изменяется от 10 до 16 км, уменьшаясь в грабенах. Скорости в этой части разреза земной коры, по данным ГСЗ, составляют 6,7–7,3 км/с. Минимальные значения глубины залегания поверхности Мохо (менее 30 км), вычисленные по результатам моделирования гравитационного поля совместно с сейсмическими данными [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004], пространственно совпадают с депоцентром мелового бассейна Северо-Баренцевской впадины.

Верхний, «гранитно-метаморфический» слой развит почти повсеместно и характеризуется диапазоном скоростей 6,0–6,6 км/с. Поверхности фундамента соответствуют значения скорости от 5,9–6,0 до 6,2–6,4 км/с. Мощность верхнего слоя меняется значительно — от 10 до 22–24 км. Минимальные значения соответствуют Северо-Баренцевской впадине, где слой выделяется условно.

Разнородные блоки земной коры граничат друг с другом по протяженным глубинным разломам северо-западного или северо-восточного, реже субмеридионального простирания. Преобладающий тип разрывных нарушений — сбросы, надвиги и взбросы, выделены единичные сдвиги. К сдвигам с преимущественно левосторонними смещениями относятся разломы северо-западного простирания.

Системы разрывных нарушений выделены по рисунку аномальных потенциальных полей, структуре глубоких горизонтов осадочного чехла и рельефа дна моря. В целом, разрывными нарушениями затронуты в большей степени фундамент и ниже-среднепалеозойский комплекс. Однако значительная часть этих разломов проникает в верхние горизонты осадочного чехла и выходит на поверхность. В структурном плане кровли юрско-нижеберриасских отложений проявляются бескорневые разрывные нарушения, обусловленные гравитационной тектоникой в мощных алеврито-глинистых толщах триаса-юры.

По масштабности проявления разрывной тектоники выделяются два ранга дизъюнктивных нарушений: главные и прочие. Главные разломы разграничивают блоки земной коры различного типа. Они имеют глубинный характер и прослеживаются регионально; часто являются сквозны-

ми. К прочим отнесены нарушения внутри блоков фундамента, сквозные или же затрагивающие несколько комплексов осадочного чехла, иногда имеющие локальное распространение.

Большая часть разломов была заложена на протяжении рифтогенных циклов палеозоя — раннего мезозоя. Окончательный рисунок разломной сети был сформирован в течение синокеанического кайнозойского этапа. Новообразованные разломные системы, по-видимому, включают активизированные отрезки древних зон.

По обрамлению массива Земли Франца-Иосифа на неотектоническом этапе активизация сдвиговых разломных систем проявилась в большей степени вертикальными подвижками блоков с образованием региональных уступов и узких желобов в рельефе дна моря. В этой области разломы приобретают сквозной характер, а также, в отличие от южных районов, здесь отмечаются смещения вдоль относительно молодых, активизированных в кайнозойе, разломов северо-восточного простирания.

Значительная роль в формировании структуры региона принадлежит сбросам. Системы сбросов ограничивают Северо-Баренцевскую впадину и осложняют склон Южно-Сальмской ступени. Часть разломов проникает в самые верхние горизонты осадочного чехла, что, наряду с морфологическими чертами юрско-меловых горизонтов и рельефа дна, подтверждают унаследованную, вплоть до современного этапа, тектоническую активность рифтогенных структур.

Сбросы северо-восточного простирания в основном были заложены в течение позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи рифтогенеза. Частично они были активизированы в мелу и кайнозойе.

Разломы взбросового характера развиты в зоне сочленения Новоземельского орогена и Баренцевской плиты.

Отдельную группу составляют локальные разломы, развитые только в мезозойских комплексах и наиболее явно выраженные по кровле волжских отложений. Эти небольшие по протяженности нарушения, чаще всего листрические по форме, имеют преимущественно север-северо-западное простирание и затрагивают в основном отложения триаса и нижнего мела. Их развитие связано с региональной активизацией разломообразования на протяжении средней юры — раннего мела. Механизм образования бескорневых сбросов вероятно обусловлен гравитацион-

ным течением глинистых толщ в обстановке растяжения, либо дифференциальным уплотнением осадков.

В структурном плане осадочного чехла в пределах района работ выделяются: в центральной части площади — Альбановско-Горбовский порог, на западе — Северо-Баренцевская впадина, на востоке — Восточно-Баренцевская впадина, известная также как прогиб Святой Анны. На севере в район исследований входит Александровская зона поднятий (Вильчековско-Сальмская ступень), на юге и юго-востоке — Предновоземельская структурная область. На самом юге площади работ выделяется Западно-Новоземельская зона дислокаций, структурно принадлежащая Пайхойско-Новоземельской складчатой системе.

Альбановско-Горбовский порог выделяется между Северо-Баренцевской впадиной и прогибом Святой Анны, который расположен восточнее и включает четыре элемента первого порядка (см. рис. 1.15). Южно-Сальмская ступень, примыкающая к поднятию Земли Франца-Иосифа, ориентирована с юго-запада на северо-восток, структурный план ее осложнен флексурами, структурными заливами и Орловским валом, также северо-восточного простирания. Значительную роль в строении ступени играют крупные сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного и северо-западного простирания. Северо-Новоземельская впадина простирается с юга на север, с запада ее ограничивает Альбановская седловина, а с востока — Горбовская седловина. Общая мощность осадочного чехла в пределах Альбановско-Горбовского порога составляет около 8–12 км. Мощности юрско-меловых отложений достигают 1,5–1,9 км, а триасовых — до 3–4 км.

Северо-Баренцевская впадина занимает восточную часть площади исследований. Ее контуры очерчиваются флексурно-сбросовыми зонами, хорошо выраженными как по фундаменту, так и по кровле волжских отложений. Мощности осадочного чехла в пределах депрессии достигают 15–18 км. Распространение нижне-среднепалеозойских образований ограничено, вероятно, бортовыми зонами депрессии. Мощность верхнепермско-триасовых отложений в ее депоцентрах достигает 9–12 км, а юрско-меловых 2–2,3 км. В разрезе мезозойского комплекса по геофизическим данным предполагается развитие пластовых базальтоидных интрузий.

В рамках района исследований в структурном плане депрессии выделены две структуры подчиненного порядка, которые простираются с юга на север. Одна из них — глубокая Северная впадина, занимающая центральное положение, другая — Западно-Альбановская ступень, расположенная на восточном борту депрессии. Структуры простираются с юга на север. По отложениям осадочного чехла в пределах Западно-Альбановской ступени закартировано три локальных антиклинальных поднятия: Трубятчинское, Трубятчинское-1 и Северо-Луниинское.

Восточно-Баренцевская впадина относится к системе одноименного бассейна Баренцевской плиты. Тем не менее по истории геологического развития она значительно отличается от Южно- и Северо-Баренцевской впадины. Нижняя (палеозойская) часть осадочного чехла этой области по характеру сейсмокомплексов ближе к разрезу Карской плиты. С прогибами Восточно-Баренцевской впадины ее объединяет общность мезозойского этапа развития. Однако мощность пермско-триасового комплекса в Восточно-Баренцевской впадине, по сравнению с Северо-Баренцевской, заметно сокращена, и в меньшей степени проявился базальтоидный магматизм. Общая мощность осадочного чехла в депоцентре Восточно-Баренцевской впадины превышает 13 км, при этом мощности ниже-среднепалеозойской и верхнепалеозойско-мезозойской толщ сопоставимы между собой. Наиболее погруженную область впадины образуют два различно ориентированных прогиба. В структурном плане впадины выделяются следующие элементы.

— Прогиб Святой Анны север-северо-восточного направления пространственно совпадает с одноименным неотектоническим желобом, выраженным в рельефе дна моря. Фундамент в прогибе Святой Анны залегает на глубине до 14 км. Он характеризуется преимущественно положительным полем силы тяжести низкой интенсивности, на фоне которого отмечаются слабые положительные изометричные аномалии с общим преобладанием субмеридиональной ориентировки. На юго-востоке в рельефе поверхности фундамента прослеживается ответвление с довольно мощным осадочным выполнением — прогиб Фобос, имеющий продолжение в пределах Карской плиты.

— Прогиб Фобос западный почти ортогонально сочленяется с прогибом Святой Анны, отде-

ляясь от него «разломной перемышкой» в виде уступа фундамента, осложненного разломами и структурными выступами. Он имеет выраженную грабенообразную форму и структурно связан с системой субширотных разломов, протягивающихся со стороны Карской плиты.

— На периферии Восточно-Баренцевской депрессии, окружая прогибы, расположены ступени Геркулеса, Конрада и Тегетгоффа. Названия этих структурных элементов впадины впервые упоминаются в легенде Геолкарты лист Т-41-44 (новая серия) [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004]. В пределах ступеней мощность осадочного чехла колеблется от 3–6 до 10–12 км.

— Александровская зона поднятий примыкает к массиву Земли Франца-Иосифа, обособляясь по ступенчатой в плане системе сдвигов и сбросов северо-западного и северо-восточного простирания.

— Вильчековско-Сальмская ступень выделена как переходная зона от поднятия Земли Франца-Иосифа к структурам Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Ступень отличается разломно-блоковой структурой, которая сформирована нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. Фундамент залегает на глубине от 9 до 13 км. В разрезе чехла основной объем занимают каменноугольно-пермские и триасовые комплексы, общая мощность которых достигает 10–11 км. Мощность юрских и меловых отложений составляет 0,5–0,7 км. В нижней части чехла возможно присутствуют нижнепалеозойские и позднесилурийско-девонские толщи, развитие которых предполагается также в Вильчековской впадине на Земле Франца-Иосифа.

— Предновоземельская структурная область протягивается вдоль архипелага Новая Земля. Она является по своему положению зоной сочленения Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса с Восточно-Баренцевской впадиной. От Новоземельского орогена эта область отделена крупными взбросами и взбросо-надвигами, достигающими амплитуд более 1,5 км, а от структур Восточно-Баренцевского бассейна — флексурами и сбросами. Мощность осадочного чехла в Предновоземельской структурной области составляет 5–12 км.

— Адмиралтейский мегавал по отложениям осадочного чехла представляет собой крупную положительную линейно вытянутую в северо-

восточном направлении структуру, которая унаследованно развивалась над одноименным жестким дорифейским блоком фундамента. Свод мегавала осложнен крупными (более 1000 км² по площади) высокоамплитудными (более 500 м) антиклинальными поднятиями: Адмиралтейским и Пахтусовским. Северо-восточная периклираль Пахтусовского антиклинального поднятия расположена в пределах района исследований. Поднятие имеет изометричную форму. Мощность чехла в своде составляет 5–6 км, возрастающая на периклинали до 8–10 км. В районе Адмиралтейского мегавала на поверхности дочетвертичного среза обнажены ниже-среднетриасовые толщи.

— Прогиб Седова отделяет Адмиралтейский мегавал от орогена Новой Земли. Наиболее выражен прогиб в отложениях девона–перми. В современном морфоструктурном плане ему соответствует неотектонический желоб, некомпенсированный осадками. Мощность чехла в прогибе составляет 8–10 км, причем на поверхность выходят нижние слои нерасчлененных ниже-среднетриасовых комплексов. В отложениях верхней перми–триаса выявлено локальное поднятие Литке.

— Поднятие мыса Желания представляет собой блок, сдвинутый к востоку по системе Спорнаволоцкого разлома и погруженный относительно Адмиралтейского мегавала. На поверхности денудационного среза обнажаются в основном средне-верхнетриасовые отложения, с углами падения слоев до 4°30'. Мощность осадочного чехла на поднятии составляет 4–8 км. В верхнепалеозойско-триасовой части разреза выявлен ряд локальных структур.

— Сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа является достаточно сложным геотектоническим сооружением, входящим в состав Свальбардской плиты с гренвилемским фундаментом. По мнению А.Г. Старк [Шкатов и др., 2001], фундамент северной части докембрийской Баренцевской платформы образуют карельские массивы архипелага Земля Франца-Иосифа и восточной окраины Шпицбергенского блока, разделенные позднепротерозойскими авлакогенами. Имеются сведения и о том, что фундамент региона Земли Франца-Иосифа, так же, как и Шпицбергена, подвергался 420 млн лет назад тектоно-термальной переработке (метаморфизму?), связанной с возникновением на севере Свальбардской плиты девонского орогена [Устрицкий, Храмов, 1984].

Омоложивающий эффект каледонского тектогенеза на Шпицбергене, связанный с обновлением гранитного слоя, подтвержден А.М. Тебеньковым с соавторами [Balašov et al., 1996].

— Вильчевская впадина ограничена системами глубинных разломов, вдоль которых развиты узкие щелевидные грабены. Она является глубокопогруженным блоком, перекрытым палеозойско-триасовым чехлом, мощность которого на островах достигает 7–8 км, а в южном направлении увеличивается до 10–12 км. Здесь представлен наиболее полный разрез геологических формаций с небольшим количеством стратиграфических перерывов. Предполагается, что в грабене осевой части впадины сохранились среднепалеозойские отложения мощностью 2–3 км, представленные преимущественно терригенными девонскими породами. С позднепалеозойского времени впадина развивалась как компенсированная депрессия.

— Сальмское валообразное поднятие обрамляет массив архипелага Земля Франца-Иосифа с юго-востока, отделяя его от структур Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Поднятие входит в планшет района исследований своей крайней юго-западной частью. В основном оно расположено в шельфовой области и частично захватывает острова Сальм и Вильчека. Мощность осадочного чехла в пределах поднятия составляет 5–6 км, возрастая на южной периклинали до 8–10 км. В этой части отмечается значительное увеличение мощности юрских отложений, а маломощные осадочно-вулканогенные образования мела на большей части поднятия эродированы.

— Пайхойско-Новоземельская складчатая система является продолжением структур Пай-Хоя и Вайгача, она сформировалась в триас-раннеюрское время в течение раннекиммерийского коллизионного этапа. Восходящие движения сохранились весь мезозой и продолжают в кайнозойе. В целом Новая Земля представляет собой орогенную гряду, которая разделяет бассейны шельфов Баренцева и Карского морей. С запада ее ограничивает зона передового фронта взбросо-надвиговых структур.

— Участок Новоземельского пояса, ограниченный рамками листа карты, расположен в пределах Северного тектонического блока. Этот блок вошел в состав складчатой системы в раннем мезозое, причленившись к ней по зоне Спорнаволоцкого разлома. Пликативные формы в пределах Северного блока характеризуются относи-

тельно простым строением, видимо, по причине большей «жесткости» земной коры этой зоны с раннепротерозойско-раннерифейским кристаллическим фундаментом.

— Северо-Новоземельский мегаантиклинорий — структура первого порядка — занимает осевую часть северного острова. На рис. 1.15 представлен небольшой фрагмент его западного крыла, сложенный нерасчлененными породами среднего карбона — перми. Отложения сформировались в обстановке пассивной континентальной окраины и представлены группой мелководных терригенных и терригенно-карбонатных формаций.

— Западно-Новоземельская зона дислокаций в изученном районе представляет собой узкую (от 5 до 15 км) полосу блоков, смещенных крутыми взбросами. На поверхности в этой зоне залегают нерасчлененные ниже-верхнепермские образования, представленные относительно глубоководными флишоидными формациями. Комплекс сформирован в условиях лавинной седиментации и представляет собой мощную регрессивную серию осадков проградационной призмы, продвигавшейся в северо-западном направлении.

В разрезе осадочного чехла выделены крупные седиментационные комплексы, соответствующие главным стадиям формирования современной структуры региона: ниже-среднепалеозойский (ордовикско-нижнесилурийский), верхнесилурийско-среднедевонский, верхнедевонско-нижнекаменноугольный, среднекаменноугольно-нижнепермский, пермский, триасовый и юрско-меловой. Представления о вещественном составе пород, в особенности палеозойских комплексов чехла, основаны на сопоставлении сейсмических данных с разрезами островного обрамления и отдельных скважин, пробуренных в окраинных частях Баренцевской плиты.

Распространение ниже-среднепалеозойских образований предполагается в пределах платформенных блоков на юго-востоке исследуемой площади. Наблюдается сокращение мощности отложений в своде Александровской зоны поднятий, где они местами полностью эродированы. Мощность ордовикско-нижнедевонского комплекса составляет 1–1,5 км, в Предновоземельской области — 0,7–1,2 км. Отсутствие отложений прогнозируется в депоцентрах Северо-Баренцевской впадины, однако этот вопрос остается дискуссионным. Учитывая сложность волновой

картины и неоднозначность интерпретации, можно представить два варианта, имеющих право на обсуждение. Либо этот комплекс все же присутствует в низах недислоцированного осадочного чехла, в терригенных фациях и редуцированных мощностях, либо он переработан рифтогенезом и входит в состав основания, подстилающего синрифтовую толщу верхнего девона — карбона.

Залегающий выше комплекс верхнего силура (?) — среднего девона распространен менее широко. Он присутствует главным образом в Предновоземельской области, в небольших мощностях его развитие возможно также в пределах северо-западной области шельфа. Отражающий горизонт IV в подошве комплекса связан с поверхностью крупного стратиграфического перерыва.

Вероятно, рассматриваемая толща представлена формациями эпиплатформенных прогибов, известных на Шпицбергене и в Тимано-Печорском регионе. Мощность толщи, накопившейся в условиях расчлененной континентальной и прибрежно-континентальной равнины, может достигать 2 км. Ее формирование связано с началом свальбардской фазы каледонского тектогенеза, которая проявилась в среднем девоне интенсивным воздыманием и размывом с накоплением красноцветов, а в позднем девоне — раннем карбоне — заложением системы рифтогенных прогибов.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс, ограниченный в подошве «свальбардским несогласием» (отражающий горизонт III₂), знаменует этап заполнения рифтовых прогибов и постепенный переход к развитию карбонатной платформы, обрамлявшей Восточно-Баренцевский бассейн. В его составе преобладают континентальные угленосные, прибрежно-морские, лагунные формации. Отражающий горизонт II₁ в кровле толщи приурочен к несогласию, связанному с регрессивной фазой поздневизейско-серпуховского времени. Мощность колеблется от 0,5 до 2,5 км.

В пределах окраинно-шельфовых поднятий (Земля Франца-Иосифа) и, вероятно, прилегающей северо-западной части шельфа разрез осадочного чехла начинается с карбона, комплекс выделен и в Предновоземельской области (прогибе Седова). На Новой Земле широко распространены вулканогенные образования рейской свиты. Аналогичные по составу, но существенно более мощные по объему, вулканогенно-

терригенные толщи предполагаются по геофизическим данным в центральных зонах зарождающихся рифтогенных прогибов Баренцевского шельфа.

Выше несогласия II₁ залегает среднекаменноугольно-нижнепермская платформенная толща мощностью 0,5–1,2 км, распространение которой ограничено северо-западной частью шельфа и Предновоземельской структурной областью. В ее составе преобладают мелководные карбонатные формации, включающие биогермные известняки и околорифовые фации. С кровлей нижнепермских карбонатных образований связан опорный сейсмический горизонт Ia. В Восточно-Баренцевском мегапрогибе вероятно распространены глинисто-карбонатные формации некомпенсированных впадин.

Позднепермская активизация тектонических процессов и появление интенсивно размывающегося контрастного рельефа обусловили переход к терригенной седиментации на Баренцевском шельфе. В течение поздней перми — триаса сформировалась мощная толща, сложенная различными по составу и происхождению морскими и континентальными комплексами. Наследование главных тенденций предшествующего этапа развития отчетливо проявилось в прогибании области, соответствующей Северо-Баренцевской впадине, в пределах которой мощность верхнепермско-триасовой терригенно-вулканогенной толщи достигает 8–10 км. Этому прогибу соответствует заметное понижение плотности отложений, определенной по данным моделирования разреза.

Пермская часть терригенного комплекса характеризуется региональным уменьшением мощности в направлении с юго-востока на северо-запад: от 4000 м на границе с Новоземельским орогеном до 400 м в сводах Персеевской зоны поднятий. Отложения верхней перми выпадают из разреза на выступах окраинно-шельфового поднятия Земли Франца-Иосифа.

На сейсмических разрезах в пределах восточного борта Северо-Баренцевского прогиба видны клиноформы, показывающие, что основная масса терригенного материала поступала в бассейн с юго-востока. Позднегерцинской фазе тектонической активизации с регрессией на рубеже перми и триаса соответствует отражающий горизонт I(A).

Триасовые образования распространены повсеместно на территории Баренцевской плиты.

Вариации мощности (от 600 до 6000 м) триасового комплекса определяются унаследованным от средне-позднепалеозойского этапа развития главных тектонических элементов — зон поднятий и рифтогенных прогибов.

Юрско-меловые отложения слагают комплексы надрифтовых прогибов. На обрамлении Восточно-Баренцевского мегапрогиба юрские отложения залегают на триасовых с перерывом и угловым несогласием, обусловленным раннекеммерийской коллизией в Пайхойско-Новоземельском поясе. С этим несогласием связан регионально прослеживаемый в подошве комплекса отражающий горизонт Б.

Значительная часть отложений юрско-мелового плитного комплекса в Предновоземелье и на окраинно-шельфовых поднятиях в Баренцевом море в течение кайнозоя была денудирована. В современном структурном плане контуры позднеюрско-мелового бассейна в основном очерчивают Восточно-Баренцевский мегапрогиб.

Определяющее влияние на тектоническое строение региона на протяжении всего новейшего этапа оказывали процессы океанообразования в границах Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов и связанные с ними тектонические движения на Земле Франца-Иосифа и Новой Земле. На этом фоне определенное влияние оказывали и знакопеременные гляциоизостатические движения, связанные с образованием ледников и их дегляциацией на протяжении антропогена.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа и прилегающая к нему территория шельфа, будучи краевым поднятием, в течение всего кайнозоя развивается автономно. Для него характерно отсутствие признаков унаследованности более древних планов. Территория архипелага характеризуется наибольшими значениями и устойчивостью положительных вертикальных движений, величина которых достигает сотен метров, на протяжении всего неотектонического этапа развития региона. Суммарные амплитуды поднятий базисной поверхности в пределах Западной, Центральной и Восточной групп островов составляют соответственно от 0 до 50 м, от 100 до 150 м и от 50 до 150 м.

Характеризуя общую асимметрию движений глыбы Земли Франца-Иосифа, следует отметить большую напряженность поднятий вдоль ее южного и юго-восточного краев, обращенных соответственно к Северо-Баренцевской впадине и к грабену Святой Анны. Повышенная геодинамиче-

ская активность последнего района фиксируется отмеченными здесь слабыми землетрясениями.

Общей тенденцией всех морфоструктур внутренней части шельфа является опускание. Значительное число морфоструктур оконтурено малоамплитудными сбросами, гораздо реже — взбросами, отчетливо проявленными в дочетвертичных отложениях. В четвертичных образованиях они не обнаруживаются вследствие недостаточной консолидации последних. Однако часто на дочетвертичной поверхности они отражаются в виде тектонических уступов. Это свидетельствует об относительной молодости нарушений и позволяет соотнести их с неотектоническим этапом. Большей частью эти разломы характерны для краевых морфоструктур.

1.5. Закономерности изменения физических свойств осадочных пород Баренцевоморского шельфа

Бурение глубоких параметрических скважин на островах Баренцева моря позволило охарактеризовать весь разрез осадочной толщи от протерозоя до палеогена. Пять скважин на севере Баренцева моря характеризуют различные части разреза.

— Скважина Нагурская (о-в Земля Александры, архипелаг Земля Франца-Иосифа, глубина 3204 м, 1977 г.). Вскрыты осадочные породы: от терригенных осадков карбона до алевролитов, аргиллитов триаса и мела, в низах разреза вскрыты метаморфические породы складчатого фундамента позднепротерозойского (вендского) возраста.

— Скважина Хейса (о-в Хейса, архипелаг Земля Франца-Иосифа, глубина 3344 м, 1981 г.). Дана характеристика разреза отложений триаса: это алевроито-глинистые породы с включениями интрузий габбро-долеритов.

— Скважина Северная (о-в Греэм-Белл, на востоке архипелага Земля Франца-Иосифа, глубина 3528 м, 1979 г.). Вскрыты отложения триаса — песчано-алевролитовые, глинисто-алевролитовые с прослоями углистых пород и линзами каменных углей, а также интрузивные тела долеритов.

— Скважина Грумантская (о-в Западный Шпицберген, глубина 3173 м, 1975 г.). Вскрыт разрез от

палеогена до перми, включая все периоды мезозоя.

— Скважина Вассдален (о-в Эдж, глубина 2828 м, 1971 г.). Вскрыты отложения известняков верхней перми; известняки, доломиты и песчаники нижнего карбона, а также известняки и доломиты с прослоями аргиллитов среднего–верхнего карбона.

Сопоставление результатов измерений физических свойств по образцам керн этих скважин и по каротажным диаграммам позволило выявить ряд важных закономерностей в их изменении по разрезу и площади. Основные закономерности сводятся к следующему.

— Плотность осадочных образований изменяется в диапазоне: 1,78–2,94 г/см³; метаморфических пород — 2,67–2,77 г/см³; изверженных пород — 2,80–10 г/см³.

— Нарастание плотности в ряду песчаники–алевролиты–аргиллиты происходит от 1,78 до 2,80 г/см³ в зависимости от возрастания глинистого компонента в породе.

— Карбонатные разновидности изменяются по плотности от 2,50 (известняки) до 2,90 г/см³ (доломиты).

— Ангидриты характеризуются максимальными значениями плотности (2,90–2,95 г/см³).

Процесс катагенеза является основным фактором, влияющим на величину плотности терригенных пород. Установлено, что скорость продольных волн и плотность пород как в терригенных, так и в карбонатных толщах планомерно нарастает с глубиной по мере повышения температуры и давления.

Скорость продольных волн в терригенных отложениях изменяется от 2,0 до 5,0 км/с, в метаморфических породах — от 5,0 до 6,0 км/с, в карбонатных и изверженных — от 5,0 до 6,5 км/с. Выделенные плотностные региональные реперы одновременно являются и сейсмическими.

Наиболее контрастной границей в разрезе шельфа является граница между мезозойским (терригенным) и палеозойским (карбонатным) комплексами. Скачок избыточной плотности и скорости в основании осадочных пород на границе с кристаллическим архей-протерозойским фундаментом является повсеместно настолько контрастным, что позволяет картировать рельеф поверхности фундамента по данным гравиразведки и сейсморазведки. Рельеф поверхности фундамента является главным структурообразующим фактором на всем полярном шельфе,

что характерно для всех пассивных окраин континентов.

Магнитная восприимчивость осадочных пород в образцах керн и шлама характеризуется величинами $(0-50) \cdot 10^{-5}$ (в СИ), изредка до $80 \cdot 10^{-5}$ (в СИ). Конкреции сидерита более магнитны — $180 \cdot 10^{-5}$ (в СИ).

Породы осадочной толщи принято считать немагнитными. Однако наблюдается слабая, но устойчивая тенденция к нарастанию намагниченности с глубиной, что также объясняется катагенетическими процессами. Изменения магнитной восприимчивости происходят от $10 \cdot 10^{-5}$ до $50 \cdot 10^{-5}$ (в СИ).

Изверженные породы (долериты, базальты) имеют магнитную восприимчивость порядка $(1500-1700) \cdot 10^{-5}$ (в СИ), реже $(100-300) \cdot 10^{-5}$ (в СИ).

Тепловой поток в изученных скважинах выше среднеземного ($55-65$ мВт/м²), что позволяет предположить существование современной тектонической активности в регионе и наличие источников тепла мантийного происхождения [Хуторской, Поляк, 2016].

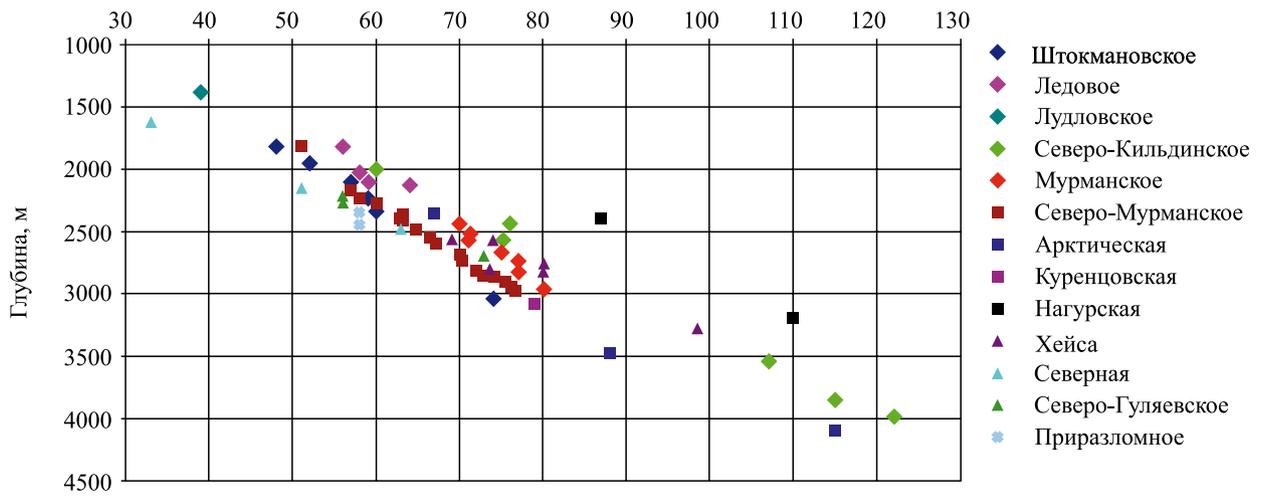
Характерной особенностью изверженных основных пород в разрезах скважин является высокая остаточная намагниченность, превышающая индуцированную в 5–18 раз. При этом вектор остаточной намагниченности совпадает с направлением современного магнитного поля Земли. В базальтах отмечается повышенное содержание магнетита (от 1 до 5%) с высокой остаточной намагниченностью и высокой температурой Кюри ($530-570$ °С). Данная характеристика магнитных свойств характерна для всех изверженных пород в палеозойском и мезозойском разрезе.

Таким образом, по совокупности магнитных свойств изверженных пород (базальтов, диабазов, долеритов) можно сделать предположение об их формировании из глубинных источников, а по данным бурения — о внедрениях изверженных пород в позднем триасе или в более позднее время.

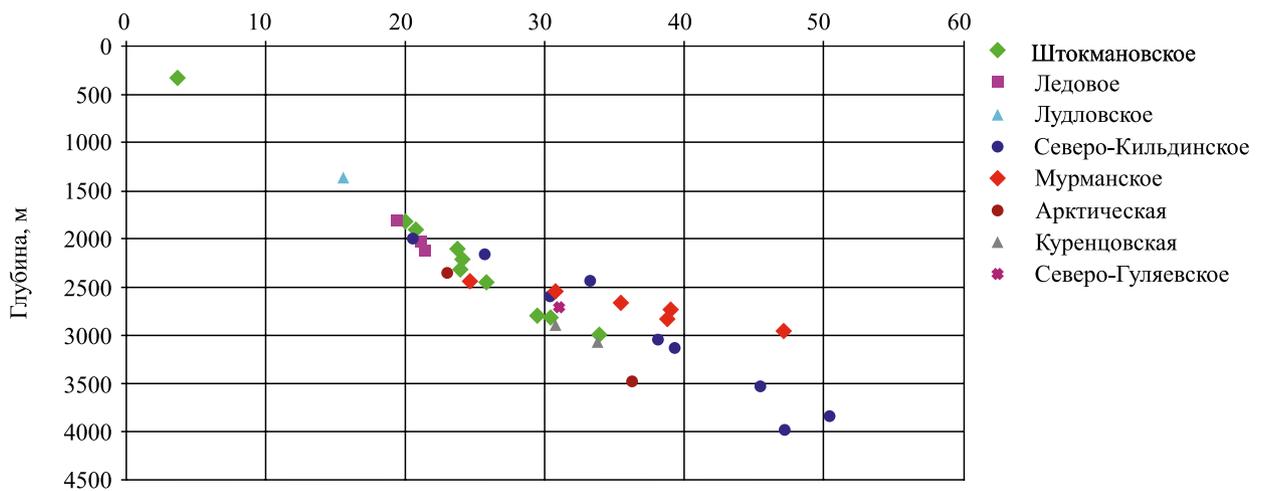
1.6. Геотермический режим недр

Современные пластовые температуры нефтематеринской толщи на равных глубинах изменяются в достаточно широких пределах.

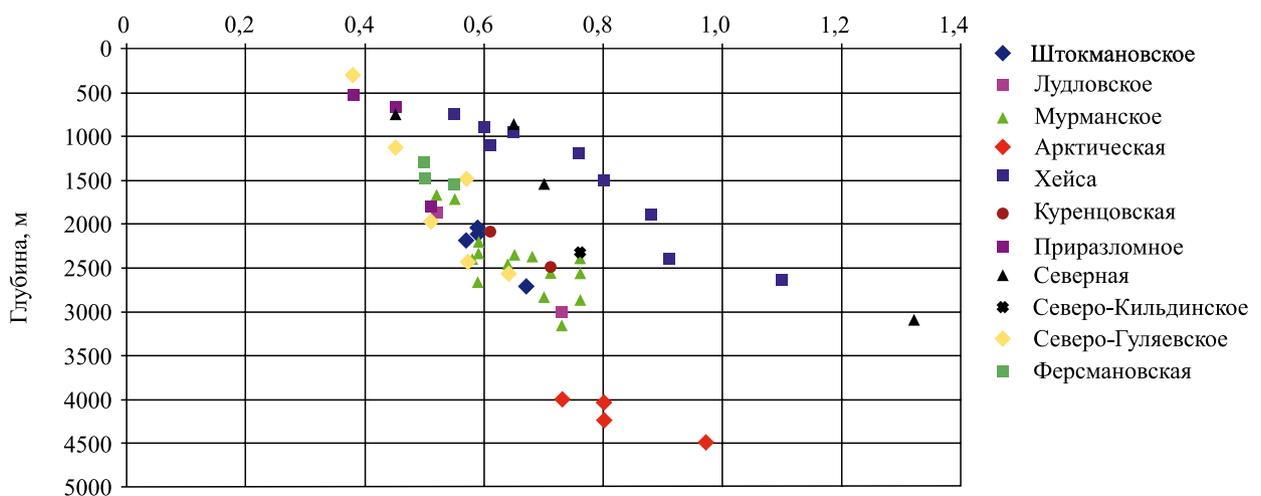
Замеры пластовых температур на площадях Баренцева и Печорского морей, °С



Замеры пластовых давлений на площадях Баренцева и Печорского морей, МПа



Определения отражательной способности витринита по образцам из скважин Баренцевоморского региона, %



На срезе 2000 м их значения находятся в интервале от 46 до 60 °С. Минимальные значения температур зафиксированы в скважине Северная на Земле Франца-Иосифа. Максимальными значениями характеризуется Северо-Кильдинская площадь. Аналогичная картина наблюдается и на глубинном срезе 2500 м, где разброс значений составил от 63 °С в скважине Северная до 77 °С — на Северо-Кильдинской площади.

На глубинном срезе 3000 м общая картина распределения пластовых температур резко изменяется. Минимальными значениями характеризуется район Штокмановско-Лунинского порога. Здесь на Штокмановской площади пластовые температуры составляют 73 °С. Близкие значения зафиксированы на Северо-Мурманской площади в пределах Южно-Баренцевской синеклизы. Максимальными значениями пластовых температур на глубинном срезе 3000 м характеризуются: крайняя северная часть района работ в пределах Земли Франца Иосифа (скважина Хейса), архипелаг Свальбард (скважины Грумантская и Вассдаленская), а также район Северо-Кильдинской площади, где пластовые температуры достигают 87 °С (рис. 1.16).

Таким образом, фактические данные свидетельствуют о закономерном увеличении напряженности современного геотермического режима в направлении с юга на север с ярко выраженным максимумом в районе Северо-Кильдинской площади. Этот факт неоднократно подчеркивался в опубликованных источниках [Арктические и дальневосточные моря, 2004; Цыбуля, Левашкевич, 1992; Хуторской и др., 2013].

Региональные закономерности геотермического режима недр Баренцевоморского региона связываются с новейшей тектонической активностью, проявления которой усиливаются в северном направлении. Это подтверждается увеличением наблюдаемого теплового потока и его мантийной компоненты с юга на север. Само же увеличение «мантийного» теплового потока обуславливается утонением коры в северном направлении и соответствующим уменьшением радиогенной компоненты теплового потока.

1.7. Термобарический режим

Район исследований характеризуется ограниченным объемом фактических данных по замерам пластовых температур, давлений и определений отражательной способности витринита (см. рис. 1.16). Замерами пластовых температур охарактеризованы участки на площади Штокмановско-Лунинского порога, Южно-Баренцевской синеклизы, морского продолжения Тимано-Печорской НГП и архипелага Земля Франца-Иосифа. Замерами пластовых давлений и значений отражательной способности витринита охарактеризованы площади Штокмановско-Лунинского порога, северного продолжения Тимано-Печорской НГП, а также Южно-Баренцевской синеклизы.

На рис. 1.16 представлены замеры пластовых давлений в мезозойско-кайнозойских отложениях Штокмановской, Ледовой, Лудловской, Северо-Кильдинской, Мурманской, Арктической и Куренцовской структур. Бурением вскрыта только верхняя часть разреза: меловые, юрские и лишь на некоторых площадях — триасовые отложения.

Верхнетриасовые, юрские и меловые отложения характеризуются гидростатическими пластовыми давлениями. Коэффициент аномальности давлений изменяется при этом от 1,00 на Арктической площади до 1,15 на Штокмановской и Лудловской площадях.

Аномально высокие пластовые давления (АВПД) отмечены в отложениях среднего и нижнего триаса на Северо-Кильдинской и Мурманской площадях в южной части района работ. Превышение давлений над условным гидростатическим достигает 1,63 раза. Наиболее ярко АВПД проявляется на Мурманской площади, где коэффициент аномальности увеличивается от 1,03 до 1,63 при изменении глубин на 518 м (интервал 2439–2957 м). Природа и область распространения АВПД в осадочных отложениях Баренцевоморского бассейна до настоящего времени не выяснены. Вероятно, что возникновение АВПД связано с затрудненным флюидообменом и газо-

←

Рис. 1.16. Результаты определения пластовых температур, давлений и отражательной способности витринита в восточной части Баренцевоморского региона

генерацией в районах развития мощных глинистых образований верхней перми, нижнего и среднего триаса. Однако это лишь предположение, которое требует дополнительных исследований для перевода в категорию установленных фактов.

Для построения прогнозной геотермической модели северо-восточной части Баренцева моря мы воспользовались известными и опубликованными данными о распространении АВПД в Тимано-Печорском регионе.

В пределах соседней, Тимано-Печорской, НПП аномально высокие пластовые давления зафиксированы на многих площадях — Лаявожской, Хыльчуйской, Яреюской и др. Стратиграфически зона АВПД включает в себя отложения от ордовикских до турнейских включительно. Величина коэффициента аномальности варьирует от 1,22–1,25 до 1,51–1,90; наибольшие значения отмечены на Лаявожской, Северо-Сарембойской и Кочмесской площадях. Нередко наблюдается увеличение коэффициента аномальности с глубиной [Лысенин, Карпюк, 2004]. Максимальные давления (79,02 и 83,32–120,00 МПа) зафиксированы на Вуктыльской и Кочмесской площадях Предуральяского прогиба (на глубинах соответственно 5500 и 5600–6262 м).

В целом прослеживается увеличение глубины верхней границы АВПД с севера на юг. Анализ фактического материала показывает, что верхняя граница АВПД располагается на минимальных глубинах в районах развития мощной толщи слабоуплотненных мезозойских и кайнозойских отложений на севере провинции — от 3000–3200 до 4000–4200 [Лысенин, Карпюк, 2004].

Большинство месторождений Тимано-Печорской НПП расположено в зоне гидростатических давлений, а АВПД фиксируются, как правило, ниже по разрезу. В зоне АВПД обнаружены лишь отдельные залежи. Это объясняется тем, что фоновые сверхвысокие давления не благоприятствуют сохранению залежей: чем выше величина АВПД, тем быстрее в залежах достигается давление гидроразрыва, ведущего к их разрушению [Лысенин, Карпюк, 2004]. Поэтому в зоне АВПД с глубиной закономерно уменьшаются мощности залежей и запасы углеводородов, а глубина достижения литостатического пластового давления является предельной глубиной существования залежей [Лысенин, Ежов, 1987].

Перечисленные закономерности были использованы при построении палеоструктурной реконструкции осадочного чехла и условий катагенеза ОВ в Баренцевом море, которая реализована в виде «блочной модели».

Глава 2

Нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского района

Район исследований полностью расположен в пределах Восточно-Баренцевской нефтегазоносной провинции, а также включает в себя небольшую часть Западно-Баренцевской НГП, самостоятельной Адмиралтейско-Приновоземельской возможно нефтегазоносной области и ВНГО Земли Франца-Иосифа (рис. 2.1).

Восточно-Баренцевская НГП на изучаемой площади соответствует Восточно-Баренцевскому мегапрогибу. Границы мегапрогиба, являющиеся и границами провинции, контролируются разломно-флексурными зонами, отделяющими ее от поднятий Западно-Баренцевской НГП и Предновоземельской структурной области.

Восточно-Баренцевская НГП охватывает три возможно нефтегазоносные области: Северо-Баренцевскую, Альбановско-Горбовскую и Святой Анны. Западно-Баренцевская НГП в районе работ представлена Центрально-Баренцевской перспективной нефтегазоносной областью.

В пределах Северо-Баренцевской, Альбановско-Горбовской НГО и самостоятельной Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО выявлено несколько крупных и ряд более мелких локальных поднятий. К наиболее крупным положительным структурам относятся Пахтусовская, Адмиралтейская, Орловская и Лунинская.

Ближайшие к участку исследований скважины пробурены на Земле Франца Иосифа, а именно: Нагурская (о-в Земля Александры), Хейса (о-в Хейса), Северная (о-в Грэм-Бэлл). Кроме того, непосредственно на шельфе Баренцева моря пробурены скважины Адмиралтейская (Адмиралтейско-Приновоземельская ВНГО) и Лунинская (Северо-Баренцевская ВНГО). Промышленных залежей нефти и газа в них не обнаруже-

но. Прямых признаков нефтегазоносности данной части акватории также нет. Северная часть Баренцевоморского шельфа до настоящего времени остается недостаточно изученным районом с неясными перспективами нефтегазоносности.

Судить о возможности обнаружения скоплений углеводородов в осадочном чехле акватории позволяют косвенные признаки:

— литологические факторы, такие, как наличие в разрезе осадочного чехла нефтегазопродуцирующих толщ, коллекторов и покрышек, мощность отдельных комплексов и всего осадочного чехла в целом;

— термобарический режим, который создает предпосылки для скорейшего созревания рассеянного органического вещества;

— наличие структурно-тектонических условий как для миграции флюидов (наличие разрывных нарушений и зон трещиноватости, которые могут служить путями вертикальной и латеральной миграции), так и для их аккумуляции (наличие в разрезе ловушек УВ).

Для предварительной оценки нефтегазогеологического потенциала северной части Баренцевоморского шельфа логично воспользоваться результатами битуминологических и газобиохимических исследований, выполненных на островах, обрамляющих его архипелагов — Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, где зафиксированы прямые признаки наличия УВ в разрезе осадочного чехла.

В Северной СФЗ Новой Земли скопления твердых битумов связаны в основном с карбонатными комплексами девонского и каменноугольного возраста.

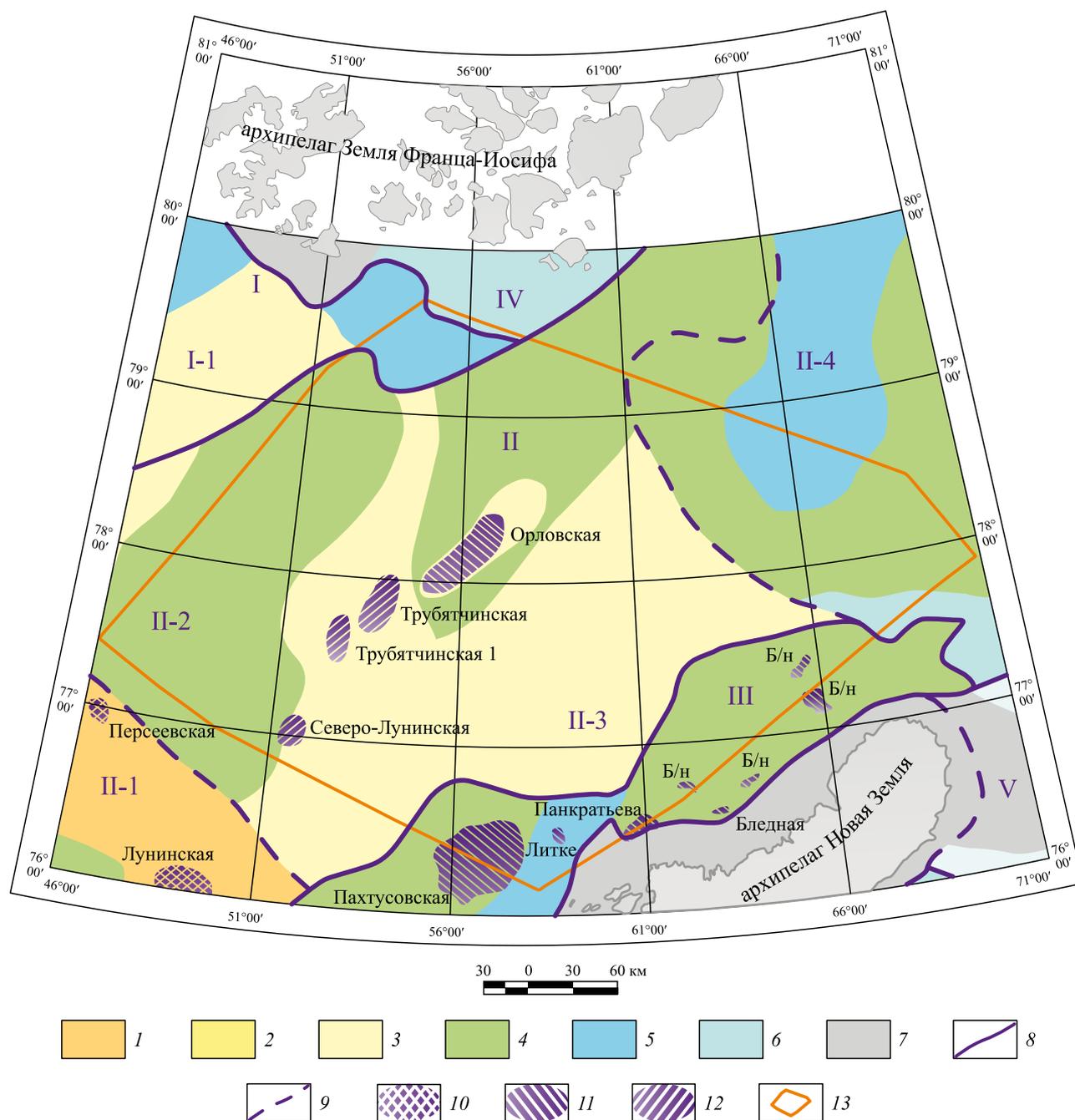


Рис. 2.1. Схема перспектив нефтегазоносности северо-восточного сектора Баренцева моря [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004]

I — Западно-Баренцевская НГП; I-1 — Центрально-Баренцевская ПНГО; II — Восточно-Баренцевская НГП; II-1 — Штокмановско-Лунинская НГО, II-2 — Северо-Баренцевская ВНГО, II-3 — Альбановско-Горбовская ВНГО, II-4 — ВНГО Святой Анны; III — самостоятельная Адмиралтейско-Приновоземельская ВНГО; IV — самостоятельная ВНГО Земли Франца-Иосифа; V — самостоятельная ВНГО Северо-Сибирского порога.

1–6 — плотность прогнозных ресурсов нефти и газа (в тыс. т/км²): 1 — от 100 до 200, 2 — от 50 до 100, 3 — от 30 до 50, 4 — от 10 до 30, 5 — от 5 до 10, 6 — от 3 до 5; 7 — площади, бесперспективные в отношении нефтегазоносности; 8, 9 — нефтегазогеологические границы: 8 — нефтегазоносных провинций, 9 — нефтегазоносных областей; 10–12 — нефтегазоперспективные структуры: 10 — структуры с ресурсами категории D1, 11 — структуры с ресурсами D2, 12 — структуры с невыясненными ресурсами; 13 — район исследований

Осадочный чехол Новоземельской складчатой системы мощностью около 20 км формировался в период от позднего протерозоя до триаса преимущественно морских, реже прибрежно-морских и континентальных условиях. В нижней части разреза осадочного чехла (до уфимского яруса перми) развиты темноцветные глинистые, кремнистые и глинисто-карбонатные толщи, сформированные в застойных обстановках с восстановительными условиями, благоприятными для захоронения рассеянного органического вещества (РОВ) сапропелевого типа. Содержание $C_{\text{орг}}$ в глинистых и глинисто-карбонатных породах ордовика и силура составляет от 0,1 до 3,91%, девона и карбона — от 0,5 до 7,65%, перми — от 0,39 до 2,69%. Наиболее высокие содержания $C_{\text{орг}}$ (2,01–13,11%) характерны для углеродисто-глинисто-кремнистых пород клоковской свиты верхнего девона и черняковской серии нижнего карбона [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992].

Верхняя часть разреза осадочного чехла представлена терригенными образованиями поздней перми — раннего триаса, которые накапливались в глубоководных морских, мелководных и континентальных обстановках. Для них характерно формирование смешанного РОВ (сапропелево-гумусовый). При этом в верхней части разреза преобладает гумусовый тип ОВ. Содержание $C_{\text{орг}}$ в породах составляет от 0,028 до 5,57 и даже до 51,58%. Максимальные величины характерны для углистых аргиллитов. Таким образом, нижняя часть разреза осадочного чехла может рассматриваться как преимущественно нефтепроизводящая, а верхняя — как газопроизводящая.

К северу от залива Русская Гавань в девонских, каменноугольных и пермских толщах катагенетические процессы проявлены слабо, судя по отражательной способности витринита. В этой части разреза степень зрелости РОВ соответствует стадиям $МК_{5-2}$ -ОС-Ж мезокатагенеза, что подтверждается относительно повышенным выходом битумоида А (0,01–0,02%). Если судить в целом, процессы нефтегазообразования в осадочных толщах Новой Земли находятся на стадии завершения главных фаз нефте- и газообразования [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992; Журавлев, 1993; Виленский и др., 2001; Бро, Дибнер, 1994].

Еще в 50-х годах прошлого века на островах ЗФИ в магматических породах Н.Л. Лупанова

описала так называемые шпирьы. Последующие исследования установили, что все эти проявления графитоподобных веществ относятся к твердым битумам. В середине 90-х годов геохимико-битуминологические исследования на архипелаге были продолжены специалистами ВНИГРИ и ПМГРЭ. Изучались осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические породы.

В разрезе осадочного чехла архипелага Земля Франца-Иосифа выделены возможно нефтегазоматеринские отложения среднего триаса (нижняя часть анизийского и средняя часть ладинского ярусов) и средней–поздней юры. В среднетриасовой части разреза преобладают темно-серые и черные битуминозные аргиллиты, с сапропелевым типом ОВ, преобразованным до градаций $МК_1$ – $МК_2$ мезокатагенеза, что позволяет считать их таким образом способными генерировать УВ. Содержание $C_{\text{орг}}$ в породе составляет около 0,9%. В песчаниках и алевролитах, обладающих пористостью, зафиксированы битумы. По составу эти битумы относятся к окисленным мальтам и асфальтам (содержание масел 38,1–47,6%) [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992; Журавлев, 1993; Виленский и др., 2001; Бро, Дибнер, 1994; Сороков и др., 1988; Войцеховская, 1985].

Материнские породы средней–верхней юры относятся к нортбрукской толще, представленной темными битуминозными аргиллитами и глинами морского генезиса и по составу сходны с верхнеюрской свитой Агардфьеллет (Agardfjellet) восточного Шпицбергена, где ОВ сапропелевого типа достигло градаций $МК_1$ мезокатагенеза. Возможно, породы аналогичны битуминозным аргиллитам баженовской свиты волжского яруса, распространенным на всей акватории Баренцева моря, и не только. Содержание $C_{\text{орг}}$ в глинах нортбрукской толщи составляет 5–7%, а выход первично-миграционных мальт и асфальтов — не менее 0,07% [Виленский и др., 2001; Грамберг и др., 2001; Данюшевская 1995]. Подробное описание битумопроявлений в отложениях триаса на архипелаге Земля Франца-Иосифа приводится ниже.

В качестве нефтегазоматеринских толщ в разрезе непосредственно Баренцевоморского шельфа выделяются известняки верхнего девона (доманикового типа), аргиллиты нижнего карбона (визейский ярус), карбонатно-глинистые отложения нижней и верхней перми, глины и аргиллиты среднего и верхнего триаса, битуминозные

верхнеюрские глины и глинистые горизонты мелового возраста. При этом распределение по разрезу РОВ контролируется палеофациальными условиями. Так, в глубоких впадинах и прогибах, существовавших в позднем девоне, раннем карбоне, ранней перми, поздней юре и раннем мелу, концентрируется ОВ сапропелевого типа, тогда как гумусовое ОВ содержится в верхнепермских и триасовых отложениях, сформировавшихся в прибрежно-морских условиях [Граммберг и др., 2001; Клубов и др., 1999; Методические указания..., 1988].

Восточно-Баренцевский мегапрогиб характеризуется значительной мощностью осадочного чехла (до 15 км). В результате выполненных в разные годы на шельфе Баренцева моря поисково-разведочных работ на нефть и газ, в осадочном чехле акватории выделяются ордовикско-доверхнедевонский, верхнедевонско-нижнепермский, верхнепермский, триасовый, юрско-неокомский и меловой нефтегазоносные (НГК) и перспективные нефтегазоносные комплексы (ПНГК) [Государственная геологическая карта..., Т-41-44, 2004; Государственная геологическая карта..., Т-37-40, 2004].

Ордовикско-доверхнедевонский НГК изучен только сейсмическими методами. На большей части акватории отложения расположены на недостигнутых бурением глубинах (более 7000 м). Глубины залегания кровли комплекса изменяются от 4000 м в районе ВНГО Земли Франца-Иосифа и самой приподнятой части Адмиралтейского поднятия до 15 км в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. Мощность отложений изменяется от 500 до 3000 м. Предполагается, что в составе комплекса преобладают карбонатные отложения.

В Северной СФЗ Новой Земли в районе залива Иностранцева (мыс Балашова) в этом комплексе отложений фиксируются проявления жидких углеводородов — вязких смолистых мальт, которое приурочено к пачке тонкого переслаивания алевролитов и серовато-коричневых известняков нижнего девона. Проявление локализовано в зоне тектонического нарушения, где вмещающие породы смяты в мелкие складки. В ядре одной из этих складок залегает прослой известняков мощностью 15–20 см с маслянистыми пятнами и потеками вязкого смолистого битума. Содержание $C_{орг}$ в известняках составляет 0,57%, выход битумоида А (ХБА) — 0,11%. По данным лабораторных исследований ВНИГРИ, битум представляет собой вязкую мальту и содержит: масел — 48,5%,

смоляных и спиртобензоляных — 19,6 и 16,5% соответственно, асфальтовых кислот — 3,3%, асфальтенов — 12,1%. В составе преобладают метаново-нафтеносы УВ, присутствуют ароматические соединения (в основном бензоляные и пиреновые) [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992; Журавлев, 1993; Виленский и др., 2001; Бро, Дибнер, 1994].

В пределах района работ ожидается обнаружение как структурных, возможно, тектонически экранированных ловушек, так и комбинированных литолого-стратиграфических ловушек, связанных с рифовыми массивами, латеральными фациальными изменениями, а также с выклиниванием пластов-коллекторов на склонах сводовых поднятий (Земля Франца-Иосифа и Адмиралтейский мегавал). Тип коллекторов поровый, трещинный и смешанный. Покрышками могут служить горизонты непроницаемых пород в составе комплекса.

Верхнедевонско-нижнепермский НГК сложен преимущественно карбонатными отложениями, среди которых, по данным сейсморазведки МОВ ОГТ, предполагается широкое развитие рифовых массивов. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 3000 м в районе ВНГО Земли Франца-Иосифа и приподнятой части Адмиралтейского поднятия до 11 км — в Восточно-Баренцевском мегапрогибе. Максимальных величин (2000–2500 м) мощности отложений комплекса достигают в Восточно-Баренцевском мегапрогибе, сокращаясь в его бортовых частях и в районе ВНГО Земли Франца-Иосифа и Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО до 750–1000 м [Сороков, Краснова, 1993; Бро, 1995; Буглак, Панова, 1990].

Предполагается распространение литолого-стратиграфических ловушек, связанных с рифовыми постройками, а также с выклиниванием отдельных пластов коллекторов на склонах поднятий; не исключается обнаружение ловушек структурного типа. Тип коллекторов порово-трещинный. В качестве покрышек могут рассматриваться глинистые горизонты нижней–верхней перми.

Верхнепермский НГК залегает на глубинах от 2000 до 8000 м. Мощности НГК изменяются от 500 до 3000 м. Максимальные мощности НГК, по данным сейсморазведки, наблюдаются в Восточно-Баренцевском мегапрогибе.

На глубинах, доступных для бурения, отложения верхнепермского НГК залегают в ВНГО

Земли Франца-Иосифа, Адмиралтейско-Приново-земельской ВНГО и в северной части Альбановско-Горбовской ВНГО. Емкостные свойства пород-коллекторов в данном интервале высокие, в особенности туфогенно-осадочных пород, однако по результатам бурения скважины Адмиралтейская в отложениях комплекса промышленных залежей УВ не обнаружено.

В Восточно-Баренцевской НГП в этой части разреза осадочного чехла (по аналогии с Адмиралтейским валом, где породы вскрыты глубоким бурением) предполагается развитие терригенных отложений. Ожидается наличие ловушек структурного типа, возможно, тектонически экранированных, а также ловушек литологического типа, связанных с фациальными неоднородностями разреза или с выклиниванием отдельных пластов-коллекторов. Тип коллектора — поровый или порово-трещинный. Коллекторами могут служить песчаники и алевролиты верхней перми, покрышками — глинистые отложения верхней перми — нижнего триаса.

Триасовый НГК доступен для бурения на всей рассматриваемой территории. Кровля комплекса залегает на глубинах от 1000 до 3000 м. Лишь в Северо-Баренцевской НГО подошва триасовых отложений располагается глубже 7000 м. Мощности НГК изменяются от менее 500 м в районе поднятий ВНГО Земли Франца-Иосифа и Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО до 6500 м — в Восточно-Баренцевской НГП.

Триасовые отложения изучены по материалам глубокого бурения в российском (24 скважины) и норвежском (около 50 скважин) секторах Баренцева моря. Породы имеют значительные мощности и широкое распространение. Разрез сложен преимущественно песчаниками, алевролитами и глинистыми породами. Комплекс характеризуется наличием высоко- и среднеёмких коллекторов. В разрезе присутствуют как локальные, так и региональные глинистые покрышки. Песчаные породы в триасовом НГК составляют 17–20% от общей мощности разреза, что создает благоприятные условия для экранирования залежей. Дополнительным фактором, улучшающим условия сохранности залежей УВ в осадочном чехле Восточно-Баренцевского мегапрогиба и способствующим формированию ловушек, может считаться внедрение в осадочный чехол магматических образований [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992;

Журавлев, 1993; Виленский и др., 2001; Бро, Дибнер, 1994].

В триасовой части разреза зафиксированы многочисленные проявления жидких и газообразных УВ на архипелаге Земля Франца-Иосифа [Клубов и др., 1999]. Сам факт этих проявлений свидетельствует о насыщении углеводородами разреза осадочного чехла.

В 1978 г. Д.В. Сергеев [Преображенская и др., 1985] установил выделения битумов в песчаниках верхнего триаса в скважине Северная на о-ве Грэм-Белл (интервал 1150,2–1162,4 м). В 1980 г. Е.Г. Бро в песчаниках карнийского возраста из скважины Хейса (интервал 1429,7–1432,6 м) обнаружил бурый налет, который после отмывки его хлороформом люминисцировал голубовато-серым цветом [Бро и др., 1982, ф]. В этой же скважине в 1989 г. при описании керн с глубины 2991,9–3001,7 м Э.Н. Преображенская зафиксировала запах керосина.

На архипелаге были установлены поверхностные проявления горючего газа и в естественных обнажениях. На пляже о-ва Хейса отмечены газовые воронки, в пробах из которых содержится от 2,7 до 2,9% метана. Периодические выделения газа наблюдались в прибрежной части на о-ве Земля Георга (бухта Соммервиль) в небольшом озерке на абсолютных отметках около 37 м [Супруненко и др., 1998; Войцеховская, 1985; Бро, Дибнер, 1994].

Кроме того, в процессе бурения трех параметрических скважин на архипелаге Земля Франца-Иосифа были получены газопроявления. При дегазации бурового раствора в скважине Нагурская определены: метан, этан и углекислый газ, а также гелий, в количестве 0,188 см³/л. Из обсаженной скважины на о-ве Хейса газ был получен пластоиспытателем из следующих интервалов: 3005–3014, 2802–2814 и 2574–2578 м, в составе газа преобладают метан (88–91%) и этан. В скважине Северная газ получен в шести испытанных интервалах: 1930–1943, 1949–1990, 2015–2032, 2535,5–2749, 2872–2964 и 3148–3224 м. В пробе из последнего интервала (индский ярус нижнего триаса) метан составил 80 об. %.

Среди осадочных пород наибольший поисковый интерес вызвали песчаники верхнего триаса с хорошими фильтрационно-емкостными свойствами. Именно в них, в непосредственной близости к дайкам долеритов, которые пронизаны гидротермальными жилами с нефтепроявлениями, отмечено битумонасыщение (острова Земля Вильчека, Альджер, Ньюкомба, Ла-Ронсьер, Хей-

са, Грезм Белл, и др.). Песчаники полевошпат-кварцевые, с порово-базальным цементом, частично выщелоченным и замещенным битумом от окисленных малт и асфальтов до асфальтитов. Битумонасыщенность увеличивается по мере приближения к гидротермальным жилам долеритовых даек.

На островах Альджер, Ньюкомба и Чамп были отобраны образцы туфов, которые обладают заметной пористостью и трещиноватостью. Отдельные поры и трещины выполнены коричневыми и черными битумами, среди которых преобладают асфальты и асфальтиты. В перекрывающих песчаники и туфы магматических породах, на большинстве исследованных островов, обнаружены битумы от малт-асфальтитов до керитов и низших антраксолитов.

Кроме того, установлено, что поступление этих веществ в породы происходило в несколько этапов. Подавляющая часть образцов отобрана из силлов и даек и относится к долеритам, которые имеют шпирово-каверново-поровую и трещиноватую структуры. Наибольшей битумонасыщенностью характеризуются образцы брекчированных пород, взятые вблизи разрывных нарушений и в самих гидротермально измененных дайках. Битумы выполняют поры, каверны и трещины, преобладают черные битумы типа асфальтитов, керитов и антраксолитов. В юго-западной части о-ва Земля Вильчека в поле выхода долеритов и долерито-базальтов на протяжении 4,5–5 км фиксируются активные проявления газированных окисленных нефтей и малт [Клубов и др., 1999].

Кроме исследований на дневной поверхности, в разные годы было выполнено частичное донное опробование акватории, которое позволило провести газомикробиальный и битумологический анализы. В проливе Кембридж зафиксированы следующие концентрации углеводородных газов: метан — 1,414 см³/кг, этан — 0,0381 см³/кг, этилен — 0,00058 см³/кг, пропан и пропилен в сумме — 0,0252 см³/кг. В трех пробах выделены: изобутан — до 0,05 см³/кг и н-бутан — до 0,1234 см³/кг. Углеводородокисляющие организмы обнаружены во всех пробах. Битуминологическими исследованиями донных осадков установлено постепенное повышение выхода битумоидов (ХБА) сверху вниз к более глубоким интервалам. В том же направлении увеличивается содержание С_{орг}. Наиболее высокое содержание С_{орг} и ХБА установлено к восто-

ку от ЗФИ, где оно равно 1,5 и 0,06% соответственно [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992; Журавлев, 1993; Виленский и др., 2001; Бро, Дибнер, 1994].

В 1994 г. было проведено геохимическое опробование плейстоцен-голоценовых отложений в желобе Святой Анны. Содержание ХБА в осадках составило от 0,01 до 0,07% и С_{орг} до 1,68%. По результатам группового и хроматографического анализов, ХБА соответствуют сильно осмольненным асфальтам и асфальтитам метаново-нафтенного состава — содержание масел 14,5–33,9% (в которых 64,2% метанонафтенного ряда); а асфальтенов — 19,4–21,1%. В маслах некоторых ХБА преобладают ароматические УВ (61,2–63%). По результатам исследований в районе зафиксировано повышенное содержание гелия, что, вероятно, свидетельствует о наличии здесь крупных коровых тектонических нарушений.

По данным А.Н. Тараховского с соавторами [1980], пористость пород-коллекторов на Земле Франца-Иосифа составляет в среднем от 1–2 до 17–18%, для песчаников среднего триаса — 5% при проницаемости до 7,2 мД, для базальтов и туфов (К₁?) пористость 2–6% при проницаемости до 0,5 мД. По измерениям в керне, верхнетриасовые песчаники имеют пористость 5–15%, редко 20%, проницаемость обычно до 0,1 мД, иногда до 10 мД и более, что, вероятно, обусловлено трещиноватостью пород.

В норвежском секторе в триасовом НГК открыто три месторождения (7226/11-1, Голиаф и 7228/7-1). Возраст продуктивных отложений ладин-карний. Пористость коллекторов составляет 15–20%, мощность 10–150 м. В российском секторе открыто два месторождения: Мурманское и Северо-Кильдинское. Продуктивными являются ладинские и верхнеоленекские отложения. Пористость коллекторов — до 20% [Государственная геологическая карта..., Т-41-42, 1992; Журавлев, 1993; Виленский и др., 2001; Бро, Дибнер, 1994].

В пределах Восточно-Баренцевской НГП пористость индских коллекторов составляет 5%, а в Западно-Баренцевской НГП триасовые отложения могут содержать коллекторы с высокими фильтрационно-емкостными свойствами (К_п до 20%).

В триасовой части разреза предполагается обнаружение в основном структурных тектонически экранированных ловушек. В данной части разреза

экранами могут служить как разрывные нарушения, так и интрузивные тела (дайки, штоки и силлы). Коллекторами здесь могут служить как песчано-алевритовые, так и туфогенно-вулканогенные породы, слагающие эти силлы, дайки и штоки (по аналогии с архипелагом Земля Франца-Иосифа). Тип коллектора вероятнее всего порово-трещинный.

Распространение юрско-неокомского (барремского) НГК определяется амплитудой поздне-мелового-кайнозойского подъема, уничтожившего отложения на значительной части Западно-Баренцевской НГП, ВНГО Земли Франца-Иосифа и Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО. Мощность юрских отложений увеличивается в сторону Восточно-Баренцевского мегапрогиба, где достигает 1000 м. Отложения представлены преимущественно песчаниками, алевритами и глинистыми породами. Комплекс характеризуется наличием высоко- и среднеёмких коллекторов, в разрезе присутствуют «надежные» флюидоупоры [Бро, 1995; Буглак, Панова, 1990].

В норвежском секторе Баренцева моря (впадина Хаммерфест) открыто 14 месторождений УВ. Залежи норвежского сектора преимущественно газовые, приурочены к пластам песчаников ранне-среднеюрского возраста (геттанг-байос). Пористость песчаников изменяется от 10 до 25%. Лучшими коллекторами в разрезе являются песчаники прибрежно-морского генезиса формации Stø (верхний плинсбах — байос) [Бро, 1995; Буглак, Панова, 1990].

В пределах Штокмановско-Луниинской НГО к юрско-барремскому НГК приурочены газоконденсатные месторождения: уникальное Штокмановское и крупное Ледовое, а также крупное газовое Лудловское. Продуктивные пласты-коллекторы сосредоточены в стратиграфическом диапазоне от аалена до келловея. Суммарная мощность продуктивной толщи песчаников составляет около 600 м. Глубина залегания продуктивных отложений — 1400–2500 м.

Среднеюрская толща по составу отложений делится на две части: келловейскую и аален-батскую. Келловейская часть представлена глинами с отдельными, иногда довольно мощными, прослоями песчаников и алевритов и содержит пласт Ю₀ мощностью до 75 м, продуктивный на Штокмановской и Лудловской площадях. Пласт Ю₀ сложен песчаниками кварцевыми, в основном среднезернистыми, в различной степени сортированными, с глинистым, редко кар-

бонатным цементом. Пористость продуктивных песчаников составляет 17–24%. Аален-батская толща представлена неравномерным чередованием песчаников, алевритов и глинистых пород и содержит пласты Ю₁, Ю₂, Ю₃, продуктивные на Штокмановском и Ледовом месторождениях. Нижнеюрские отложения, изученные в Штокмановско-Луниинской НГО, представляют собой мощную песчаную толщу с редкими и маломощными прослоями аргиллитов.

Севернее Штокмановско-Луниинской НГО, в Северо-Баренцевской и в Альбановско-Горбовской НГО, ожидаются более мористые обстановки осадконакопления и общая глинизация юрского разреза. Таким образом, предполагается более древний возраст возможно продуктивных отложений, чем на Штокмановско-Луниинском порог.

Перспективность НГК уменьшается в районе поднятия ЗФИ и Адмиралтейского мегавала, где по сейсмическим данным установлено эрозионное срезание глинистой верхнеюрской покрывки, а в сводовых частях поднятий — полное отсутствие отложений юры-неокома.

В отложениях комплекса предполагается обнаружение ловушек сводового типа, возможно, тектонически экранированных (юрская часть разреза). Поскольку неокомские отложения характеризуются клиноформным строением, здесь предполагается развитие в основном литолого-стратиграфических ловушек, связанных с выклиниванием, латеральным замещением или эрозионным срезом пластов коллекторов. Предполагаемый тип коллектора — порово-трещинный; коллекторами могут служить песчано-алевритовые породы юрского и неокомского возраста, покрывками — глинистые пачки юры-неокома.

Меловой ПНГК включает апт-альбские и верхнемеловые отложения, которые характеризуются неравномерным чередованием песчаников, алевритов и глин. Отложения мелового перспективно нефтегазоносного комплекса имеют широкое распространение на большей части Баренцевского региона. Максимальные мощности ПНГК (до 1200 м) зафиксированы в Восточно-Баренцевской НГП [Ступакова, Кирюхина, 2001].

Меловой перспективный НГК является толщей, лишенной надежных региональных покрывок на всем шельфе Баренцева моря, что и определяет отсутствие в нем промышленных залежей УВ. Существенное отрицательное влияние на сохранность залежей в этом комплексе оказали подъ-

ем и эрозия практически всей поздне меловой–кайнозойской части разреза.

На рассматриваемой площади перспективы нефтегазоносности меловой части разреза оцениваются как невысокие, однако полностью не исключаются, так как сохраняется возможность существования локальных покрышек. Возможно развитие ловушек структурного и литологического типов. Коллекторами могут быть песчаники и алевролиты, покрышками — глинистые отложения мелового возраста.

Таким образом, в пределах Восточно-Баренцевской НГП наиболее перспективными является триасовый и юрско-неокомский НГК. К последнему приурочено 75% от общей величины начальных суммарных ресурсов (НСР). В составе ресурсов преобладают газовые (91%). ВНГО поднятия Земли Франца-Иосифа характеризуется на-

личием большого количества разрывных нарушений, что может играть как положительную, так и отрицательную роль. В составе ресурсов прогнозируется большая доля свободного газа, чем нефти. Наиболее перспективным является триасовый НГК. К нему приурочено 33% от общей величины НСР. На большей части Адмиралтейско-Приновоземельской ВНГО отсутствуют меловые, юрские и верхнетриасовые отложения. Большая часть прогнозных ресурсов (70%) приурочена к ордовик-доверхнедевонскому и верхнедевонско-нижнепермскому НГК. В составе ресурсов преобладают газовые (90%).

Приведенный анализ основных параметров геологического строения позволил определить основные направления исследований, в том числе комплекс специализированного геолого-геофизического программного обеспечения.

Глава 3

Методология и методика геолого-геофизических работ

Компонентами проведения комплексных геолого-геофизических работ являются рассмотренная выше дифференциация составляющих геологического разреза по структуре и физическим параметрам, а также выбор технологических средств, обеспечивающих необходимую разрешающую способность. В комплекс были включены сейсмические, гравимагнитные и геотермические наблюдения.

Традиционная методика работ потребовала определенных усовершенствований, что связано с необходимостью повышения разрешающей способности методов и более корректной интерпретации, ввиду расширения спектра поставленных задач.

Сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в районе исследований, на восточном борту Северо-Баренцевской впадины, выполнялись на НИС «Профессор Куренцов» в два этапа (о чем подробнее будет сказано ниже). Оба эти этапа дали основной фактический материал для дальнейших построений.

С учетом того, что аппаратура и методика применения сейсморазведки на втором этапе исследований существенно усовершенствовались, от авторов потребовалась разработка алгоритма объединения информации, полученной на обоих этапах полевых работ, в единое целое. Для решения этой методологической и технологической задачи потребовалось разработать способы совместного анализа информации разного уровня и создать соответствующие алгоритмы обработки и интерпретации данных.

Геофизические наблюдения сопровождалось геодезическими работами, обеспечивающими:

— определение координат точек геофизических наблюдений;

— вывод судна в заданные точки;
— точное вождение судна по профилям;
— непрерывное эхолотирование на геофизических профилях.

Для решения этих задач использовалась интегральная навигационная система “SPECTRA”, предназначенная для проведения как 2D, так и 3D сейсмических работ. Для измерения глубин применялся эхолот “Navisound 420DS” фирмы “Reson”. Для обработки навигационных данных использовались специализированные программы SEISPOS и P1Tools. Программа SEISPOS предназначена для обработки материалов наблюдений и была разделена на восемь этапов.

1. Input P2 — ввод и редактирование файла p294 с учетом фактических начала (SOL) и окончания (EOL) линии профиля.

2. Header Difference — сравнение заголовков двух разных файлов p294, относящихся к одному проекту, для выявления возможных ошибок.

3. Create 2D nodes & Observations — приведение текущих данных файла p294 к виду наблюдений 2D, необходимому для дальнейшей обработки.

4. Interactive Data Precondition — обработка данных, представленных в графическом виде, удаление выбросов, применение линейной интерполяции и цифровых фильтров.

5. Compute Compass Biases — расчет отклонений в показаниях компасных заглубителей сейсмокоды.

6. Network Adjustment — расчет координат опорных точек на основе обработанных данных наблюдений.

7. Quality Control — автоматический контроль качества материала путем расчета отклонений основных параметров на протяжении всего профиля.

8. Output P190 — создание файла формата P190 (SPos) на основе обработанных данных файла формата p294.

На основе полученных данных составились: реестр отработанных профилей, а также схема отработанных профилей, построенная с помощью ГИС ArcView.

3.1. Сейсморазведка МОВ ОГТ 2D

Для обработки материалов МОВ ОГТ были созданы способы приведения сейсмических данных к одному пространственному уровню в условиях меняющейся в разные периоды суток глубины моря.

Первый этап полевых работ в 2006 г. проводился с использованием отечественной аппаратуры и оборудования, изготовленного в г. Геленджике ООО «СИ Технолоджи-инструментс».

Ниже приведены основные технические характеристики применявшейся аппаратуры и оборудования.

Фактически, в полевых условиях аппаратура и оборудование имели следующие технические параметры:

— сейсмостанция XZone™ Bottom Fish (двухмашинная конфигурация с версией программного обеспечения Frame v1.1.0.10/17.05.2004);

— цифровая сейсмическая коса Xzone (tm) Bottom Fish с базой группирования 12,5 м и длиной активной части 6000 м, которая буксировалась на глубине 8–9 м, минимальная кратность наблюдений была равна 120;

— контроллер позиционирования косы DigiCOURSE, количество заглубителей на косе 22, тип DigiCOURSE model-5010 и 5011;

— контроллер пневмоисточников HydraPulse 150 (X/R) с версией программного обеспечения MiniPulse 150R v2.c Issue 5;

— две линии по десять пневмоисточников (ПИ) BOLT1900 LL-X и BOLT1500 LL-X. Суммарный рабочий объем 3400 кубических дюймов при рабочем давлении воздуха 2000 psi. Давление в ПИ отклонялось от номинала менее чем на 10%. Заглубление массива 6 м.

Полученная информация записывалась на картриджи 40/80 Gb HP DLT IV™ 8000 и SONY DL4TK88 в формате SEG-D 8058. (rev.1). Длина записи 8 с. По каждому отработанному профилю

был выведен разрез ОНП с пятого сейсмического канала косы.

Все сейсмические материалы проверены контрольным чтением полевых ленточных картриджей на системе контроля качества QC.

До начала работы на проектных профилях проводились опытно-методические работы (ОМР) для решения следующих задач:

— настройки и задания пьезокосы;

— выбора глубины погружения и объема линий пневмоисточников;

— отладки и настройки в азимутальном и вертикальном направлениях с помощью компасных заглубителей косы и программы DigiCOURSE.

Для каждой секвенции сохранялись текстовые файлы результатов диагностики сейсмостанции XZone™ Bottom Fish.

Второй этап полевых работ в 2007 г. проводился с использованием новейшего оборудования фирмы “Sercel”:

— сейсмостанции “Seal v.5.1” с системой визуализации “eSQC-Pro v.2.2”;

— цифровой сейсмической косы “Sercel Seal” с длиной канала 12,5 м и длиной активной части 6002,38 м, которая буксировалась на глубине 7–9 м, минимальная кратность наблюдений — 120;

— контроллера позиционирования косы DigiCOURSE с комплектом из 22 заглубителей косы типа DigiCourse 5010 и 5011;

— контроллера пневмоисточников “BigShot” с версией программного обеспечения BigShot v.2.29G,214c;

— массива из 20 пневмоисточников BOLT 1500/1900 LL-X, организованного в две линии по шесть кластеров на линию, суммарным объемом 3400 кубических дюймов, при давлении воздуха 2000 psi (давление в ПИ отклонялось от номинала менее чем на 10%).

Контроль качества сейсмического материала осуществлялся с помощью бортовой рабочей станции Workstation IBM Z-Pro Xeon twin CPU 3.6 GHz.

В процессе работ выполнена набортная обработка сейсмических данных, включающая в себя контроль качества и получение промежуточных суммотрасс, а также копирование данных на магнитные носители. На всех секвенциях выводились контрольные сейсмограммы в количестве одна сейсмограмма на каждые 200 точек сейсмических наблюдений. ОНП, уровень шумов и сигналы вспомогательных каналов (Near Field Hydrophone, Clock Time Break, Field Time Break, Water Break) контро-

лировались в реальном времени на системе визуализации “eSQC-Pro v.2.2”. Периодически сохранялись текстовые файлы результатов диагностики сейсмостанции “Seal v.5.1”. Полученная информация записывалась и дублировалась на картриджи 40/80 Gb HP DLT IVtm 8000 и SONY DL4TK8 в формате SEG-D 8058 (rev.1). Длина записи 8 с.

До начала работы на проектных профилях также были проведены опытно-методические работы с целями, указанными выше

Ниже приведены основные технические характеристики применявшегося оборудования.

Регистрирующая аппаратура

Тип	“Seal v.5.1”
Количество каналов	480 каналов
Длина записи	8 с
Число вспомогательных каналов	15
Частота дискретизации	2 мс
Формат записи	SEG-D 8058 (rev.1)
Накопители	QUANTUM DLT 8000
Система контроля качества (тип)	eSQC-Pro v.2.2

Коса

Тип сейсмической косы	Sercel Seal 24bit digital (Fluid-filled streamer)
Фактическая длина активной части косы (с учетом LAUM)	6002,38 м
Групповой интервал	12,5 м
Длина активных секций	150 м
Количество активных секций	40
Количество каналов в косе	480
Количество каналов в секции	12
Количество гидрофонов в группе	16
Чувствительность гидрофонов	17,4 мкВ/мкБар
Вынос 1-го канала от кормы	150 м
Вынос 1-го канала от центра ПИ	120 м
Глубина буксировки косы	7–9 м
Тип гидрофонов	SLH-20
Диаметр косы	50 мм
Оплётка	Полиуретан, толщина стенки 3,3 мм
Система позиционирования	Линия и катушка связи
Рабочая температура	–10 °С до +40 °С
Температура хранения	–35 °С до +60 °С
Максимальная рабочая глубина	< 30 м
Максимальная нерабочая глубина	> 250 м

Тип заполнителя	ISOPAR M
Вес заполненной секции на воздухе	320 кг
Вес пустой секции на воздухе	172 кг
Рабочее натяжение	до 3000 daN
Предельное натяжение	> 10 000 daN
Контроллер позиционирования глубины	DigiCOURSE
Заглубители косы (типа)	Digicourse 5010 и 5011

Система возбуждения упругих колебаний

Тип источников	BOLT 1500/1900 LL-X
Количество источников в одной линии	10
Используемые объемы источников	60; 100; 130; 180; 200 и 300 дюйм ³
Погрешность срабатывания ПИ	±1,5 мс
Максимальный рабочий объем	3400 дюйм ³
Рабочее давление на выстреле	2000 psi
Рабочее заглубление линии	7 м
Интервал возбуждения	25 м
Система буксировки	Норвежский буй А6
Вынос центра ПИ от кормы	30 м
Конфигурация одной линии	4 кластера, 2 одиночки
Конфигурация	Линейный резонансный источник
Управление источниками	BigShot v.2.29G,214c
Контроль качества	BigShot v.2.29G (MS-DOS)
Компрессоры	ЕК-30-А-1 (4 единицы) ЕК-30-А-2 (2 единицы)
Объем компрессоров	3400 дюйм ³
Давление	2000 psi

Все полевые сейсмические работы проводились по стандартной методике, применяемой различными исполнителями при работе на акваториях.

3.2. Надводная гравиметрическая съемка

Гравиметрические наблюдения были выполнены на НИС «Профессор Куренцов» по сети 25×50 км. Измерения производились двухсис-

темным, гиростабилизированным гравиметром «Чекан-АМ». Аппаратура размещалась в гирокомпасном отделении, вблизи метacentра судна с целью уменьшения влияния возмущающих ускорений.

Комплект аппаратуры «Чекан-АМ» подготовлен к морским работам в ФГУП ЦНИИ «Электроприбор». Для увязки сети и контроля качества пройдены контрольные профили. Объем наблюдений 7000 пог. км.

Съемка производилась в комплексе с сейсморазведкой МОВ ОГТ, гидромагнитными наблюдениями и эхолотированием дна на средней скорости 4,5–5,5 узлов. Гравиметрическая съемка была обеспечена опорными наблюдениями у причала в порту Киркенес (Норвегия). Измерения выполнены в одном звене продолжительностью 36 суток.

Регистрация наблюдений осуществлялась в цифровой форме. Дискретность опроса гравиметра 1 Гц. Первичная обработка измерений производилась программным модулем SeaGrav. Зарегистрированная информация выводилась на мониторе для контроля в реальном масштабе времени.

3.3. Дифференциальная гидромагнитометрия

Гидромагнитные наблюдения выполнены в комплексе с сейсморазведкой МОВ ОГТ и надводными гравиметрическими наблюдениями с целью изучения аномального магнитного поля и обеспечения данными магнитометрии глубинных геолого-геофизических построений.

Объем выполненных гидромагнитных наблюдений составлял 7000 пог. км.

Наблюдения магнитного поля проводились по дифференциальной методике градиентометром SeaSpry. Измерительная дифференциальная система состояла в следующем:

— измерительные преобразователи (датчики) буксировались на удалении 170–180 м — первый канал, 190 м — второй канал от кормы судна;

— база дифференциальной установки составляла 10–20 м;

— заглубление датчиков — 1 м;

— удаление навигационной антенны от кормы НИС «Профессор Куренцов» — 43 м.

Цикл измерений магнитного поля на профилях соответствовал проекту и составлял 10 с. Регистрация результатов измерений осуществлялась в

цифровом виде на персональный компьютер с интервалом, соответствующим циклу измерений.

Объем цифровой регистрации наблюдений составил 100%.

Для определения идентичности каналов дифференциальной установки, в процессе проведения полевых работ проводилось измерение магнитного поля с «нулевой» базой. Среднеквадратическая погрешность измерений с «нулевой» базой составила $\pm 0,035$ нТл, при допустимой $\pm 0,5$ нТл.

По результатам оценки качества материалов гидромагнитных наблюдений среднеквадратическая погрешность (СКП) измерений магнитного поля по первому каналу составила $\pm 65,4$ нТл ($n = 99$). После вычисления магнитного поля по градиенту и уравнивания по секущим и рядовым профилям (программа “Region”) среднеквадратическая погрешность составила $\pm 4,2$ нТл ($n = 99$), при проектной ± 10 нТл.

3.4. Геотермические исследования

С 1985 г. во всех российских и международных экспедициях для геотермических исследований мы использовали геотермическую систему «ГЕОС». Первая модификация этого прибора (ГЕОС-1) была разработана на кафедре информационно-измерительной техники Куйбышевского политехнического института [Матвеев, Рот, 1988]. В дальнейшем, постоянное усовершенствование системы «ГЕОС» проводилось в Научно-производственном предприятии «ПАЛС» (г. Самара), которое создали разработчики этого прибора.

Зонд предназначен для автоматического измерения температуры донных осадков, градиента температур на четырех измерительных базах длиной по 0,5 м каждая, теплопроводности осадков на тех же базах, гидростатического давления (глубины), температуры воды, угла внедрения зонда в осадки (угла отклонения от вертикали) и определения на основе полученных данных глубинного теплового потока Земли через дно акваторий. Кроме того, зонд позволяет осуществлять вертикальное температурное зондирование водной толщи до глубины 6 км. Результаты измерений указанных параметров заносятся в память компьютера и отображаются на экране дисплея.

Зонд состоит из погружаемой части и бортового блока, связанных между собой кабель-тросом.

При работах в арктических акваториях мы использовали геофизический кабель КГ-3-60-180. Зонд запитывается от сети переменного тока частотой 50 ± 1 Гц напряжением 220 ± 22 В. Бортовой блок зонда предназначен для работы с персональным компьютером через стандартный порт USB.

Погрешность измерений / разрешающая способность измерения параметров следующая:

- температура, °С — 0,01 / 0,001;
- градиент температур, К/м — 0,002 / 0,001;
- теплопроводность донных осадков, % — 5 / 0,01;
- гидростатическое давление, % — 0,15 / 0,005
- угол внедрения зонда, град. — 1 / 0,1.

Принцип действия системы заключается в том, что все непосредственно измеряемые величины (температура, термоградиент, гидростатическое давление, угол внедрения) в погружаемой части преобразуются в цифровые двоичные коды, которые передаются по проводной линии связи в бортовой блок, а затем вводятся в персональный компьютер для последующей обработки. Полученные данные отображаются на экране дисплея в виде таблиц или графиков, а на их основе автоматически вычисляются значения термоградиента, коэффициента теплопроводности донных осадков и плотности теплового потока на различных базах. Кабель-трос, по которому передается измерительный сигнал, используется также для электрического питания погружаемой части системы.

Основными блоками системы являются погружаемая часть (зонд), бортовой блок и персональный компьютер (рис. 3.1).

Погружаемая часть (зонд) представляет собой герметичный контейнер, к которому пристыкованы два комплекта температурных датчиков (две «косы»): коса термоградиентов и коса теплопроводностей. Обе косы идентичны по конструкции и взаимозаменяемы. Каждая коса содержит распределенный по длине нагреватель, пять температурных сенсоров (через 0,5 м) и микроконвертор, осуществляющий поочередный опрос температурных сенсоров и преобразование их сопротивлений в цифровые коды. В качестве температурных сенсоров применены миниатюрные термисторы, имеющие сопротивление 2 кОм при температуре 25 °С. Различие в функциях двух используемых кос определяется местом их подключения к зонду. В косе для измерения теплопроводности по команде оператора включается ток нагрева.

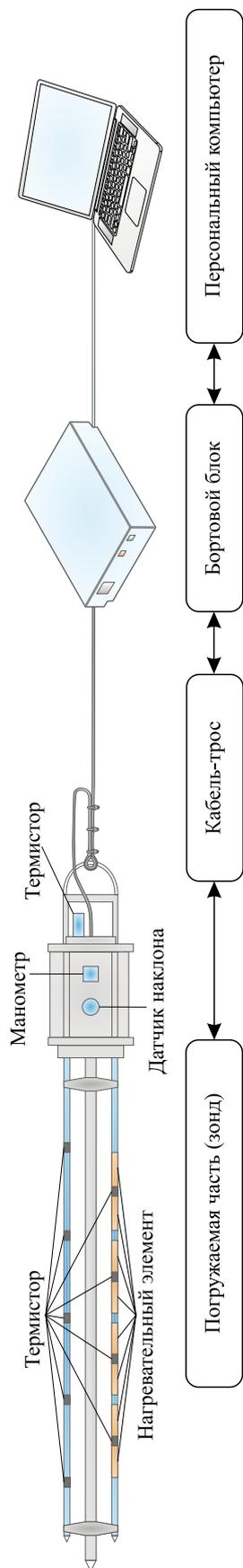


Рис. 3.1. Блок-схема геотермического зонда

В контейнере зонда находятся: датчики гидростатического давления, температуры воды и угла внедрения зонда; микроконвертер, преобразующий сигналы датчиков в цифровые коды, и микропроцессор, обеспечивающий передачу всех цифровых данных по кабелю в бортовой блок.

Бортовой блок обеспечивает передачу измерительной информации, получаемой с зонда, в персональный компьютер и электрическое питание зонда. Кроме того, в бортовом блоке индицируется наличие передачи измерительной информации, а также возникновение отказов в линии передачи (обрыв, короткое замыкание).

3.5. Обработка полевых материалов

3.5.1. Сейсморазведка МОВ ОГТ 2D

Полевые работы на площади исследований проводились в два этапа с разными технологическими средствами, в результате чего отдельные части некоторых профилей были отработаны в разные годы и отличаются как методикой сбора информации, так и способами последующей цифровой обработки.

В 2006 г. в качестве регистрирующего устройства использовалась сейсмостанция “Xzone” (Россия), пневмоисточники “Bolt” (массив из 20 пневмоисточников общим объемом 3400 дюймов³, глубина погружения 6 м), сейсмокоса “Bottom fish” (Россия).

В 2007 г. в качестве регистрирующего устройства использовалась сейсмостанция “Seal v.5.1”, пневмоисточники “Bolt” (массив из 20 пневмоисточников общим объемом 3400 дюйм³, глубина погружения 7 м), сейсмокоса “Sercel Seal” (рис. 3.2). Параметры регистрации в 2007 г. не менялись.

Полевой сейсмический материал был представлен временными разрезами ОНП по всем профилям и сейсмограммами. Обработка первичных сейсморазведочных материалов выполнена в вычислительном центре ОАО МАГЭ в г. Мурманске. В период выполнения обработки произошла модернизация вычислительного центра с переходом на более производительную технику и новое программное обеспечение. При этом часть профилей, отработанных в 2006 г., была обработана на старом обрабатывающем комплексе, с использо-

ванием программного обеспечения PARADIGM FOCUS 4.3.-5.0/Disco12.3. Система обработки базировалась на сервере SGI Origin 200 с двумя рабочими станциями SGI O2.

Основой нового обрабатывающего комплекса является программа обработки PROMAX-2003.19, установленная на LINUX-кластере, построенном на шести серверах Arbyte Alkazar с объемом дисковой памяти 12 Тб и операционной системой RED HAT Enterprise Linux. Обработка на новом комплексе проводилась с сохранением ранее принятого графа. На новом комплексе были обработаны все материалы 2007 г. и частично переобработаны материалы 2006 г.

Обработка сейсмических материалов обычно состоит из четырех относительно автономных этапов. Это ввод данных, предобработка до суммирования, скоростной анализ и FK-фильтрация для подавления кратных волн, суммирование и окончательная обработка суммотрасс с выводом их в виде временных разрезов.

Ввод исходных данных. В качестве входного блока как до, так и после модернизации аппаратного комплекса, применялась DLT-8000 на базе PC Windows 2000. После модернизации появилась возможность с помощью стандартного математического обеспечения считывать первичные материалы непосредственно в базу данных обработки. Однако сделанная ранее в МАГЭ разработка для считывания входных данных через ПК и передача их в виде файлов SEG-Y по сети показала большую гибкость и удобство в работе. Этот вариант при вводе данных остался основным. При этом входные данные формата SEG-D переформатировались на ПК в файлы SEG-Y размером по 2 Гб и передавались по сети в базу данных обработки. Эти файлы также архивировались на DLT-8000, что обеспечивало при необходимости быстрый доступ к исходным материалам.

Обработка до суммирования (предобработка). Изменение дискретности с 2 до 4 мс. Дискретность 4 мс обеспечила работу с частотами сигнала до 125 Гц. Фактически использовались частоты до 80 Гц. В процедуру включался антиалейсинговый фильтр.

Этапами предобработки являлись следующие.

1. Ввод статической поправки для установления соответствия отметки момента на вспомогательном канале и нулевым уровнем времен на сейсмограмме.

2. FK-фильтрация исходных сейсмограмм для вычитания низкоскоростных помех, связанных с

задержками косы и шумом стабилизаторов глубины и прочих некогерентных помех; этот фильтр применялся ко всем исходным трассам несортированных сейсмограмм. При этом полевая сейсмограмма переводится в область F-K, где полезные волны и некогерентный шум оказываются в разных квадрантах плоскости. Это дает возможность проделать фильтрацию по полигону с минимальной потерей полезной информации и усилить регулярные отражения (рис. 3.3).

3. Парное суммирование соседних исходных трасс по приближенной скоростной кривой. Это позволяет без потери информации в два раза уменьшить число исходных трасс (с 480 до 240). При этом расстояние между точками CDP (НСАП) увеличивается с 6,25 до 12,5 м, а кратность остается прежней — 120.

4. Восстановление усиления (Gain compensation — компенсация геометрического расхождения энергии волн).

5. Сортировка сейсмограмм по ОГТ.

Скоростной анализ и ГК-фильтрация. Анализ производился дважды (предварительный и уточняющий), с шагом 2,5 км (через 200 точек CDP). Во время предварительного скоростного анализа выбирались приближенная скоростная кривая и разделительная скоростная кривая, которая была несколько смещена относительно основной скоростной кривой в сторону малых скоростей и использовалась при ГК-фильтрации для ослабления кратных волн-помех. Для более надежного определения подсуммировались 11 трасс CDP и вводились кинематические поправки с различными скоростными законами.

а



б



Рис. 3.2. НИС, использованные для получения данных (а) и геофизическая аппаратура (б)

1 — сейсмодоска “Sergel Seal”; 2 — пневмоисточники “Bolt” (массив из 20 пневмоисточников общим объемом 3400 дюймов³, глубина погружения 7 м); 3 — гравиметр «Чекан-АМ» (ФГУП ЦНИИ «Электроприбор»); 4 — градиентометр “SeaSpry”



Рис. 3.5. Сравнение суммы до (а) и после (б) вычитания кратных волн с помощью FK
Пояснение см. в тексте

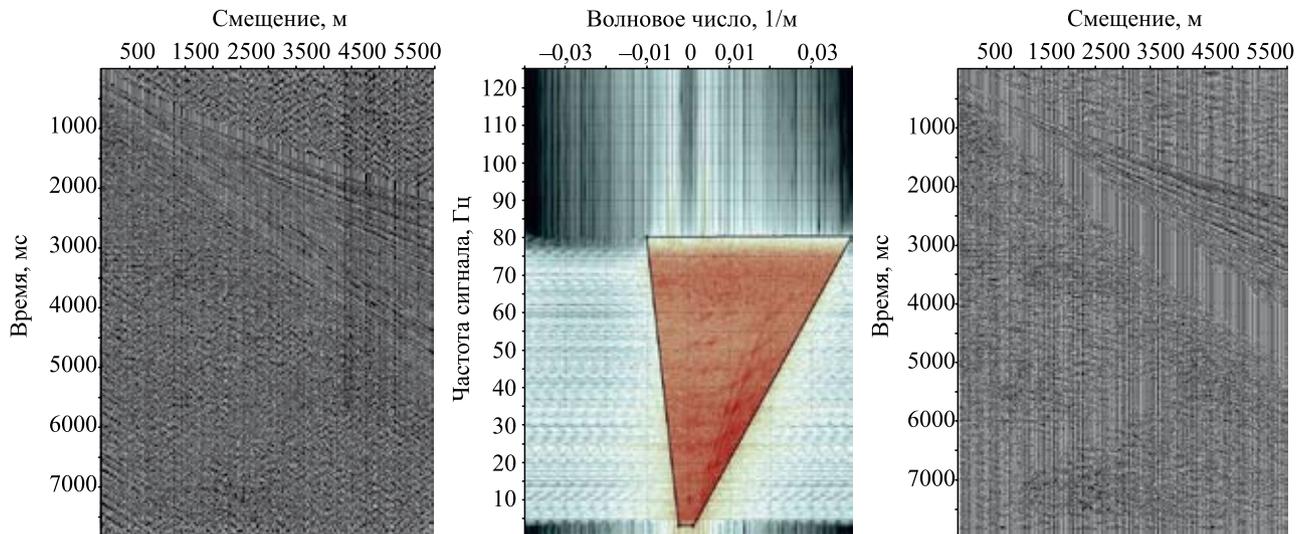


Рис. 3.3. Пример фильтрации сейсмограммы в области FK
Пояснение см. в тексте

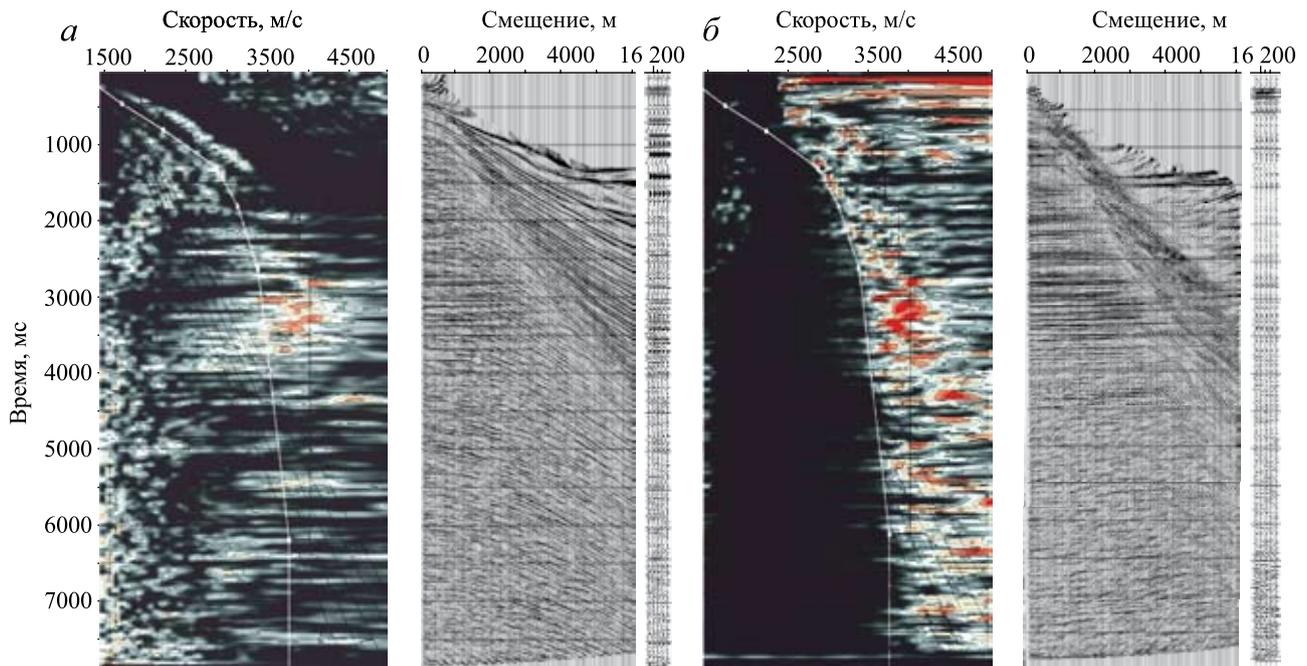
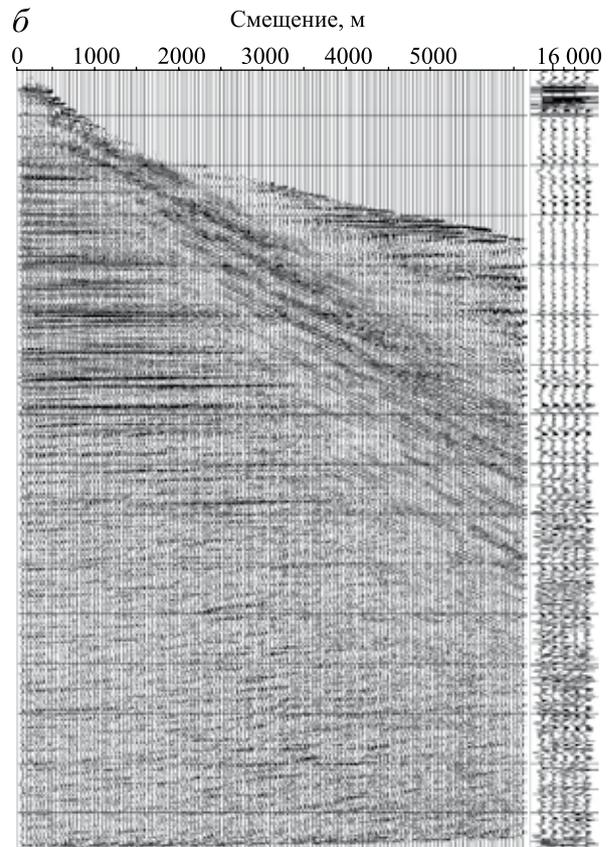
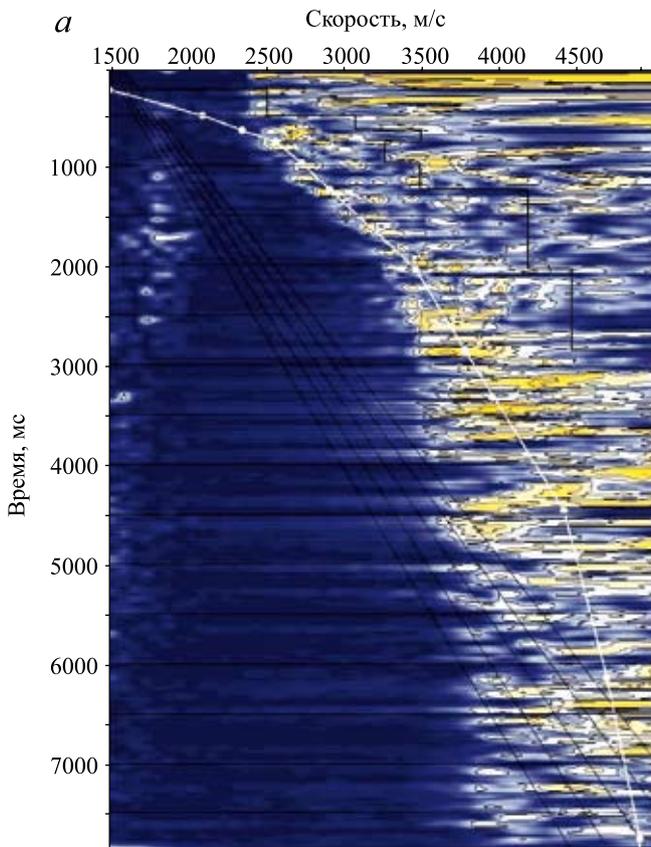
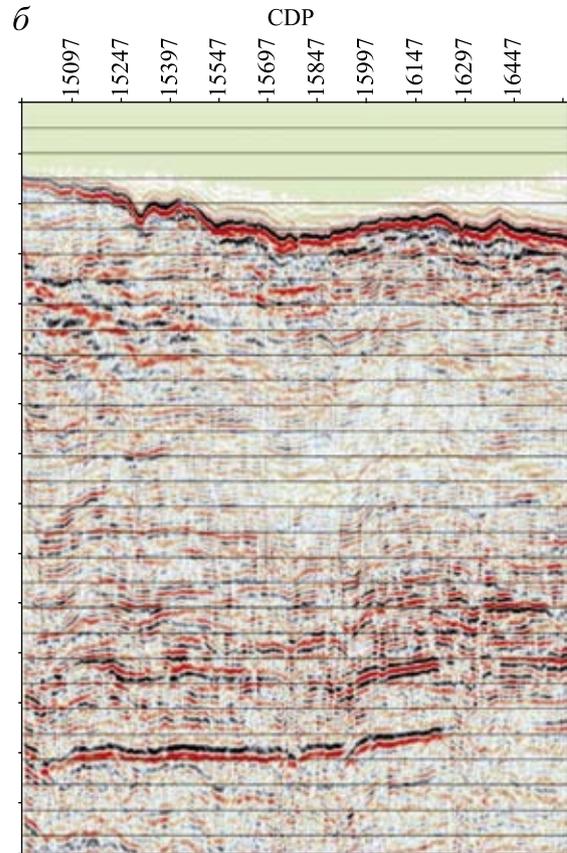
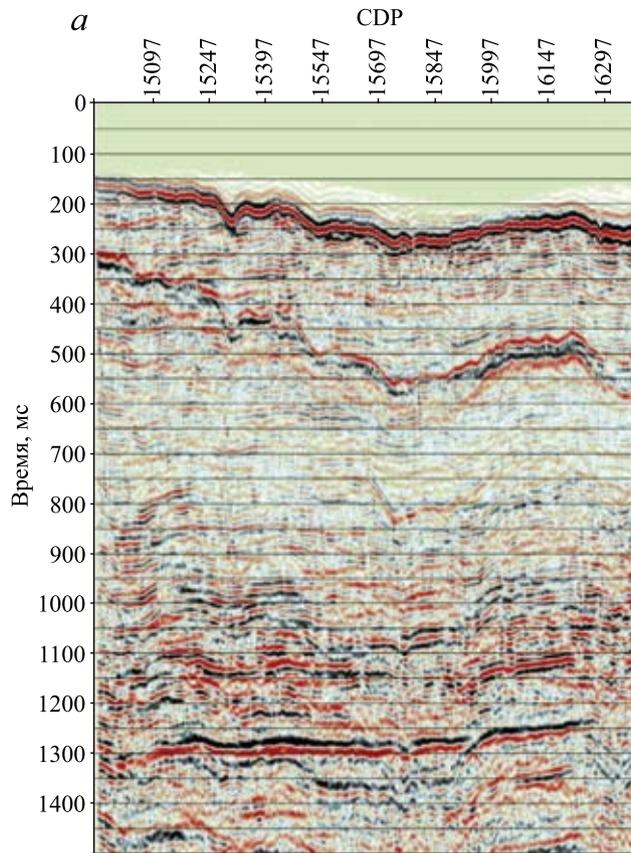


Рис. 3.4. Подбор разделяющей кинематики для фильтрации кратных волн
Пояснение см. в тексте



Рис. 3.6. Подбор уточняющей скоростной кривой
Пояснение см. в тексте



Для вычитания кратных волн-помех FK-фильтрация с введением разделяющей кинематики проводилась после предварительного анализа скоростей и выбора разделяющей скоростной кривой. Использование FK фильтра привело к подавлению энергии кратных волн и к улучшению отношения сигнал/шум. Надо отметить, что FK фильтр не был достаточно эффективен в местах, где наклоны годографов кратных и однократных волн были близки. В этом случае дополнительно применялось внутреннее обнуление трасс (внутренний мьютинг). На рис. 3.4, *a* показан выбор разделяющей скоростной кривой для проведения FK фильтрации, а на рис 3.4, *б* результат этого выбора в волновом поле и в поле скоростей.

На рис. 3.5 показан результат подавления кратных волн на примере участка просуммированного профиля до (*a*) и после (*б*) FK-фильтрации.

После проведения FK-фильтрации проводилось уточнение скоростей (рис. 3.6).

Суммирование. Непосредственно перед суммированием применялись внутреннее и внешнее обнуления трасс (мьютинг до суммирования). Внешнее обнуление трасс производилось по всем профилям для очистки дальних каналов от переспямленных годографов и прямых волн. Внутреннее обнуление трасс применялось выборочно для очистки ближних каналов от кратных волн. При этом удалялись кратные волны в области, где практически не работает кинематика. Несмотря на некоторое ослабление полезного сигнала, соотношение сигнал–шум при этом улучшалось. Суммирование проводилось по 120 трассам ОГТ, т.е. осуществлялось 120-кратное накопление сигнала.

Окончательная обработка суммотрасс. После суммирования были выполнены следующие операции.

— Предсказывающая деконволюция после суммирования давала эффект с короткопериодным интервалом прогноза 16 и длиной фильтра 240.

— Частотно-пространственная миграция (Mig FX) была проведена по всем профилям объекта на основе сглаженной скоростной функции.

— F-K-верная фильтрация (Coher) использовалась для подавления наклонных волн-помех и улучшения прослеживаемости отражающих границ (Coher).

— Создание файла формата Seg-Y для работы интерпретаторов с временным разрезом. На этом этапе выполнялись: полосовая фильтрация, выравнивание амплитуды записи (в окне 1500 мс) и

преобразование файла внутреннего формата в выходной файл формата Seg-Y.

Подготовка файлов формата Seg-Y для передачи на интерпретационный комплекс. Интерпретация сейсмических разрезов проводилась с помощью программы ИНПРЕС-5, разработанной в ЦГЭ. Для интерпретации требовалось вводить файлы временных разрезов с прямоугольными координатами. Программа позволяет строить карты изохрон и глубин только в прямоугольных координатах. Наши карты обычно составляют с помощью ГИС-технологии ArcView, которая работает с географическими координатами. Такие карты дают меньшие искажения больших площадей в полярных широтах. Кроме того, ArcView значительно оживляет карту при внесении в нее береговой линии и других элементов географии.

С помощью разработанных в МАГЭ программ появилась возможность проводить интерпретацию в прямоугольных координатах в ИНПРЕС-5. Для этого с помощью специальной программы в паспорта трасс файлов Seg-Y, полученных с выхода машинной обработки, вводились прямоугольные и географические координаты. При этом географические координаты загружались из стандартного файла привязки P190, а прямоугольные координаты рассчитывались для принятого для обработки в ИНПРЕС-5 осевого меридиана. После разового ввода координат с помощью специальной функции программы имеется возможность подстройки прямоугольных координат под другой осевой меридиан без повторного ввода файла P190. Это позволяет оперативно вводить для интерпретации в объект материалы прежних работ, объединять в один несколько объектов.

Отработанные профили часто состояли из отдельных, часто разнонаправленных участков. Программа редакции файлов Seg-Y позволяла по имеющимся в паспортах трасс координатам отрезать перекрытия, переворачивать начало–конец профиля и «сшивать» отдельные участки в единый непрерывный профиль. Благодаря этому все профили в объекте являются едиными и непрерывными. Только после этих операций профили передавались на интерпретацию в ИНПРЕС-5.

На рис. 3.7 показана визуализация с помощью нашей программы “Lines” паспортов трасс формата Seg-Y с введенной географией. Показан участок сращивания разнонаправленных интервалов профилей. Здесь непрерывно изменяются только координаты и порядковые номера трасс, по которым проводится интерпретация в ИНПРЕС-5.

Просмотр координат разреза (файла Seg-Y) и создание по нему координатного файла формата DBF									
Глубины для Inpress									
№ п/п	№ трассы	SHOT	CDP	X	Y	Широта	Долгота	Глубина	Время
5395	5395	10170	20341	840679	8644614	77°28.399'	66°11.770'	2554	225340
5396	5396	10171	20342	840688	8644623	77°28.402'	66°11.797'	2559	225335
5397	5397	10171	20343	840697	8644632	77°28.406'	66°11.824'	2566	225330
5398	5398	10172	20344	840705	8644641	77°28.409'	66°11.850'	2572	225325
5399	5399	10172	20345	840714	8644649	77°28.413'	66°11.877'	2578	225320
5400	5400	10173	20346	840723	8644658	77°28.416'	66°11.903'	2585	225315
5401	5401	10173	20347	840732	8644667	77°28.420'	66°11.930'	2592	225310
5402	5402	10174	20348	840741	8644676	77°28.423'	66°11.957'	2598	225305
5403	5403	10174	20349	840750	8644684	77°28.426'	66°11.984'	2604	225300
5404	5404	10175	20350	840759	8644692	77°28.429'	66°12.010'	2609	225256
5405	5405	10175	20351	840768	8644701	77°28.433'	66°12.037'	2616	225251
5406	5406	10176	20352	840777	8644710	77°28.436'	66°12.063'	2622	225246
5407	5407	10176	20353	840786	8644719	77°28.440'	66°12.090'	2628	225241
5408	5408	10177	20354	840795	8644728	77°28.443'	66°12.117'	2635	225236
5409	5409	10181	9549	840864	8644743	77°28.442'	66°12.292'	2642	051346
5410	5410	10182	9548	840882	8644761	77°28.449'	66°12.346'	2649	051336
5411	5411	10182	9547	840891	8644770	77°28.453'	66°12.373'	2653	051330
5412	5412	10183	9546	840900	8644779	77°28.456'	66°12.400'	2657	051325
5413	5413	10183	9545	840910	8644787	77°28.459'	66°12.427'	2660	051320
5414	5414	10184	9544	840919	8644795	77°28.462'	66°12.454'	2664	051315
5415	5415	10184	9543	840928	8644804	77°28.466'	66°12.481'	2668	051310
5416	5416	10185	9542	840937	8644813	77°28.469'	66°12.508'	2672	051305
5417	5417	10185	9541	840946	8644822	77°28.473'	66°12.535'	2675	051300
5418	5418	10186	9540	840955	8644831	77°28.476'	66°12.561'	2678	051255

727_north		Кратность		Осевой меридиан	
START	Запись в DBF	Запись в TEXT	1	52	Выход

Рис. 3.7. Пример значений паспортов трасс в выходном файле Seg-Y

Пояснение см. в тексте

Ввод и обработка скоростей. Для получения скоростной модели среды использовались скоростные кривые, полученные при проведении машинной обработки полевых материалов, которые применялись для ввода кинематики при суммировании по ОГТ. Из-за сложных сейсмогеологических условий района работ, большой латеральной изменчивости полученные скоростные кривые имеют большие погрешности. В районе работ отсутствуют скважины, которые можно было бы использовать для привязки полученных скоростных кривых к данным сейсмокаротажа. Разработанная в МАГЭ программа “RAZREZ” позволяет усреднять и сглаживать значения скоростей вдоль профиля, вводить точные значения времени дняя из файла P190, получать значения скоростей на пересечениях профилей, увязать скорости на площади и, в качестве конечного результата, получить поле скоростей площади для расчета карт глубин.

На рис. 3.8 показан скоростной разрез по одному из профилей, полученный по скоростям на этапе обработки полевых материалов. Как видно из рисунка, с увеличением глубины возрастают погрешности определения скоростей. На временах свыше 5 с анализ скоростей обычно уже не может дать объективные значения скоростей и обработчику приходится выбирать из допустимого интервала скоростей и субъективного представления о пластовых скоростях на этих временах. При пересчете в большие глубины разбросы скоростей могут привести к получению множества фиктивных структур.

Для устранения этого эффекта и при невозможности получения точных значений скоростного поля по всей площади при региональных работах допустимо делать глубинные построения по обобщенной скоростной кривой. Однако в данном случае такой способ осложнен из-за больших вариаций уровня моря, которые значительно (иногда

даже больше, чем геологические неоднородности) влияют на скоростное поле. Попытка рассчитывать глубины по одной осредненной кривой привела бы к недопустимым искажениям глубин и положения самого дна моря, глубина которого точно известна по эхолоту. Требуется также сделать увязку скоростей на пересечениях профилей.

Мы применили свой способ решения данной проблемы, суть которого заключается в приведении всех скоростных кривых к уровню дна (вычитание водного слоя) и расчета осредненной скоростной кривой без учета толщи воды для всего района. Затем по этой скоростной кривой вновь были рассчитаны скоростные кривые по всей площади работ с учетом точных значений глубины моря по данным эхолота для конкретных точек ОГТ. Полученное таким образом поле скоростей использовалось для расчета глубинных разрезов и карт.

Ниже приводится алгоритм для операций пересчета скоростей при вычете (добавлении) водного слоя.

Как известно, в сейсморазведке скорости $V_{огт}$ приравниваются к предельно-эффективным скоростям, а пластовые скорости — к интервальным и рассчитываются по формуле Дикса–Урупова. Формулы расчета $V_{пр.эфф}$ и Дикса–Урупова учи-

тывают рефракцию отраженных волн и являются взаимно связанными, т.е. путем преобразований из любой из них можно получить другую. Из этих формул путем несложных преобразований можно получить формулу пересчета скоростной кривой за влияние водного слоя.

$$V(T) = \sqrt{\frac{[V(T_0)]^2 T + (V_0)^2 (T - T_0)}{T}},$$

где $(T - T_0) = \pm \Delta T$ — временной сдвиг при приведении к другому уровню; $V(T_0)$ — скорость неприведенной скоростной кривой на времени T_0 ; $V(T)$ — скорость приведенной скоростной кривой на времени T ; V_0 — скорость вычитаемого (добавляемого) пласта (воды).

Все преобразования скоростей проводились с помощью разработанной в МАГЭ программы “RAZREZ”.

Таким образом, были получены осредненные скоростные кривые без воды по всем профилям, а уже по ним — единая осредненная скоростная кривая без воды по всем профилям. После этого по единой скоростной кривой были восстановлены все скоростные кривые путем добавления соответствующих значений водного слоя.

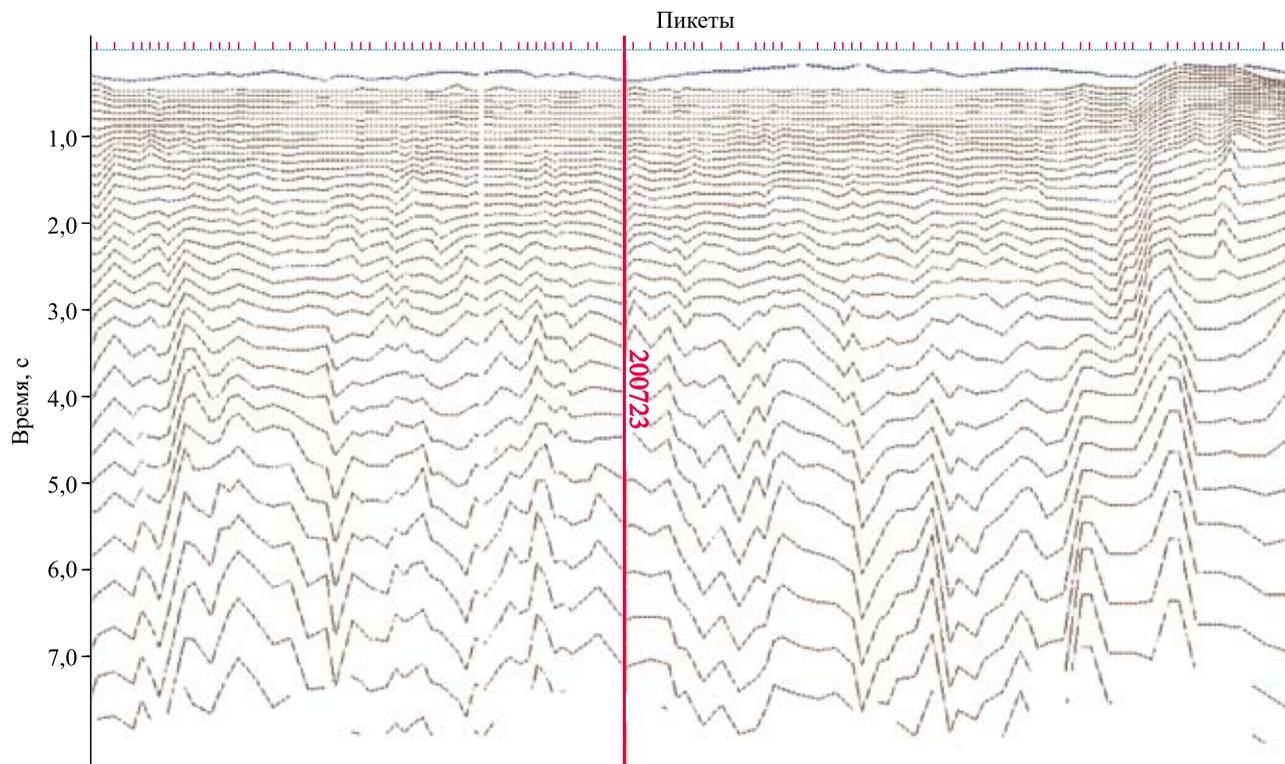


Рис. 3.8. Развернутый график скоростей ОГТ по профилю 200705
Пояснение см. в тексте

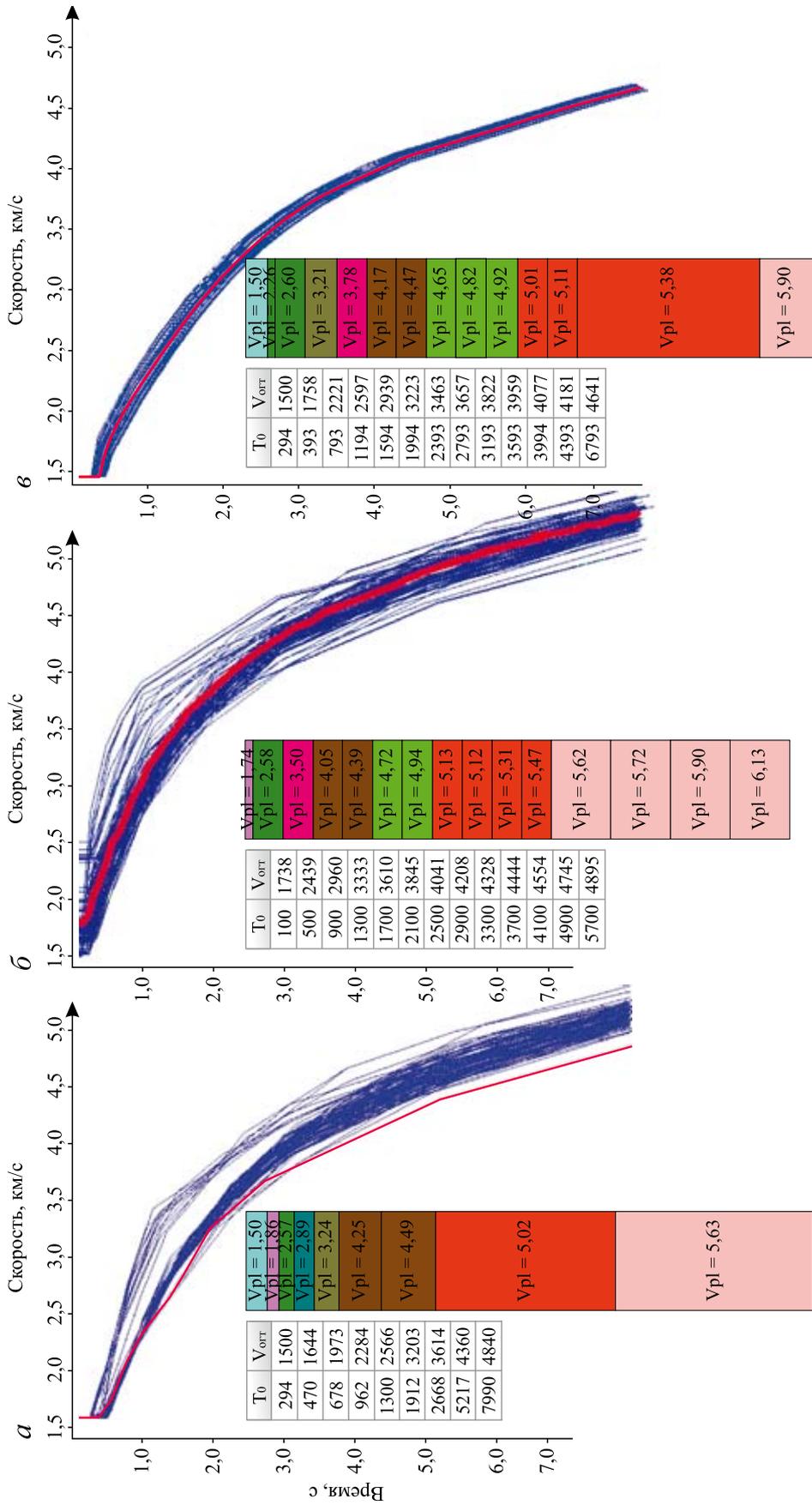


Рис. 3.9. Графики скоростных кривых для профиля 200705

а — исходные скоростные кривые; б — скоростные кривые после вычета водного слоя; в — скоростные кривые при добавлении воды в осредненную (красную) кривую

На рис. 3.9 показан процесс перехода от исходных скоростных кривых к скоростям, используемым для расчета глубин. На рис. 3.9, *а* представлены исходные скорости для одного из профилей. На рис. 3.9, *б* — те же скоростные кривые после вычета водного слоя. Красной линией показана осредненная скоростная кривая без водного слоя для того же профиля. На рис. 3.9, *в* показаны скоростные кривые для этого профиля, полученные из одной осредненной скоростной кривой после добавления водного слоя (разные значения глубины воды для каждой скоростной кривой).

На рис. 3.10 показан развернутый график полученных скоростей по тому же профилю 200705. Некоторые скачки значений скоростей теперь зависят только от линии дна, точные значения которых (взятые из данных эхолота) были введены при преобразовании скоростей.

Для расчета карты глубин были получены осредненные скорости без воды для всех профилей. По ним рассчитывалась единая осредненная скоростная кривая от уровня дна. Затем по фактическим значениям глубины (по данным эхолота) в эту скоростную кривую вводился слой воды для всех пикетов, по которым определялись исходные скоростные кривые.

Таким образом, для расчета глубин было получено единое скоростное поле. На этом поле отсутствуют скачки скоростей, которые связаны с погрешностью определения скоростей и которые приводят к ложным структурам. Здесь также исключена возможность ложных структур, связанных с неучтенными в скоростях вариациями глубины дна. Здесь нет разницы между скоростями на пересечениях скоростей, так как в профили вставлены скоростные кривые в точках пересечения, причем эти скоростные кривые одинаковые, так как там одинаковая глубина. Таким способом возможно достаточно оперативно путем включения в сетку профилей ранее отработанных объектов расширять рамки карты глубин без проблем увязки.

Недостатком этого метода является фактическое сглаживание в скоростях геологических неоднородностей, что сказывается на погрешностях определения глубин. Устранение этого недостатка представляется возможным за счет многократной увязки на пересечениях профилей скоростей с «вычтенной водой» по всей площади с последующим сглаживанием скоростей и добавлением воды. Нечто подобное осуществляется при увязке гравимагнитных наблюдений. Но это будет уже следующим шагом в развитии программы «RAZREZ».

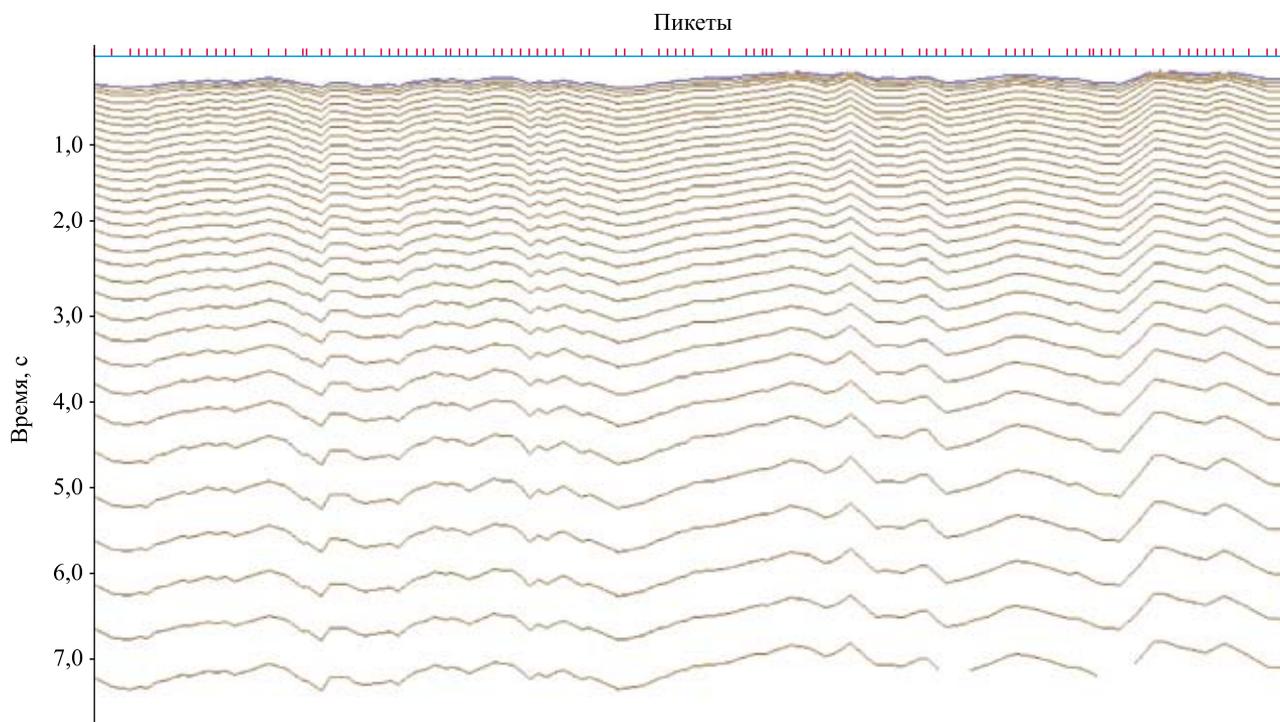


Рис. 3.10. Развернутый график скоростей ОГТ, полученный из осредненной скоростной кривой по профилю 200705 — рис. 3.9, *б* после добавления фактического водного слоя

Вывод времен горизонтов из INPRES и присоединение географических координат								
№ трассы	Широта	Долгота	CDP	SHOT	T1	In1 U10	PC	clin U10
9214	75,29492	16,94532	4548	9341	1307	710	1608	593
9215	75,29492	16,94575	4549	9342	1307	709	1608	593
9216	75,29492	16,94619	4549	9343	1307	708	1609	593
9217	75,29492	16,94663	4550	9344	1307	708	1609	592
9218	75,29492	16,94708	4550	9345	1307	708	1609	592
9219	75,29492	16,94752	4551	9346	1307	708	1609	592
9220	75,29491	16,94796	4551	9347	1307	707	1609	591
9221	75,29490	16,94840	4552	9348	1307	706	1610	591
9222	75,29490	16,94884	4552	9349	1307	705	1610	591
9223	75,29490	16,94928	4553	9350	1307	705	1610	591
9224	75,29490	16,94973	4553	9351	1307	705	1610	591
9225	75,29490	16,95017	4554	9352	1307	704	1610	591
9226	75,29490	16,95061	4554	9353	1308	704	1610	591
9227	75,29490	16,95105	4555	9354	1308	703	1610	591
9228	75,29489	16,95149	4555	9355	1308	703	1611	591
9229	75,29488	16,95193	4556	9356	1308	703	1611	591
9230	75,29488	16,95238	4556	9357	1308	702	1611	591
9231	75,29488	16,95282	4557	9358	1308	702	1611	591
9232	75,29488	16,95326	4557	9359	1308	701	1611	591
9233	75,29488	16,95370	4558	9360	1308	700	1611	590
9234	75,29488	16,95414	4558	9361	1308	700	1612	590
9235	75,29488	16,95458	4559	9362	1308	699	1612	589
9236	75,29488	16,95502	4559	9363	1308	698	1612	588

Горизонты разреза

Start Текущий горизонт

Разломы на разрезе

Горизонты для карты

Start Текущий профиль

Запись в DBF Времена Обработка разрывов

Глубины Кратность

Скорости для карты

Start Текущий профиль

Выход

Рис. 3.11. Основная форма программы “Depth”

Пояснение см. в тексте

Полученное скоростное поле использовалось для расчета глубин. Для этого в МАГЭ была создана программа “Depth”. На вход этой программы поступают файлы SEG-Y с корреляцией горизонтов, использовавшиеся на «ИНПРЕС-5», с географическими и прямоугольными координатами в паспортах трасс, и полученное на “RAZREZ” поле скоростей. На выходе программы — файлы форма-

та DBF с таблицами, в которые входят географические и прямоугольные координаты и значения времен, глубин и скоростей. Подобные таблицы создаются для одного профиля со всеми горизонтами (для построения разрезов) или для одного горизонта для всех профилей (для построения карт изохрон или глубин). Окончательные графические построения осуществлялись на ArcView.

Для иллюстрации возможностей программы “Depth” на рис. 3.11 показан вид ее основной формы с результатом расчета.

Построение глубинных разрезов и карт. Для расчета глубин, построения структурных карт и сейсмогеологических разрезов была разработана программа “Depth”. На вход этой программы поступают полученные на «ИНПРЕС-5» файлы с корреляцией горизонтов, файлы SEG-Y с географическими и прямоугольными координатами в паспортах трасс и полученные с помощью программы “RAZREZ” развернутые или обобщенные графики скоростей V_{cp} . Результатом работы программы “Depth” являются файлы формата DBF, которые содержат географические и прямоугольные координаты, значения времен, глубин и скоростей.

Подобные таблицы создаются для одного профиля со всеми горизонтами (для построения разрезов) или для одного горизонта для всех профилей (для построения карт изохрон или глубин). Окончательные структурные построения осуществляются как в среде ИНПРЕС-5, так и в ГИС ArcView.

Глубинные построения в рамках отчетных работ осуществлялись с использованием единого обобщенного графика V_{cp} , что представляется оправданным на этапе региональных исследований. Относительные погрешности определения глубин оценивались как среднеквадратические из невязок на пересечении профилей. Принятые сечения структурных карт, а также относительные погрешности определения глубин указаны в табл. 3.1.

Таблица 3.1. Относительные погрешности определения времен и глубин, сечения структурных карт и карт изохрон

Отражающий горизонт	Относительные погрешности		Сечения структурных карт, м	
	времен, мс	глубин, м	расчетное	принятое
Ш ₂	27	43,2	86–130	500
Ia	8,74	12	24–36	250
A	4	6	12–18	250
A ₁	12,92	15	30–45	250
A ₂	12,26	14	28–42	100
A ₃	11,99	13	26–39	100
Б	9,8	8	24–32	50

Таблица 3.2. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов

Индекс ОГ	Стратификация	Основание
Кл ₁	K ₁ nc	Передача корреляции от скважин Лунинская, Лудловская
В	J ₃	То же
Б	T-J,K ₁	Передача корреляции от скважины Лудловская
A ₃	T ₃	Передача корреляции от скважины Лудловская, сеймостратиграфический анализ
A ₂	T ₂	Передача корреляции от скважин Лудловская, Крестовая, сеймостратиграфический анализ
A ₁	T ₁	Передача корреляции от скважин Крестовая, Адмиралтейская методом сохранения временной мощности, сеймостратиграфический анализ
A	P ₂ -T ₁	Передача корреляции от скважины Адмиралтейская методом сохранения временной мощности, сеймостратиграфический анализ
Ia ₁	P ₂	Сеймостратиграфический анализ, общегеологические соображения
Ia ₂	P ₂	То же
Ia	C ₃ ,P ₁	Передача корреляции от скважины Адмиралтейская методом сохранения временной мощности, сеймостратиграфический анализ, сопоставление со схемой корреляции
Ib	C ₂	Сеймостратиграфический анализ, экстраполяция геологических данных с Новой Земли

Таблица 3.2. Окончание

Индекс ОГ	Стратификация	Основание
Ic	C ₁	Сейсмостратиграфический анализ
Id	D ₃	То же
III ₂	PZ ₁ -D ₃	Сейсмостратиграфический анализ, сопоставление со схемой корреляции
IV	S	То же
VI	Є	”

Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов. Стратиграфическая привязка прослеженных отражающих горизонтов осуществлялась следующими способами:

— передача корреляции по связующим профилям от скважин Адмиралтейская, Крестовая, Лунинская, Лудловская;

— относительная стратификация с помощью сейсмостратиграфического анализа;

— сопоставление результатов сейсмостратиграфического анализа со схемой корреляции геологических подразделений Баренцевоморского региона;

— геологические соображения, основанные на экстраполяции геологических данных с сопредельной суши, геодинамические модели развития региона.

Принятая стратификация отражающих горизонтов представлена в табл. 3.2.

3.5.2. Надводная гравиметрическая съемка

Гравиметрические материалы, полученные в результате измерений гравиметром «Чекан-АМ», обрабатывались программным комплексом GRAV-003 (см. рис. 3.2).

Наблюденные значения силы тяжести вычислены по формуле:

$$G_n = G_0 + A(n_i - n_0) + B(n_{12} - n_{02}) + \delta_{\text{эТВ}} + \delta_{\text{см}} + \delta_{\text{зап}},$$

где G_0 — значение силы тяжести на опорном пункте, приведенное к уровню моря поправкой Фая — $0,3086 \cdot H$ (H — высота пункта над уровнем моря); A и B — коэффициенты, полученные по результатам эталонирования гравиметров; n_i и n_0 — отсчеты по гравиметрам на опорном и i -м морском пункте; $\delta_{\text{эТВ}}$, $\delta_{\text{см}}$, $\delta_{\text{зап}}$ — поправки Этвеша, за смещение нуль-пункта, за запаздывание соответственно.

Аномалии с редукцией в свободном воздухе и Буге вычислялись по формулам:

$$\Delta G_{\text{св.в}} = G_n - \gamma,$$

$$\Delta G_{\text{Буге}} = G_n - \gamma - 0,0419 \Delta \sigma H,$$

где γ — значение нормального поля по формуле Гельмерта (1901–1909 гг.), -14 мГал; $\Delta \sigma$ — разность между плотностью $2,67$ г/см³ ($2,30$ г/см³) и плотностью воды $1,03$ г/см³; H — глубина моря на гравиметрическом пункте.

После обработки вычислены разности в точках пересечения рядовых и контрольных профилей, а затем гравиметрические измерения были уравнены путем исключения средних разностей на профилях (программа Adjust).

Оценка погрешности (СКП) выполнена по внутренней сходимости до и после уравнивания гравиметрических измерений по разностям значений аномалий в точках пересечения профилей. СКП морской съемки 2006–2007 гг. до уравнивания измерений составляет $+0,80$ мГал, после уравнивания по постоянной составляющей — $+0,25$ мГал. СКП измерений по внешней сходимости оценивалась при сравнении с морскими и авиадесантной съемками [Гуманов и др., 1992, ф; Дитмар и др., 1981, ф; Журавлев, Малютин, 1984, ф]. Съемки характеризуются погрешностью $\pm 1,0$ – $1,3$ мГал и служат основой для составления Государственной гравиметрической карты масштаба 1:1 000 000 [Бро и др., 1982, ф].

Позднее результаты этих съемок были представлены в виде грида (2×2 км) и использованы при подготовке геофизической основы к листам Т-37-44 Госгеолкарты (Васильев и др., 2003, 2005 гг.). Гридированные значения аномалий Буге ($\sigma = 2,30$ г/см³) сравнены с данными на пунктах отчетной морской съемки 2006–2007 гг. (модуль «Обработка геофизических профилей» ГИС ArcView). В результате сравнения СКП съемки по внешней сходимости привязка составляет $+0,64$ мГал. Расхождение в уровне

съемок 2,5 мГал. Отличие в уровне съемок вызвано, по-видимому, недостаточно точным определением значения силы тяжести на исходном ВОГП в порту Киркенес. Анализ распределения ошибок на площади по внешнему контролю измерений показал, что перекосов между съемками нет.

Для приведения съемки к уровню Государственной гравиметрической карты в каталоге введена поправка — 2,5 мГал. К каталогу прилагаются перечень галсов и пояснительная записка.

Приведенные оценки показывают, что качество морской съемки 2006–2007 гг. удовлетворяет требованиям проекта (СКП < ±0,9 мГал).

Построение гравиметрических карт. В соответствии с требованиями Инструкции по гравиметрической съемке составлены карты аномалий силы тяжести с редукциями в свободном воздухе и Буге ($\sigma = 2,30$ г/см³ и $\sigma = 2,67$ г/см³) масштаба 1:1 000 000. Сечение изоаномал 2 мГал.

Погрешность определения аномалий силы тяжести и интервал между пунктами на профилях соответствуют масштабу съемки 1:100 000–1:200 000, однако редкая сеть профилей удовлетворяет только 1:2 000 000 масштабу отчетных карт. Поэтому при выборе масштаба карт и сечения изоаномал достигнут компромисс между густотой сети профилей, точностью измерений и детальностью изображения аномального поля.

С целью геологической интерпретации выполнены трансформации аномального поля, построена карта графиков локальных аномалий гравитационного поля с редукцией Саксова-Нигарда ($R_1 = 8$ км, $R_2 = 20$ км), прослежены оси основных аномалий.

3.5.3. Дифференциальная гидромагнитометрия

Обработка материалов гидромагнитных наблюдений проведена по схеме, отработанной в ОАО МАГЭ на протяжении многих лет, с использованием программного комплекса обработки магнитометрических данных.

В основе схемы лежат: компиляция материалов в единую базу данных, анализ погрешностей и ввод соответствующих поправок. Эти процедуры выполняются с использованием программного комплекса MAG, а также программ иностранных компаний (Surfer, CorelDraw, ArcView).

В процессе камеральной обработки материалов были выполнены следующие виды работ:

— переформатирование данных регистрации магнитного поля градиентометром SeeSpy в формат данных UPD (программа MagReforming);

— корректировка измеренных данных магнитного поля на наличие сбойных участков, разрывов во времени (программа UPD);

— вычисление координат пунктов, редактирование данных, формирование каталога пунктов магнитных измерений с 10-секундным интервалом (программа MAG);

— вычисление горизонтального градиента по данным измерений двумя каналами

$$G = \Delta T / \Delta l,$$

где ΔT — разность значений магнитного поля между двумя каналами в момент измерения; Δl — расстояние между датчиками (база дифференциальной установки);

— вычисление поправок за девиацию и неидентичность каналов градиентометра методом фиктивного датчика в скользящем окне при автоматизированном подборе количества точек в палетке и степени сглаживания вычисленной девиации; вычисление магнитного поля ($T_{\text{выч}}$) по градиенту ($\Delta T / \Delta l$) с учетом вычисленной девиации и заданных опорных точек; расчет вариаций по разности измеренного и вычисленного поля (программа GRAD);

— редактирование данных, выполнение математических расчетов с выбранными параметрами, визуализация выбранных параметров (программа EDITLINE);

— ввод данных нормального магнитного поля (модель IGRF (International Geomagnetic Reference Field)) на эпоху 2007 г. с поправкой +100 нТл, (программы FORMA, Surfer, Gridsel);

— уравнивание данных итерационным способом в интерактивном режиме (программа REGION), которое предусматривает:

— сортировку профилей на две группы («секущие», «рядовые»);

— аппроксимацию разностей (помех) полиномом по секущим профилям, имеющим наибольшее количество точек пересечений;

— корректировку секущих профилей;

— аппроксимацию разности полиномом и корректировку рядовых профилей;

— повторение цикла увязки до достижения желаемого результата.

Следует отметить, что для устранения помех, имеющих закономерный характер (линейная и низкочастотная составляющие), потребовалось 18

итераций. При аппроксимации разностей использовались полиномы с первой по пятую степени.

— вычисление погрешности съемки по формуле:

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta i^2}{2n}},$$

где Δi — разность значений МПЗ между рядовым и секущим профилем в точке пересечения; n — количество точек пересечения.

— вычисление аномального магнитного поля

$$dT_a = T_{\text{выч}} - T_{\text{норм}} \text{ (программа EDITLINE),}$$

где $T_{\text{выч}}$ — вычисленное по градиенту уравненное магнитное поле; $T_{\text{норм}}$ — нормальное магнитное поле (с поправкой +100 нТл).

По данным обработки гидромагнитных наблюдений среднеквадратическая погрешность в точках пересечения профилей составила:

— по измеренному полю (1-й канал): $\pm 65,4$ нТл, при $n = 99$;

— после уравнивания по программе Region: $\pm 4,2$ нТл, при $n = 99$, при проектной ± 10 нТл.

Построение карт аномального магнитного поля. По результатам гидромагнитной съемки составлены карты аномального магнитного поля в графиках и изолиниях.

Сечение изолиний на картах (20 нТл) выбрано, исходя из густоты сети, погрешности съемки $\pm 4,2$ нТл, амплитуды и структуры аномалий магнитного поля.

Для выделения тонкой структуры поля с целью локализации объектов и прослеживания тектонических нарушений построена карта локальных аномалий — использована редукция Саксова-Нигарда ($R_1 = 6$ км, $R_2 = 16$ км); прослежены оси основных аномалий. На профилях вычислена горизонтальная производная аномального магнитного поля и построена карта графиков. Графики использованы для расчета верхних кромок аномалиеобразующих объектов.

3.5.4. Геотермические исследования

Датчик температуры воды представляет собой миниатюрный термопреобразователь сопротивления (термистор) microCHIP 2K7MCD1 фирмы “BetaTHERM”, помещенный в стальной герме-

тичный корпус. Датчик температуры обладает высокой чувствительностью и долговременной стабильностью характеристик.

Первичный измерительный преобразователь давления представляет собой тензопреобразователь давления типа Д60, выполненный по интегральной технологии «кремний на сапфире». Индивидуальная градуировка, цифровая автоматическая коррекция температурной погрешности и погрешности нелинейности обеспечивают высокую точность измерения давления и долговременную стабильность метрологических характеристик канала измерения давления.

Датчик температуры донных осадков (базовый датчик), датчики термоградиента и теплопроводности представляют собой миниатюрные термопреобразователи сопротивления (термисторы), аналогичные датчику температуры воды. Датчики размещены в стальных трубках на расстоянии 0,5 м друг от друга, образуя две измерительные косы. В результате создаются четыре базы для определения термоградиента и теплопроводности. Кроме того, каждая из кос содержит равномерно распределенный линейный нагреватель, причем каждая из кос универсальна и может быть использована как для измерения термоградиента, так и для измерения теплопроводности.

Датчик угла внедрения зонда в донные отложения представляет собой миниатюрный акселерометр ADXL103 фирмы “Analog Devices”. Выходной сигнал датчика определяется проекцией ускорения силы тяжести на ось зонда, т.е. является линейной функцией косинуса угла внедрения зонда.

Для измерения теплового потока q необходимо измерить $\text{grad } T$ и измерить *in situ* теплопроводность донных осадков k .

Для оценки $\text{grad } T$ измеряется разность температур ($T_{i+1} - T_i$) в донных осадках на i -той линейной базе длиной L . Если ось базы L не совпадает с вектором $\text{grad } T$, то необходимо учитывать угол между ними. Практически вектор $\text{grad } T$ можно считать вертикальным, а база L совпадает с осью погружаемой части зонда. В случае отклонения от вертикали при внедрении зонда необходимо измерять угол α между осью погружаемой части зонда и вертикалью — угол внедрения зонда в донные осадки. Тогда $\text{grad } T$ на i -той линейной базе определяется формулой:

$$\text{grad } T = (T_{i+1} - T_i) / (L \cos \alpha),$$

где ($T_{i+1} - T_i$) — разность температур на концах i -той базы L .

При использовании в качестве датчика угла внедрения однокоординатного акселерометра осуществляется непосредственное измерение величины $\cos\alpha$, что повышает точность определения термоградиента.

Для измерения теплопроводности донных осадков k используется метод цилиндрического зонда с линейным источником тепла постоянной мощности. Температура цилиндрического зонда (при достаточно больших временах) описывается зависимостью:

$$T = D \cdot \ln(t) + E,$$

где T — температура цилиндрического зонда; t — текущее время от начала нагрева; D и E — коэффициенты.

В процессе измерения на кривой нагрева берется ряд отсчетов (t_j ; T_j) с постоянным шагом по времени. Оценки коэффициентов D и E находятся по полученной парной выборке методом наименьших квадратов. При этом коэффициент D обратно пропорционален искомой теплопроводности донных осадков, т.е.

$$k = \Psi/D,$$

где Ψ — постоянный коэффициент.

В геотермическом зонде используются четыре измерительные базы, на которых определяются значения градиента температуры и теплопроводности. Коэффициенты Ψ измеряются для каждой из баз индивидуально.

Работа зонда управляется программой “GEOS-M.exe”, состоящей из двух опций. Можно выбрать либо основную программу «СПУСК», либо программу «Обработка данных».

Программа «СПУСК» предназначена для непосредственной работы с зондом «ГЕОС-М», для оперативного получения и анализа измерительной информации обо всех измеряемых величинах.

Программа «Обработка данных» позволяет осуществить просмотр и анализ данных, полученных при ранее проведенных экспериментах и формировать отчетный «паспорт станции».

Для детального литологического расчленения колонок донного грунта измерения теплопроводности *in situ*, как правило, сопровождались на бортовых измерениями образцов донного ила, извлеченных грунтовой трубой.

В лабораторных установках для измерения коэффициентов теплопроводности донных осадков используется метод игольчатого зонда постоянной мощности [Von Herzen, Maxwell, 1959], реализованный в различных конструктивных исполнениях.

Глава 4

Пространственное моделирование геологической среды северо-восточной части Баренцевоморского региона

Пространственное моделирование производилось на основе результатов геолого-геофизических исследований (сейсмогеологические разрезы, временные разрезы МОВ ОГТ 2D, результаты бурения скважин, анализ геологических данных сопредельной суши), выполненных на акватории северо-восточной части Баренцевоморского шельфа и прилегающей суши [Павлов и др., 2008, ф.; Павлов, 2012; Ступакова, Кирюхина, 2001; Боголепов и др., 1990; Хуторской и др., 2013].

Исследования охватывали 128 000 км (79 535 миль) и опирались на данные более 10 000 пог. км комплексных геолого-геофизических профилей.

Сейсмические профили, использованные в работе, пересекают различные структурно-тектонические элементы северо-восточной части Ба-

ренцевоморского шельфа: сводовое поднятие ЗФИ; Северо-Баренцевскую синеклизу; Альбановско-Горбовский порог, с подчиненными Орловским валом и Северо-Новоземельской впадиной; Предновоземельскую структурную область с подчиненными Адмиралтейским мегавалом и поднятием мыса Желания; Восточно-Баренцевскую впадину с подчиненным прогибом Святой Анны (см. рис. 1.15).

В современной мировой практике геологоразведочных работ для оценки перспектив нефтегазоносности и снижения геологических рисков используется технология пространственного моделирования и мониторинг нефтегазоносных бассейнов. Она позволяет быстро и качественно обработать весь спектр геологической информа-

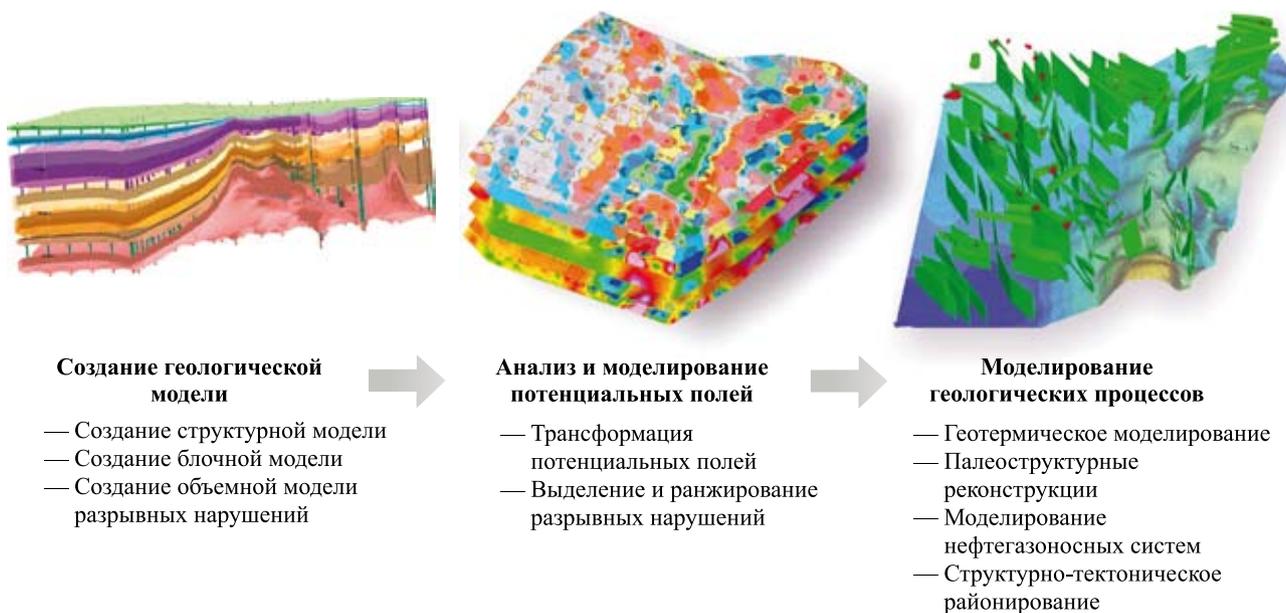


Рис. 4.1. Схема реализации пространственного моделирования геологической среды

ции — от сейсмических данных до опробования скважин.

Новейшие компьютерные системы позволяют относительно быстро (до нескольких дней в случае сложной трехмерной модели) просчитать расчетные параметры для целых провинций, районов и областей и получить результаты, которых в прошлом пришлось бы добиваться многие месяцы.

Реализация технологии пространственного моделирования включает в себя три основных этапа: создание геологической модели, моделирование потенциальных полей и моделирование геологических процессов (рис. 4.1). В настоящей работе технология пространственного моделирования геологической среды реализована с использованием на разных этапах работы различного программного обеспечения: [EasyTrace; RockWorks software; Surfer; ArcView/ArcGIS; Micromine; TERMGRAF; TECPLOT; Voxler; STATISTICA; PetroMod; Grapher; Coscad 3D; OASIS MONTAJ].

4.1. Создание геологической модели

Первым и основополагающим этапом реализации технологии пространственного моделирования является создание электронной (пространственной) геологической модели (см. рис. 4.1). Этот этап условно подразделяется на несколько стадий, наиболее трудоемкими из которых являются создание структурной модели. Уровень адекватности и степень приближения электронной модели к реальной геологической ситуации во многом определяют качество и достоверность получаемых результатов. При этом следует отчетливо понимать, что электронная модель реального геологического объекта всегда ограничена. Это связано с множеством факторов, главными из которых являются недостаточный уровень информационной обеспеченности о геологическом строении района работ, ограниченные возможности вычислительной техники и ограничения, связанные с математической моделью, вызываемые математическими методами моделирования.

Геологические предпосылки упрощения модели связаны с тем, что район работ характеризуется низкой степенью геолого-геофизической

изученности. Программно-математические предпосылки связаны с мощностями рабочих станций, на которых проводятся расчеты, и с математическими методами, лежащими в основе программного комплекса.

4.1.1 Создание структурной модели

На начальном этапе создавалась структурная модель осадочного чехла в системе RockWorks (рис. 4.2). [RockWorks software]. При построении использовались переданные ОАО МАГЭ семь сейсмогеологических разрезов по профилям (200601, 200705, 200709, 200612, 200722, 200625, 200626). Строение геологического разреза определено по 25 выделенным и прослеженным отражающим горизонтам, ограничивающим условно-однородные сеймостратиграфические комплексы (ССК), полученные по результатам переинтерпретации временных разрезов МОВ ОГТ и доступной геолого-геофизической информации [Павлов и др., 2008ф.]. В разрезе осадочного чехла сотрудниками ОАО МАГЭ выделены и прослежены по площади следующие отражающие горизонты: VI(C), V(O), IV(S), III₂(D₃), III_{а3}(D₃), III₃(D₃-C₁), Пv(C₁v), Ia(C₃-P₁), I₁(P₁), I₂(P₂kz), I₃(P₃), A₁(P₃-T₁), A₁(T₁o), A₂(T₂), A₃(T₃), A₃(T₃r), Б(T-J), B₁(J₁-J₂), B₂(J₂k), B(J₃), B(J-K), Гn(K₁nc), Г₁(K₁a-al), Г₁(K₁al), Г₂(K₁-K₂).

Подготовка данных для формирования структурной модели заключалась в использовании сети пикетов вдоль линий профилей и дополнительных точек сгущения с шагом 25 км, для которых рассчитывались высотные разбивки по отражающим стратифицированным горизонтам осадочного чехла (см. рис. 4.2). Условно, за данные пункты наблюдения принимались скважины, а границы распространения ССК в модели ограничивались мощностью 20 м. Всего, включая рельеф морского дна, построено 26 числовых структурных поверхностей, ограничивающих 25 ССК.

По типу данных — это пустотелая структурная модель, без учета каких-либо данных об элементах тектоники в разрезе. Полученная модель дает общее представление о залегании и пространственном распространении ССК.

На втором этапе построение объемной модели производилось по десяти реперным отражающим горизонтам (VI(C), III₂(D₃), Ia(C₃-P₁), A₁(P₃-T₁), A₂(T₂), A₃(T₃), Б(T-J), B(J₃), Гn(K₁nc), Г₂(K₁-K₂)).

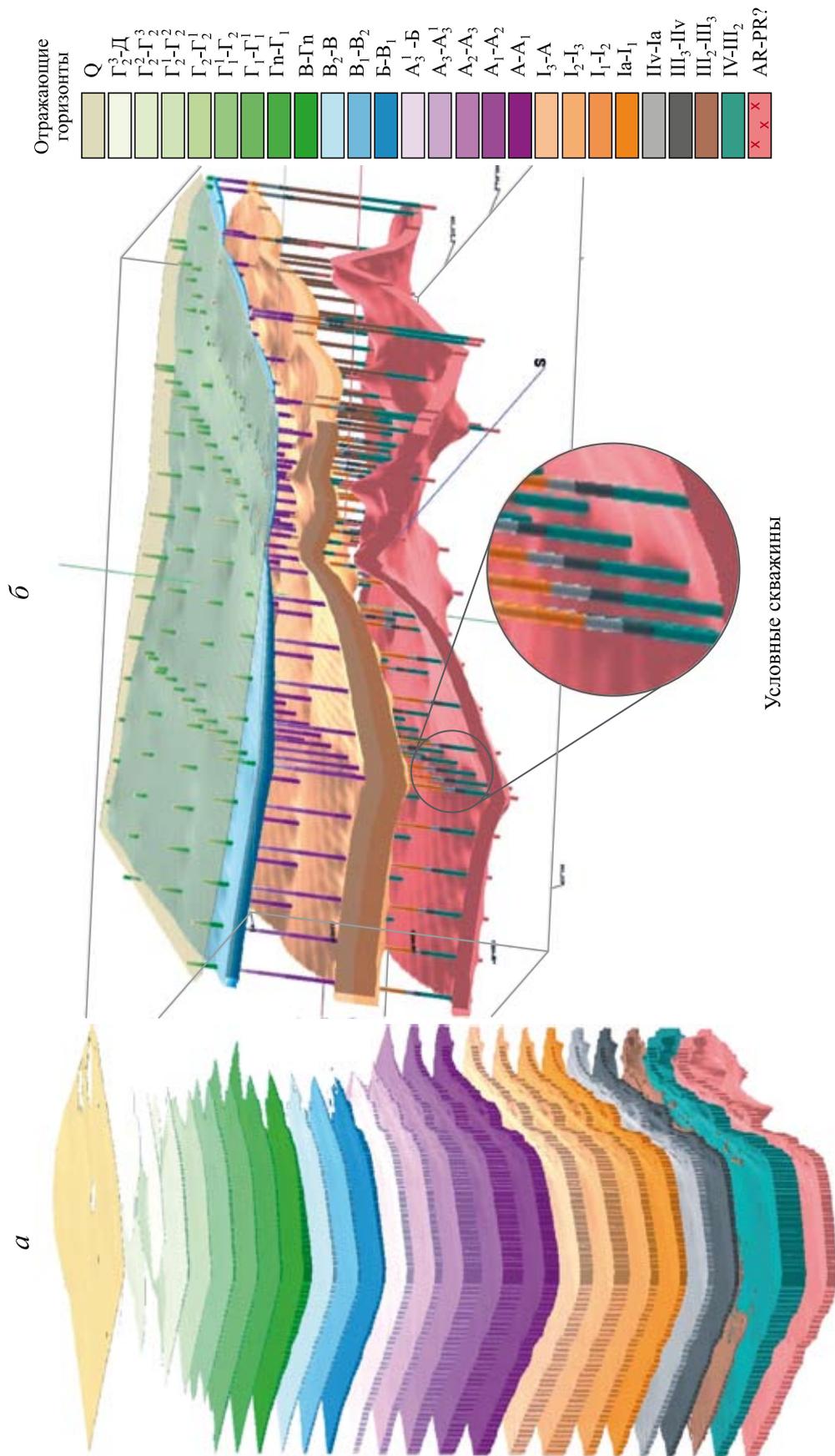
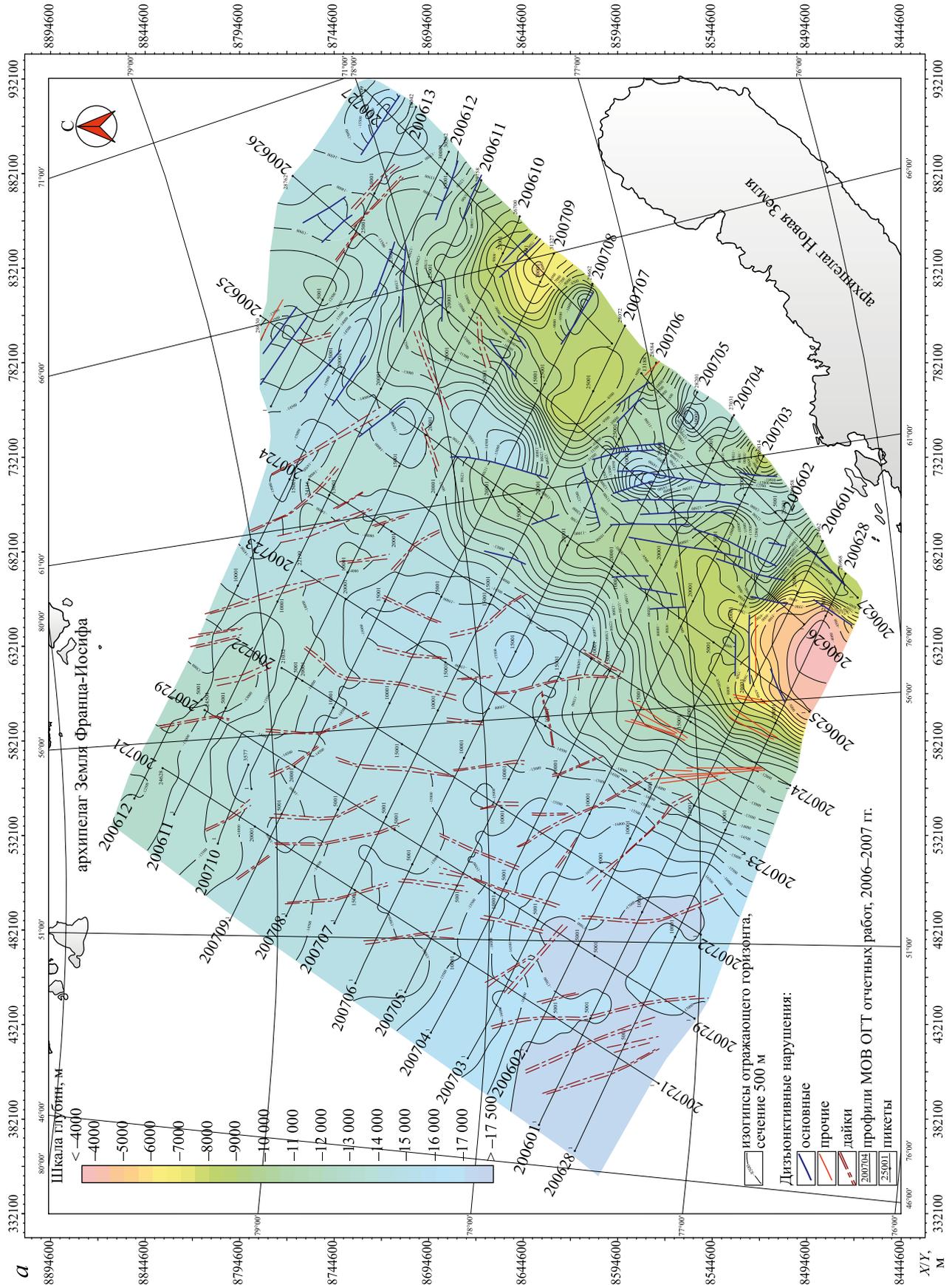


Рис. 4.2. Структурная модель северо-восточной части Баренцевоморского шельфа без учета элементов тектоники
a — сейсмостратиграфические комплексы; *б* — формирование структурной модели



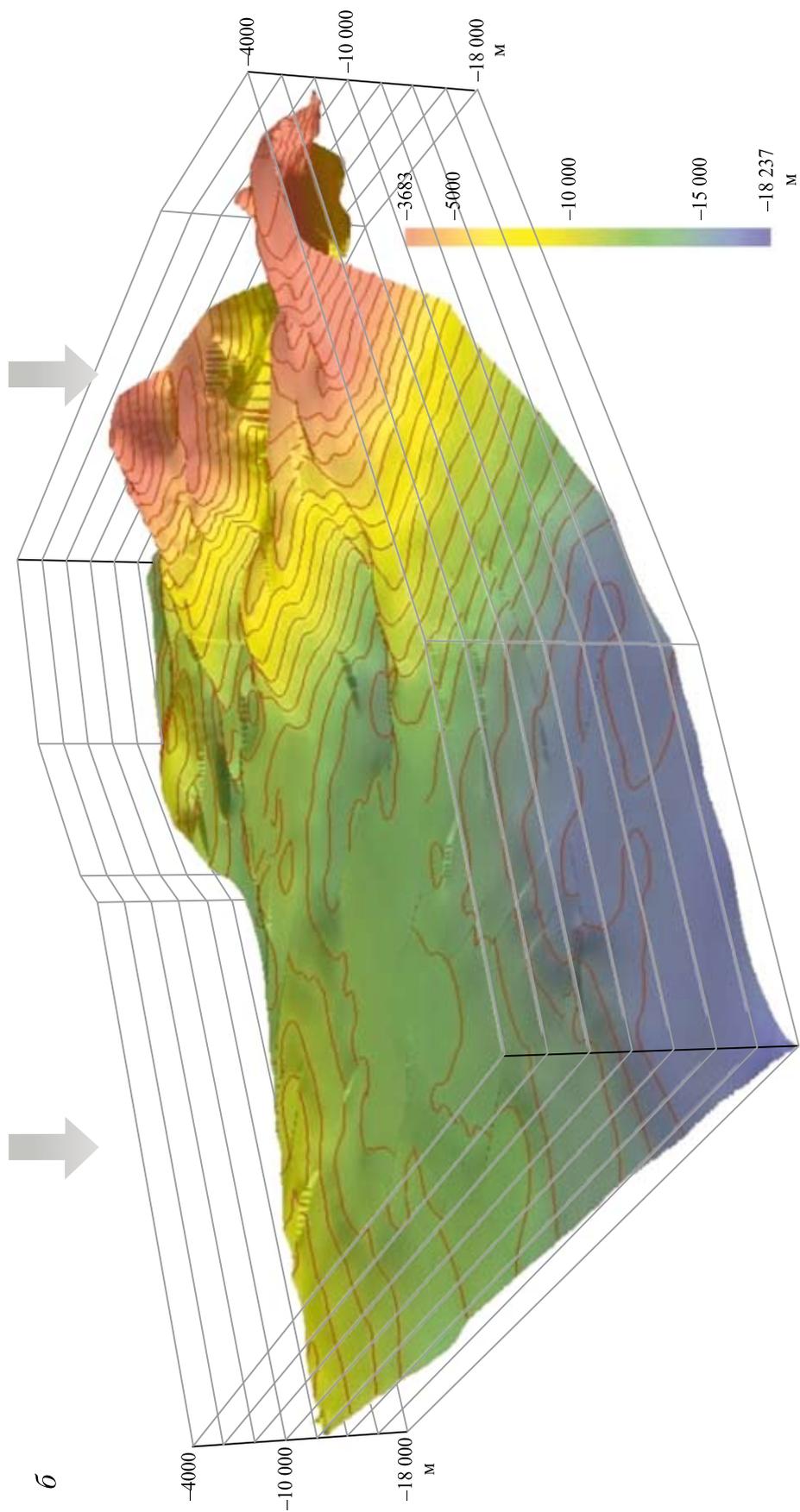


Рис. 4.3. Структурная карта по отражающему горизонту VI(C) — кровля кристаллического фундамента (а) и цифровая модель отражающего горизонта VI(C) с учетом разрывных нарушений (б)
Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз

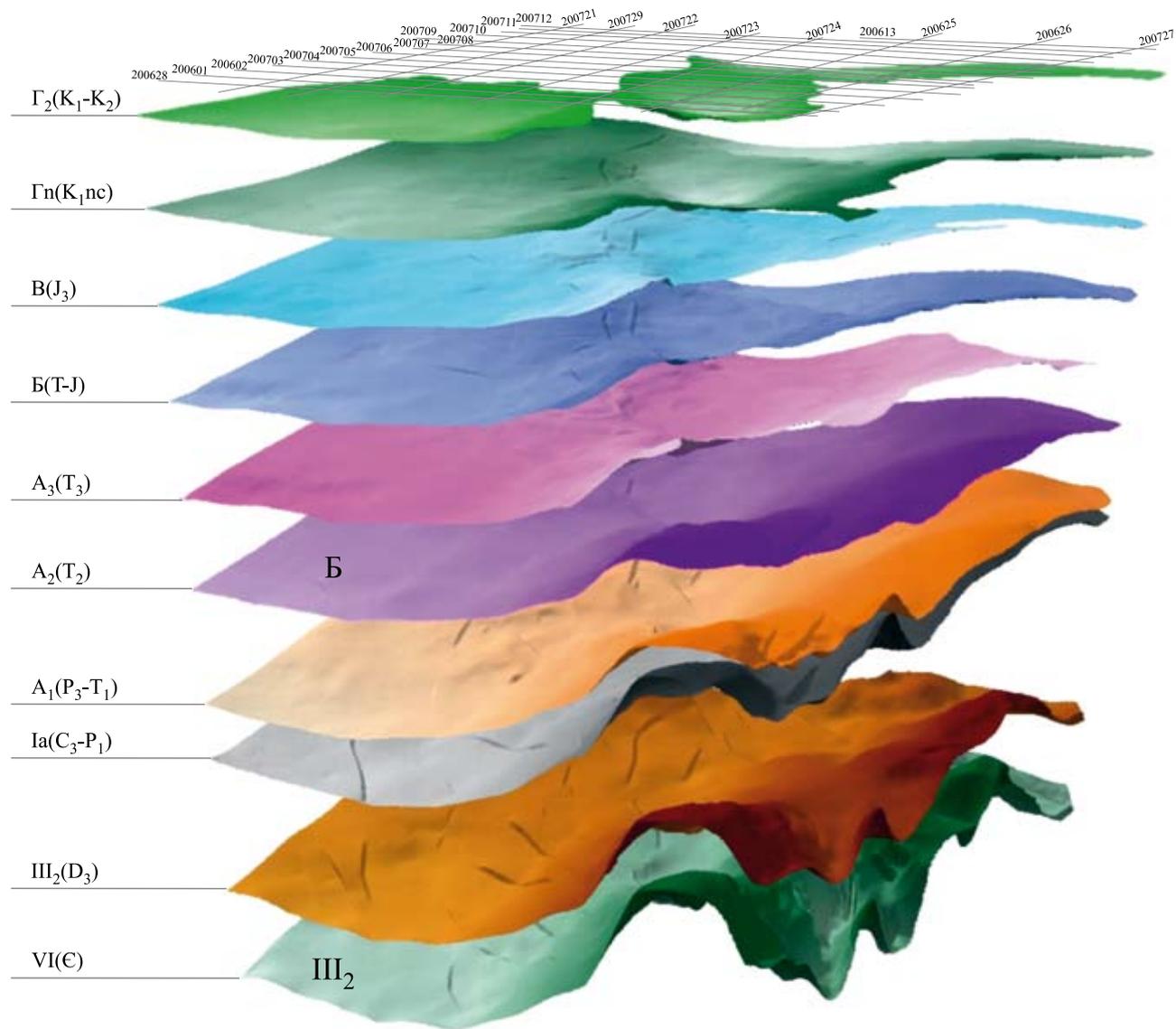


Рис. 4.4. Структурная модель осадочного чехла северо-восточной части Баренцевоморского шельфа с элементами тектоники на основе структурных карт по десяти отражающим горизонтам

При создании цифровых моделей поверхностей использовался метод интерполяции (минимальной кривизны) с учетом разрывных нарушений в качестве барьеров интерполяции. При этом расчет высот производился независимо с правой и с левой стороны от линии разрыва, что дало возможность смоделировать блоковый характер данных поверхностей. Растровые изображения сейсмогеологических разрезов были увязаны в трехмерной среде. Это позволило провести оцифровку тектонических нарушений и зон с хаотической конфигурацией отражений, выходящих на плоскости данных разрезов. В со-

вокупности с плановым расположением данных объектов на разноуровневых картах осуществлено моделирование формы отдельных элементов тектоники в виде согласованных с разрезами самостоятельных тел.

На рис. 4.3, а приведена структурная карта по отражающему горизонту VI(Є) — кровля кристаллического фундамента. При построении поверхности VI(Є) было учтено 82 барьера интерполяции (разрывных нарушений). Размер созданной числовой матрицы составил 794×1162 ячеек размером 500×500 м. Разрывные нарушения отчетливо проявлены в виде ступеней, осложняю-

щих кровлю кристаллического фундамента (см. рис. 4.3, б).

На рис. 4.4 совместно представлены обработанные структурные поверхности и дана дочетвертичная геологическая основа. Построенные поверхности проверены и откорректированы на взаимную непересекаемость, а также согласованы с распространением геологических границ на уровне дочетвертичного среза [Никитин и др., 2015].

Блочная модель — это совокупность множества элементарных блоков прямоугольной формы, расположенных в пространстве по регулярной сети. Каждый блок, как минимум, определяется координатной точкой его центра (X , Y , Z) и размерами по данным осям. Кроме этого, блокам воз-

можно присвоение различных количественных и качественных характеристик, в данном случае, петрофизических свойств ССК.

4.1.2. Создание блочной модели

На следующем этапе структурная модель, в соответствии с применяемым программным обеспечением [Micromine], приведена к набору пластовых блочных моделей (БМ) с размером ячеек в плане 500×500 м и общим их количеством 512 550 шт. по каждому из подразделений (рис. 4.5). Высота ячеек равна мощности подразделений.

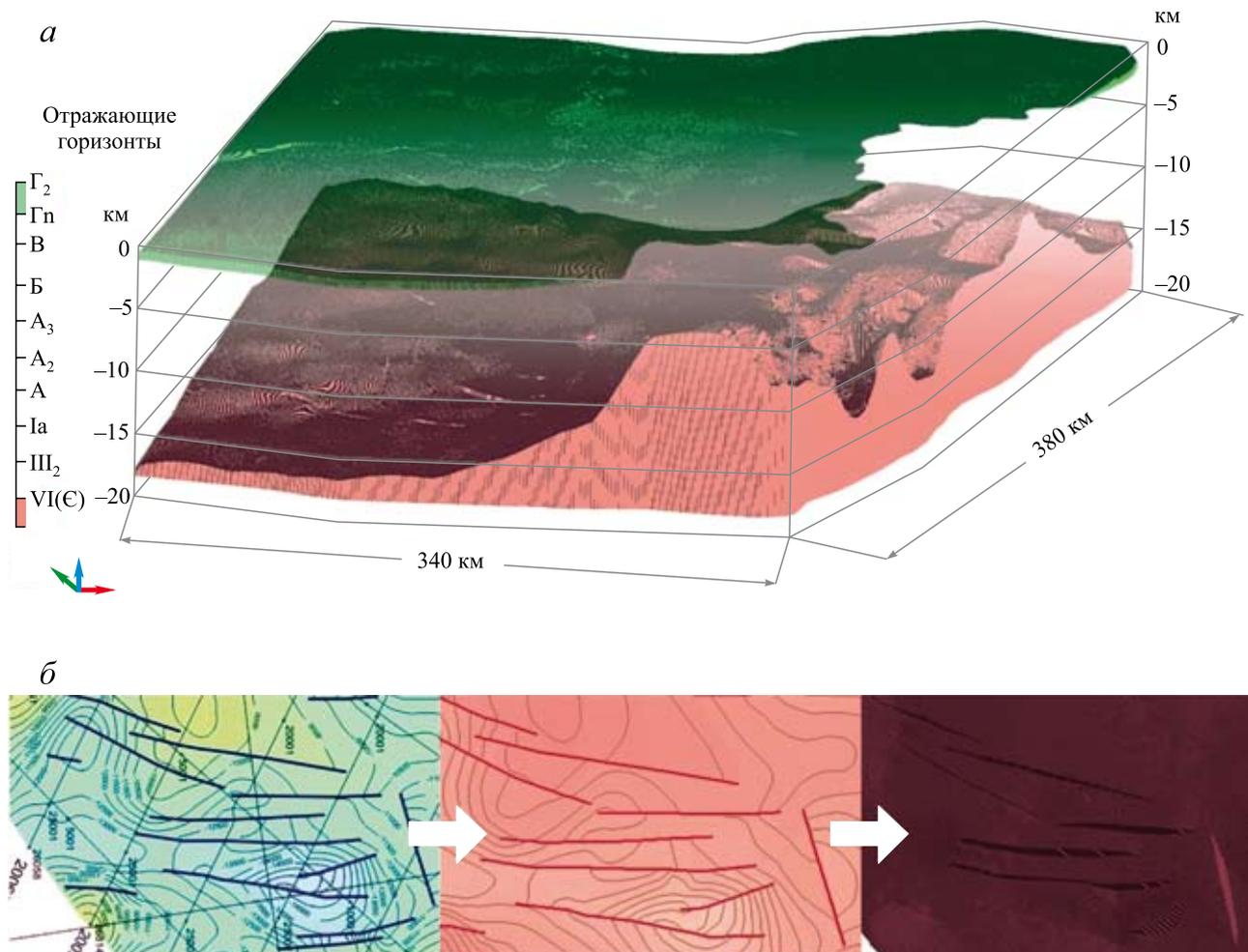


Рис. 4.5. Пример пластовой блочной модели

a — пластовая блочная модель, ограниченная отражающими горизонтами Γ_2 – Γ_n и VI(С); *б* — пример обработки сложно-дислоцированной поверхности

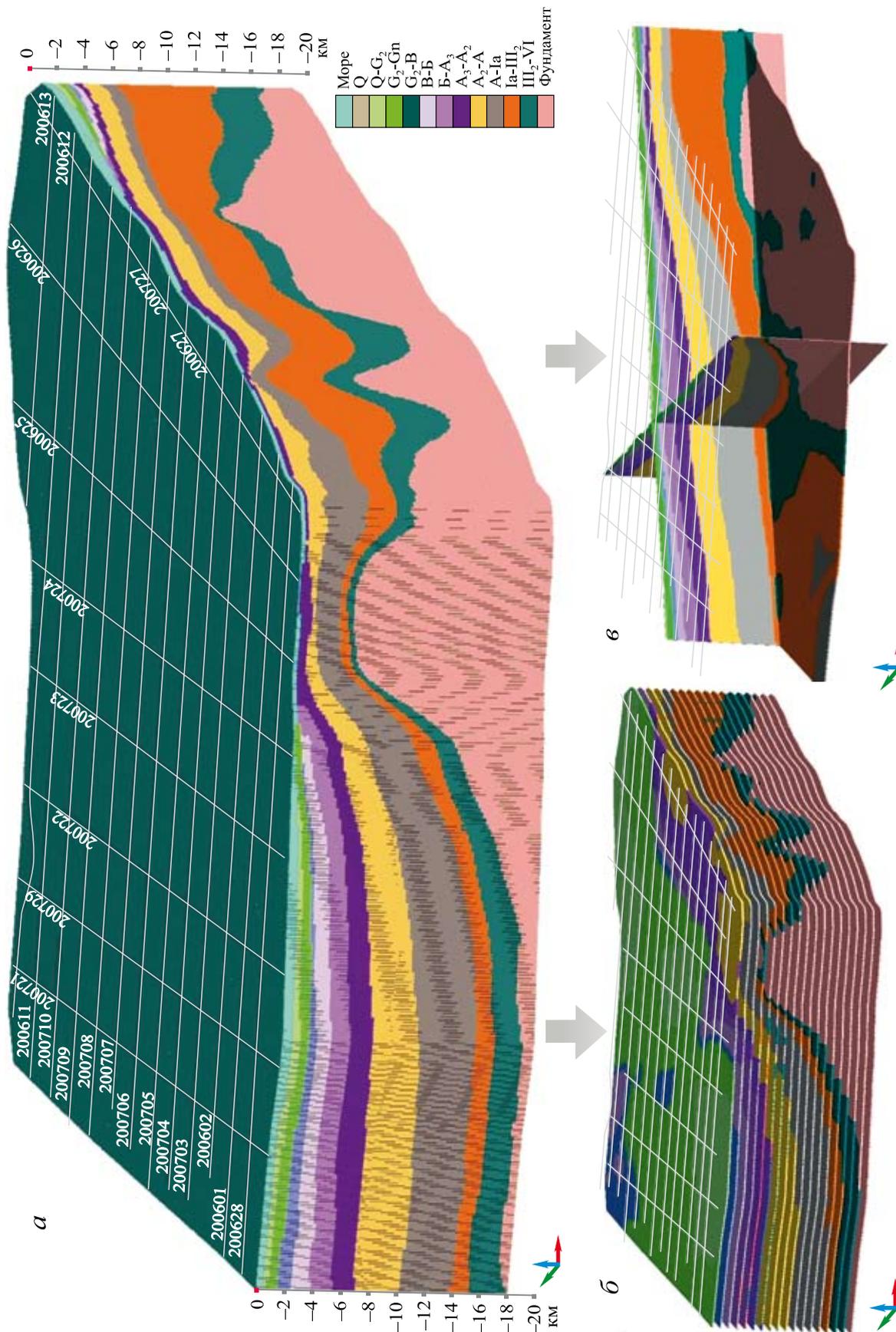


Рис. 4.6. Регулярная блочная модель по десяти ССК (а), ортогональные сечения регулярной БМ (б) и горизонтальные сечения БМ с шагом 1 км (в)

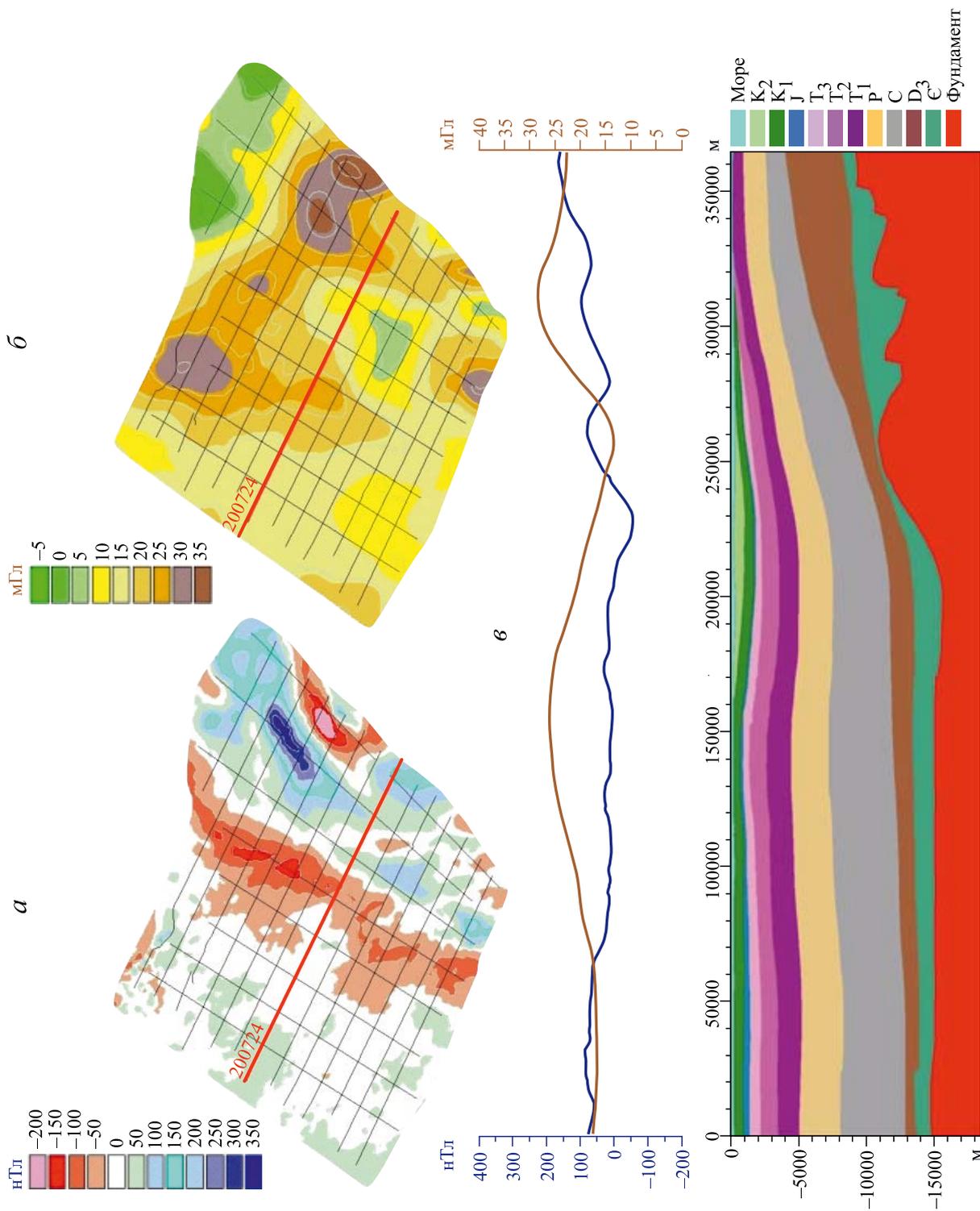


Рис. 4.7. Сечение блочной модели вдоль профиля 200724 МОВ ОГТ
а, б — карты аномальных полей: *а* — магнитного, *б* — гравитационного; *в* — значение магнитного и гравитационного полей

Затем пластовые блочные модели на основе единой выбранной сетки регуляризованы по высоте 200 м. При данных параметрах общее число блоков составило около 46,6 млн штук. Данные в файловом виде были представлены многогранной таблицей, что дает возможность присвоения им петрофизических свойств (плотности, теплопроводности, остаточной намагниченности и др.), путем группового назначения атрибутов или 3D-интерполяции, с последующими расчетами и визуализацией распределений вдоль ортогональных сечений. При этом могут быть задействованы как средства работы с таблицами, так и возможности трехмерной интерполяции.

Ввиду необходимости представления внутреннего строения объемной модели и значительно объема данных, результат удобнее визуализировать в виде серии разрезов, ортогональных осей координат, с вынесенными на них отдельными показателями (рис. 4.6). В интервале высот от 0 до -18 км регулярная блочная модель (БМ) имеет 90 шт. 200-метровых слоев-блоков. Последовательное их отключение дает представление о распределении заданных в модели свойств на различных уровнях.

При переходе от пластовой к регулярной БМ для блоков рассчитывались средневзвешенные объемные и весовые плотностные характеристики, определенные для отдельных пластов. БМ создана в горно-геологической информационной системе [Micromine], где визуализируется полностью и откуда может быть экспортирована в виде произвольных выборок в формы таблиц, гридов, текстовых файлов. Вдоль вертикальных сечений возможно сопоставление данных с различными поверхностными геофизическими полями (рис. 4.7) [Никитин и др., 2015].

4.1.3. Создание объемной модели разрывных нарушений

Для анализа структурно-тектонических нарушений северо-восточной части Баренцева моря на основе структурной модели (см. рис 4.4) была по-

строена объемная модель разрывных нарушений в виде замкнутых тел каркасного типа (рис. 4.8).

Построение каркасов структурно-тектонических нарушений осуществлялось индивидуально для каждого объекта, что позволяло в ходе работы полностью контролировать процесс их создания. В ходе построений проверялась топологическая корректность соединений элементов каркасной модели на самопересечения и замкнутость. По окончании построения каркасной модели отдельного элемента тектоники строились замыкающие грани на уровне крайних отражающих горизонтов, на которых прослеживался данный элемент и создавался так называемый 3D-солид (рис. 4.9).

На основе результатов пространственного моделирования можно заключить, что для исследуемой территории отчетливо выделяются три уровня структурно-тектонических нарушений.

Первый (фиолетовый цвет) соответствует нарушениям, фиксируемым исключительно на отражающем горизонте VI, представляющем собой поверхность кристаллического фундамента; пространственное развитие данного уровня структурно-тектонических нарушений связано с Предновоземельской структурной областью.

Второй (красный цвет) уровень структурно-тектонических нарушений прослеживается для отражающих горизонтов от VI до A-A₂-A₃, т.е. охватывая палеозойскую и триасовую части осадочного чехла. Их размеры в плане составляют по протяженности от 30 до 100 км и по ширине 1–3 км.

Третий (зеленоватый цвет) уровень структурно-тектонических нарушений выделяется для юрско-меловой части осадочного чехла (Б, В, Г₁, Г₂). Они менее масштабные (протяженность редко превышает 50 км при плановой ширине преимущественно до 1 км), хотя имеют большую плотность (см. рис. 4.8) [Никитин, Иванов, 2016].

Из результатов моделирования видно, что однозначного соответствия тектонического каркаса и этажности территории не отмечается. Это говорит об отсутствии унаследованности тектонических процессов на разных этапах формирования осадочного чехла.

⇒

Рис. 4.9. Пример построения каркасов структурно-тектонических нарушений (юго-западная часть территории) *а* — замыкающие грани структурно-тектонических нарушений на уровне крайних отражающих горизонтов; *б* — построение объемной модели (3D-солид) разрывных нарушений в виде замкнутых тел каркасного типа.

1 — дизъюнктивные нарушения (дайки); *2* — отдельный элемент тектоники (3D-солид)

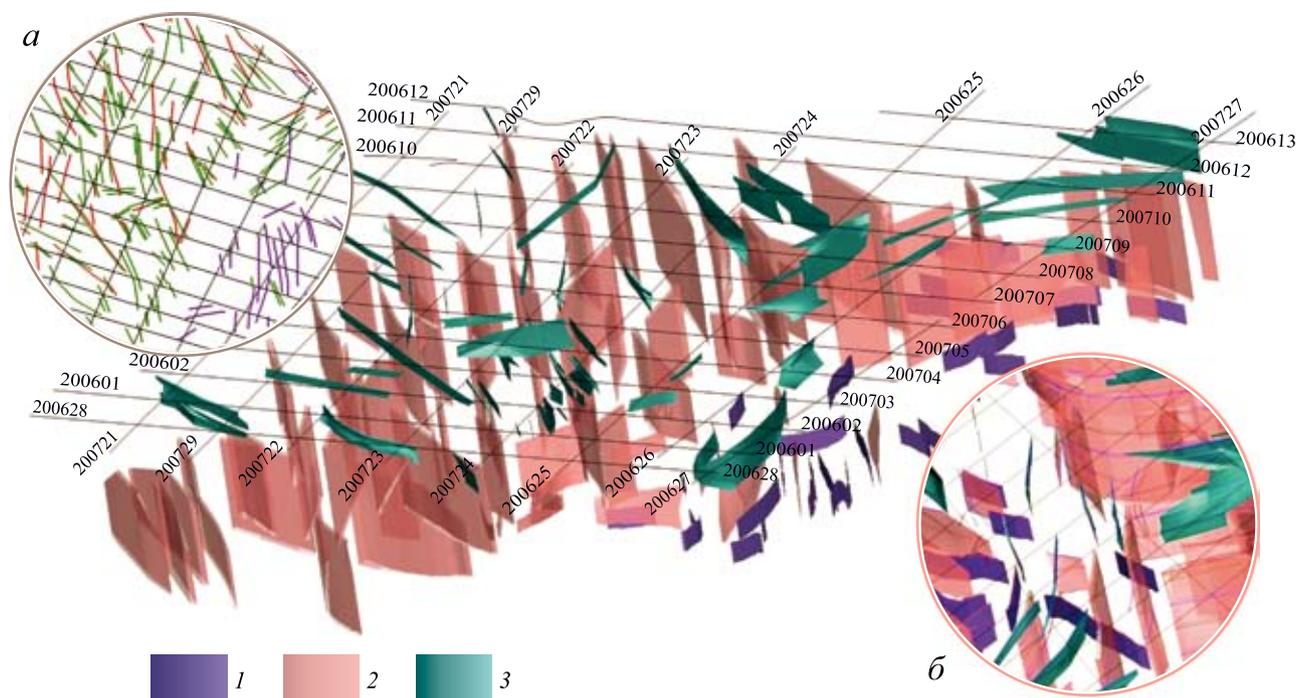
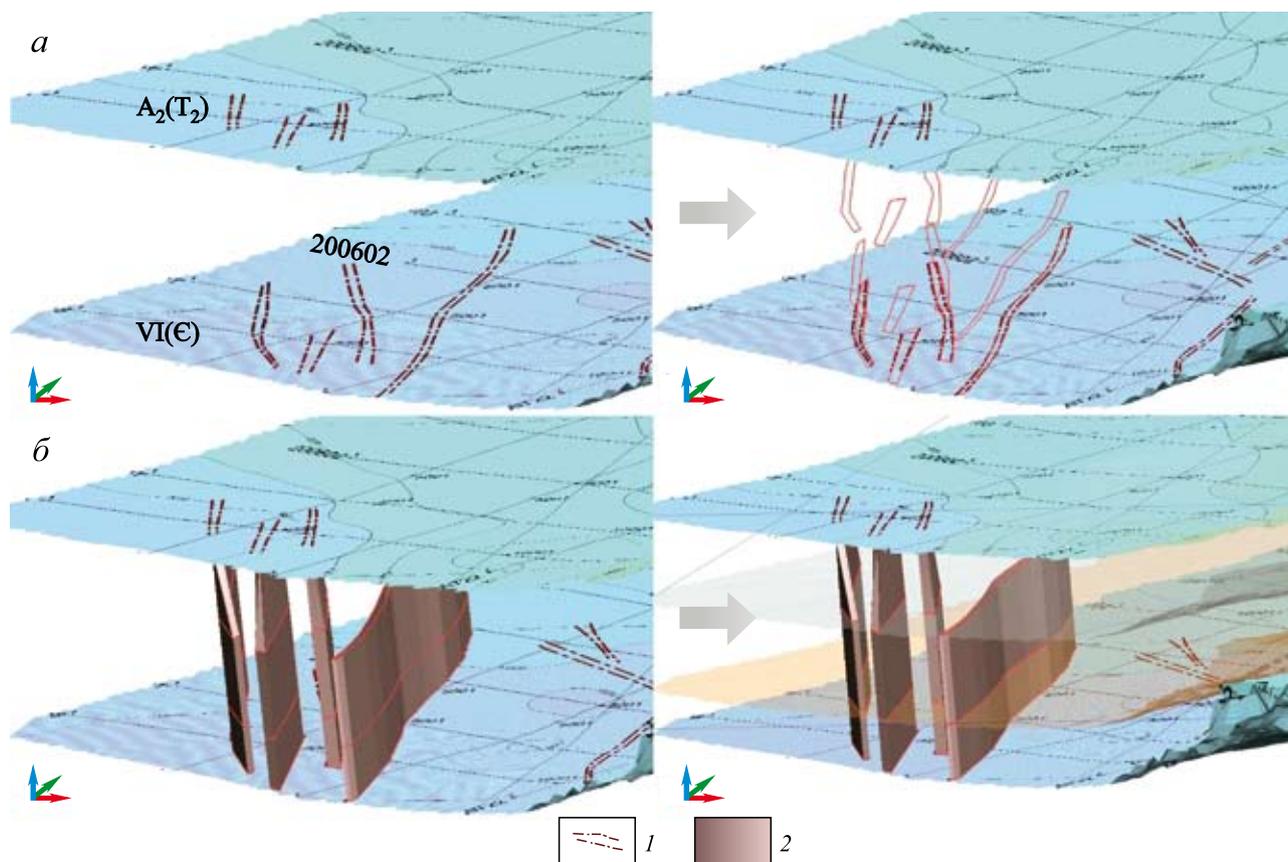


Рис. 4.8. Модель структурно-тектонических нарушений осадочного чехла северо-восточной части Баренцева моря

a — плановый вид разрывных нарушений; *б* — увеличенный фрагмент каркасной модели разрывных нарушений.

1–3 — уровни структурно-тектонических нарушений: 1 — первый, 2 — второй, 3 — третий



4.2. Анализ и моделирование потенциальных полей

4.2.1. Методика интерпретации потенциальных полей

Анализ потенциальных полей выполнялся с использованием процедуры фильтрации на основе быстрого преобразования Фурье. Преобразовывая гравимагнитные данные в «пространство Фурье», мы можем работать с ними как с функцией волнового числа или длины волны. Для такой формы представления данных существует целый ряд операций, которые могут использоваться для получения полезной информации, удаления не интересующей нас информации или трансформации данных (определение тренда, вертикальной производной, аналитическое продолжение поля и пр.).

Расчет трансформант потенциальных полей позволяет моделировать положение магнитных контактных поверхностей, отождествляемых с границами геологических объектов [Bhattacharya, 1966; Gupta, Grant, 1985; Macleod et al., 1993; Spector, Grant, 1970].

Структура гравитационного и магнитного полей формируется за счет суперпозиции аномалий разного происхождения, обусловленных соответственно плотностными и магнитными неоднородностями геологических тел. Они имеют разные латеральные размеры, разные контрасты физических свойств относительно фоновых характеристик и разную глубину залегания аномалиеобразующих объектов. Именно эти факторы объясняют появление аномалий, которые принято называть региональными или локальными.

Разбиение на эти два типа аномалий определяется масштабом исследований. При детальных съемках крупного масштаба в пределах шельфовых плит региональные аномалии отличаются от локальных только глубиной источника, но обе приурочены к контрастным объектам в пределах осадочного чехла. При исследовании на длинных геотраверсах или при площадной съемке мелкого масштаба удается классифицировать региональные аномалии, образующиеся за счет неоднородностей в фундаменте. На этом фоне более мелкие, локальные аномалии, как правило, приурочены к осадочному чехлу.

Существующие хорошо апробированные методы трансформации потенциальных полей по-

зволяют отфильтровать глубинные региональные аномалии и приповерхностные локальные, причем выбор алгоритма трансформации дает возможность делать, по существу, томографические срезы аномального поля на различных глубинах.

Наиболее часто применяемыми методами преобразования потенциальных полей являются: осреднение, аналитическое продолжение (трансформация) поля в верхнее или нижнее полупространство, вычисление высших производных потенциала. Поле аномалий Δg и ΔT , взятое, например, вдоль некоторого профиля, представляет сложную кривую, отражающую суперпозицию взаимного влияния различных тел, расположенных на разных уровнях в земной коре. Удаляясь или приближаясь к аномальным массам, мы будем тем самым ослаблять или усиливать те или иные аномалии, потому что величина потенциала гравитационного и магнитного полей обратно пропорциональна расстоянию до возмущающего объекта. Гравитационный и магнитный потенциалы являются гармоническими функциями, т.е. слабо меняющимися при малых приращениях аргумента и многократно дифференцируемые.

Поле от глубоко расположенных крупных геологических объектов мало подвержено изменению при трансформациях. Пересчитывая поле Δg или ΔT в верхнее полупространство, мы в значительной степени исключаем влияние локальных структур и подчеркиваем поле, вызванное действием крупных региональных объектов. В то же время, пересчитывая наблюдаемое поле в нижнее полупространство, например, на уровень кристаллического фундамента, мы в значительной мере усиливаем интенсивность локальных аномалий, вызванных близко расположенными к поверхности небольшими объектами.

Таким образом, операция трансформации аналогична фильтрации: при пересчете вверх подавляются высокочастотные составляющие кривых Δg или ΔT и выделяются низкочастотные; при пересчете вниз, наоборот, происходит усиление высокочастотного фона аномалий и относительное уменьшение низкочастотных составляющих.

Аналогичный пересчету в верхнее полупространство эффект производит осреднение поля по площадям. Вычисление высших производных Δg или ΔT , так же, как и пересчет в нижнее полупространство, усиливает высокочастотные составляющие поля. Таким образом, зная распределение Δg или ΔT на

поверхности воды или Земли, можно рассчитать их значение выше или ниже этой поверхности.

Следует отметить, что при пересчете в нижнее полупространство сильно возрастают влияния ошибок измерений. Поэтому для их уменьшения мы предварительно производили на каждом уровне пересчета сглаживание кривой Δg или ΔT . Разумеется, что эти операции неизбежно приводят к искажению первичной информации, появлению ложных аномалий или, наоборот, заглушиванию существующих аномалий. Поэтому проведение операций трансформации эффективно при выполнении высокоточных наблюдений.

Примененный метод моделирования заключается в итеративном решении прямой задачи (вычисление гравимагнитного эффекта от предполагаемого геологического разреза) и в создании таких плотностной и магнитной моделей строения земной коры вдоль линии профиля, в которых расчетное гравитационное и магнитное поля наилучшим образом соответствуют наблюдаемому. Это позволяет интерполировать положение плотностных и магнитных границ на участках, где фактические данные отсутствуют или являются ненадежными.

Плотности глубинных слоев оценивались по известным соотношениям между этим параметром и скоростью продольных волн. Кроме того, привлекались петрофизические данные, полученные по керну скважин на Земле Франца-Иосифа [Хуторской и др., 2013].

Расчеты выполнялись при помощи программного пакета OASIS MONTAJ компании Geosoft (Geosoft Software) [Geosoft Software, Oasis montaj].

Моделирование и анализ потенциальных полей позволили: достоверно выяснить структуру, вещественный состав и геодинамические условия формирования земной коры; подтвердить проявления интрузивного магматизма; проследить элементы тектоники, четко проявляющиеся в потенциальных полях; уточнить глубинное строение земной коры [Никитин и др., 2017].

4.2.2. Численное моделирование потенциальных полей

Для геофизической характеристики северо-восточной части Баренцевоморского шельфа были составлены карты аномального магнитного и гравитационного полей (рис. 4.10 и 4.11). Для де-

тальной характеристики геологических комплексов, отраженных в потенциальных полях, были рассчитаны их локальные составляющие (рис. 4.12 и 4.13).

Локальные составляющие полей были рассчитаны с помощью модуля MAGMAP программного комплекса OASIS MONTAJ [Geosoft Software, Oasis montaj] посредством вычисления радиально осредненного энергетического спектра потенциальных полей (на основе двухмерного быстрого преобразования Фурье) и фильтрации полученного энергетического спектра с применением спектрального фильтра Гаусса регионального/остаточного поля. Это сглаживающий фильтр, который часто используется для выделения высокочастотной или низкочастотной составляющих поля. Теоретические основы применения двухмерного быстрого преобразования Фурье изложены в работах: [Bhattacharya, 1966; Burg, 1975; McClellan, Nawab, 1979; Winograd, 1978].

Приведен радиально осредненный энергетический спектр для магнитного (рис. 4.14) и гравитационного (рис. 4.15) полей. На верхних графиках отображена радиально осредненная энергия, представляющая собой спектральную плотность, осредненную для всех элементов грида при соответствующем волновом числе, на нижнем графике указана оценка глубин группы источников поля, полученная на основании значений угла наклона энергетического спектра (см. рис. 4.14 и 4.15). Глубина до статистической совокупности источников определяется следующим выражением:

$$h = -s/4\pi,$$

где h — глубина; s — угол наклона логарифма энергетического спектра.

Полученные оценки можно использовать как приблизительный ориентир при определении глубин совокупностей источников поля. В нашем случае для гравитационного поля можно однозначно выделить группу глубинных источников (от 20 до 60 км) и неглубоких источников (до 10–15 км). Для магнитного поля также выделяется две группы: глубинных источников (от 20 до 30 км) и неглубоких источников (до 10–15 км).

Используя данные, полученные при анализе энергетического спектра полей, были рассчитаны их локальные составляющие путем фильтрации энергетического спектра для группы глубинных источников.

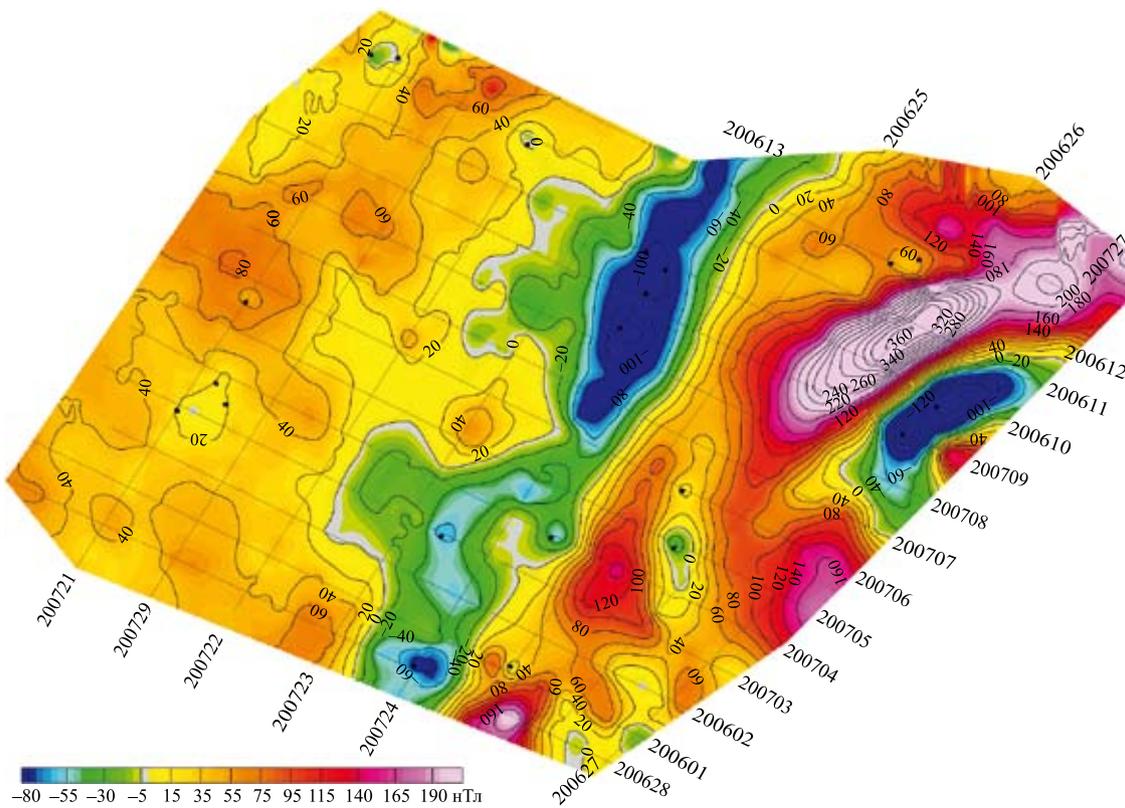


Рис. 4.10. Карта аномального магнитного поля северо-восточной части Баренцевоморского шельфа

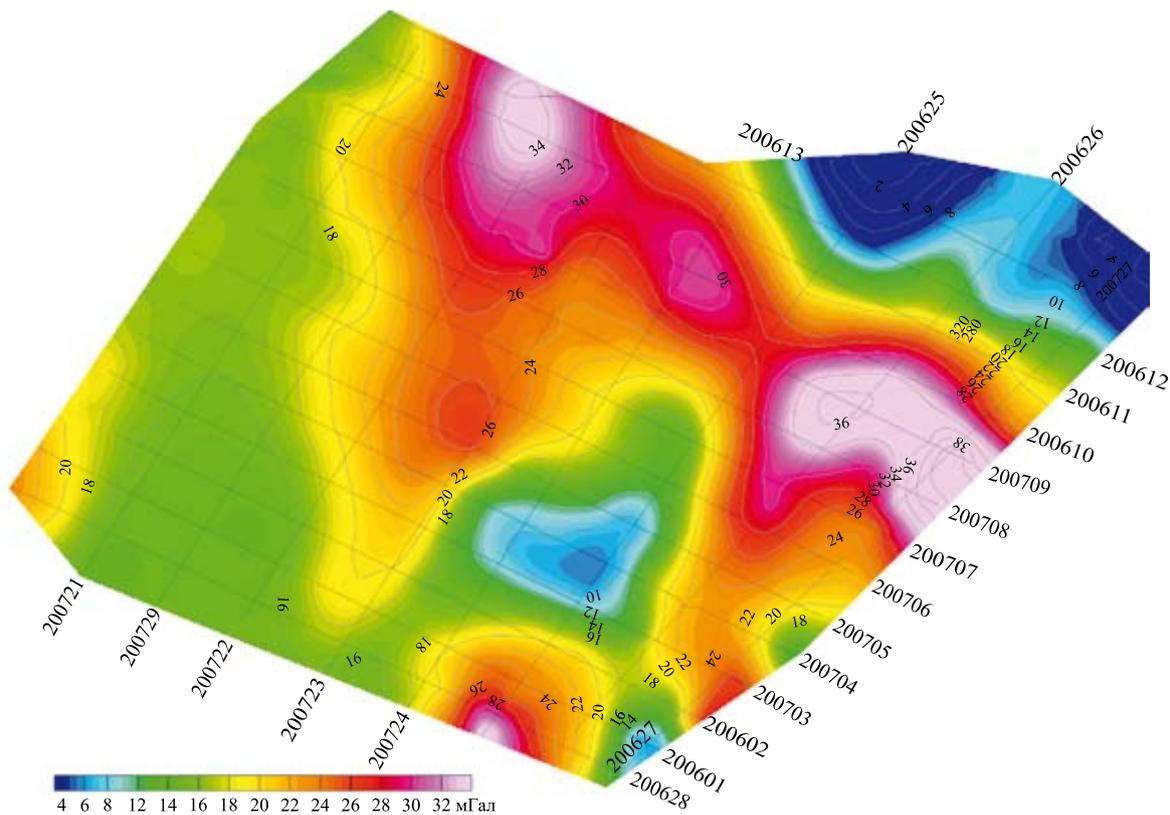


Рис. 4.11. Карта поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $2,67 \text{ г/см}^3$ северо-восточной части Баренцевоморского шельфа

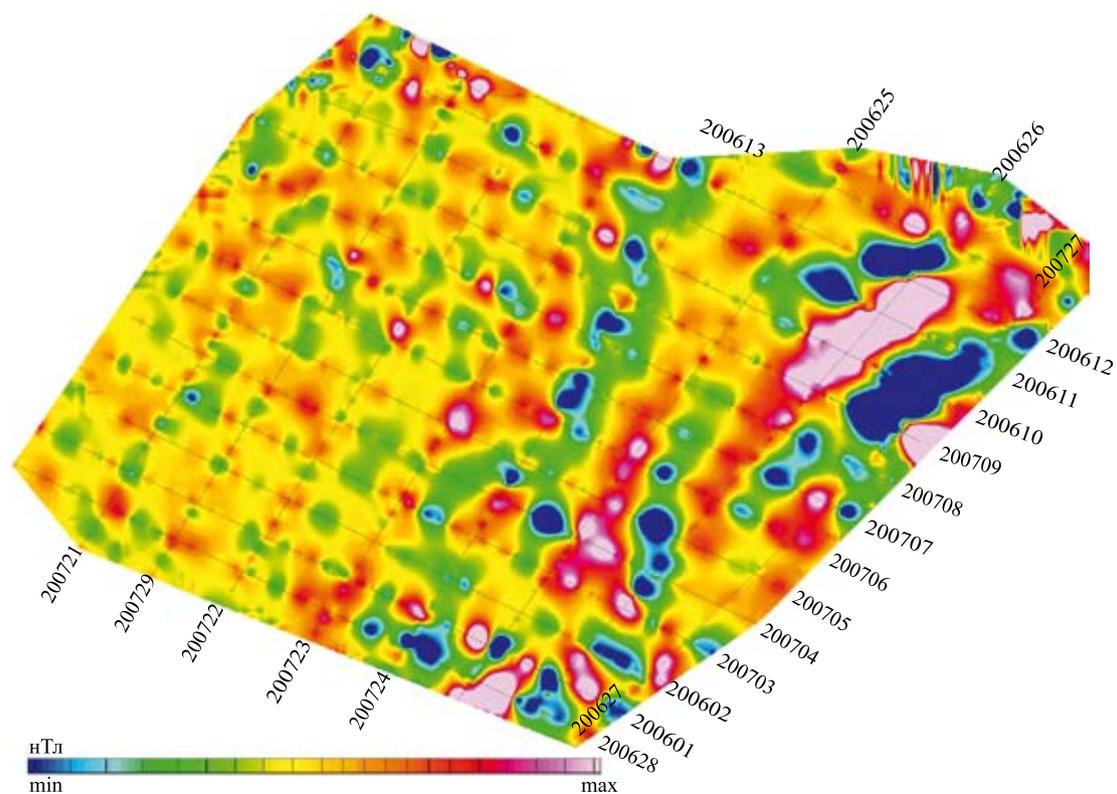


Рис. 4.12. Карта локальной составляющей аномального магнитного поля северо-восточной части Баренцево-морского шельфа

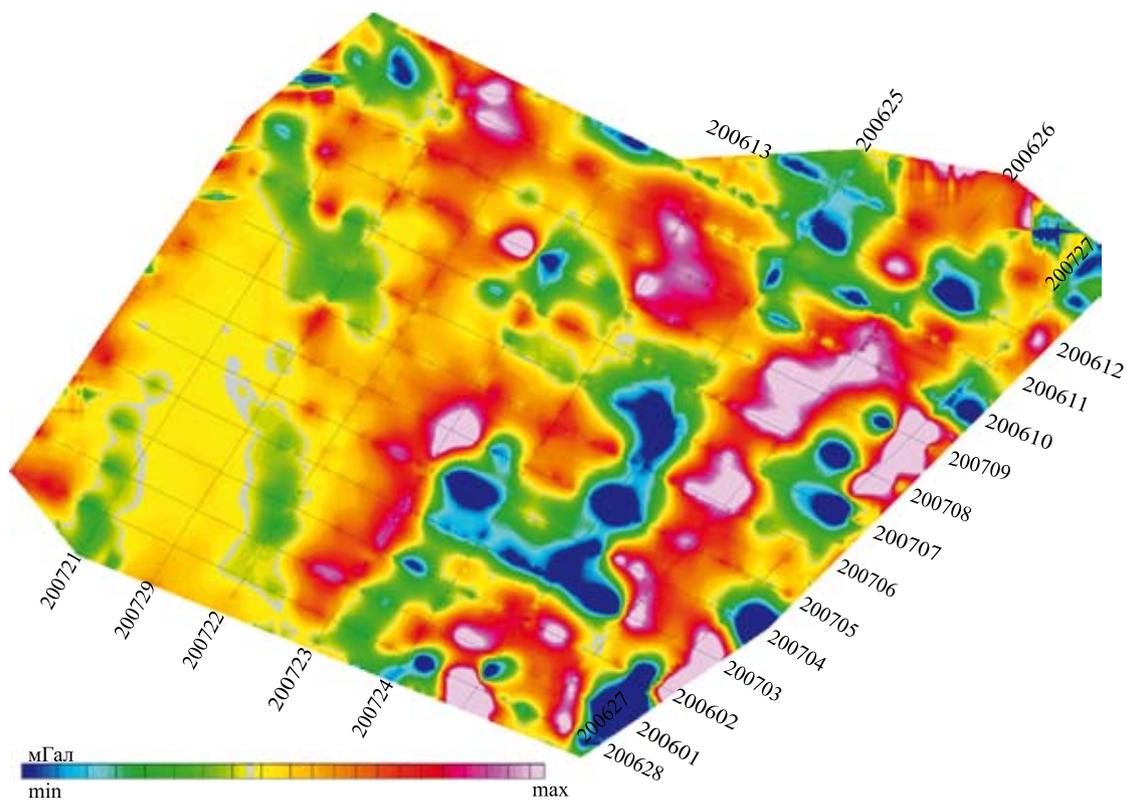


Рис. 4.13. Карта локальной составляющей аномалий поля силы тяжести северо-восточной части Баренцево-морского шельфа

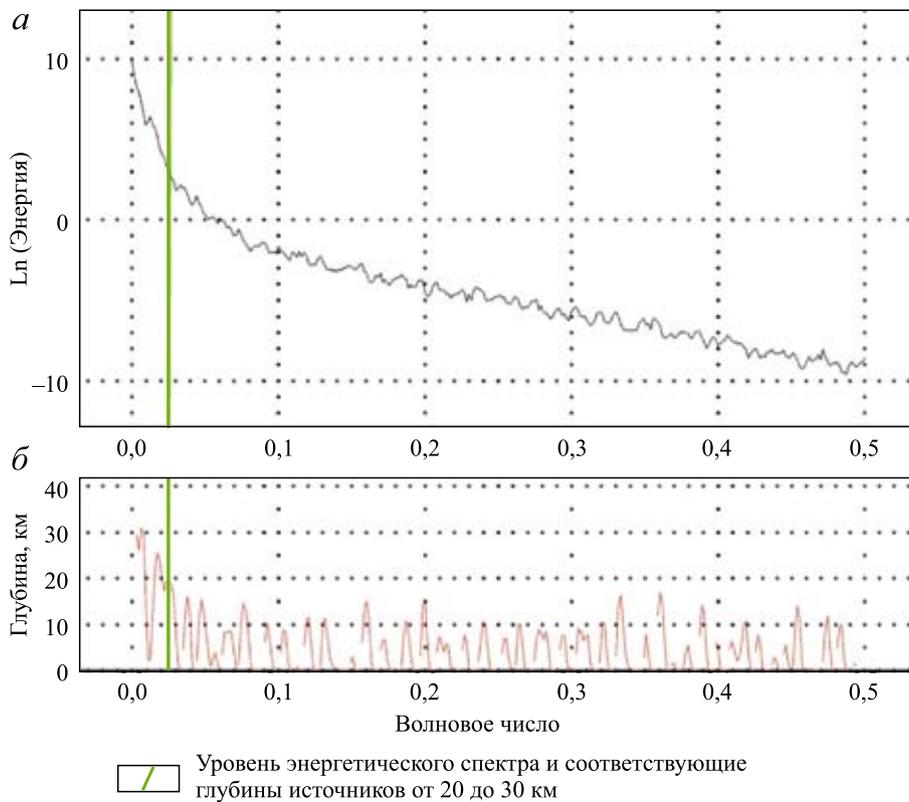


Рис. 4.14. Радиально осредненный энергетический спектр магнитного поля (а) и график глубины верхней особой точки (б)

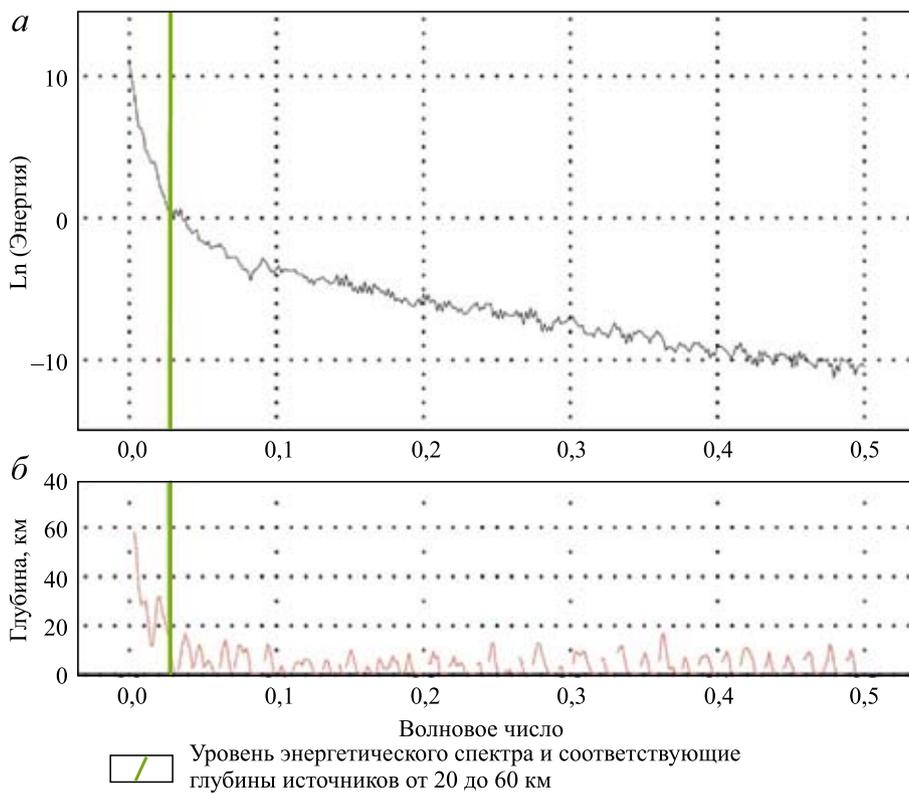


Рис. 4.15. Радиально осредненный энергетический спектр гравитационного поля (а) и график глубины верхней особой точки (б)

Таким образом, полученные локальные составляющие магнитного и гравитационного полей несут в себе информацию о пространственном распределении группы неглубинных источников (до 10–15 км). В программном модуле MAGMAP [Geosoft Software, Oasis montaj] можно изменять параметры фильтра и сразу видеть результат фильтрации. Для гравитационного и магнитного полей было выбрано значение стандартного отклонения фильтра, равное 0,02, которое позволяет исключить из исходных данных энергетический спектр, соответствующий группе глубинных источников.

Районирование территории по геофизическим полям стало началом интерпретационного процесса. Основной задачей районирования является разбиение площади на блоки, характеризующиеся однородными по уровням значений и структуре взаимосвязями введенных параметров. Границами таких блоков служат, как правило, тектонические нарушения. Таким образом, задачи районирования площади и трассирования разломов тесно связаны между собой.

При районировании мы использовали набор геофизических полей, характеризующих намагниченность и плотность горных пород.

Районирование территории производилось путем классификации многопараметровых цифровых геофизических данных по методике «К-средних» в комплексе спектрально-корреляционного анализа трехмерных геоданных “COSCAD-3D” [COSCAD-3D]. С помощью алгоритма, реализованного в этой программе, осуществляется разбиение площади на области (кластеры), однородные по уровням значений и структуре взаимосвязей геофизических параметров. Наименее плотным и немагнитным породам соответствуют классы голубого и синего оттенков, а плотным и магнитным образованиям — красного (рис. 4.16).

По аналогичному принципу выполнена совместная классификация локальной составляющей магнитного и гравитационного полей (рис. 4.17). Локальная составляющая отражает наиболее приповерхностные объекты, что в нашем случае соответствует неоднородностям в осадочном чехле, в том числе, относящимся к магматическим образованиям.

На основании совместной интерпретации и анализа геолого-тектонических и геофизических данных установлены следующие основные геофизические критерии выделения и прослеживания разрывных нарушений:

— зоны интенсивных линейных горизонтальных градиентов типа магнитных ступеней, выделяемых на границах блоков, отличающихся вертикальной мощностью, размерами, формой, глубиной залегания контактной поверхности;

— резкие изменения направлений и смещение изолиний по простиранию, резкие изгибы и пережимы их в плане, торцевое замыкание или обрыв;

— смена уровня, знака, характера и формы аномалий на контакте блоков;

— цепочки знакопеременных магнитных аномалий, приуроченные к контакту блоков.

Уточнение элементов залегания некоторых контактных поверхностей произведено нами путем вычисления пространственных координат сингулярных источников с помощью алгоритма деконволюции Эйлера (рис. 4.18). Анализ размещения особых точек потенциальных полей позволяет уточнить ранг и положение, направление падения плоскости сместителя тектонических нарушений, выделяемых по геофизическим данным.

По профилю 200705 (рис. 4.19) выполнено моделирование потенциальных полей. Исходными данными для построения модели послужили временной разрез МОВ ОГТ и данные по петрофизическим свойствам пород.

На первом этапе расчета была выполнена оцифровка временного разреза, отражающих горизонтов, динамически выраженных в волновом поле дискордантных горизонтов группы α (см. рис. 4.19), которые отождествляются с пластовыми магматическими интрузиями (силлами). Природа этих образований установлена по результатам бурения скважины Лудловская (рис. 4.20), где вблизи забоя вскрыто несколько пластов габбро-долеритов. Также выполнена оцифровка очень необычных «столбообразных» волновых аномалий — субвертикальные интрузивные тела (дайки) с минимальными амплитудами смещения. Характерной особенностью этих аномалий является хаотичная сейсмическая запись внутри «столба» и прекращение прослеживания отражающих горизонтов на его границах. Столбообразные аномалии коррелируют от профиля к профилю, образуя протяженные (до 100 км) линейные элементы, выраженные в рельефе в виде тектонических уступов северо-западного простирания (см. рис. 4.19).

В результате получена блоковая модель, каждому блоку которой было присвоено соответствующее значение плотности.

Точки наблюдения	Аномальное гравитационное поле, мГал		Аномальное магнитное поле, нТл	
	среднее значение	стандартное отклонение	среднее значение	стандартное отклонение
номер	количество			
7	100 542	20,37	38,79	4,89
5	17 395	15,88	28,65	10,91
14	6344	17,23	-37,46	15,41
9	2695	12,42	-34,71	16,17
1	1766	9,45	-3,06	12,66
3	456	2,45	5,83	14,65
6	15 422	16,75	56,51	12,71
2	419	2,20	42,47	10,04
10	2846	10,21	58,35	15,07
17	3910	12,26	117,67	19,76
13	885	4,19	66,84	10,68
12	1141	6,69	106,28	17,67
19	3976	8,44	192,04	26,95
4	10 389	21,46	-3,30	15,30
8	12 513	24,78	33,88	19,85
16	4032	22,64	-86,30	26,14
15	8487	29,00	12,68	18,77
20	6280	29,88	-64,09	32,79
11	7954	26,09	103,80	29,83
18	4702	34,03	47,00	41,30
21	3654	29,65	249,18	61,67

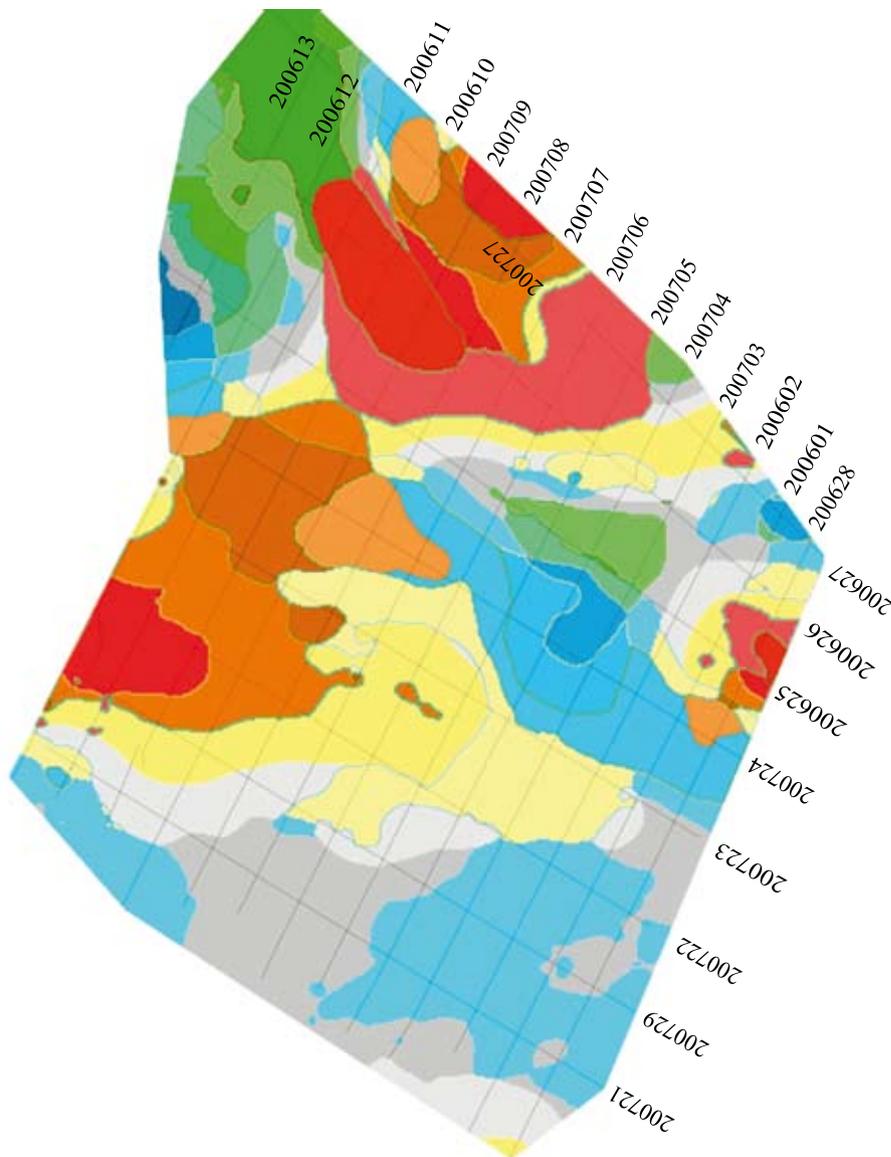


Рис. 4.16. Карта классификации аномального магнитного и гравитационного полей

Точки наблюдения		Локальная составляющая поля силы тяжести, мГал		Локальная составляющая аномального магнитного поля, нТл	
номер	количество	среднее значение	стандартное отклонение	среднее значение	стандартное отклонение
11	109 613	0,01	0,03	-0,03	0,57
12	9417	-0,12	0,06	-3,96	1,84
10	5329	-0,38	0,08	-3,44	2,44
4	4200	-0,28	0,11	-12,44	3,56
3	1222	-0,33	0,20	-34,42	8,18
2	2139	-0,76	0,23	-9,54	4,27
12	11 819	0,00	0,06	3,70	1,38
9	8104	-0,19	0,06	1,56	1,65
15	4660	-0,28	0,09	7,57	2,68
8	4324	-0,62	0,13	2,84	2,49
19	920	-0,21	0,25	24,98	5,19
20	684	-0,19	0,28	46,71	5,80
5	2534	-0,69	0,14	13,05	4,06
1	799	-1,35	0,35	7,53	11,76
18	9252	0,09	0,09	-6,40	2,33
6	3136	0,05	0,15	-17,75	3,74
23	11 992	0,30	0,10	-1,21	2,23
21	4808	0,50	0,21	-10,87	4,19
7	1114	0,41	0,24	-34,22	8,55
22	4314	0,02	0,10	11,53	3,20
24	7690	0,27	0,10	5,88	2,50
25	4033	0,85	0,39	4,54	6,60
16	2803	0,55	0,23	18,93	4,46
17	818	0,74	0,53	41,03	7,92
14	84	0,52	0,43	78,09	12,24

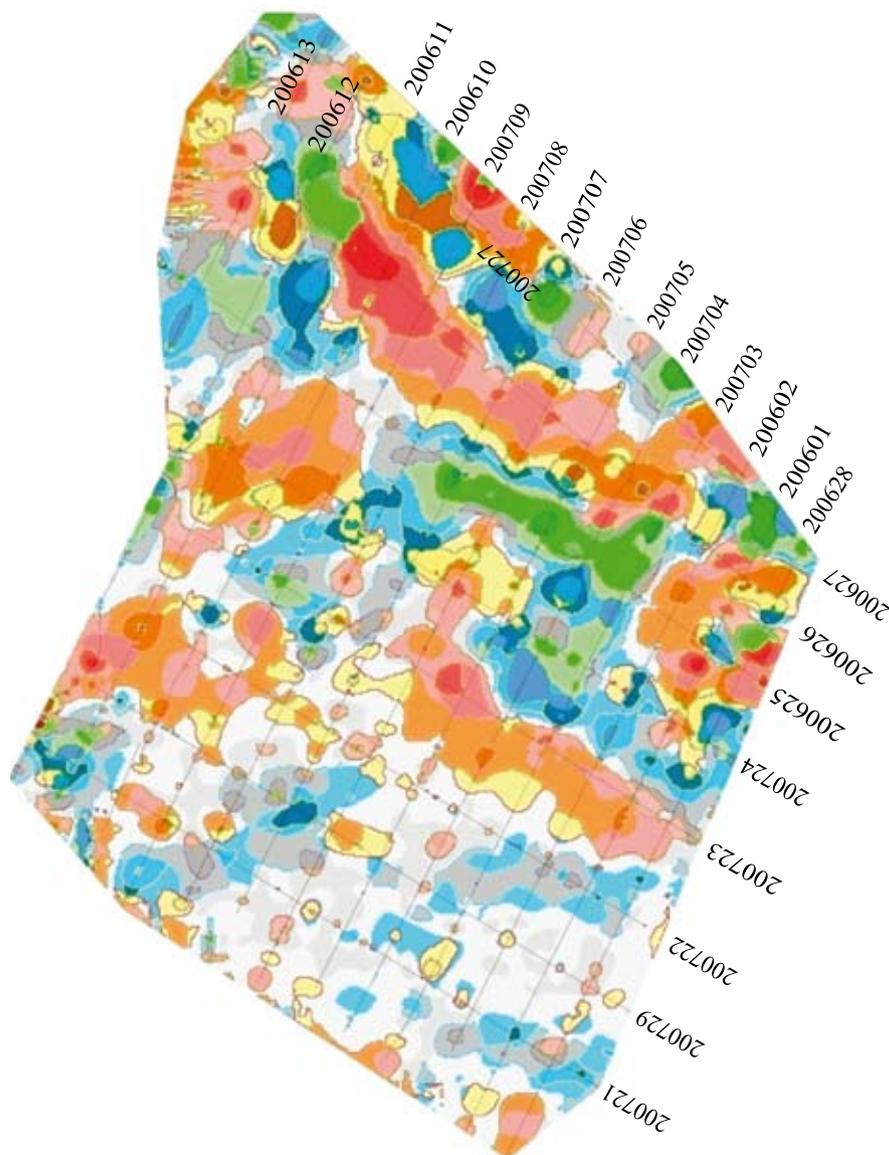


Рис. 4.17. Карта классификации локальных составляющих магнитного поля и поля силы тяжести

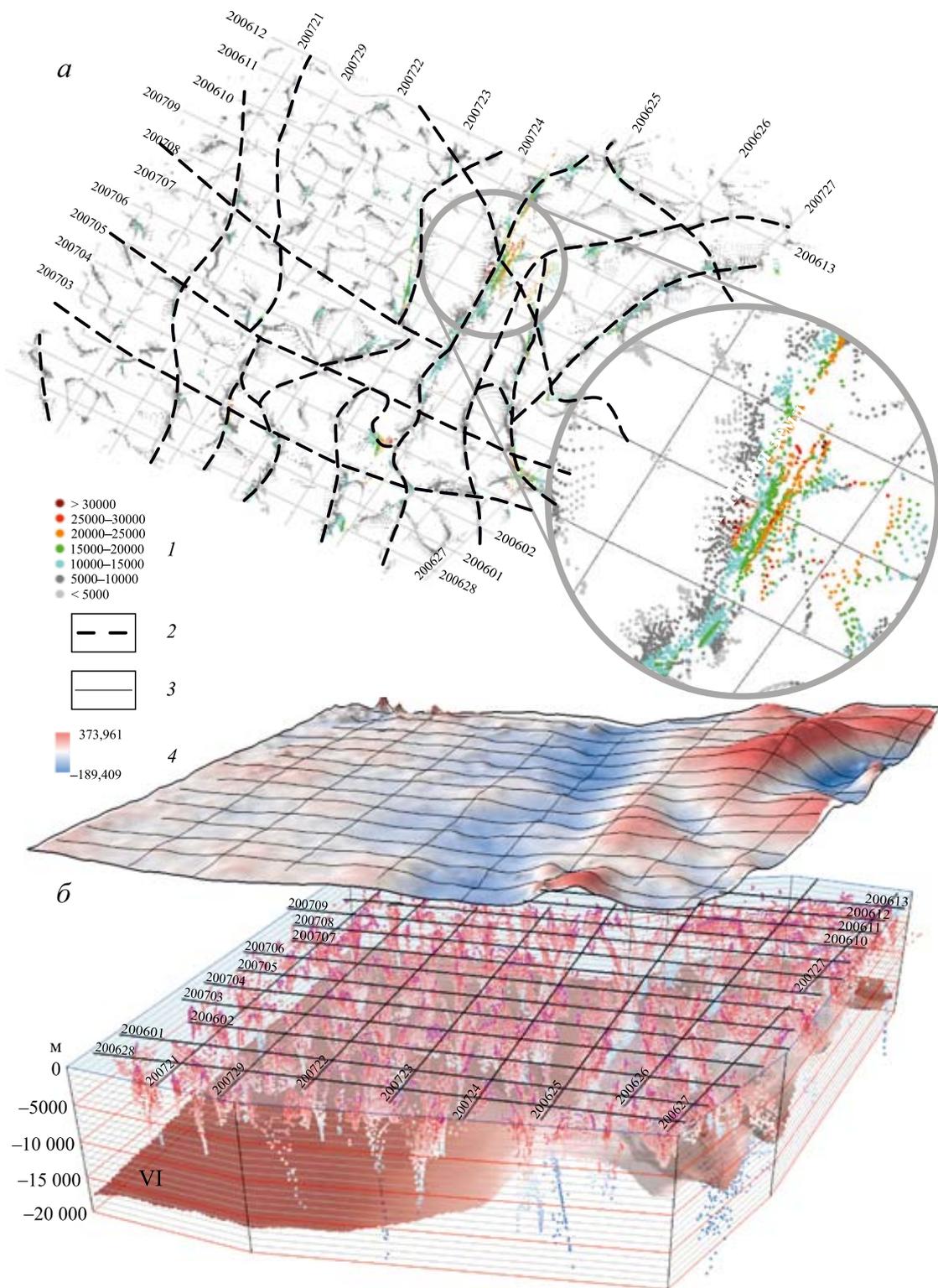


Рис. 4.18. Положение особых точек геомагнитной модели северо-восточной части Баренцевоморского шельфа
a — схема структурно-тектонических нарушений по данным магнитометрии; *б* — пространственное размещение особых точек магнитного поля.

1 — цветовая шкала распределения точек Эйлера по глубине, м; 2 — структурно-тектонические нарушения; 3 — профили МОВ ОГТ 2D; 4 — шкала аномального магнитного поля, нТл

Используя алгоритм Нейфа-Дрейка [Bhattacharya, 1966], были рассчитаны скорости сейсмических волн для каждого блока (табл. 4.1). С помощью алгоритма пересчета, реализованного в модуле GM-SYS программного комплекса OASIS MONTAJ [Geosoft Software, Oasis montaj], временной разрез пересчитан в глубинный разрез.

Полученный гравимагнитный эффект сравнивался с наблюдаемыми магнитным и гравитационным полями. После уточнения геометрии границ блоков и их свойств, была получена модель, гравимагнитный эффект от которой наиболее соответствовал наблюдаемым полям при допущении о постоянстве физических параметров в выделенном модельном блоке (рис. 4.21).

Распределение физических параметров делает модельные границы условными, возможные вариации которых при изменении параметров внутри тел могут достигать 15–20%. Ошибки за счет аппроксимации реального трехмерного геологического пространства могут достигать 15% для выбранной структуры распределения модельных блоков. В этой связи не было необходимости при моделировании добиваться полного соответствия модельного поля наблюдаемому, остаточное расхождение составляло 3 мГал и 20 нТл. Эти различия были обусловлены в основном реальными неоднородностями глубинного строения, которые не имели какого-либо отражения в сейсмических данных и не учитывались в моделях.

Обобщение имевшейся информации о строении осадочного чехла и верхней части фундамента, а также привлечение вновь полученных результатов интерпретации потенциальных полей позволяет сделать предположение о гетерогенном строении фундамента и его многофазной тектономагматической активности, которая начала проявляться в самом конце палеозоя, но особенно заметно проявилась в триасе. Прогибание фундамента и усиление растягивающих напряжений привело к внедрению многочисленных дайкообразных габбро-долеритов, сформировавших ступенчатые структуры северо-западного простирания и силлы в пермских и триасовых отложениях. В результате бурения было выяснено, что эти внедрения имели длительную историю, так как слои габбро и долеритов были вскрыты даже в пределах осадочного чехла.

В результате интерпретации потенциальных полей и анализа имеющейся геологической ин-

формации можно утверждать, что в течение всего триаса в северо-восточной части Баренцева моря происходила перестройка фундамента на фоне быстрого его прогибания и интенсивного осадконакопления.

По результатам моделирования можно сделать следующие выводы.

— Рассчитанная мощность осадочного чехла Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба составляет 18–20 км.

— По данным сейсморазведки интрузии в осадочном чехле в виде даек и силлов долеритов формируют «столбообразные» аномалии волнового поля в верхней части осадочного чехла (глубина верхней кромки порядка 3–4 км при мощности пластовых интрузий 500–1500 м). Локализируются интрузии в основном в верхнепермско-триасовых толщах.

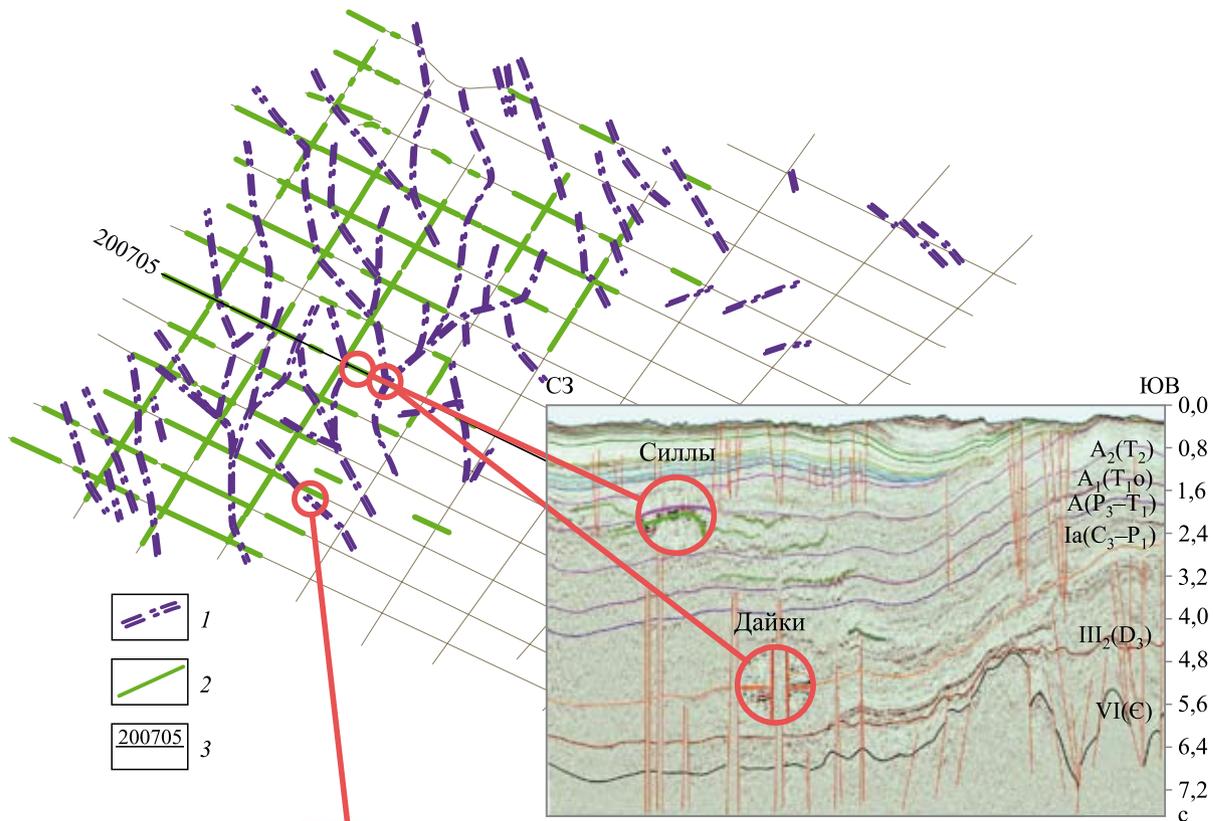
— Гравитационный эффект от интрузивных образований при плотности долеритов $2,78 \text{ г/см}^3$ может достигать 10 мГал, что вносит существенный вклад в наблюдаемое поле силы тяжести и свидетельствует о значительных масштабах магматизма в позднепермское время и практически на протяжении всего триасового периода. Четко фиксируемые в волновом поле «столбообразные» аномалии, со всей очевидностью, являлись долгоживущими, приуроченными к зонам разломов, и соответствовали подводящим каналам магматического вещества.

— Породы фундамента характеризуются блоковым строением с различной плотностью (от $2,76$ до $2,85 \text{ г/см}^3$) и намагниченностью (от 100 до $300 \cdot 10^{-5}$ СИ).

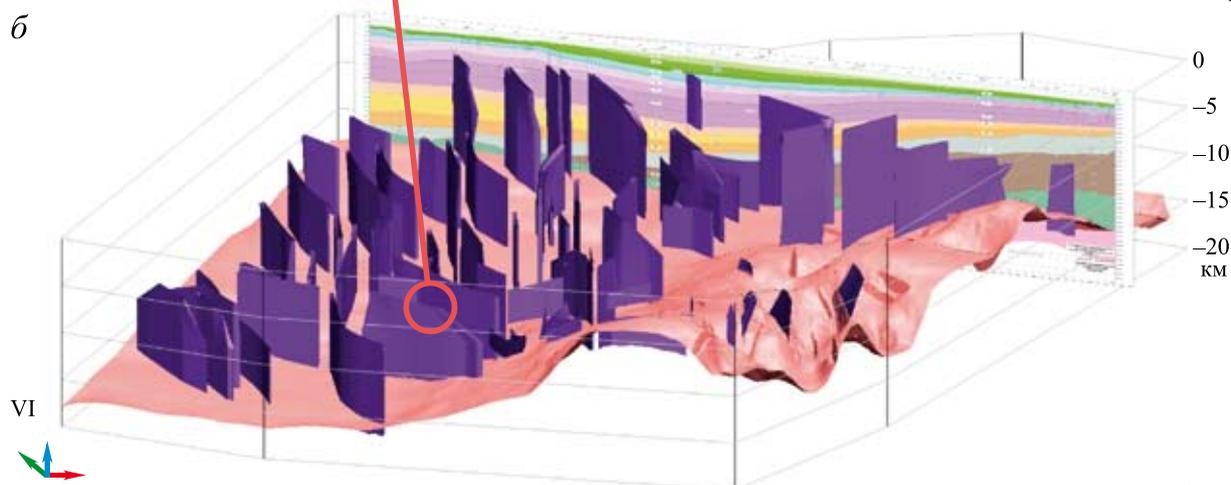
— Границам блоков, как правило, соответствуют тектонические нарушения, которые также уверенно выделяются при интерпретации площадных данных.

Проведенный комплексный анализ потенциальных полей совместно с данными сейсморазведки, моделирование элементов тектоники с использованием современных алгоритмов и программных комплексов, районирование территории по геофизическим данным и моделирование потенциальных полей позволили получить расширенное представление об особенностях магматизма, петрофизической характеристике и структурно-тектоническом строении северо-восточной части Баренцевоморского шельфа [Никитин и др., 2018].

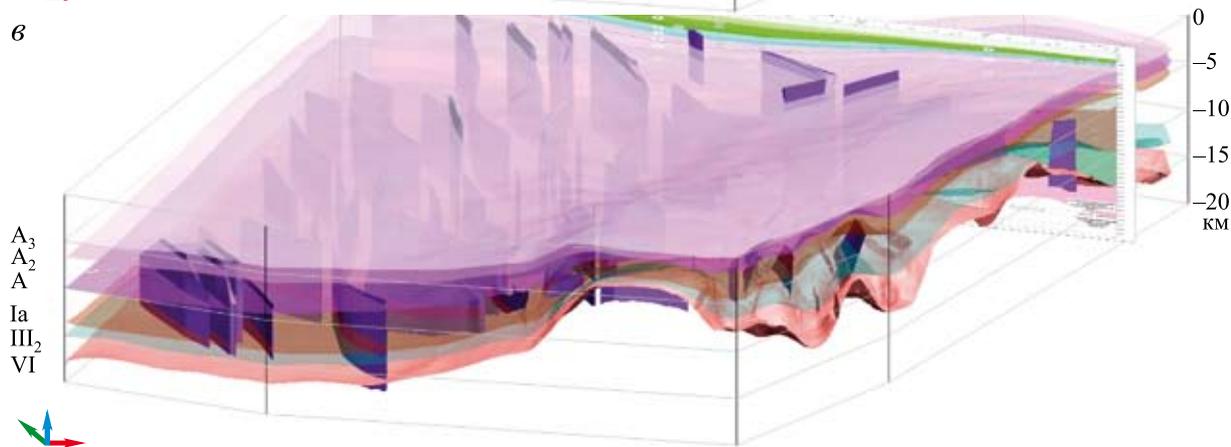
а



б



в



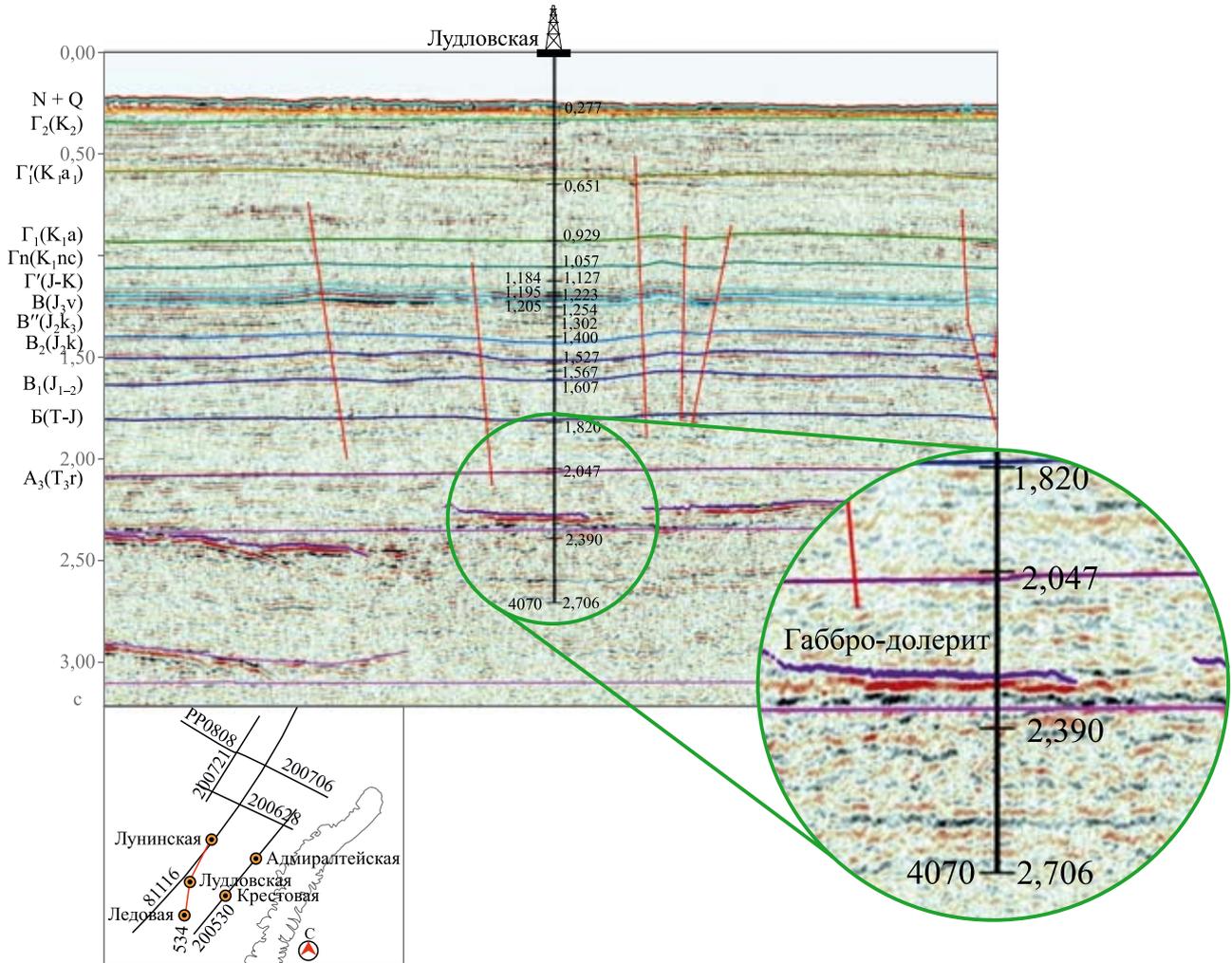


Рис. 4.20. Стратификация отражающих горизонтов по данным синтетической привязки к скважине Лудловская. Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ

Таблица 4.1. Параметры блоков по профилю 200705

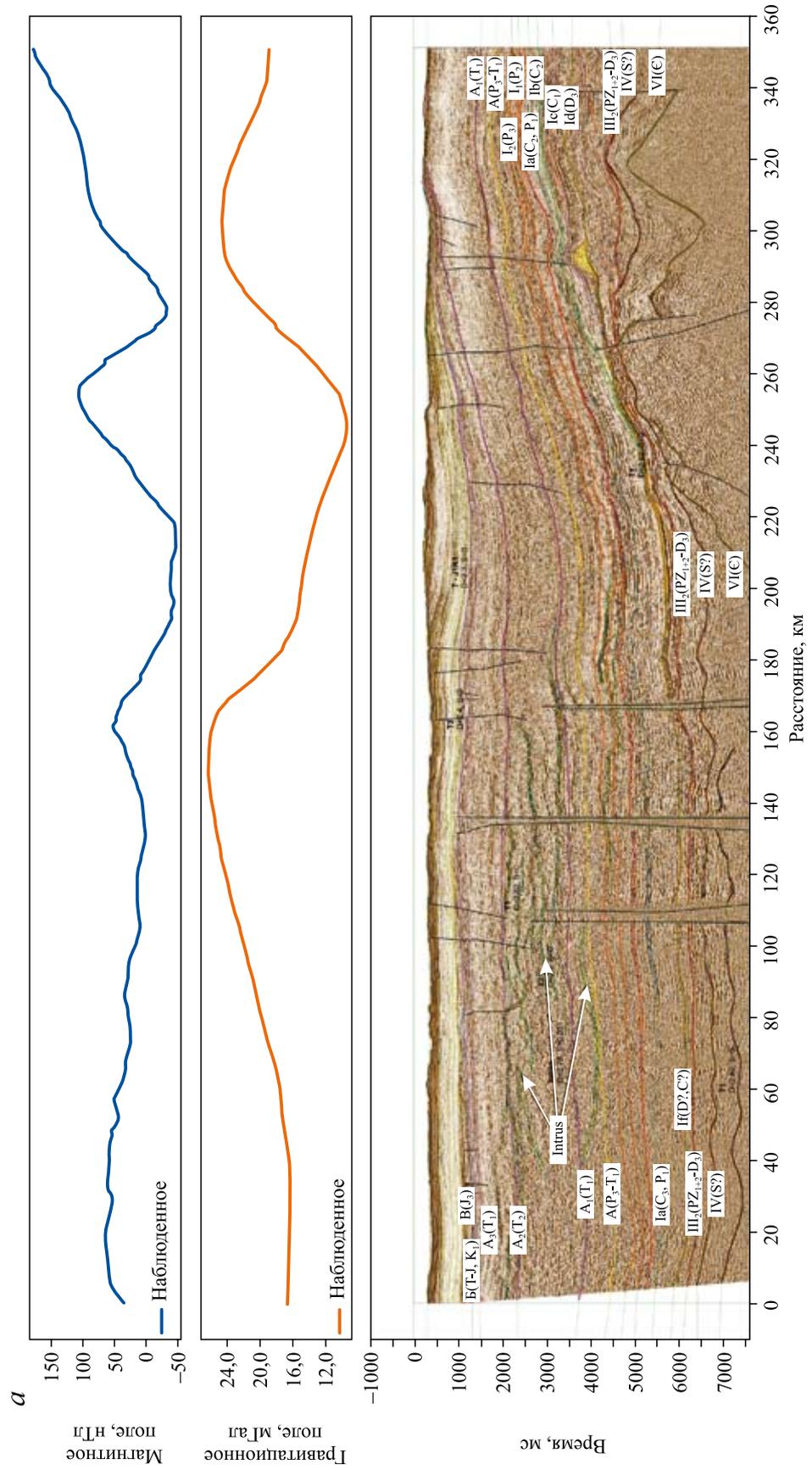
Слой	$V, \text{ м/с}$	$\rho, \text{ г/см}^3$	Слой	$V, \text{ м/с}$	$\rho, \text{ г/см}^3$	Слой	$V, \text{ м/с}$	$\rho, \text{ г/см}^3$	Слой	$V, \text{ м/с}$	$\rho, \text{ г/см}^3$
FUNDAM	6365,83	2,8	PZ ₁₋₂ -D ₃	6015,55	2,72	P ₁	5823,97	2,68	T ₁	5510,77	2,62
Intrus	6365,83	2,8	D	5921,31	2,7	P ₂	5723,28	2,66	T ₂	5398,4	2,6
KEMB	6195,63	2,76	C ₁	5873,04	2,69	P ₃	5671,59	2,65	T ₃	4047,7	2,4
CARBON	4767,22	2,5	C ₃ -P ₁	5873,04	2,69	P ₃ -T ₁	5618,97	2,64	T-J, K ₁	3391,68	2,3
S	6106,92	2,74									



Рис. 4.19. Область распространения рефлекторов группы α

a — схематическая карта распространения рефлекторов группы α , приуроченных к верхнетриасовому интервалу разреза; *b* — пространственная модель рефлекторов группы α , фиксируемых на отражающем горизонте VI, который представляет собой поверхность кристаллического фундамента; *в* — уровень рефлекторов группы α , фиксируемых от VI до ОГ А-А₂-А₃, включая палеозойскую и триасовую части осадочного чехла.

1 — столбообразные аномалии волнового поля, интерпретируемые как подводящие каналы магматического вещества (дайки); 2 — отражающие горизонты α , отождествляемые с пластовыми магматическими интрузиями (силлы) долеритового состава; 3 — профили МОВ ОГТ 2D



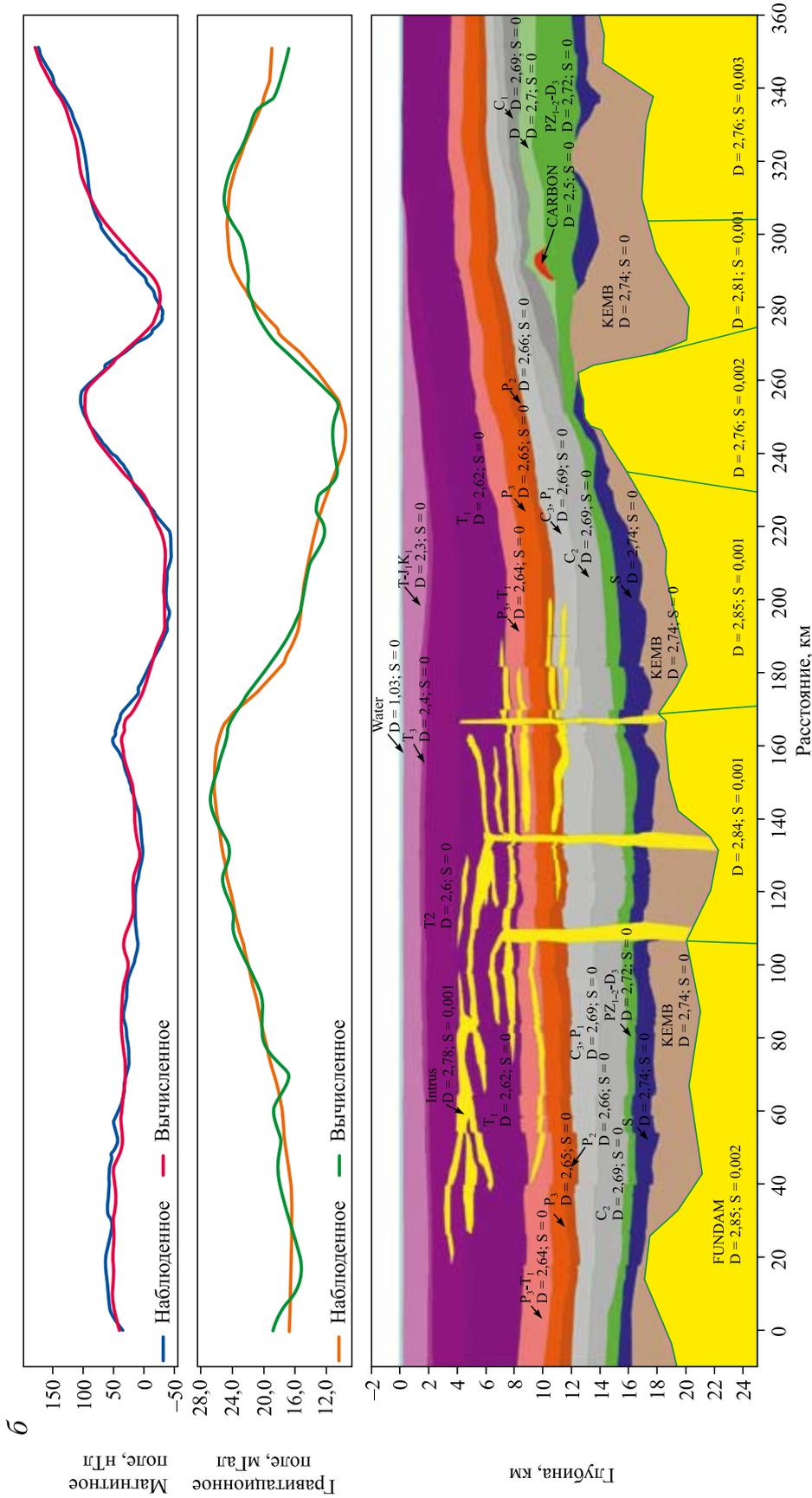


Рис. 4.21. Временной разрез по профилю МОВ ОГТ 200705 (а) и геолого-геофизический разрез (профиль 200705) по результатам моделирования потенциальных полей (б)
 Положение разреза см. на рис. 4.19

4.3. Моделирование геологических процессов

4.3.1. Геотермическое моделирование

Вводные данные. Рассчитанная нами «блочная модель» осадочного чехла северо-восточной акватории Баренцева моря послужила основой для задания теплофизической структуры разреза вдоль 22 геотраверсов по ортогональной сетке в интервале глубин от 0 до 20 км [Никитин и др., 2018].

Для решения задачи о распределении температур в разрезе использовался численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки в плоскости каждого профиля, разделенного на 1681 (41×41) узел (т.е. решалась двумерная задача), реализованный в программном обеспечении TERMGRAF [Хуторской, 1996б].

Внутри области моделирования задавались конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства — теплопроводность a ($\text{м}^2/\text{с}$), теплопроводность k ($\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$) и нормированная плотность тепловых источников $Q/(c\cdot\rho)$ ($\text{К}/\text{с}$). В расчетной части комплекса задавались линейные размеры области моделирования (Lx и Lz , км), которые определяли линейные размеры узла ($Lx/41$ и $Lz/41$), а также временной интервал дискретизации решения (млн лет). Временной шаг итерационного процесса автоматически выбирался программой и рассчитывался как

$$\tau = 10^{-7} \cdot (Z^2/4a),$$

где Z — глубина области моделирования.

В результате численного решения уравнения теплопроводности:

$$(k_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) + A(x, z) = c\rho \frac{\partial T}{\partial t},$$

где k , c , ρ — соответственно теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы; $A(x, z)$ — плотность источников тепла в слое; τ — время, мы получаем распределение температур и тепловых потоков $q(z)$ и $q(x)$ для принятой теплофизической среды в конечный момент временного этапа дискретизации. Полученный файл результа-

тов переименовывается в файл начальных температур и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего этапа.

Для каждого профиля при моделировании задавались краевая температура на верхней границе и тепловой поток на нижней границе ($q_{\text{гр}}$), соответствующий измеренному в ближайших скважинах значению ($q_{\text{набл}}$) за вычетом теплового потока, генерируемого в слое земной коры при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов (q_p) выше нижней границы области моделирования, т.е.

$$q_{\text{гр}} = q_{\text{набл}} - q_p.$$

Последний рассчитывается на основании сейсмической информации о мощности слоя (z_i) и его составе, а также из общепринятых традиционных величин удельной теплогенерации ($A(x, z)$) для соответствующего типа пород: $(q_p)_i = A(x, z)z_i$ [Хуторской, Поляк, 2016].

Точность расчетов оценивалась по двум критериям:

- во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока;
- во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей.

Моделирование проводилось в геометрии 2D и 3D, а построение трехмерной региональной геотермической модели — с помощью пакета трехмерной графики “TECPLOT v.10.0” (“Amtec Engineering Inc.”), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюдаемого поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта–долгота–глубина.

Цель работы по определению глубинных температур в осадочном чехле заключалась в оценке глубин, ограничивающих температурные интервалы, которые соответствуют различной степени катагенетической трансформации органического вещества, а также в исследовании пространственной неоднородности геотемпературного поля.

В результате объемной интерполяции двухмерных температурных разрезов построены 3D модели распределения глубинных температур (рис. 4.22).

На схеме распределения температур (см. рис. 4.22) выделяется «температурный купол» в интервале глубин 3–20 км. Его происхождение связано, по-видимому, с рефракцией глубинного теплового потока из-за структурно-

зовых и газоконденсатных скоплений [Соколов, 1988]. При прогнозно-оценочных работах и поисках углеводородов большое значение имеет оценка уровня катагенетической преобразованности захороненного в осадочных породах ОВ. Определяемые в результате этой оценки этапы катагенеза являются главными показателями, отражающими способность или неспособность ОВ к генерации УВ. «В прогнозе зон генерации УВ и фазового состава генерирующихся УВ состоит прикладной аспект и значение исследований процесса катагенеза» [Граммберг и др., 2001, с. 1809].

ных поднятий, соответствующих разным отражающим горизонтам. Они оцениваются как области возможного развития ловушек неструктурного типа: литологических, связанных с отложениями конусов выноса прогибов Фобос и Седова, а также стратиграфических, приуроченных к области выклинивания триасовых отложений под эрозионной поверхностью.

На рис. 4.24 показано пространственное распределение локальных поднятий (нефтегазоперспективных объектов) в пределах осадочного чехла, совмещенных с температурными диапазонами, которые соответствуют вертикальной зональ-

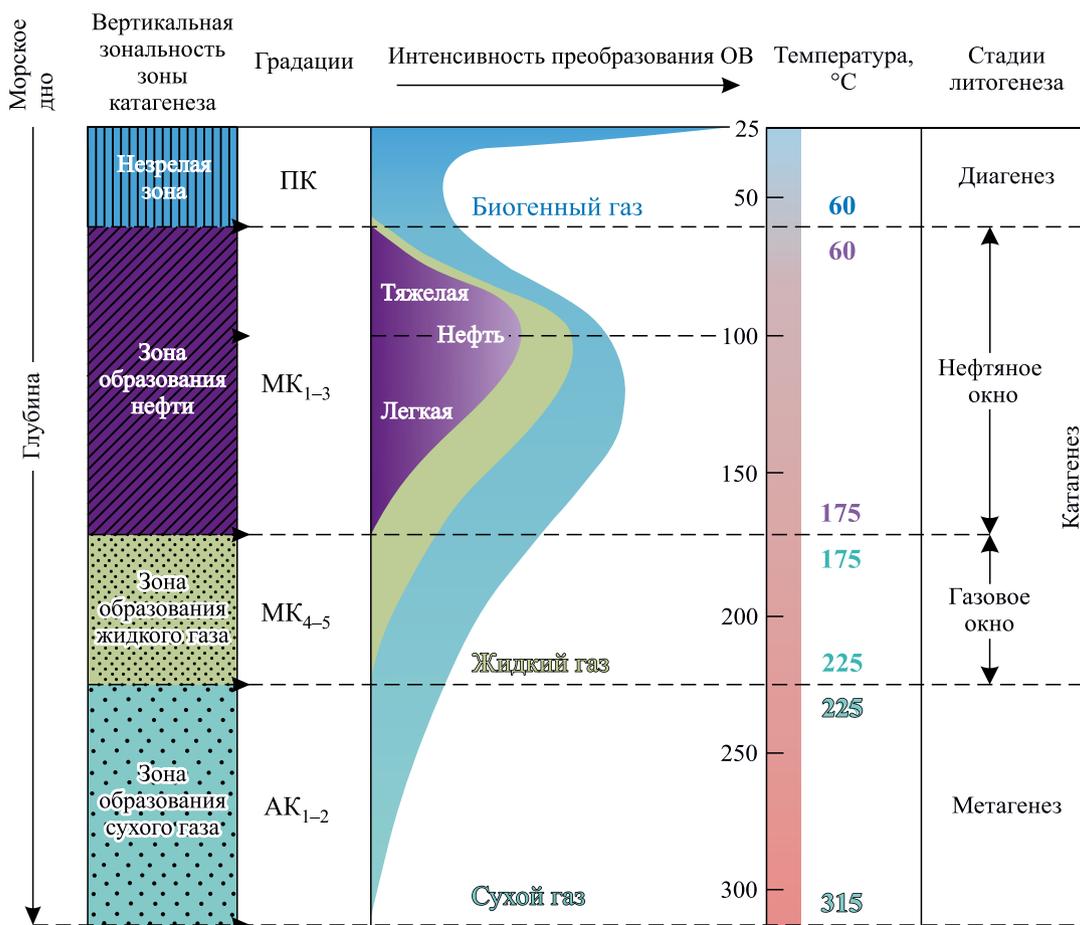


Рис. 4.23. Вертикальная геотермическая зональность в зоне катагенеза осадочного чехла в северо-восточной части Баренцева моря (градации катагенеза, интенсивность преобразования ОВ и распределение углеводородных фаз даны по [Вассоевич, 1983; Хант, 1982])

ПК — протокатагенез, МК — мезокатагенез, АК — апокатагенез

В результате выполненных в разные годы поисково-разведочных работ на нефть и газ в северо-восточной части Баренцева моря, в осадочном чехле акватории сотрудниками Морской арктической геофизической экспедиции (МАГЭ) было выделено более 20 локальных антиклиналь-

ности зоны катагенеза: 0–60, 60–175, 175–225, 225–315 °C (см. рис. 4.23).

Морфоструктурные характеристики и типы выявленных ловушек, а также их положение в предложенной нами температурной модели катагенетической зональности отражены в табл. 4.2.

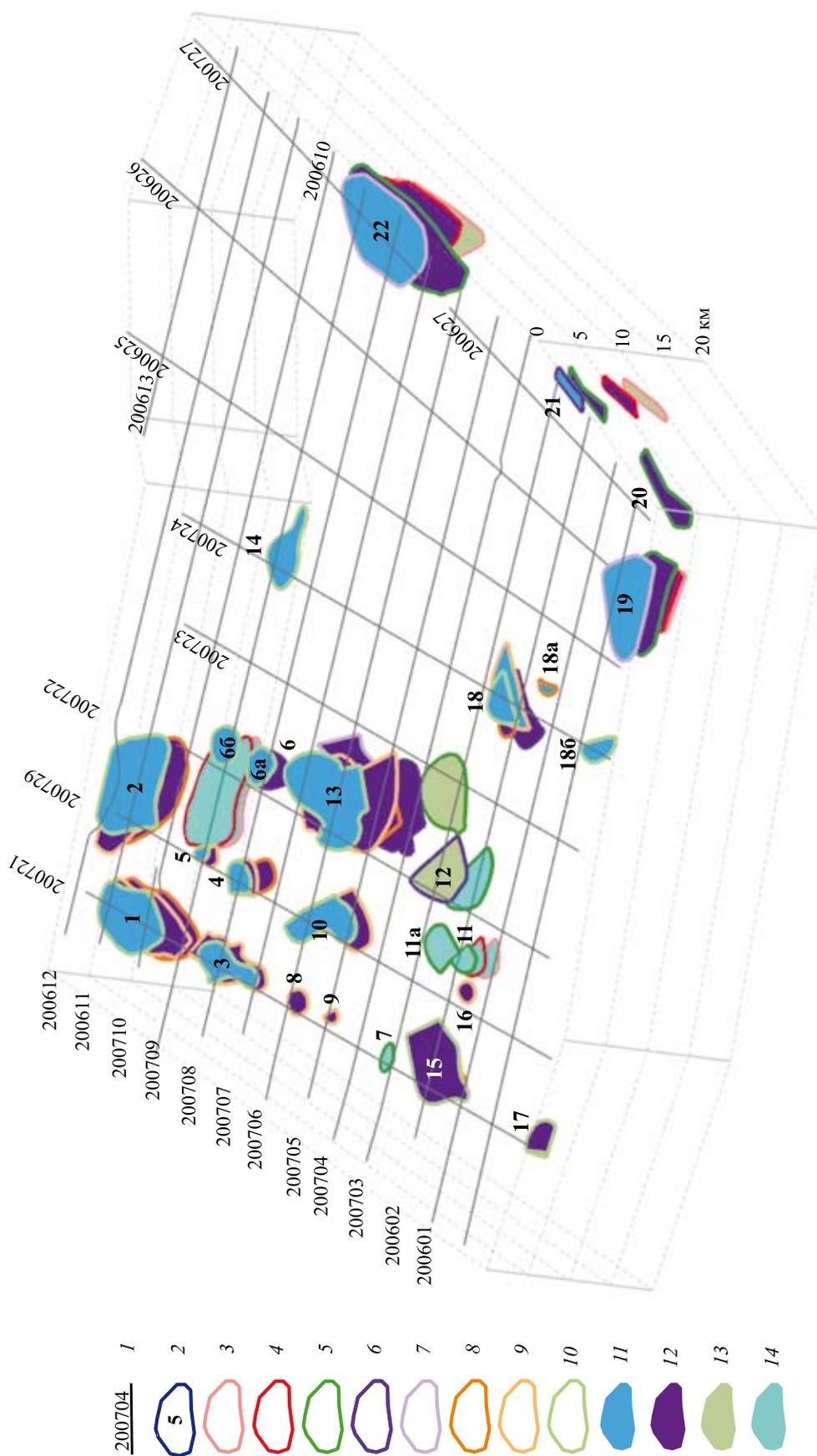


Рис. 4.24. Нефтегазоперспективные объекты северо-восточной части Баренцевоморского шельфа, по [Величко и др., 2010, ф.]

Локальные поднятия: 1 — Гидрографов; 2 — Сальское; 3, 4-6, 6а, 6б, 7-11, 11а, 12 — без названия (б/н); 13 — Орловское; 14 — Горбовское; 15-18, 18а, 18б — б/н; 19 — Пахтусовское; 20 — б/н; 21 — Панкратьева; 22 — Варнекское.

1 — профили метода отраженных волн в модификации общей глубинной точки отчетных работ 2007-2010 гг.; 2 — контур локального поднятия по отражающему горизонту и его номер; 3-10 — отражающие горизонты: 3 — VI (PZ₁?), 4 — III₂ (PZ₁-D₃), 5 — Ia (C₃, P₁), 6 — A(P₂-T₁), 7 — A₁(T₁), 8 — A₂(T₂), 9 — A₃(T₃), 10 — Б(T₃-J, K₁); 11-14 — зоны катагенеза, соответствующие температурным диапозонам: 11 — незрелая (0-60 °С); 12 — образование нефти (60-175 °С); 13 — образование жидкого газа (175-225 °С); 14 — образование сухого газа (225-315 °С)

Таблица 4.2. Морфологическая и катагенетическая характеристика локальных поднятий северо-восточной части Баренцевоморского шельфа

Локальное поднятие номер	Замкнутая изогипса, м		Вертикальная зональность зоны катагенеза	Размеры, км×км	Площадь, км ²	Морфологический тип локального поднятия	Тектоническая принадлежность	
	наименьшая	предельная						
Отражающий горизонт III₂ (PZ₁₊₂-D₃)								
2	Сальмское	11 500	12 363	Зона образования сухого газа	27,7×56	1240,54	Брахантиклиналь северо-западного простирания	Сальмское поднятие
11	Б/н	13 821	13 962	То же	12,1×15	163,9	Антиклиналь тектонически экранированная	Южно-Сальмская ступень
19	Пахтусовское	3478	4051	Зона образования нефти	26×41,7	894,51	Антиклиналь северо-восточного простирания	Адмиралтейский метавал
21	Панкратьева	6090	8801	То же	18,1×16,8	249,56	Антиклиналь тектонически экранированная	Прогиб Седова
22	Варнекое	6363	7536	Зона образования сухого газа	49,5×64,2	1995,76	Кулоловидное поднятие	Поднятие мыса Желания
Отражающий горизонт Ia (C₃-P₁)								
7	Б/н	12 864	12 916	Зона образования сухого газа	6,8×12,8	66,46	Брахантиклиналь северо-западного простирания	Западно-Альбановская ступень
11	Б/н	12 490	12 942	То же	11×11,4	110,09	Брахантиклиналь северо-восточного простирания, разбитая разрывным нарушением на два блока	Южно-Сальмская ступень
11а	Б/н	12 490	12 768	”	16,3×19,4	276,19		То же
12	Б/н	12 244	12 517	”	17×17,2	445,77	Антиклиналь северо-западного простирания тектонически экранированная	Западно-Альбановская ступень
13	Орловское	11 845	12 138	Зона образования жидкого газа	30×35,4	778,88	Кулоловидное поднятие, тектонически экранированное	Южно-Сальмская ступень
19	Пахтусовское	3075	3585	Зона образования нефти	35×51,6	1594,93	Кулоловидное поднятие	Адмиралтейский метавал

Таблица 4.2. Продолжение

Локальное поднятие номер	Замкнутая изогипса, м		Вертикальная зональность зоны катагенеза	Размеры, км×км	Площадь, км ²	Морфологический тип локального поднятия	Тектоническая принадлежность
	наименьшая	предельная					
20	4636	5680	Зона образования нефти	18,2×48	723,63	Брахантиклиналь северо-восточного простирания, тектонически экранированная	Прогиб Седова
21	2632	4053	То же	21,5×26	494,65	Антиклиналь тектонически экранированная	То же
22	2979	3883	”	41,9×88,2	2841,8	Брахантиклиналь северо-восточного простирания	Поднятие мыса Желания
Отражающий горизонт А (Р₂-Г₁)							
2	5786	6076	Зона образования нефти	11,6×26,5	246,8	Брахантиклиналь северо-западного простирания	Сальское поднятие
6	6858	7326	То же	(6,2–16,5)×32	336,35	Брахантиклиналь северо-восточного простирания	Южно-Сальская ступень
12	7535	8073	Зона образования жидкого газа	20×28	537,75	Антиклиналь северо-западного простирания, тектонически экранированная	Западно-Альбановская ступень
13	7223	7543	Зона образования нефти	39,1×42	1158,52	Куполовидное поднятие, тектонически экранированное	Южно-Сальская ступень
18	5663	6408	То же	(12,5–17,5)×34,6	495,84	То же	Альбановская седловина
19	1225	1253	Незрелая зона	18×33	454,63	Брахантиклиналь северо-восточного простирания	Адмиралтейский мегавал
21	661	2034	То же	21×15	264,92	Антиклиналь, тектонически экранированная	Прогиб Седова
22	2131	2219	Зона образования нефти	23,5×36,3	607,26	Брахантиклиналь северо-восточного простирания	Поднятие мыса Желания

Таблица 4.2. Продолжение

Локальное поднятие номер	название	Замкнутая изогипса, м		Вертикальная зональность зоны катагенеза	Размеры, км×км	Площадь, км ²	Морфологический тип локального поднятия	Тектоническая принадлежность
		наименьшая	предельная					
Отражающий горизонт А₁(Т₁)								
2	Сальмское	4480	4808	Зона образования нефти	19,3×38,7	601,76	Брахиянтиклиналь северо-западного простирания	Сальмское поднятие
13	Орловское	5845	6165	То же	14,3×46,5	721,2	Брахиянтиклиналь северо-восточного простирания, тектонически экранированная	Южно-Сальмская ступень
19	Пахтусовское	761	1159	Незрелая зона	45,8×41	1290,56	Куполовидное поднятие, не замкнутое в пределах района работ	Адмиралтейский метавал
22	Варнекское	1434	1690	То же	39×65	1858,22	Брахиянтиклиналь северо-восточного простирания	поднятие мыса Желания
Отражающий горизонт А₂(Т₂)								
1	Гидрографов	3734	4250	Зона образования нефти	27×53	1054,28	Брахиянтиклиналь северо-восточного простирания	Сальмское поднятие
2	Сальмское	3224	3730	То же	31×55	1274,29	Брахиянтиклиналь северо-западного простирания	То же
4	Б/н	4420	4548	”	14,3×16,4	186,89	Куполовидное поднятие	Южно-Сальмская ступень
13	Орловское	4493	4757	”	34×41	1049,91	Куполовидное поднятие тектонически ограниченное	То же
15	Б/н	5845	5884	”	8,85×11,1	73,36	Куполовидное поднятие	Северо-Баренцевская синеклиза
18	Б/н	3582	3734	”	5,1×11	48,86	Куполовидное поднятие, тектонически экранированное	Предновоземельская структурная область
18а	Б/н	2227	2530	Незрелая зона	5,8×9,7	54,35	То же	То же

Таблица 4.2. Продолжение

Локальное поднятие		Замкнутая изогипса, м		Вертикальная зональность зоны катагенеза	Размеры, км×км	Площадь, км ²	Морфологический тип локального поднятия	Тектоническая принадлежность
номер	название	наименьшая	предельная					
Отражающий горизонт А₃(Т₃)								
1	Гидрографов	2367	2563	Зона образования нефти	26×55,4	1051,04	Брахантиклиналь, северо-восточного простирания, тектонически экранированная	Сальмское поднятие
2	Сальмское	2164	2474	То же	40×53	1640,32	Антиклиналь северо-западного простирания, условно замкнутая в пределах района работ	То же
3	Б/н	2553	3046	”	15,4×46,8	640,87	Брахантиклиналь, северо-восточного простирания, тектонически экранированная	Южно-Сальмская ступень
4	Б/н	2819	2852	”	15,3×15	201,45	Антиклиналь субширотного простирания, тектонически экранированная	То же
5	Б/н	2695	2784	”	8,6×10,1	74,85	Куполовидное поднятие тектонически ограниченное	”
8	Б/н	3293	3426	”	11,8×13,1	111,96	Куполовидное поднятие	Западно-Альбановская ступень
9	Б/н	3588	3703	”	5,6×8	39,49	Антиклиналь, тектонически экранированная	То же
10	Б/н	2907	3433	”	(13–27,5)× ×37,4	684,67	Брахантиклиналь субмеридионального простирания, тектонически экранированная	Южно-Сальмская ступень
15	Б/н	4143	4170	”	15×18,8	254,39	Куполовидное поднятие, тектонически экранированное	Северо-Баренцевская синеклиза
16	Б/н	4108	4136	”	9,6×11	78,96	Куполовидное поднятие	То же

Таблица 4.2. Продолжение

Локальное поднятие номер	название	Замкнутая изогипса, м		Вертикальная зональность зоны катагенеза	Размеры, км×км	Площадь, км ²	Морфологический тип локального поднятия	Тектоническая принадлежность
		наименьшая	предельная					
18	Б/н	1825	2686	Незрелая зона	16,9×31	483,86	Брахиантиклиналь, тектонически экранированная	Предновоземельская структурная область
Отражающий горизонт Б (Г-Ж, К)								
1	Гидрографов	1334	1574	Незрелая зона	28×43,4	904,33	Брахиантиклиналь северо-восточного простирания	Сальмское поднятие
2	Сальмское	1251	1552	То же	42,2×53,6	1556,95	Куполовидное поднятие	То же
3	Б/н	1651	1984	”	23,1×7	207,65	Брахиантиклиналь северо-восточного простирания, разбитая разрывным нарушением на два блока	Южно-Сальмская ступень
4	Б/н	1707	1800	”	12,8×14,5	167,09	Антиклиналь субширотного простирания, тектонически экранированная	То же
5	Б/н	1634	1697	”	6,9×8,7	43,41	Куполовидное поднятие, тектонически экранированное	”
6б	Б/н	1396	1687	”	16,6×17,6	214,29	Куполовидное поднятие	”
6а	Б/н	1480	1709	”	17,3×17,7	229,72	То же	”
10	Б/н	1895	2147	”	(13,6–22,1)× ×36,6	547,17	Брахиантиклиналь субмеридионального простирания, тектонически экранированная	”
13	Орловское	1395	1741	”	(24,3–38,7)× ×56	1443,76	Брахиантиклиналь северо-восточного простирания, тектонически экранированная, блокового строения	”

Таблица 4.2. Окончание

Локальное поднятие номер	название	Замкнутая изогипса, м		Вертикальная зональность зоны катагенеза	Размеры, км×км	Площадь, км ²	Морфологический тип локального поднятия	Тектоническая принадлежность
		наименьшая	предельная					
14	Горбовское	1997	2309	Незрелая зона	(6,2–20,6)× ×39,2	457,74	Брахиантиклиналь, северо-западного прогибания	Альбановско-Горбовский порог
15	Б/н	2746	2942	Зона образования нефти	29,7×39,3	980,53	Брахиантиклиналь, субширотного простирания, тектонически экранированная	Северо-Баренцевская синеклиза
17	Б/н	3258	3465	То же	15,6×22	277,59	Антиклиналь тектонически экранированная	То же
18	Б/н	788	1358	Незрелая зона	16,5×18,8	280,36	То же	Предновоземельская структурная область
18б	Б/н	928	1407	То же	9,5×22,5	177,45	Брахиантиклиналь тектонически экранированная	То же

Как видно из таблицы, наибольшее количество выявленных ловушек приурочено к зоне образования нефти.

Наиболее значительными углеводородными ресурсами обладает триасовый комплекс, превышающий ресурсы юрско-неокомского комплекса в основном за счет более высокой мощности, в то же время это несколько не уменьшает перспективности юрских отложений.

4.3.2. Палеоструктурные реконструкции

Простейший метод учета уплотнения слоев пород с использованием зависимости пористости от глубины ($K_n(H)$) в зарубежной литературе часто называют “backstripping”. Методика “backstripping” (backstripping technique — *англ. пер.*) была введена для восстановления палеогеометрии залегания осадочных толщ [Perrier, Quiblier, 1974; Steckler, Watts, 1978], однако до сих пор используется для изучения истории тектонического погружения в пассивных окраинах [Roberts et al., 1998].

В конечном счете, “backstripping” позволяет оценить структурное происхождение бассейна по данным о скоростях погружения.

Методика “backstripping” основана на знании тренда нормального уплотнения пород, а также, в меньшей степени, эвстатических вариаций и палеобатиметрии.

Выбор опции определяется, по существу, по проявлению или отсутствию аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в регионе.

Если выбрана опция уплотнения без учета флюидальной пластовой системы, закон уплотнения моделируется посредством кривой пористость/глубина $K_n(H)$, которая определена для каждого литологического типа пород.

Эти кривые описывают эволюцию пористости для случая, когда происходит захоронение в нормальных гидростатических условиях, а АВПД отсутствуют.

При наличии градиентов АВПД уплотнение определяется геостатической нагрузкой и поровым давлением в соответствии с законом Терцаги:

$$K_n = K_n(\delta),$$

$$\delta = S - P_n,$$

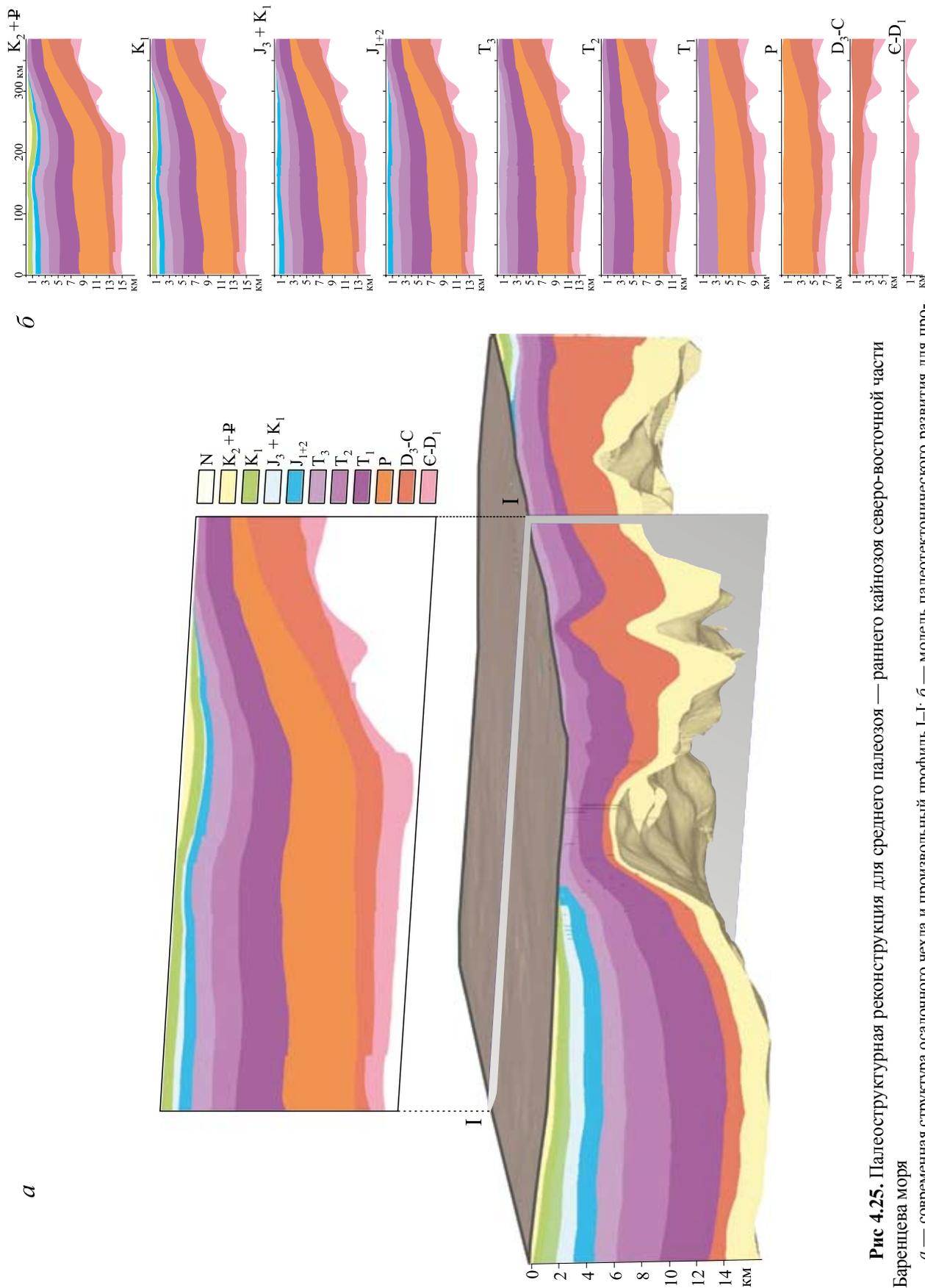


Рис 4.25. Палеоструктурная реконструкция для среднего палеозоя — раннего кайнозоя северо-восточной части Баренцева моря
 а — современная структура осадочного чехла и произвольный профиль I-I; б — модель палеотектонического развития для профиля I-I

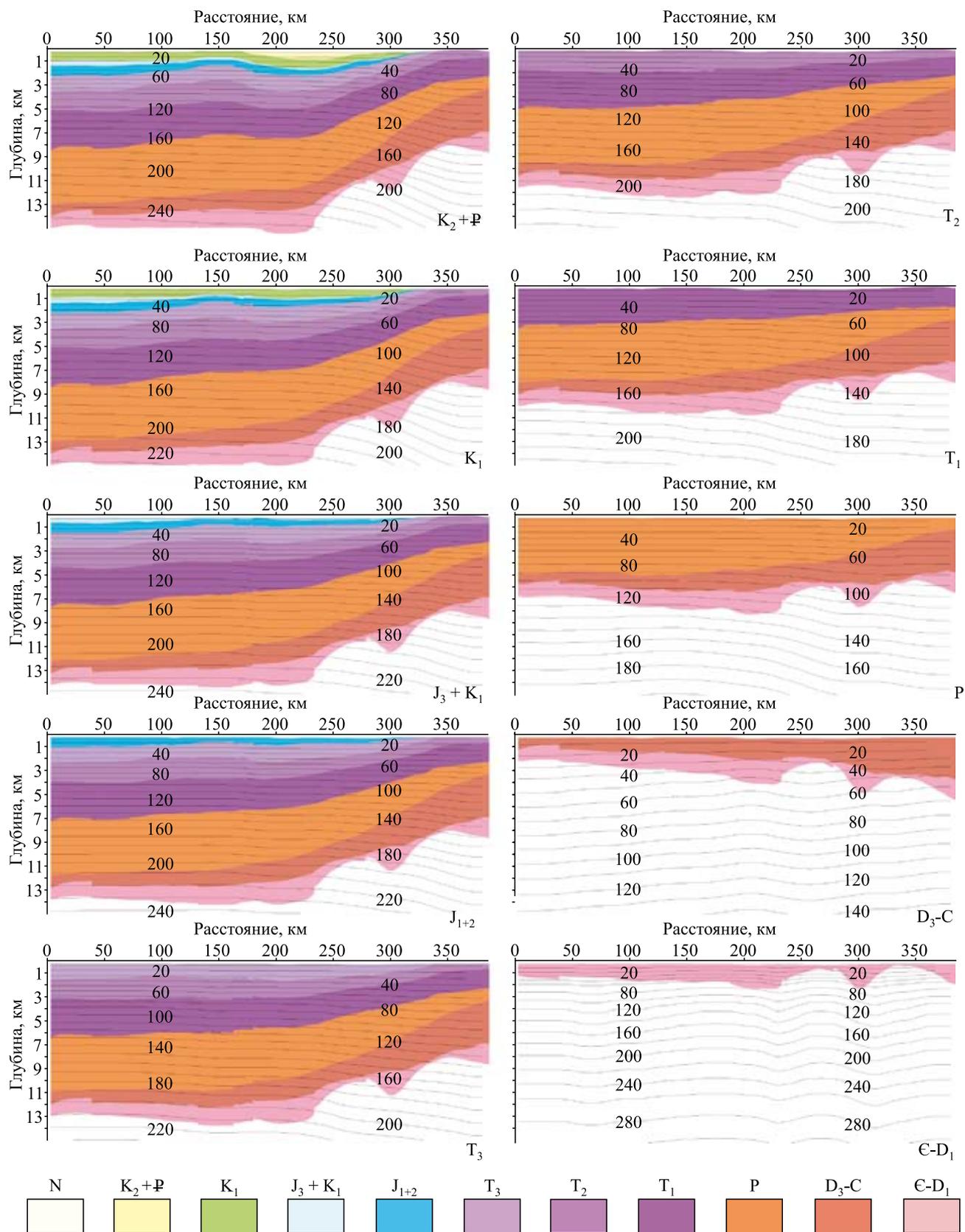


Рис. 4.26. Палеогеотермическая модель осадочного чехла в северо-восточной части Баренцева моря, построенная для профиля I–I. Вертикальные столбики цифр — температура, °С

где K_n — коэффициент пористости; S — геостатическое давление; P_n — поровое давление; δ — эффективное напряжение.

Закон $K_n(\delta)$ более точно, чем закон $K_n(H)$ описывает поведение осадочных пород под действием геостатического давления. Вместо того, чтобы определять уплотнение как прямой результат глубины захоронения, он описывает его как результат эффективного напряжения, которому подвергаются породы. Это различие позволяет, с одной стороны, учитывать АВПД, а с другой — подразумевать, что некоторые осадочные пласты могли быть разуплотнены в результате подъема на дневную поверхность. Учет подобного фактора целесообразен при выполнении моделирования с целью прогноза АВПД; при моделировании объектов, содержащих мощные глинистые толщи; и для разрезов, в которых фиксируются значительные перерывы в осадконакоплении.

Для калибровки и сопоставления моделей возможно поочередное использование законов $K_n(\delta)$ и $K_n(H)$ для каждого литологического типа или их смесей.

Результатом процедуры “backstripping” является палеоструктурная реконструкция.

Разработанная модель палеотектонического развития (“backstripping” модель) позволяет проследить эволюцию основных структурных элементов северо-восточной части Баренцевоморского шельфа от начала накопления осадочных толщ до настоящего времени.

Пример палеоструктурной реконструкции дан по произвольному профилю (сечению) «блочной модели» I–I (рис. 4.25).

Для палеоструктурной реконструкции с помощью программного комплекса “TERMGRAF” была рассчитана палеогеотермическая модель, показывающая распределение температур геологического прошлого для всех представленных моментов развития осадочного бассейна (рис. 4.26).

Эта модель позволяет (в первом приближении) прогнозировать локализацию и глубину залежей углеводородов, так как по значениям палеотемператур для возраста осадочной толщи, соответствующей возрасту нефтей (поздний триас — ранняя юра), определяется положение катагенетического интервала температур.

Оценка в данном случае возможна лишь в первом приближении, поскольку положение нефтематеринских свит в разрезе осадочного чехла,

которое мы ассоциируем с интервалом катагенеза, не всегда соответствует расположению залежей.

Это связано со способностью углеводородов мигрировать по проницаемым зонам, скапливаясь в ловушках. Поэтому для наиболее корректного прогноза необходимо доказать совпадение положения нефтематеринской толщи и ловушки, или определить пути миграции углеводородов.

4.3.3 Моделирование нефтегазоносных систем

Для моделирования нефтегазоносных систем, включающих сейсмические данные, данные по скважинам и геологические представления, а также для создания динамической модели нефтегазоносного бассейна использовался программный продукт “PetroMod”, который позволяет определить историю генерации углеводородов данной области в масштабе геологического времени, пути миграции, число и тип накоплений нефти и газа в поверхностных и пластовых условиях.

Вводные данные. Фактические данные имеют различный приоритет: без некоторых из них построение модели невозможно, другие — без заметной потери точности могут быть заменены усредненными региональными значениями. Как и во всей геологии, тут работает принцип: больше фактической информации — меньше риск ошибки.

Эти данные можно разделить на следующие категории.

— Геологические данные: стратиграфия; абсолютная отметка кровли/подошвы слоя (в м); мощность слоя (в м); время отложения (в млн лет); литология; элемент УВ системы (материнская порода, порода-коллектор, порода-покрышка, вышележащие породы, нижележащие породы); содержание общего органического углерода (ТОС) (в %); водородный индекс (НИ) (в мг УВ/г ТОС) (характеризует фациально-генетические типы исходного ОВ (доля водорода)); кинетика — отражает кинетические особенности материнских пород.

— Граничные условия: тепловой поток (HF) — количество теплоты, проходящее от поверхности фундамента через осадочный чехол бассейна в единицу времени, или пересчитанный для

всего геологического времени (в мВт/м²); температура поверхности раздела седиментационной воды (SWIT) — температура поверхности контакта между осадком и водой в течение геологического времени (в °С); уровень палеовод (PWD) — глубина воды в бассейне во время седиментации в течение геологического времени (положительные числа указывают на подводную седиментацию; отрицательные — на надводную, например, эрозионно-чувствительные районы) (в м).

— Калибровка по скважинам: координаты скважины (в м); альтитуда устья (в м); абсолютная отметка забоя скважины (в м); измеренная температура (T) (в °С); отражательная способность витринита (R_o) (в %); термическая зрелость (T_{max}) (в °С); температура максимального выхода УВ в процессе крекинга керогена и т.д.

— Свойства разломов: тип разлома (открытый, закрытый); глинизация поверхности нарушений (SGR) (в %) (описывает количество глинистого материала на поверхности нарушения); капиллярное давление разлома (FCP) (в МПа) (определяется значением капиллярного давления, которое описывает сопротивление разлома потоку жидкости); период активности (в млн лет).

Литолого-фациальное моделирование. Из-за невозможности включить в модель карты фациального районирования, использовалась усред-

ненная литология пластов по сводной литолого-стратиграфической колонке (см. рис. 1.13 и 1.14) [Павлов и др., 2008 ф.; Стратиграфический кодекс..., 2006]. Фациальный состав пород усреднялся по свитам. Там, где это было необходимо, использовалась специальная возможность Petro-Mod — создание литологических смесей из базовых литологий (Lithology Mixing). В моделях были учтены основные вышеперечисленные особенности литологии разреза, влияющие на конечный результат.

Задание барических и термических граничных условий. Для оценки характерных температурных границ в осадочной толще и подстилающей литосфере, отвечающих зонам нефте- и газогенерации органического вещества, нами была использована методика 2D- и 3D-моделирования нестационарного теплового поля.

Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и теплопроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим и геологическим данным структурных комплексов вдоль геотравверсов.

При расчете используются значения теплофизических свойств, адекватные установленным граничным сейсмическим скоростям или литологической характеристике пород, выявленным по данным бурения (табл. 4.3).

Таблица 4.3. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля в земной коре

Свита/параметр	Граничная сейсмическая скорость, км/с		Температуропроводность, $a \cdot 10^{-7}$, м ² /с	Теплопроводность, k , Вт/(м·К)	Теплогенерация (норм.), $Fi \cdot 10^{-13}$ К/с
Неконсолидированные осадки	< 3,7		3,0	1,3	–
Консолидированные мезозойско-кайнозойские терригенные осадки			3,5	1,5	–
Карбонатные палеозойские осадки	4,7		3,8	1,9	1,5
Граниты	верхняя часть	6,0	5,0	2,5	5,52
	нижняя часть	6,5	5,0	2,5	3,5
Базальты, породы коромантийной смеси	> 6,5		7,0	2,9	–
Коровые ультрабазиты	–		8,0	3,0	–
Мантийные ультрабазиты	–		10,0	3,2	–

В качестве краевых условий на нижней границе области моделирования могут быть использованы температуры на забое глубоких скважин (краевые условия первого рода) или значения теплового потока, измеренного также в наиболее глубоких скважинах (краевые условия второго рода). На верхней границе области моделирования, как правило, совпадающей с поверхностью морского дна (точнее, с уровнем «нейтрального слоя»), обычно задается среднегодовая температура поверхности. На боковых границах соблюдается условие отсутствия горизонтального потока тепла, т.е.

$$\partial T / \partial x = 0.$$

В данном исследовании на нижней границе области мы всегда задавали краевые условия второго рода.

Барический режим недр Баренцевоморского региона до настоящего времени практически не изучен. Это связано с крайне ограниченным объемом фактических данных. Бурением вскрыта только верхняя часть разреза: меловые, юрские и лишь на некоторых площадях — триасовые отложения.

На рис. 1.16 представлены замеры пластовых давлений в мезозой-кайнозойских отложениях на площадях Баренцева и Печорского морей.

Верхнетриасовые, юрские и меловые отложения характеризуются гидростатическими пластовыми давлениями. Коэффициент аномальности изменяется при этом от 1,00 на Арктической площади до 1,15 на Штокмановской и Лудловской площадях.

Аномально высокие пластовые давления (АВПД) отмечены в отложениях среднего и нижнего триаса на Северо-Кильдинской и Мурманской площадях. Превышение давлений над условным гидростатическим достигает 1,63 раза. Наиболее ярко АВПД проявляется на Мурманской площади, где коэффициент аномальности увеличивается от 1,03 до 1,63 при изменении глубин на 518 м (интервал 2439–2957 м).

Природа и область распространения АВПД в осадочных отложениях Баренцевоморского бассейна до настоящего времени не выяснены. Вероятно, что возникновение АВПД главным образом связано с затрудненным флюидообменом и газогенерацией в районах развития мощных глинистых образований верхней перми, нижнего и среднего триаса.

Перечисленные закономерности были использованы при построении геологических моделей в программном комплексе PetroMod.

Разработана модель генерации УВ (доминанты нефтегазопроизводящих комплексов) (рис. 4.27).

Для описания преобразования керогена в углеводороды использовалось несколько параллельных независимых реакций. Для каждой реакции скорость генерации нефти пропорциональна постоянной скорости (k), которая увеличивается с температурой в соответствии с законом Аррениуса:

$$k(T) = Ae^{-\left(\frac{E}{RT}\right)}.$$

Эта модель первичного крекинга универсальна и может использоваться для обеспечения нескольких различных кинетических моделей, таких как модели Б.П. Тиссо и Дж. Эспиталья [Tissot, Espitalie, 1975], Т.М. Куигли с коллегами [Quigley et al., 1987], А.К. Бёрнхерма [Burnham, 1989], А.Кастелли с соавторами [Castelli et al., 1990].

Для задания керогена используются три набора параметров: частные реакции; кривая зависимости — отражательная способность витринита/коэффициент трансформации; эталонный кероген.

Уравнение Аррениуса описывает частные реакции, реакции преобразования части керогена в углеводород. Эта часть керогена является частным потенциалом, их сумма — исходный потенциал или водородный индекс (HI).

Каждая реакция определяется следующими параметрами:

- энергия активации;
- коэффициент Аррениуса;
- частный потенциал.

Для расчета значений отражательной способности витринита используется кривая зависимости коэффициента трансформации эталонного керогена от отражательной способности витринита.

Коэффициент трансформации (TR) — это отношение генерированных углеводородов к исходному нефтегазоматеринскому потенциалу. Он не зависит от потенциала материнской породы. В качестве эталонного керогена используется 100%-ный витринитовый кероген (кероген IV типа).

При моделировании миграции углеводородов применялся так называемый способ просачи-

вания (Invasion percolation), подразумевающий нелинейность пути миграции в качестве случайного отклонения от линий тока в латеральном и вертикальном направлениях. Величина отклонения случайна, но зависит от пористости пород. Данное моделирование дало возможность создать модели миграции и аккумуляции УВ (рис. 4.28).

Проводящие свойства разломов задаются по интервалам времен; при этом есть три способа определения миграции по разломам:

- через проницаемость (удельный перепад давления),
- через глинистость разлома
- или же через периоды открытия/закрытия разлома.

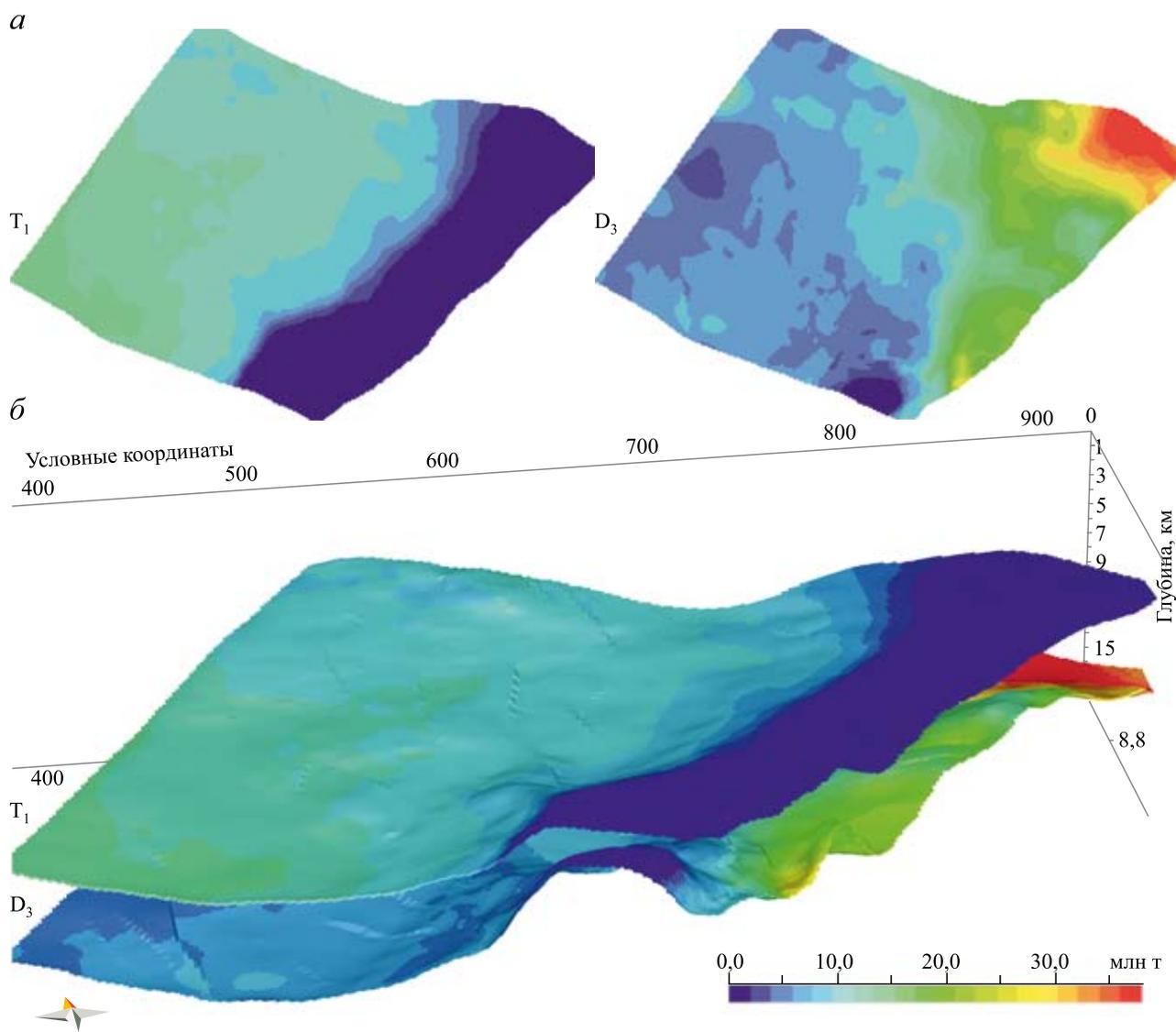


Рис. 4.27. Распределение плотности генерации УВ в пределах осадочного чехла на фоне рефлектора Π_2 (кровля верхнего девона) и рефлектора T_1 (нижний триас)

а — моделирование процесса генерации УВ; *б* — пространственное распределение плотности генерации УВ

Для оценки роли дизъюнктивных нарушений (разрывных нарушений) в процессе миграции углеводородов мы воспользовались моделью структурно-тектонических нарушений (см. рис. 4.8) при помощи итерационного моделирования с различными свойствами разломов.

Для проверки различных гипотез роли разломов в миграции углеводородов были изучены различные сценарии их развития. Наилучшую сходимость обеспечил сценарий с открытыми для миграции разломами на протяжении трех периодов времени:

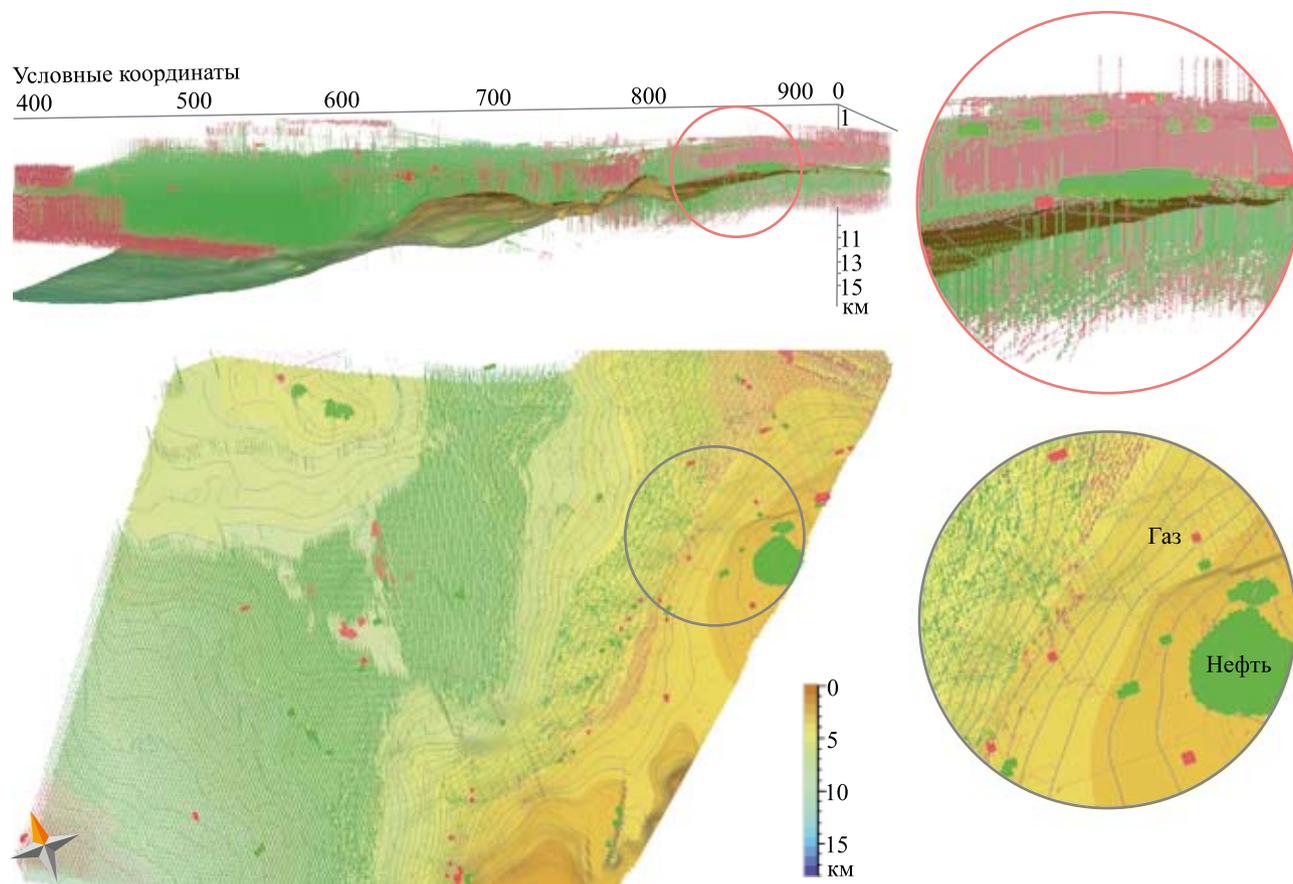


Рис. 4.28. Модель миграции и аккумуляции углеводородов

Векторы миграции и сформированные залежи углеводородов (красным — газ, зеленым — нефть) к настоящему моменту без учета разрывных нарушений

— отражающий горизонт (рефлектор) VI, представляющий собой поверхность кристаллического фундамента;

— палеозойская и триасовая части осадочного чехла;

— юрско-меловая часть осадочного чехла с объемным способом расчета миграции флюидов через разломы.

Результаты моделирования свидетельствуют о возможности формирования здесь скоплений с различным флюидальным составом. Траектории направления движения потоков (черные линии) и собранное количество жидких углеводородов (красный цвет — газ и зеленым — нефть) (рис. 4.29).

В программном комплексе существует несколько способов моделирования миграции углеводородов.

— Линии тока (Flow Path) — наиболее простой и быстрый способ моделировать процесс миграции, позволяющий предполагать, что в коллекторах движение флюида контролирует только

сила Архимеда, а покрышки являются полностью непроницаемыми.

— Просачивание (Invasion Percolation) — подразумевает нелинейность пути миграции в качестве случайного отклонения от линий тока в латеральном и вертикальном направлениях. Величина отклонения случайна, но зависит от пористости пород.

— Поток Дарси (Darcy Flow) — наиболее ресурсозатратный и требовательный к компьютерному оснащению способ. Его суть заключается в расчете скорости движения флюида по формуле Дарси между смежными ячейками модели. При этом учитываются: влияние зон АВПД, различные фильтрационно-емкостные свойства пород и свойства самого флюида.

— Гибридный (Дарси + Линии тока) — уникальный способ моделирования миграции, реализованный в PetroMod. Он подразумевает расчет миграции в плохопроницаемых пластах через формулу Дарси, а в коллекторах — при помощи

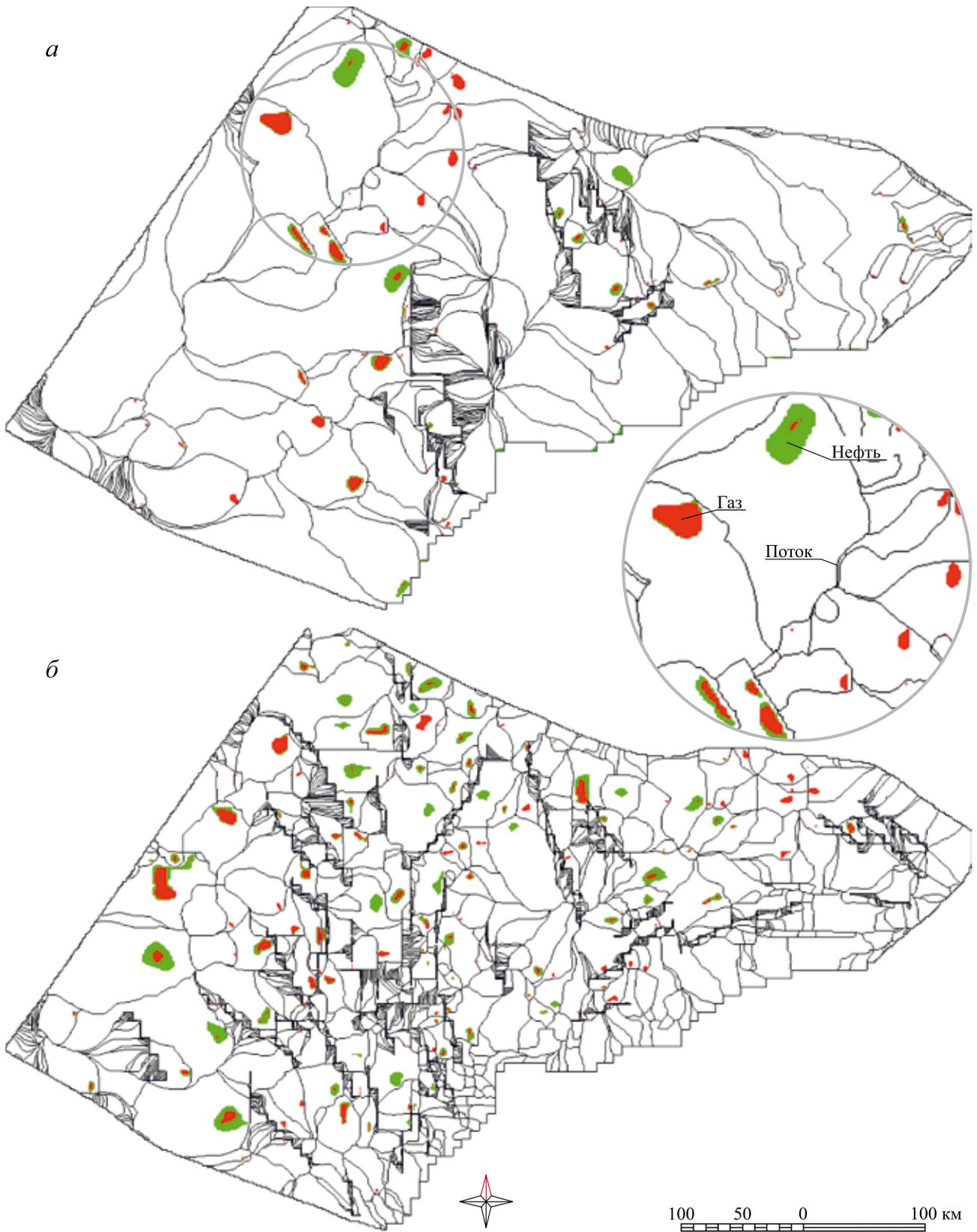


Рис. 4.29. Модели: аккумуляции УВ (залежи, сформированные к настоящему времени) (а) и аккумуляции УВ 130 млн лет назад (конец нижнемелового времени) (б)

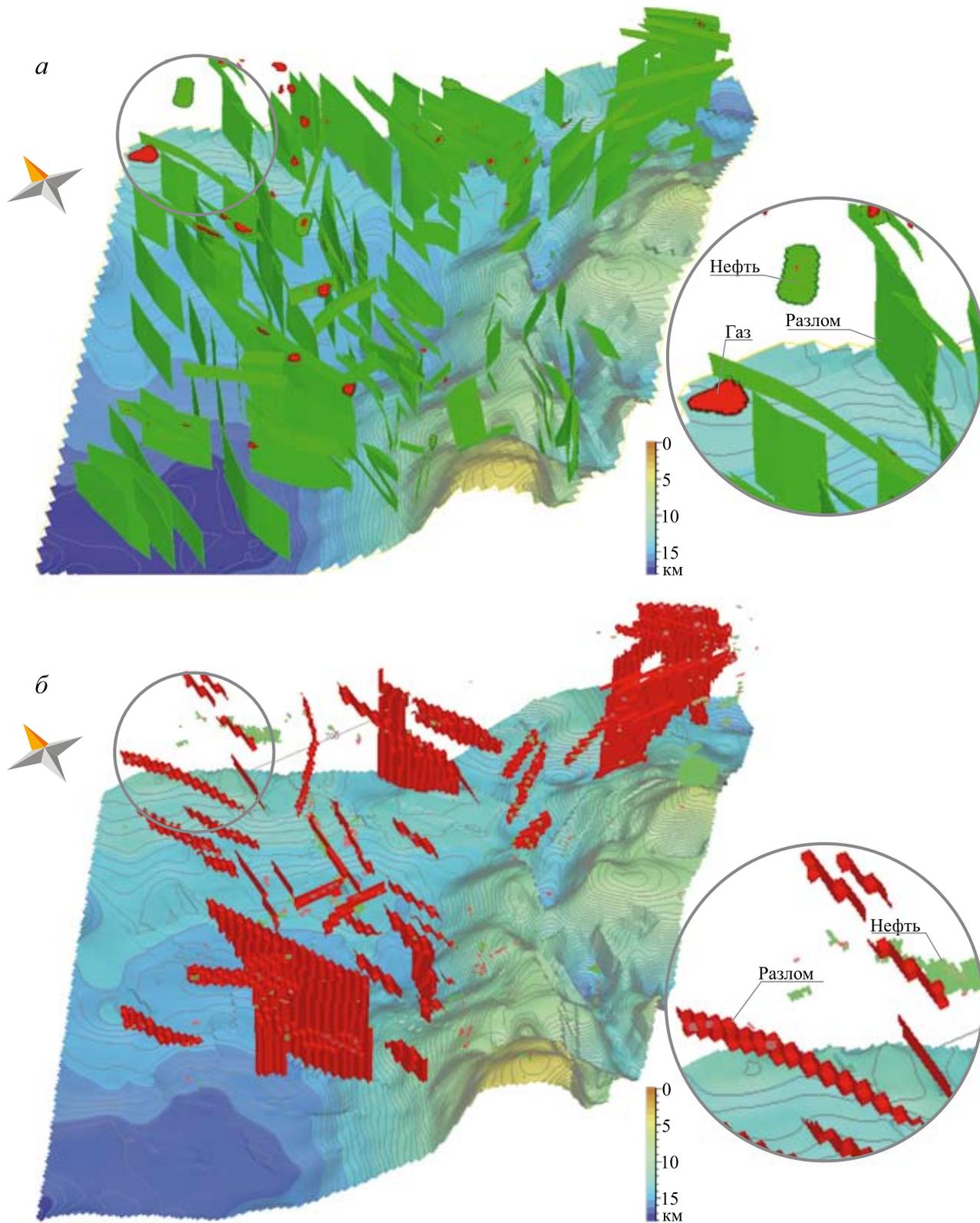


Рис. 4.30. Моделирование углеводородов с учетом разрывных нарушений
а, б — модели: *а* — миграции УВ (залежи, сформированные к настоящему времени); *б* — миграции УВ 130 млн лет назад (конец нижнемелового времени)

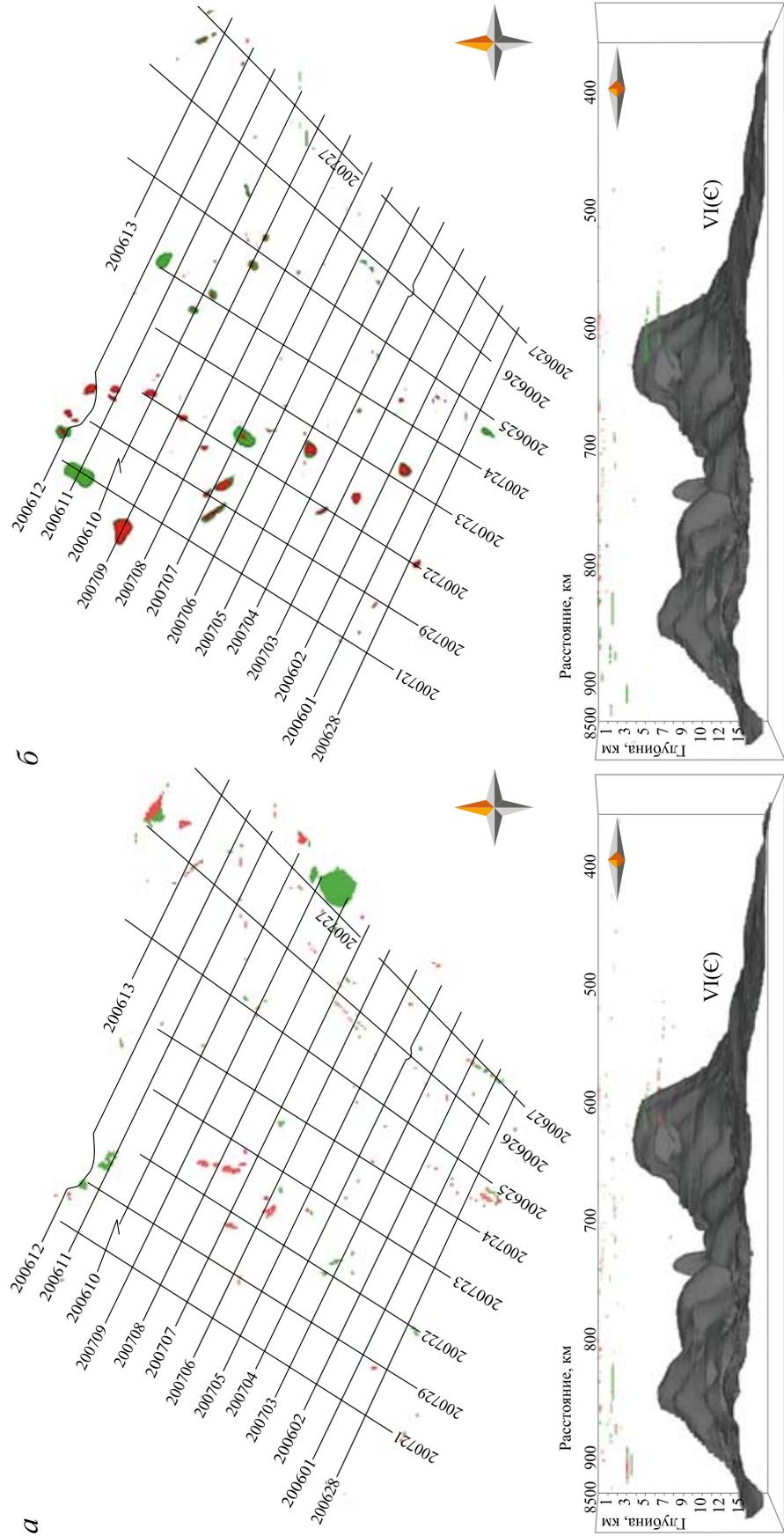


Рис. 4.31. Модель аккумуляции УВ на настоящий момент
а — без учета разрывных нарушений; *б* — с учетом разрывных нарушений

метода Линий тока. Это позволяет сэкономить время многочисленных расчетов при минимальных потерях в точности.

Единственный подходящий для нас способ моделирования при оценке роли разрывных нарушений — гибридный.

Аккумуляция углеводородов в материнских пластах верхней юры начинается с середины нижнего мела (130–100 млн лет назад), в верхнем мелу — плиоцене объемы аккумуляции несколько увеличиваются (100–50 млн лет назад), но пик аккумуляции приходится на эоцен–олигоцен (50–13 млн лет назад). Последние 13 млн лет генерация происходила в малых масштабах в связи с понижением температур разреза (рис. 4.30).

Из результатов моделирования видно, что крупные залежи в нижней–средней юре могли образоваться только при наличии проводящих разрывных нарушений, так как в верхних нефтегазоносных комплексах отсутствуют материнские породы и термобарические условия, способные сгенерировать достаточное количество углеводородов. Объемы просачиваний через покрывки относительно невелики, а миграция через коллекторы не могла достигнуть ловушек в нижней–средней юре. Единственно возможным вариантом в данном случае представляется миграция по разломам, что и представлено на соответствующих моделях (рис. 4.31) [Никитин, Иванов, 2016].

Разрешение модели составляет 2000 м/ячейка, что недостаточно для точного прогноза объема ловушки. Кроме того, в данной работе не определена фациальная изменчивость из-за отсутствия фациальных и литологических карт всей площади исследования.

Тем не менее, были оценены возможные объемы генерации УВ и степень их сохранности как на текущих максимально допустимых глубинах, так и в глубоко погруженных участках.

4.4. Структурно-тектоническое районирование

Основой для структурно-тектонического районирования послужила пространственная модель (структурная модель, блочная модель, объемная

модель разрывных нарушений) северо-восточной части Баренцевоморского шельфа [Никитин и др., 2015; Никитин, Иванов, 2016; Никитин и др., 2017].

4.4.1. Геометрический анализ

Анализ включал изучение параметров пространственного (азимут простирания) и количественного (густота) распределения разломов, выделенных по результатам сейсморазведочных работ МОВ ОГТ 2D. Метод изучения — построение роз-диаграмм простирания разломов.

Розы-диаграммы являются одним из самых старых и широко распространенных способов графического изображения замеров залегания всей совокупности разноранговых нарушений сплошности пород (от микротрещин до разломов), фиксируемых различными методами исследований. Они могут отображать какой-либо один элемент замеров, а при сочетании двух-трех таких диаграмм можно показать два или три элемента замеров (простирание, направление падение, углы падения).

В нашем случае количество структурно-тектонических нарушений наносилось в виде процентов, общее число замеров принималось за 100%, и вычислялся процент замеров по каждой группе.

Для анализа использовались три уровня структурно-тектонических нарушений, выделенных по результатам пространственного моделирования [Никитин, Иванов, 2016].

Первый уровень по относительной густоте распространения структурно-тектонических нарушений представлен двумя системами разломов (рис. 4.32).

Первая система разломов находится в азимутальном створе ССЗ 360° — ССВ 20° и ЮЮЗ 190° — ЮЮВ 170°. Вторая система разломов находится в азимутальном створе ЮВ 135° — ВЮВ 120° и ЗСЗ 280° — СЗ 315°.

Системы разломов косо ортогональны друг другу и образуют угол $\approx 40^\circ$. Выявленные две системы разломов являются следствием их проявления и идентифицируют два различно ориентированных региональных (?) поля напряжения в истории развития осадочного чехла.

⇒

Рис. 4.33. Схема второго уровня структурно-тектонических нарушений
Пояснения см. на рис. 4.32

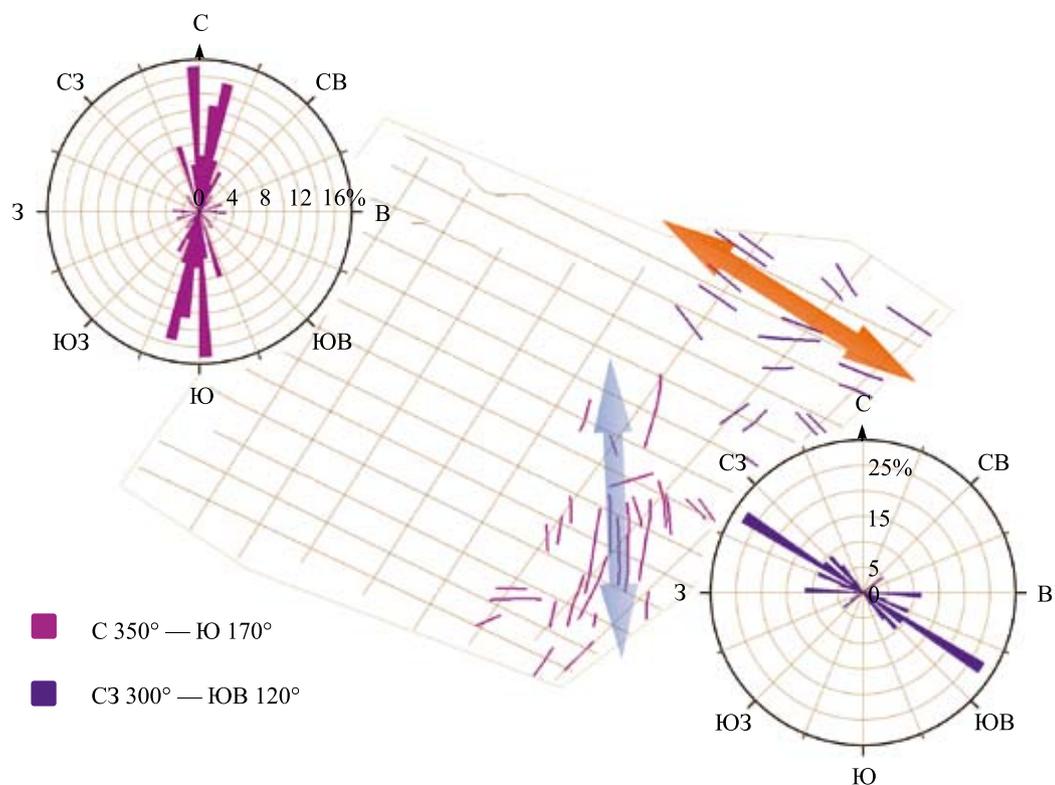
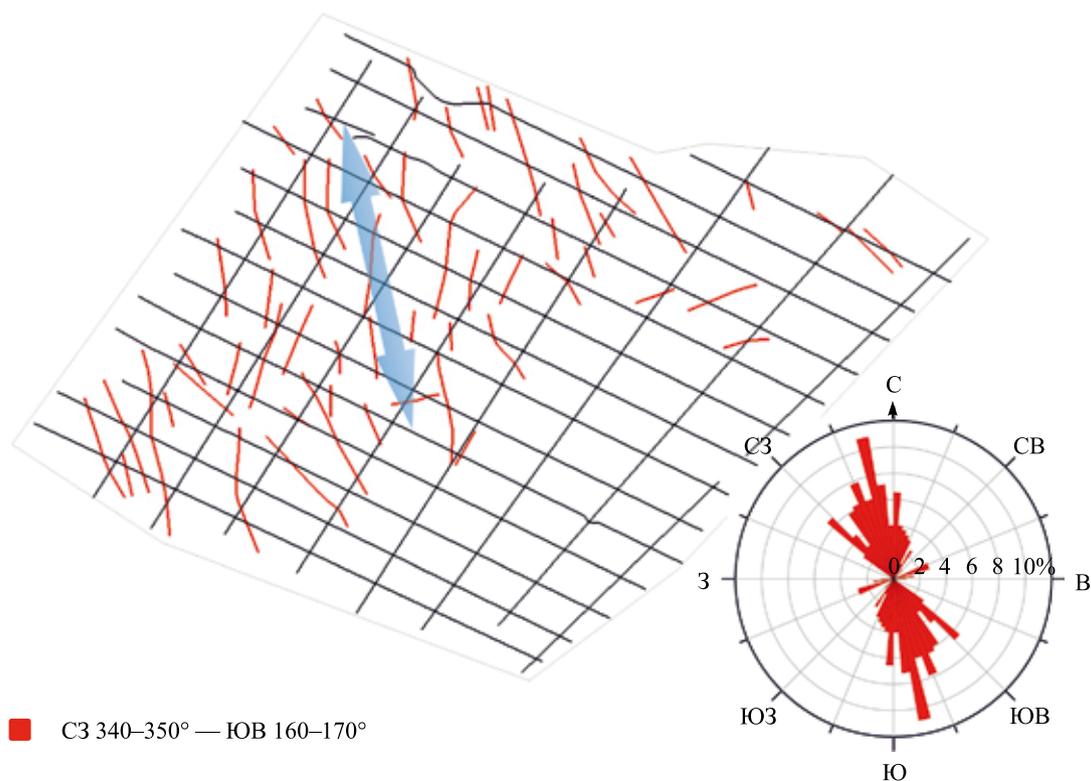


Рис. 4.32. Схема первого уровня структурно-тектонических нарушений

Пояснения к рис. 4.32–4.34

Роза-диаграмма пространственной ориентировки структурно-тектонических нарушений, которая отражает азимуты простирания разломов в горизонтальной плоскости, длина лепестков соответствует суммарной длине разломов с соответствующим азимутом простирания в выбранном масштабе



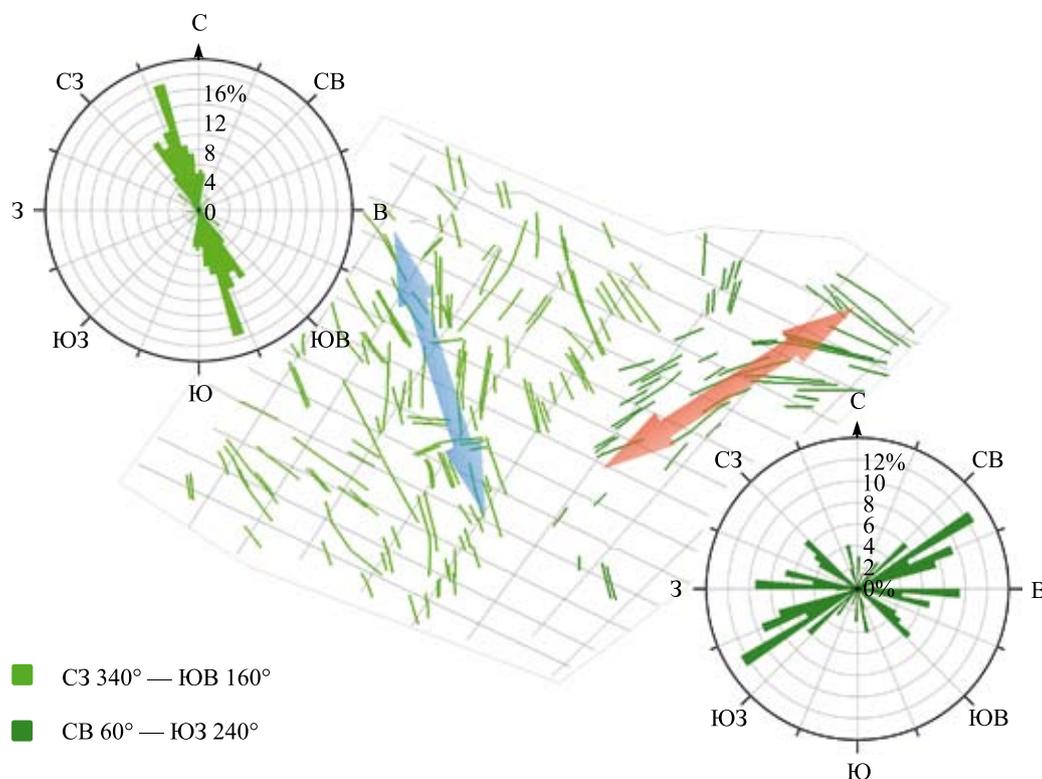


Рис. 4.34. Схема третьего уровня структурно-тектонических нарушений
Пояснения см. на рис. 4.32

Второй уровень по относительной густоте распространения структурно-тектонических нарушений представлен преимущественно север–северо-западным простиранием в азимутальном створе СЗ 315° — ССЗ 370° и ЮЮВ 10° — ЮВ 135° (рис. 4.33).

Отмечается постоянство простирания структурно-тектонических нарушений, что свидетельствует о том, что это разломы одного генезиса и возрастного диапазона. Такая деформационная структура является элементом самоорганизации осадочных пород в условиях постоянного воздействия избыточных напряжений и естественным условием существования при постоянном равновесии.

Третий уровень по относительной густоте распространения структурно-тектонических нарушений представлен двумя системами разломов (рис. 4.34).

Первая система разломов находится в азимутальном створе СЗ 320° — ССЗ 360° и ЮЮВ 160° — ЮВ 160°. Вторая система разломов находится в азимутальном створе ЮЗ 225° — ЮВ 135° и СЗ 315° — СВ 45°.

Системы разломов ортогональны друг другу и образуют угол $\approx 90^\circ$. Выявленные системы разло-

мов идентифицируют два различно ориентированных региональных (?) поля напряжения в истории развития осадочного чехла.

4.4.2. Статистический анализ

Статистический анализ проводился по 23 признакам разнотипных геолого-геофизических данных (информация по 11 отражающим горизонтам, разделяющим, по данным о геофизических полях, структурно-вещественные комплексы). Для исключения из обработки признаков, имеющих сильные корреляционные связи, была рассчитана матрица парных корреляций между значениями абсолютных отметок ОГ и мощностями СВК отложений, относящихся к нижне-среднепалеозойскому структурно-тектоническому этажу.

По результатам обработки отмечают сильные корреляционные связи между абсолютными отметками всех ОГ и мощностями разделяющих их СВК пород. Это свидетельствует об унаследованности развития территории и отдельных структур в рамках данного структурно-седимен-

тационного цикла. Поэтому для дальнейшей совместной обработки с геофизическими полями использованы только высотные значения по ОГ VI и мощность СВК между ОГ VI и ОГ III₂. Тем более, что именно для поверхности III₂ (D₃) имеется структурно-тектоническая схема. Она использована для сравнительного анализа результатов классификации.

В качестве метода многомерной классификации применялась разновидность метода кластерного анализа — метод К-средних. Достоинством метода, как и в целом кластерного анализа, является возможность производить разбиение объектов по нескольким показателям. При этом кластерный анализ не накладывает никаких ограничений на тип рассматриваемых объектов, что позволяет рассматривать совокупности исходных данных произвольной природы в различных единицах измерений.

Данный метод классификации основан на разбиении множества исследуемых объектов на статистически однородные совокупности или кластеры. Полученные кластеры состоят из статистически подобных объектов. Объекты же, относящиеся к разным кластерам, должны существенно различаться. В нашем случае в качестве объектов кластеризации выступают элементарные единицы территории размером 500×500 м, соответствующие ячейкам построенных сеточных грид-поверхностей.

Выделенные же кластеры будут соответствовать участкам территории, которые предполагается интерпретировать с позиций тектонического районирования.

В результате классификации для каждой ячейки территории мы получаем дополнительный атрибут — номер класса от 3 до 10, в зависимости от параметров разбиения. На основе данного атрибута точечная карта по координатам X и Y визуализируется на экране и сопоставляется с имеющейся схемой структурно-тектонического районирования по поверхности III₂ (D₃).

По количеству образуемых кластеров последовательно построены схемы районирования территории на 5, 6, 7, 8, 9 и 10 классов (рис. 4.35).

При рассмотрении результатов отмечается, что границы надпорядковых структур выделяются на 70%, начиная с 7-ми классов и более (см. рис. 4.35, в–е).

Полное совпадение структур, частей и границ отмечается для надпорядковых структур, например, для Сальмского поднятия, для Предновозе-

мельской структурной области. Из структур первого порядка отчетливо оконтуриваются впадина Северная на юго-западе и Адмиралтейский мегавал на юго-востоке участка.

Наиболее оптимальным, с нашей точки зрения является результат классификации на 8 классов. На рис. 4.36 классы адаптированы к цветовой палитре исходной карты.

После построения объемной модели карты, полученной в результате классификации на 8 классов с учетом разрывных нарушений, мы можем судить о том, что структуры первого порядка имеют более сложную морфологию.

Так 3-й класс, обрамляющий Предновоземельскую структурную область, представляет собой переходную область с Баренцево-Северокарским мегапрогибом. Выделяемую в северной части территории область, связанную с 3-м классом, можно также рассматривать как переходную к сводовому поднятию Земли Франца-Иосифа (рис. 4.37).

Для сопоставительной оценки значений распределений отдельных признаков, на основании которых проведена кластеризация, использованы «ящичные» диаграммы.

В общем данный тип диаграмм состоит из двух элементов: «ящика» и «усов» или «хвостов». При подготовке данных к такому представлению весь диапазон имеющихся значений разбивается на квартили с граничными значениями 25, 50 и 75%. Центральные квартили — 25–50% и 50–75% графически помещаются в прямоугольник — «ящик».

Крайние квартили 0–25% и 75–100% изображаются линейными формами, называемыми «хвостами» или «усами». В центре ящика — медианное значение в виде точки или линии. График позволяет оценить симметричность распределений и разброс значений.

Дополнительно на график выносятся в виде кружков или звездочек выбросы и ураганные значения, которые значительно отличаются от предсказанного для данного набора данных (по среднему значению и медиане) нормального распределения и имеют отклонения в значениях более трех стандартных отклонений. К важным достоинствам ящичных диаграмм относится возможность одновременного сопоставления нескольких распределений.

На рис. 4.38, б приводятся ящичные диаграммы по абсолютным значениям отражающего горизонта VI для всех выделенных классов объектов.

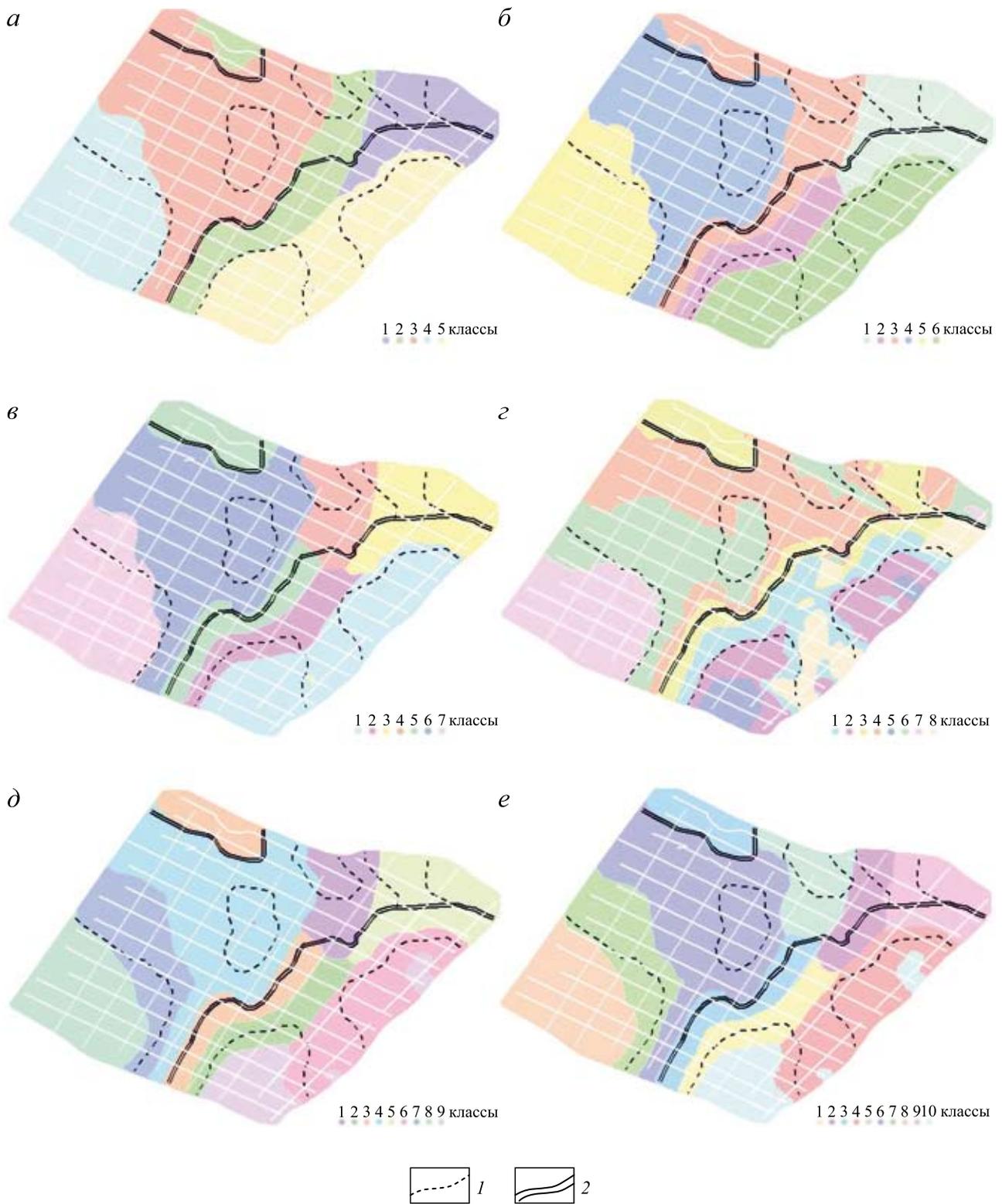


Рис. 4.35. Схема структурно-тектонического районирования территории ниже-среднепалеозойских отложений по количеству образуемых кластеров методом К-средних
a — 5 классов; *б* — 6 классов; *в* — 7 классов; *г* — 8 классов; *д* — 9 классов; *e* — 10 классов.
 1 — границы структур первого порядка; 2 — границы надпорядковых структур

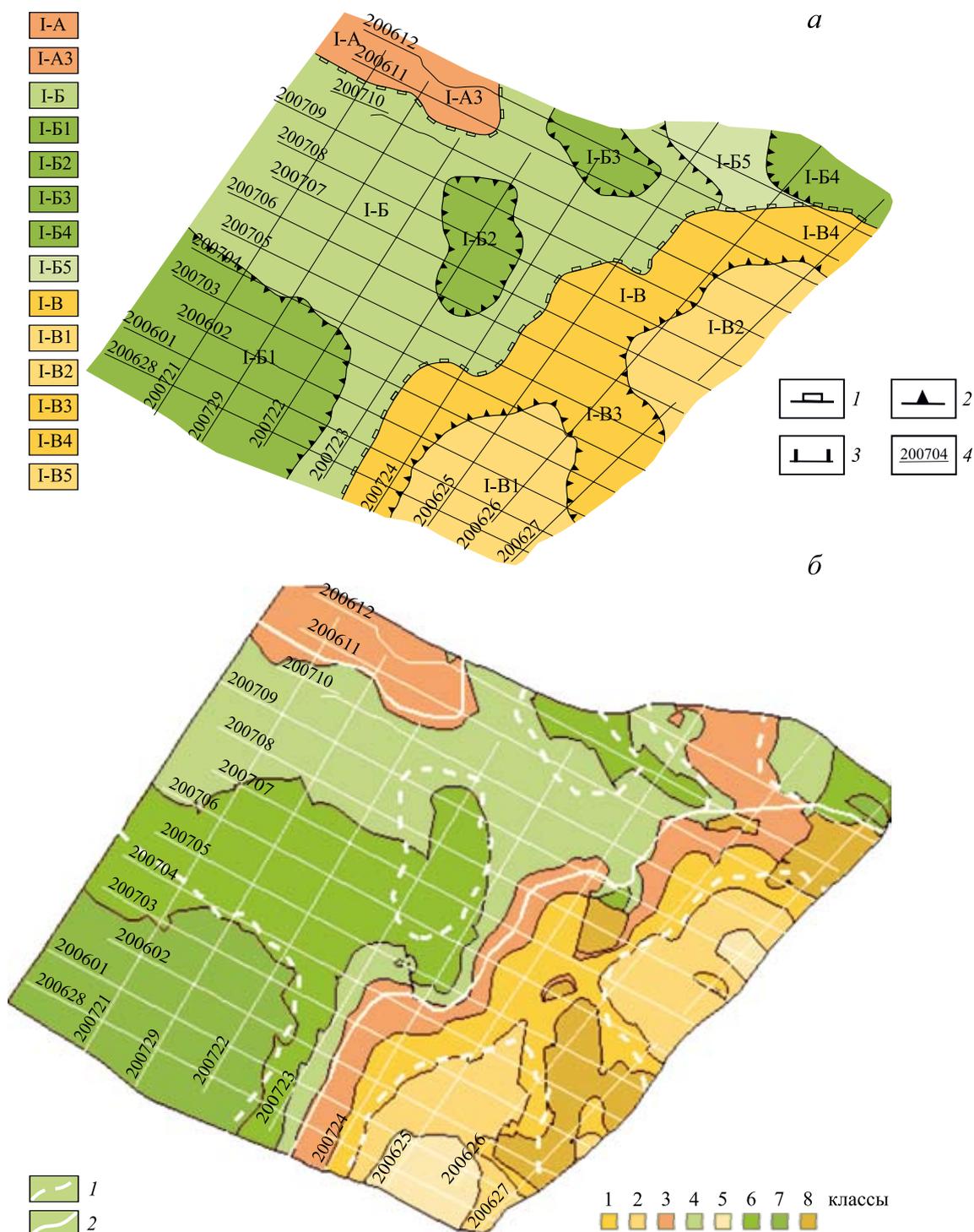


Рис. 4.36. Баренцевская (Свальбардская) плита. Пример сопоставления исходной структурной карты и карты, построенной с помощью многомерного анализа. Показано разделение на 8 классов

На *а*: I-A — сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа; I-A3 — Сальмское поднятие; I-B — Баренцево-Северокарский мегапрогиб; I-B1 — впадина Северная, I-B2 — Северо-Новоземельская впадина, I-B3 — впадина Святой Анны, I-B4 — прогиб Западный Фобос, I-B5 — ступень Геркулеса; I-B — Предновоземельская структурная область; I-B1 — Адмиралтейский мегавал, I-B2 — поднятие мыса Желания, I-B3 — прогиб Седова, I-B4 — прогиб Карлсена.

1–3 — границы структур: 1 — надпорядковых (синеклиз, мегаантиклинориев, зон поднятий и прогибов), 2 — I порядка (поднятий, впадин, мегавалов, ступеней), 3 — II порядка (валов, выступов, террас); 4 — профили МОВ–ОГТ

На *б*: 1, 2 — границы структур: 1 — первого порядка; 2 — надпорядковых

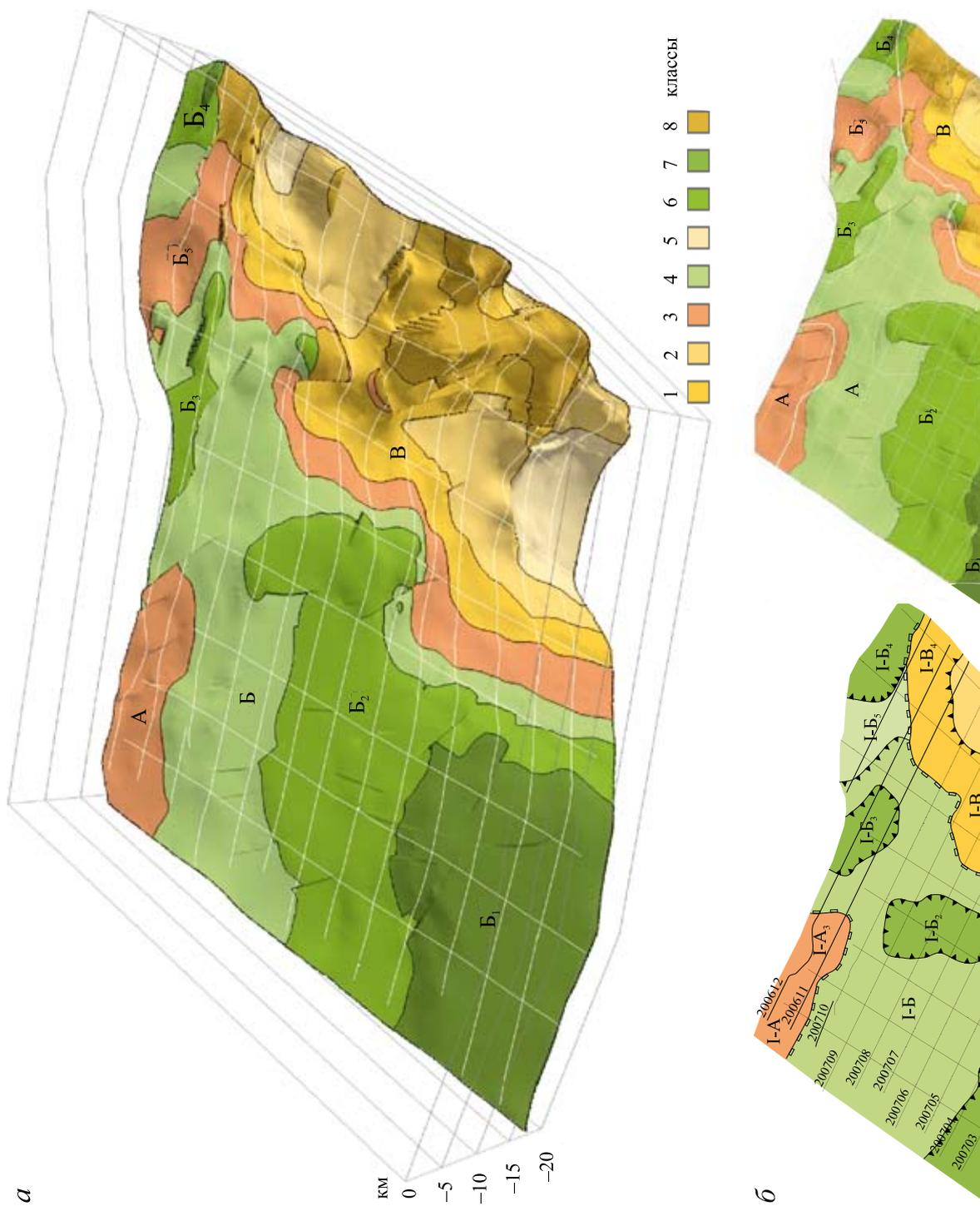


Рис. 4.37. Объемная модель ОГ VI с наложенными границами тектонических структур, полученных по данным статистической обработки (а) и увеличенные фрагменты схемы тектонического районирования с детализированными контурами (б)
Условные обозначения см. рис. 4.36

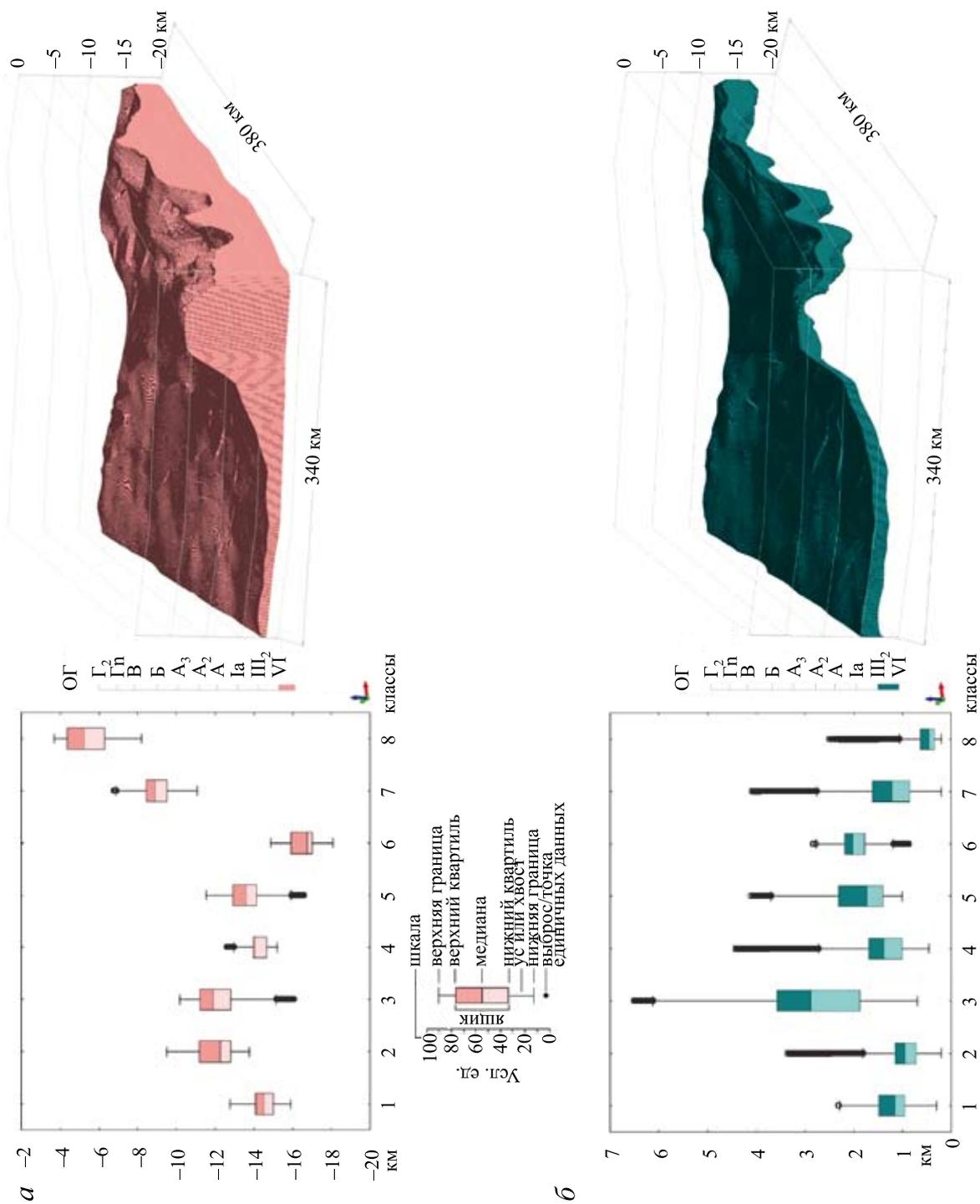


Рис. 4.38. Ящичные диаграммы: распределения по абсолютным значениям ОГ VI для всех выделенных классов объектов (а) и мощности между ОГ VI и III₂ для выделенных классов объектов (б)

На основании анализа диаграммы (см. рис. 4.38, *а*) отмечается, что по медианным значениям и 50%-ной центральной линии классы, относящиеся к впадинам Баренцево-Северокарского прогиба и Предновоземельской структурной области, индивидуализированы на 5, 6, 7 и 8 классов. Статистически неразличимыми классами по данному показателю являются граничащие между собой классы 2 и 3. Они соответствуют переходной зоне между отрицательными и положительными надпорядковыми структурами. Классы 1 и 4 также статистически подобны, однако по расположению на карте первый соответствует основному ложу Баренцево-Северокарского прогиба, четвертый — структуре, разделяющей поднятия в пределах Предновоземельской области.

На рис. 4.38, *б* приводятся ящичные диаграммы по мощности отложений между ОГ VI и III₂ для всех выделенных классов объектов.

По характеру распределения мощностей и медианному значению (2900 м) резко выделяется 3-й класс. По данным параметрам он однозначно отделяется от 2-го класса (медианное значение — 1000 м), при том, что по значениям их абсолютных отметок (см. рис. 4.38) они статистически подобны.

Характеристики распределения мощностей также позволяют отчетливо выделить 8-й и частично 2-й классы, первый из них соответствует областям с максимальными абсолютными отметками территории, последний — с минимальными. Остальные классы — 1-й, 4-й, 5-й, 6-й и 7-й — дают существенно перекрывающиеся распределения и могут быть интерпретированы только с привлечением информации об их пространственном распределении.

4.4.3 Характеристика геофизических полей

В распределении абсолютных значений магнитного поля для выделенных классов объектов отчетливо индивидуализированные группы отсутствуют (рис. 4.39).

На рис. 4.39, *а* по размаху и медианным значениям выделяются несколько групп классов с близким характером распределения магнитного поля.

Это классы 1-й, 2-й и 4-й, пространственно соответствующие склоновым частям поднятия

Предновоземельской структурной области и вышележащей части Баренцево-Северокарского мегапрогиба.

Вторая группа классов (3-й и 5-й) имеет подобный размах распределений с более высоким медианным значением для 5-го класса. Данные классы отчетливо разделяются пространственно: 3-й соответствует присклоновым частям положительных надпорядковых структур, 5-й — их апикальным частям. Очень близки характер распределений и абсолютные значения магнитного поля для 7-го и 8-го классов, при различной пространственной локализации в пределах участка.

Наименьший разброс значений или однородный характер имеет магнитное поле в пределах 6-го класса — 30–50 нТл. Данный класс соответствует промежуточным глубинам Баренцево-Северокарского мегапрогиба.

Ящичные диаграммы распределения значений гравитационного поля для выделенных классов объектов на рис. 4.39, *б* ранжированы по медианным значениям.

По абсолютным значениям гравитационного поля может быть выделен только 5-й класс, соответствующий апикальной части Предновоземельской структурной области. Он имеет минимальные абсолютные значения поля, симметричное распределение и среднюю 50%-ную часть распределения, перекрывающуюся с другими распределениями только в хвостовых участках. Минимальную дисперсию, как и в случае магнитного поля, имеет гравитационное поле для 6-го класса. Распределения гравитационного поля для остальных выделенных классов в значительной степени перекрываются и имеют близкие медианные значения.

Таким образом, ни один из отдельных признаков структурного характера или геофизического поля не позволяет однозначно районировать территорию с необходимой степенью детальности. Для этого необходимо совместное использование комплекса признаков и методов многомерного статистического анализа. Классификационные значения отдельных признаков могут быть оценены на основе факторных нагрузок.

Приведем выводы.

— Определена объективная результативность методики выделения классов (тектонических структур) в пределах территории исследования статистически обоснованными, независимыми от субъективного фактора методами.

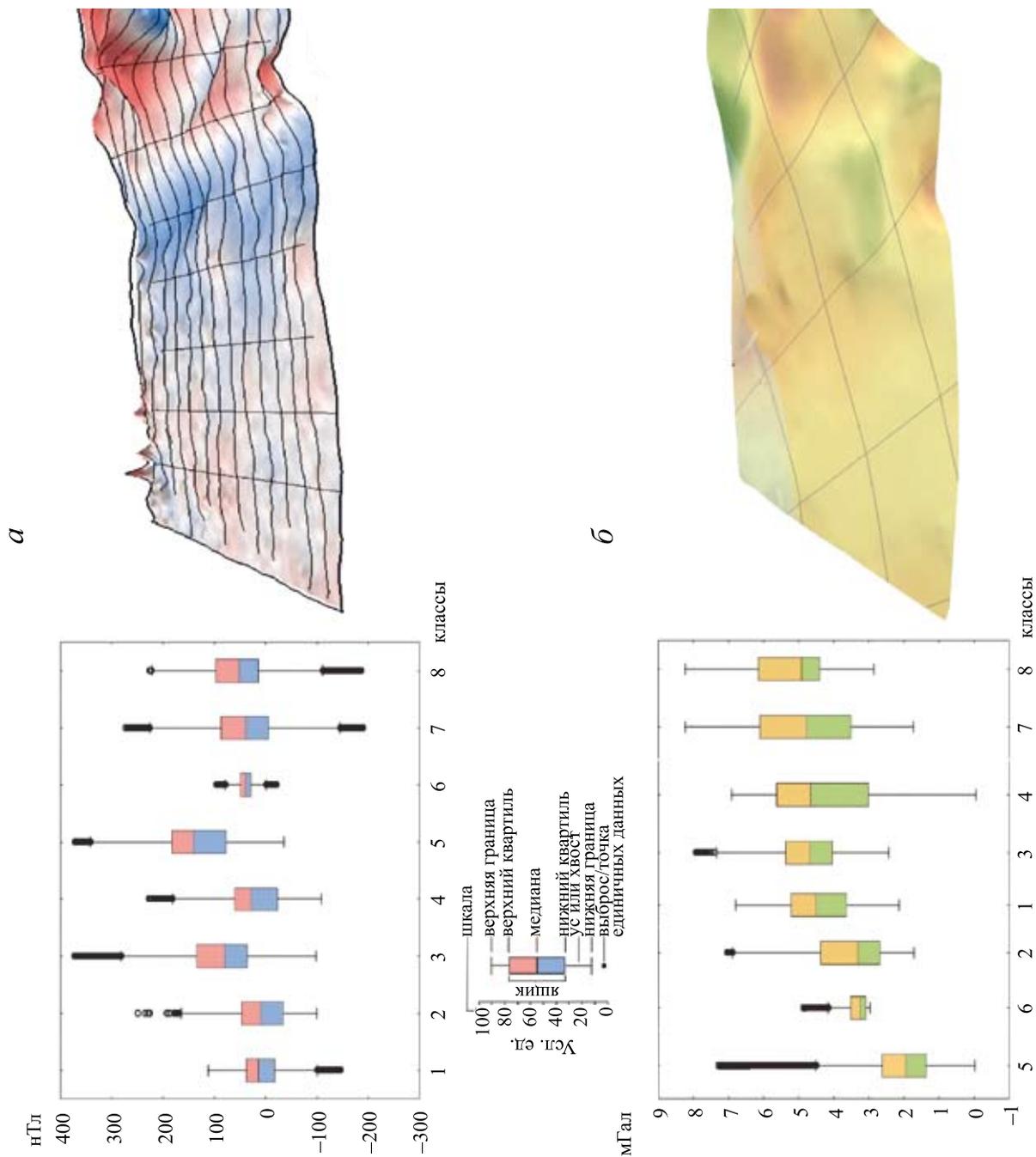


Рис. 4.39. Ящичные диаграммы распределения значений магнитного поля для выделенных классов объектов (а) и значений гравитационного поля для выделенных классов объектов (б)

— Результат районирования нижне-среднепалеозойского комплекса пород вполне сопоставим с имеющимися тектоническими схемами, более того, он их уточняет. Границы надпорядковых структур выделяются программными средствами на 70%, начиная с 7-ми и более классов разделения. Границы структур I порядка представлены

более сложной морфологией с детализацией внутреннего строения и частично оконтуриваются разрывными нарушениями.

— Наиболее важными основаниями тектонического районирования осадочного чехла являются структурные карты отражающих горизонтов с учетом тектонических нарушений.

Заключение

В результате экспедиционных исследований последнего десятилетия получены новые данные о строении осадочного чехла северной части Баренцевоморского шельфа. На основании сейсмической информации, гравитационной, магнитной и геотермической съемок акватории в северо-восточной части Баренцева моря разработана геолого-геофизическая модель осадочного чехла, представленная в настоящей монографии. Анализ полученной модели позволил исследовать в региональном и локальном масштабах особенности геологического строения осадочного чехла и проявления современной геодинамической активности Арктического региона.

Рассмотрены структурно-тектонические схемы по отражающим горизонтам, на уровне которых происходят основные этапы крупных тектонических перестроек. Выявлены объекты в фундаменте и в осадочном чехле Баренцевоморской плиты, формирующие аномалии потенциальных полей.

В процессе проведения исследований авторами получены научные результаты, которые во многом проясняют историю развития северо-восточной части Баренцева моря и дают новый импульс для реальной оценки перспектив нефтегазоносности. Эти результаты сводятся к следующему.

— Собраны, проанализированы и систематизированы геолого-геофизические данные и на их основе создана модель тектонического строения фундамента; проведено районирование осадочного чехла северо-восточной части Баренцева моря, дана детальная литолого-стратиграфическая характеристика его строения.

— Впервые построена геологическая 3D-модель осадочного чехла исследуемого региона и

проведен ее структурно-тектонический анализ на основе анализа морфометрических характеристик сеймостратиграфических комплексов.

— Построена 3D модель разрывных нарушений в виде замкнутых тел каркасного типа и исследована их роль в формировании флюидо-динамических систем.

— Проведена интерпретация региональной и локальной компонент гравитационного и магнитного полей и выявлены плотностные и вещественные неоднородности в осадочном чехле.

— Построены численные модели палеотектонического развития, дана оценка генерационного и нефтегазового потенциала, разработаны модели эмиграции, миграции и аккумуляции углеводородов для различных нефтегазоносных комплексов.

— Построены модели углеводородных систем и генерации углеводородов.

— Выявлено распределение температурного поля по всей площади исследований.

— Проведены пространственная и количественная корреляции геотермического поля и локализации нефтегазоносности.

— Рассчитана палеогеотермическая модель, показывающая распределение температур геологического прошлого для всех представленных этапов развития осадочного бассейна.

* * *

Авторы этой книги безмерно благодарны сотрудникам ОАО МАГЭ (г. Мурманск) В.А. Журавлеву, Г.С. Казанину, Г.И. Иванову и С.П. Павлову за предоставленные материалы, доброжелательную критику и дружеское общение.

Summary

In the last decade, as a result of expeditionary research, new data on the sedimentary cover of the northern part of the Barents Sea shelf were obtained. Based on seismic information, gravity, magnetic and geothermal survey of water areas in the northeastern part of the Barents Sea, geological and geophysical model of the sedimentary cover presented in this monograph was worked out. Obtained model analysis made it possible to investigate features of the sedimentary cover geological structure both in regional and local scales and modern geodynamic activity occurrence of the Arctic region.

Statistical approach to the processing and interpretation of multi-feature geological and geophysical information prospects are considered. The structural-tectonic schemes for reflecting horizons have been clarified, at the level of which the main stages of large tectonic rearrangements are indicated. Objects in the fundamental and sedimentary cover of the Barents Plate are revealed, forming anomalies of potential fields with the coexistence of various geological forms and contrasting petrophysical properties are revealed.

Conducted cluster analysis made it possible to identify the boundaries of individual blocks in the basement, marked with discontinuous faults. Numerical model of discontinuous faults in the sedimentary cover and foundation of the Barents Plate

was built. On the basis of the constructed spatial model of the deep temperatures and heat flow distribution, the depths of catagenetic conversion of hydrocarbons in the sedimentary cover of the northeastern part of the Barents shelf were determined, as well as spatial and quantitative correlation of the geothermal field and localization of oil and gas potential was carried out.

Paleogeothermal models showing temperature distribution of the geological past maturation time of hydrocarbons corresponding were calculated. Based on the spatial model of discontinuous faults, fluid dynamic systems formation role was investigated. Models of emigration, migration and accumulation of hydrocarbons for various oil and gas-potential complexes have been developed and the generation and oil and gas potential of the northeastern part of the Barents shelf has been estimated.

* * *

The authors are immensely grateful to investigators of the JSC Marine Arctic Geological Expedition (Murmansk) V.A. Zhuravlev, G.S. Kazanin, G.I. Ivanov and S.P. Pavlov for the materials provided, benevolent criticism and friendly communication.

Литература

Список основной литературы

- Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // *Геотектоника*. 1996. № 4. С. 58–76.
- Арктические и дальневосточные моря // *Геология и полезные ископаемые России: В 6 т. / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий*. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. Т. 5, кн. 1. 468 с.
- Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Хуторской М.Д.* Тепловой поток и температуры в земной коре западнее Шпицбергена (26-й и 27-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов») // *Мониторинг. Наука и технологии*. 2011. № 1 (6). С. 6–17.
- Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра (Ленингр. отд-ние), 1988. 262 с. (Тр. ПГО «Севморгеология»; Т. 196.)
- Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // *Геотектоника*. 2004. № 3. С. 13–30.
- Боголепов А.К., Журавлев В.А., Шитилов Э.В., Юнов А.Ю.* Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 315, № 1. С. 159–162.
- Бондарев В.И., Ершов Ю.П., Ипатов Б.С., Андреева И.А.* История тектонического развития северного острова Новой Земли // *Геология и стратиграфия Новой Земли*. Л.: НИИГА, 1979. С. 5–17.
- Бро Е.Г.* Цикличность формирования осадочного чехла и нефтегазоносность. СПб.: Изд-во «КН», 1995. 80 с.
- Бро Е.Г., Дибнер В.Д.* Нефтегазоносность архипелага Земля Франца-Иосифа // *Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 30–38.
- Бро Е.Г., Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З., Войцеховская А.Г., Краснова В.Л., Можяева О.В.* Осадочный чехол Баренцевоморского шельфа по данным параметрического бурения на островах // *Проблемы нефтегазоносности Мирового океана*. М.: Наука, 1989. С. 191–197.
- Вассоевич Н.Б.* Стадии литогенеза // *Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко*. М.: Недра, 1983. С. 85–96.
- Верба М.Л.* О процессах растяжения земной коры на Баренцевоморском шельфе // *Природные условия и естественные ресурсы северных морей*. Л.: Географическое общество СССР, 1977. С. 28–32.
- Виленский П.Л., Лившиц В.Н., Смоляк С.А.* Оценка эффективности инвестиционных проектов: Теория и практика: Учеб.-практ. пособие. М.: Дело, 2001. 832 с.
- Войцеховская А.Г.* Распределение органического вещества в зависимости от фашиально-геохимических условий осадконакопления триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа // *Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа*. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 87–94.
- Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В.П. Гаврилова. М.: Недра, 1993. 322 с.
- Городницкий А.М., Гольмишток А.Я., Хуторской М.Д.* Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерения теплового потока через дно океана // *Тектоника литосферных плит*. Вып. 3. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 18–26.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации (Н.С.). М-б 1:1 000 000. Лист Т-41-44. Объяснительная записка / Отв. ред. С.И. Шкарубо, гл. ред. Б.Г. Лопатин, СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист Т-37-40: Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка / Отв. ред. С.И. Шкарубо, гл. ред. Б.Г. Лопатин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист U-37-40:

- Земля Франца-Иосифа (северные острова). Объяснительная записка / Отв. ред. А.А. Макарьев, гл. ред. Б.Г. Лопатин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 (Серия Новоземельская). Объяснительная записка к листам Т-41-42 (пятая группа) / Г.В. Труфанов, В.В. Орго, Л.Г. Павлов, В.Ф. Непомилуев, Ломоносов: ПМГРЭ, 1992.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист R-38-40: Колгуев. Объяснительная записка / Под ред. Б.Г. Лопатина. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003, 203 с. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).
- Граммберг И.С. Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 789–791.
- Граммберг И.С., Бондарев В.И., Соболев Н.Н., Дараган-Суцкова Л.А. Реконструкция геологического строения восточных районов Баренцевоморского региона на основе комплексного анализа геолого-геофизической информации // Российская Арктика: Геологическая история, минералогия, геоэкология / Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2002. С. 193–201.
- Граммберг И.С., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11/12. С. 1808–1820.
- Граммберг И.С., Кулаков Ю.Н., Погребницкий Ю.Е., Сороков Д.С. Арктический нефтегазоносный супербассейн // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 7–21.
- Граммберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана / Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне / Под ред. И.С. Граммберга, А.А. Комарицына. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2000. С. 31–38.
- Данюшевская А.И. Нефтегазопроизводящие толщи фанерозойских отложений арктических островов // Геохимия. 1995. № 10. С. 1495–1504.
- Дараган-Суцкова Л.А. Строение осадочного чехла сверхглубоких впадин Баренцево-Карской плиты (по сейсмическим данным) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 108–117.
- Дараган-Суцкова Л.А., Павленкин А.Д. Исследования коры и верхней мантии на акваториях глубинными отраженными волнами // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 2. С. 73–79.
- Дараган-Суцкова Л.А., Павленкин А.Д., Посёлов В.А., Мурзин Р.Р., Дараган-Суцков Ю.И. История геологического развития Баренцево-Карского региона по результатам комплексного анализа региональной геолого-геофизической информации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 3. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 145–160.
- Дибнер В.Д. О происхождении плавучих ледяных островов // Природа. 1955. № 3. С. 89–92.
- Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978. 211 с. (Тр. НИИГА — НПО «Севморгео»; Т. 185.)
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; Вып. 279.)
- Журавлев В.А. Плотностная модель земной коры Баренцевоморского региона // Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н.В. Шаров. М.: Нац. геофиз. ком., 1993. С. 116–121.
- Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 425.)
- Зуйкова О.Н., Миролюбова Е.С. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений о. Колгуев // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. С. 64–75. (Тр. ВНИИОкеангеология; Т. 210, вып. 6.)
- Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19. (Тр. НИИГА; Вып. 5.)
- Клубов Б.А., Безруков В.М., Винокуров И.Ю., Гарибьян Е.В., Рогозина Е.А., Острой А.С., Шкатов Е.П. Перспективы нефтегазоносности архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающих акваторий (на базе новых геолого-геохимических данных) // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море: Докл. Второй Междунар. конф. СПб.: ВНИГРИ, 1996. С. 107–109.
- Клубов Б.А., Рогозина Е.А., Шкатов Е.П. Геохимические признаки нефтегазоносности акваториальной части архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология нефти и газа. 1999. № 5/6. С. 46–50.
- Комплект карт геологического содержания м-ба 1:500 000 и 1:1 000 000 архипелага Новая Земля:

- Объяснительная записка / Л.Г. Павлов, Г.В. Труфанов, В.Ф. Непомилуев, В.В. Орго, Б.Г. Лопатин. СПб.: Ломоносов, 1999.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Под ред. Ю.Е. Погребницкого. СПб.: Недра. Санкт-Петербург. отд-ние, 1992. 194 с.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н.* Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. 225 с. (Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология; Т. 209.)
- Косько М.К., Верба В.В., Кораго Е.А. Мусатов Е.Е., Супруненко О.И.* Фундамент арктического шельфа Евразии: блоковая делимость и некоторые аспекты эволюции // Российская Арктика: Геологическая история, минерагения, геоэкология / Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 109–120.
- Кутас Р.И.* Особенности распределения теплового потока на территории Украины и их связь с тектоникой // Геотектоника. 1972. № 4. С. 48–58.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В.* Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 142 с.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В.* Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии // Энергетика геологических и геофизических процессов / Ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1972. С. 75–80. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46.)
- Левашкевич В.Г.* Учет температурного режима придонных вод при измерении геотермических параметров в Баренцевом море // Океанология. 1992. Т. 32, № 1. С. 151–158.
- Левашкевич В.Г.* Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2005. 42 с.
- Левашкевич В.Г., Григорян С.П., Боровая Л.Н.* Особенности и некоторые результаты геотермических исследований на Баренцевом море // Региональные геотермические исследования. Свердловск: Изд-во УО РАН, 1992. С. 31–37.
- Леонов Ю.Г., Хуторской М.Д., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток как признак деструкции коры на северной окраине Свальбардской плиты // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 41–54.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). 3-е изд., перераб. и доп. М.: Высш. шк., 1984. 416 с.
- Лысенин Г.П., Ежов Ю.А.* Гидродинамическая обусловленность нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1987. № 3. С. 30–35.
- Лысенин Г.П., Карлюк Е.Ф.* Сверхгидростатические пластовые давления в Тимано-Печорской провинции / Материалы XIV геол. съезда Респ. Коми. Т. 3. Сыктывкар: Ин-т геол. Коми НЦ УрО РАН, 2004. С. 151–153.
- Мандель И.Д.* Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.
- Матвеев В.Г., Рот А.А.* Новые разработки аппаратуры для автоматизации морских геотермических исследований на шельфе // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 98–112.
- Методические и экспериментальные основы геотермии / Под ред. П.Н. Кропоткина, Я.Б. Смирнова. М.: Наука, 1983. 230 с.
- Методические указания по применению инженерных методов расчета технологических и технико-экономических показателей разработки газоконденсатных месторождений при различных способах их разработки. М.: ВНИИГаз, 1988. 80 с.
- Михайлов Ю.А., Петрунин Л.Н., Самойлович Ю.Г.* Геологическое строение и битуминологическая характеристика пород островов Белл (Земля Франца-Иосифа) и Долгий (Печорское море). Л.: НПО «Севморгео», 1979. 126 с.
- Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: В 10 т. Л.: Недра, 1984. Т. 9. 280 с.
- Никитин Д.С., Ахмедзянов В.Р., Демежко Д.Ю., Хуторской М.Д.* Восстановление палеотемпературы земной поверхности на о. Южный (архипелаг Новая Земля) по геотермическим данным // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 3. С. 136–140.
- Никитин Д.С., Горских П.П., Хуторской М.Д., Иванов Д.А.* Анализ и численное моделирование потенциальных полей на северо-востоке Баренцева моря // Мониторинг. Наука и технологии. 2017. № 1 (30). С. 6–15.
- Никитин Д.С., Горских П.П., Хуторской М.Д., Иванов Д.А.* Структурно-тектонические особенности северо-восточной части Баренцевоморской плиты по данным численного моделирования потенциальных полей // Геотектоника. 2018. № 2. С. 58–75.
- Никитин Д.С., Иванов Д.А.* Структурно-тектонические условия нефтегазоносности северо-восточной части Баренцевоморского шельфа // Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 2 (27). С. 48–54.
- Никитин Д.С., Иванов Д.А., Журавлев В.А., Хуторской М.Д.* Объемная геолого-геотермическая модель се-

- веро-восточной части Баренцевоморского шельфа в связи с освоением ресурсов углеводородов // Георесурсы. 2015. № 1 (60). С. 13–19.
- Никитин Д.С., Хуторской М.Д.* Применение кластерного анализа для изучения структуры осадочного чехла северо-восточной части Баренцевоморского шельфа // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2015. № 4. С. 98–103.
- Никитин Д.С., Хуторской М.Д.* Первые измерения теплового потока на архипелаге Новая Земля // Докл. РАН. 2018. Т. 478, № 6. С. 692–696.
- Новая Земля и остров Вайгач: Геологическое строение и минерагения / Под ред. Ю.Е. Погребницкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с. (Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология; Т. 205.)
- Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. 1989 год (Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа) / Б.А. Асиновская, А.В. Борисов, С.П. Григорян и др. / Под ред. В.З. Негруцы. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 32 с.
- Олдендерфер М.С., Блэифилд Р.К.* Кластерный анализ // Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Пер. с англ. под ред. И.С. Енюкова. М.: Финансы и статистика, 1989. С. 139–209.
- Острова Советской Арктики // Геология СССР: В 48 т. М.: Недра, 1970. Т. 26. 547 с.
- Павленкин А.Д.* Каледонский рифтогенез на шельфе Баренцева моря // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа / Под ред. М.Л. Вербы. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 29–35.
- Павлов С.П.* Геологическое строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцева моря по геофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Мурманск, 2012. 26 с.
- Пискарёв А.П.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана / Под ред. Ю.Е. Погребницкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 134 с. (Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология; Т. 203.)
- Погребницкий Ю.Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 3–22.
- Преображенская Э.Н., Школа И.В., Сергеев Д.В., Можяева О.В.* Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения) // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. СПб.: ПГО «Севморгеология», 1985. С. 87–94.
- Сакс В.Н., Бобкова Н.Н.* Меловая система. Русская платформа и Земля Франца-Иосифа // Геологическое строение СССР: В 6 т. Т. 1: Стратиграфия. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 436–442.
- Сакулина Т.С., Верба М.Л., Иванова Н.М., Рослов Ю.В., Беляев И.В.* Глубинное строение северной части Баренцево-Карского региона вдоль профиля 4-АР // Сб. материалов 7-го Междунар. форума «Топливо-энергетический комплекс России» (10–12 апр. 2007 г.). СПб., 2007. С. 371–374.
- Смирнов Я.Б.* Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 6–18.
- Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М.: ГУГК СССР, 1980. 150 с.
- Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.И.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
- Сороков Д.С., Краснова В.Л.* Рассеянное органическое вещество палеозойских и мезозойских отложений Баренцева шельфа // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 48–55.
- Сороков Д.С., Пчелина Т.М., Войцеховская А.Г.* Геохимические особенности рассеянного органического вещества триасовых отложений Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на море и островах). Л.: ПГО «Севморгеология», 1988. С. 74–83.
- Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Спижарский Т.Н.* Геологическое строение Земли Франца-Иосифа // Проблемы геологии полярных островов западной части Арктики / Ред. Н.Н. Урванцев. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1937. С. 39–72. (Тр. Всесоюз. Аркт. ин-та; Т. 76.)
- Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. / Под ред. А.И. Жамойды. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Ступакова А.В., Кирюхина Т.А.* Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа: Обзорная информация. М.: Геоинформмарк, 2001. 53 с.
- Супруненко О.И., Евдокимова Н.К., Школа И.В., Бро Е.Г., Дибнер В.Д., Макарьев А.А., Столбов Н.М., Устинов Н.В.* Перспективы нефтегазоносности архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. С. 153–168.
- Тараховский А.Н., Школа И.В., Спектор В.М., Дитмар В.А.* К вопросу о стратиграфии осадочно-вулканогенной толщи Земли Франца-Иосифа // Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: НИИГА, 1980. С. 130–134.

- Тектоника Северной полярной области Земли: Объяснительная записка к тектонической карте Северной полярной области Земли масштаба 1: 5 000 000 / Под ред. Б.Х. Егизарова. М.: Аэрогеология, 1978. 200 с.
- Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2 500 000 / В.И. Богацкий, С.Л. Костюченко, Б.В. Сенин, Э.В. Шпилов, С.Ф. Соболев / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ПКО «Картография», 1996. 2 листа.
- Тимонин Н.И. Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 238 с.
- Устрицкий В.И. О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М.: Наука, 1989. С. 182–191.
- Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: В 10 т. Т. 9: Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. С. 253–265.
- Формирование подземных вод // Гидрогеология СССР: В 44 т. Т. 27: Мурманская область и Карельская АССР / Ред. И.К. Зайцев. М.: Недра, 1971. С. 194–214.
- Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа / Пер. с англ. А.Н. Конюхова, Г.В. Семерниковой, В.В. Чернышева / Под ред. Н.Б. Вассоевича, А.Я. Архипова. М.: Мир, 1982. 704 с.
- Хуторской М.Д. Введение в геотермию. М.: Изд-во РУДН, 1996а. 156 с.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996б. 285 с.
- Хуторской М.Д. Применение трехмерного геотемпературного моделирования для расчета условий катагенеза органического вещества // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 4. С. 441–452.
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А. Геотермия арктических морей / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 244 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 605.)
- Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Митник М.М., Ярмолюк В.В. Тепловой режим недр МНР / Под ред. В.И. Кононова, Н.С. Зайцева. М.: Наука, 1990. 127 с. (Тр. Совмест. сов.-монгол. науч.-исслед. геол. экспедиции; Вып. 51.)
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 227–233.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Роль радиогенной теплогенерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. № 2. С. 43–61.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцево-морского региона / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 112 с.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г., Заливчий О.А., Школа И.В. Тепловой поток на акватории Карского моря и его островах // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 93–98.
- Шпилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
- Шпилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е. Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII тектонич. совещ. / Под ред. Ю.В. Карякина. М.: ГЕОС, 2000. С. 605–608.
- Шкарубо С.И., Лопатин Б.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (Н.С.). Лист S-38-40. Пролив Маточкин Шар. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
- Шкатов Е.П., Старк А.Г., Качурина Н.В., Безруков В.М., Винокуров И.В. К вопросу о перспективах нефтегазоносности северных областей Баренцево-Карского шельфа (желоб Франц-Виктория) // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 20–24.
- Школа И.В., Фефилова Л.А., Макарьев А.А. Верхний триас Земли Франца-Иосифа (стратиграфическое расчленение для целей геологического картирования) // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики / Под ред. В.И. Бондарева. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2000. С. 85–91.
- Щеринов А.С., Хлюпин Н.И., Леонов В.О. Аэрогеофизические работы м-ба 1:500 000 и 1:1 000 000 Земли Франца-Иосифа и прилегающего шельфа (информационный отчет по незавершенным работам). Ломоносов: ФГУ НЛП ПМГРЭ, 1997. 201 с.
- Balašov Yu.A., Peucat J.J., Teben'kov A.M., Ohta Y., Larrison A.N., Sirotkin A.N., Bjornerud M. Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skålfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen // Polar Research. 1996. Vol. 15, № 2. P. 167–181.
- Bhattacharya B.K. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body // Geophysics. 1966. Vol. 31. P. 97–121.

- Bisset Ch.B.* Geological notes on North-East Land (Spitzbergen) and Franz Josef Land. British Arctic Expedition of 1925 // *Trans. Edinburgh Geol. Soc.* 1930. Vol. 12. P. 196–206.
- Burg J.P.* Maximum Entropy Spectral Analysis: Ph.D. thesis. Stanford: Stanford University (CA), Department of Geophysics, 1975. 168 p.
- Burnham A.K., Oh M.S., Crawford R.W., Samoun A.M.* Pyrolysis of Argonne premium coals: activation energy distributions and related chemistry // *Energy & Fuels*. 1989. Vol. 3, № 1. P. 42–55.
- Castelli A., Chiramonte M.A., Beltrame P.L., Carniti P., Del Bianco A., Stroppa F.*, Thermal degradation of kerogen by hydrous pyrolysis. A kinetic study // *Organic Geochem.* 1990. Vol. 16, Iss. 1/3. P. 75–82.
- Čermák V.* Heat flow investigation in Czechoslovakia // *Geoelectric and Geothermal Studies (East-Central Europe and Soviet Asia)*, KAPG Geophysical Monograph / Ed. by A.Ádám. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1976. P. 314–324.
- Chapman D., Furlong K.* Continental heat flow-age relationships // *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.* 1977. Vol. 58. P. 1240–1251.
- Chapman D., Pollack H.* Global heat flow: a new look // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 28, № 1. P. 23–32.
- Gupta V.K., Grant F.S.* Mineral exploration aspects of gravity and aeromagnetic surveys in Sudbury-Cobalt area, Ontario // *The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps* / Ed. by W.J. Hinze. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1985. P. 392–412.
- Hamza V.M., Verma R.K.* The relationship of heat flow with age of basement rocks // *Bull. Volcanol.* 1969. Vol. 33, Iss. 1. P. 123–152.
- Jessop A.M., Lewis T.* Heat flow and heat generation in the Superior Province of the Canadian Shield // *Tectonophysics*. 1978. Vol. 50, Iss. 1. P. 55–77.
- Kutas R.I., Lubimova E.A., Smirnov Ya.B.* Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation // *Geoelectric and Geothermal Studies (East-Central Europe and Soviet Asia)*, KAPG Geophysical Monograph / Ed. by A.Ádám. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1976. P. 443–449.
- Lachenbruch A.H.* Implication of linear heat flow relation // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 76. P. 3852–3860.
- Macleod I.N., Vieira S., Chaves A.C.* Analytic signal and reduction to the pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes // *Proceedings of the 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Rio de Janeiro, 7 Nov. 1993. P. 830–835.
- McClellan J.H., Nawab H.* Complex General-N Winograd Fourier Transform Algorithm (WFTA) // *Programs for Digital Signal Processing*. N.Y.: IEEE Press and Wiley, 1979. P. 1.7-1–1.7-10.
- Morgan P., Sass J.H.* Thermal regime of the continental lithosphere // *J. Geodynamics*. 1984. Vol. 1, Iss. 2. P. 143–166.
- Ntaflo Th., Richter W.* Continental flood basalts from Franz Josef Land, Arctic Russia: Geochemical evidence for bimodal magmatism // *ICAM III (3rd International Conference on Arctic Margins): Abstracts*. Celle (Germany) 12–16 October 1998: Celle: Dt. Ges. für Polarforschung, 1998. P. 131–132.
- Pease V., Gee D., Lopatin B.* Is Franz Joseph Land affected by Caledonian deformation? // *European Union of Geosciences. Abstracts*. Strasbourg (France): European Union of Geosciences, 2001. Vol. 5. P. 757.
- Perrier B., Quiblier J.* Thickness changes in sedimentary layers during compaction history. Methods for quantitative evaluation // *AAPG Bull.* 1974. Vol. 58, № 3. P. 507–520.
- Pollack H.* The heat flow from the Earth: a review // *Mechanisms of continental drift and plate tectonics* / P.A. Davies, S.K. Runcorn (eds.). Ldn; N.Y.; Toronto; Sydney; San Francisco: Academic Press, 1981. P. 183–192.
- Quigley T.M., Mackenzie A.S., Gray J.R.* Kinetic theory of petroleum generation // *Migration of Hydrocarbons in Sedimentary Basins: 2nd IFP Exploration and Production Research Conference*, Carcans (France), June 15–19 1987 (Institut Francais Du Petrole Publications) / Ed by B.Doligez. Paris: Editions Technip, 1987. P. 649–667.
- Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K.* Age dependence of continental heat flow — fantasy and fact // *Earth Planet. Sci Lett.* 1982. Vol. 59, Iss. 2. P. 288–302.
- Roberts A.M., Kuszniir N.J., Yielding G., Styles P.* 2D flexural backstripping of extensional basins: the need for a sideways glance // *Petroleum Geoscience*. 1998. Vol. 4. P. 327–338.
- Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F.* Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // *Earth. Planet. Sci Lett.* 1968. Vol. 5. P. 1–12.
- Sclater J.G., Francheteau J.* The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth // *Geophys. J. Roy Astr. Soc.* 1970. Vol. 20. P. 509–542.
- Sclater J.G., Parsons B., Jaupart C.* Oceans and continents: Similarities and differences in the mechanism of heat loss // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, Iss. B12. P. 11535–11552.
- Spector A., Grant F.S.* Statistical models for interpreting aeromagnetic data // *Geophysics*. 1970. Vol. 35, № 2. P. 293–302.

- Steckler M.S., Watts A.B.* Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York // *Earth Planet. Sci Lett.* 1978. Vol. 41, Iss. 1. P. 1–13.
- Steckler M.S., Watts A.B.* Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-type continental margins // *Dynamics of Passive Margins: Geodynamics Series / Ed by R.A. Scrutton.* Washington (D.C.): AGU, 1982. Vol. 6. P. 184–196.
- Tissot B.P., Espitalié J. L'* evolution de la matière organique des sédiments: application d'une simulation mathématique. Potentiel pétrolier des bassins sédimentaires de reconstitution de l'histoire thermique des sédiments // *Rev. Inst Fr Pétrole.* 1975. Vol. 30, № 5. P. 743–778.
- Vitarello I., Pollack H.N.* On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85, Iss. B2. P. 983–995.
- Von Herzen R., Maxwell A.* The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe methods // *J. Geophys. Res.* 1959. Vol. 64, № 10. P. 1557–1563.
- Watts A.B., Ryan W.B.F.* Flexure of the lithosphere and continental margin basins // *Sedimentary Basins of Continental Margins and Cratons / Ed by M.H.P. Bott / Tectonophysics.* 1976. Vol. 36, Spec. Iss. 1/3. P. 25–44.
- Winograd S.* On Computing the Discrete Fourier Transform // *Mathematics of Computation.* 1978. Vol. 32, № 141. P. 175–199.
- STATISTICA URL: <http://statsoft.ru> (дата обращения 07.07.2017).
- PetroMod URL: <https://www.software.slb.com/products/petromod/petromod-2016> (дата обращения 07.07.2017).
- Grapher URL: <http://www.goldensoftware.com/products/grapher> (дата обращения 07.07.2017).
- Coscad 3D URL: <http://coscad3d.ru> (дата обращения 07.07.2017).
- OASIS MONTAJ URL: <http://www.geosoft.com/ru> (дата обращения 07.07.2017).

Список фондовой литературы¹

Программное обеспечение

- EasyTrace URL: <http://www.easytrace.com> (дата обращения 05.03.2017).
- RockWorks software URL: <https://www.rockware.com/product/rockworks/> (дата обращения 05.03.2017).
- Surfer URL: <http://www.goldensoftware.com/products/surfer> (дата обращения 07.07.2017).
- ArcView/ArcGIS URL: <http://www.esri.com/ru/arcgis/products/arcgis-pro/overview> (дата обращения 07.07.2017).
- Micromine URL: <http://www.micromine.ru> (дата обращения 07.07.2017).
- TERMGRAF Хуторской М.Д. Введение в геотермию. М.: Изд-во РУДН, 1996а. 117 с.
- TECPLOT v.10.0 URL: <https://www.tecplot.com> (дата обращения 07.07.2017).
- Voxler URL: <http://www.goldensoftware.com/products/voxler> (дата обращения 07.07.2017).
- Боголенов А.К., Балина Н.В., Журавлев В.А. и др.* Составление сводных геолого-геофизических карт Баренцево-Карского региона. Мурманск: ОАО МАГЭ, 1986. 374 с. (Фонды МАГЭ.)
- Бро Е.Г., Войцеховская А.Г., Преображенская Э.Н. и др.* Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Хейса-1 (о-в Хейса, архипелаг Земля Франца Иосифа). Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. 447 с.
- Бро Е.Г., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З. и др.* Отчет по обработке материалов бурения параметрических скважин 3 и 1/4 на Песчаноозерской структуре (о-в Колгуев): Отчет о НИР (заключит.). В 2 т. Л.: Волгокамскгеология: ВНИИОкеангеология, 1985. Т. 2. 295 с.
- Буглак Н.Н., Панова Т.А.* Объяснительная записка «Гравиметрическая карта СССР м-ба 1:1 000 000». Листы Т-37-40; Т-41-44. Мурманск, 1990, 29 с. (Фонды МАГЭ, № 0896.)
- Величко Б.М., Шлыкова В.В., Дьяченко А.Б., Борзихина О.В.* Отчет по объекту «Комплексное геолого-геофизическое исследование северо-восточной части Баренцевоморского шельфа». Мурманск: ОАО МАГЭ, 2010. 404 с.
- Верба М.Л., Верба В.В., Волк В.Э.* Дать прогнозную оценку ресурсов нефти и газа Арктического шельфа СССР на основе тектонического и нефтегеологического районирования по новым геолого-геофизическим данным. Л.: ПГО «Севморгеология»: ВНИИОкеанология, 1978. 121 с.
- Виноградов А.В., Иванова Н.М., Федухина Т.Я. и др.* Региональные комплексные геолого-геофизические исследования в Карском и Баренцевом морях в

¹ В литературных ссылках отмечены буквой «ф».

- 1985–1987 гг. Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1987. 643 с.
- Гуманов В.А., Старк А.Г., Живов В.В. и др. Авиадесантная гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в северной части Баренцева моря в 1991 г. Ломоносов: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1992. 122 с. (Фонды ПМГРЭ, № 0177-Ф; ВНИИО, № 06580.)
- Дитмар А.В., Тараховский А.Н., Спектор В.М. Геологическое строение о-ва Хейса и других участков архипелага Земля Франца-Иосифа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1981. 229 с.
- Журавлев В.А., Балина Н.В., Верба В.В. и др. Морская гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в Баренцевом и Карском морях 1981–1983 гг.: В 2 т. Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1983. Т. 1: 308 с.; т. 2: 307 с. (Фонды МАГЭ, № 0558.)
- Журавлев В.А., Малютин Ю.Д. Морская гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в северной части Баренцева и Карского морей в 1983 г.: В 2 т. Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1984. Т. 1: 170 с.; т. 2: 173 с. (Фонды МАГЭ, № 0591.)
- Журавлев В.А., Кузуб Д.Н., Прохорова И.А. Морская гравиметрическая съемка II класса по программе МГС в западной части Баренцева и в Карском морях в 1986–1987 гг.: В 3 кн. Мурманск: МАГЭ ПГО «Севморгеология», 1988. Кн. 1: 142 с.; кн. 2: 180 с.; кн. 3: 176 с. (Фонды МАГЭ, № 0802.)
- Иванова Н.М., Батулин Д.Г., Виноградов А.В. и др. Региональные комплексные исследования в Карском и Баренцевом морях в 1983–1985 гг.: В 2 т. Мурманск: ПГО «Севморгеология», 1985. Т. 1: 291 с.; Т. 2: 289 с. (Фонды МАГЭ, № 678.)
- Кораго Е.А., Ковалева Г.А., Смирнова Л.А. и др. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новой Земли. Л.: ВНИИОкеангеология, 1986. 238 с.
- Макарьев А.А., Школа И.В., Фефилова Л.А. и др. Информационный отчет по геологической съемке масштаба 1:1 000 000 архипелага Земля Франца-Иосифа, составление ГК-1 000 000 (листы U-38, -39, -40, -41) и теме 390: «Построить модель эволюции земной коры Баренцево-Карской континентальной окраины как основу для оценки минерально-сырьевого потенциала архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа» (по незавершенным работам). СПб.: ГП ПМГРЭ, 1998. Кн. 1. 304 с.
- Малявкин А.М., Ласточкин В.М. Аэромагнитная съемка масштаба 1:500 000 в Карском море. Л.: ПГО «Севморгеология», 1981. 131 с. (Фонды ВНИИО, № 5514.)
- Павлов С.П., Шлыкова В.В., Григорьева Б.М. и др. Уточнить геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Северо-Баренцевской впадины: В 2 кн. Мурманск: ОАО МАГЭ, 2008. Кн. 1, 26 граф. прил., 249 с. (Фонды ОАО МАГЭ.)
- Павлов С.П., Пешкова И.Н., Лоджевская М.И. и др. Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности Адмиралтейского вала Баренцева моря: В 2 кн. Мурманск: ОАО МАГЭ, 2009. Кн. 1, 46 граф. прил., 227 с. (Фонды ОАО МАГЭ.)
- Рослов Ю.В., Матвеев Ю.Н., Иванова Н.М. и др. Отчет о создании модели глубинного геологического строения Баренцевоморской нефтегазоносной провинции на основе новой технологии комплексной обработки данных МОВ, МПВ и ГСЗ на опорных профилях в переходной зоне «суша–море». СПб.: ГНПП «Севморгео», 2002. 414 с.
- Школа И.В., Бро Е.Г., Верба В.В. и др. Отчет по обработке материалов бурения Нагурской параметрической скважины (остров Земля Александры, архипелаг Земля Франца-Иосифа). Отчет по теме: 74-4/683 «Обработка и обобщение материалов бурения параметрических скважин на арктических островах (Нагурская и Северная параметрические скважины на архипелаге Земля Франца-Иосифа)»: В 2 т. Мурманск: Фонды МАГЭ, 1979. Т. 1. 277 с.
- Школа И.В., Бро Е.Г., Войцеховская А.Г. и др. Отчет по обработке материалов бурения северной параметрической скважины (остров Грэм-Белл, архипелаг Земля Франца-Иосифа) Отчет по теме: IX И.П/101(41) 74-4/683 «Обработка и обобщение материалов бурения параметрических скважин на арктических островах (Нагурская и Северная параметрическая скважины на архипелаге Земля Франца-Иосифа)». Л.: ПГО «Севморгеология»: НИИГА, 1980. 467 с. (Фонды МАГЭ.)

Оглавление

Введение (Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской)	5
Список сокращений	6
Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика района работ (Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской)	7
1.1. Физико-географические и океанографические условия	7
1.2. Геолого-геофизическая изученность	10
1.3. Обзор основных гипотез формирования структуры фундамента и осадочного чехла	23
1.4. Геолого-геофизическое строение чехла Баренцевоморского шельфа	27
1.4.1. Сейсмостратиграфия	27
1.4.2. Тектоника	36
1.5. Закономерности изменения физических свойств осадочных пород Баренцевоморского шельфа	44
1.6. Геотермический режим недр	45
1.7. Термобарический режим	47
Глава 2. Нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского региона (Д.С. Никитин)	49
Глава 3. Методология и методика геолого-геофизических работ (Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской)	57
3.1. Сейсморазведка МОВ ОГТ 2D	58
3.2. Надводная гравиметрическая съемка	59
3.3. Дифференциальная гидромагнитометрия	60
3.4. Геотермические исследования	60
3.5. Обработка полевых материалов	62
3.5.1. Сейсморазведка МОВ ОГТ 2D	62
3.5.2. Надводная гравиметрическая съемка	73
3.5.3. Дифференциальная гидромагнитометрия	74
3.5.4. Геотермические исследования	75
Глава 4. Пространственное моделирование геологической среды северо-восточной части Баренцевоморского региона (Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской, Д.А. Иванов, П.П. Горских)	77
4.1. Создание геологической модели	78

4.1.1. Создание структурной модели	78
4.1.2. Создание блочной модели	83
4.1.3. Создание объемной модели разрывных нарушений	86
4.2. Анализ и моделирование потенциальных полей	88
4.2.1. Методика интерпретации потенциальных полей	88
4.2.2. Численное моделирование потенциальных полей	89
4.3. Моделирование геологических процессов	102
4.3.1. Геотермическое моделирование	102
4.3.2. Палеоструктурные реконструкции	111
4.3.3. Моделирование нефтегазоносных систем	114
4.4. Структурно-тектоническое районирование	122
4.4.1. Геометрический анализ	122
4.4.2. Статистический анализ	124
4.4.3. Характеристика геофизических полей	130
Заключение (Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской)	133
Summary (Д.С. Никитин, М.Д. Хуторской)	134
Литература	135
Список основной литературы	135
Программное обеспечение	141
Список фондовой литературы	141

Content

Introduction (<i>D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy</i>)	5
List of abbreviations	6
Chapter 1. Geological and geophysical characteristics of the work area (<i>D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy</i>)	7
1.1. Physico-geographical and oceanographic conditions	7
1.2. Geological and geophysical exploration maturity	10
1.3. Basement structure and sedimentary cover formation main hypotheses review	23
1.4. Geological and geophysical structure of the Barents Sea shelf cover	27
1.4.1. Seismic stratigraphy	27
1.4.2. Tectonics	36
1.5. Physical properties sedimentary rocks of the Barents Sea shelf changes regularities	44
1.6 Geothermal regime of the subsoil	45
1.7. Thermobaric mode	47
Chapter 2. Oil and gas content of the north-eastern part of the Barents Sea region (<i>D.S. Nikitin</i>)	49
Chapter 3. Methodology and technique of geological and geophysical works (<i>D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy</i>)	57
3.1. 2D seismic reflected waves method in modification of the total depth poin	58
3.2. Surface gravimetric survey	59
3.3. Differential hydromagnetometry	60
3.4. Geothermal research	60
3.5. Field material processing	62
3.5.1. 2D seismic reflected waves method in modification of the total depth poin	62
3.5.2. Surface gravimetric survey	73
3.5.3. Differential hydromagnetometry	74
3.5.4. Geothermal research	75
Chapter 4. Stereoscopic modeling of the geological structure of the northeastern part of the Barents Sea region (<i>D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy, D.A. Ivanov, P.P. Gorskikh</i>)	77
4.1. Geological model creation	78

4.1.1. Structural model creation	78
4.1.2. Block model creation	83
4.1.3. Solid fault model creation	86
4.2. Analysis and modeling of potential fields	88
4.2.1. Potential fields interpretation technique	88
4.2.2. Numerical modeling of potential fields	89
4.3. Geological processes modeling	102
4.3.1. Geothermal modeling	102
4.3.2. Paleostuctural reconstructions	111
4.3.3. Modeling of oil and gas systems	114
4.4. Structural-tectonic zoning	122
4.4.1. Geometric analysis	122
4.4.2. Statistical analysis	124
4.4.3. Geophysical fields characteristics	130
Conclusion (<i>D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy</i>)	133
Summary (<i>D.S. Nikitin, M.D. Khutorskoy</i>)	134
Literature	135
List of main literature	135
Software	141
List of stock literature	141

Научное издание

**Никитин Дмитрий Сергеевич, Хуторской Михаил Давыдович,
Иванов Дмитрий Александрович, Горских Павел Павлович**

**Глубинное строение и нефтегазоносность
северо-восточной части Баренцевоморского шельфа**

Труды ГИН РАН; Вып. 622

Утверждено к печати Редакционной коллегией
Геологического института РАН

Редактор издательства: *И.М. Ерофеева*

ООО Издательство ГЕОС
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Подписано к печати 10.10.2020
Формат 60x90 1/8. Бумага мелованная 115 г/м²
Печать офсетная. Уч.-изд. 18,5 л. Усл.-печ. 22 л.
Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным
оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”,
ООО ИПК “Панорама”
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6